



HAL
open science

Etude pétro-structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques

Abdelkhaleq Afiri

► To cite this version:

Abdelkhaleq Afiri. Etude pétro-structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques. Sciences de la Terre. Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia de Marrakech-Maroc., 2011. Français. NNT: . tel-02437874

HAL Id: tel-02437874

<https://theses.hal.science/tel-02437874>

Submitted on 14 Jan 2020

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

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

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences Semlalia de Marrakech
pour obtenir le grade de :

DOCTEUR

UFR : Nouvelles Techniques d'Investigation et de Gestion des Ressources Naturelles
(NTIGRN)

Spécialité : Pétrologie métamorphique et structurale

TITRE

**Etude pétro-structurale des péridotites de Béni
Bouera et des roches crustales sus-jacentes (Rif
Interne, Maroc) : Implications géodynamiques**

Par :

Abdelkhaleq AFIRI

(Diplôme d'Etudes Supérieures Approfondies :
Géodynamique des chaînes et des bassins)

Soutenue le 16 décembre 2011 devant la commission d'examen :

Président :	A. ALANSARI	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech.
Rapporteurs :	M.L. BELHASSAN	PES	Université Mohammed V-Agdal, Rabat.
	O. SADDIQI	PES	Université Hassan II, Casa.
	A. BAJAA	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech.
Examineurs :	A. ESSAIFI	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech.
	H. ADMOU	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech.
	F. GUEYDAN	PES	Université de Montpellier II, Montpellier.
	P. PITRA	PES	Université de Rennes 1, Rennes.
Invité :	A. MICHARD	P. émérite	Université d'Orsay de Paris XI Ecole Normale Supérieure, Paris

A la mémoire de mon père et ma sœur Fatima

FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE

- Nom et Prénom de l'auteur : **Mr. Abdelkhaleq AFIRI**
- Intitulé du travail : **Etude Pétro-Structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques**
- Encadrant :
 - nom, prénom et grade : **Prof. Abderrahim ESSAIFI, PES,**
 - laboratoire et institution : **Laboratoire Dynamique de la Lithosphere et Genèse des Ressources Minérales et Energétiques "DLGR", Faculté des Sciences Semlalia. Université Cadi Ayyad-Marrakech.**
- Coencadrant :
 - nom, prénom et grade : **Prof. Frédéric GUEYDAN, PES,**
 - laboratoire et institution : **Géosciences Montpellier UMR 5243-CC. 60, Université Montpellier 2,**
- Lieux de réalisation des travaux (laboratoires, institution,...) :
 - **Laboratoire Dynamique de la Lithosphere et Genèse des Ressources Minérales et Energétiques "DLGR", Faculté des Sciences Semlalia. Université Cadi Ayyad-Marrakech.**
 - **Géosciences Rennes UMR CNRS 6118 Université de Rennes 1**
- Période de réalisation du travail de thèse : **Janvier 2006-Décembre 2011**
- Rapporteurs autres que l'encadrant (nom, prénom, grade, institution) :

Rapporteur 1 : BELHASSAN Mohamed Larbi	PES	Université Mohammed V-Agdal, Rabat.
Rapporteur 2 : SADDIQI Omar	PES	Université Hassan II, Casa.
Rapporteur 3 : BAJJA Ali	PES	Université Cadi Ayyad, Marrakech.
- Cadres de coopération (ou de soutien) :

Ce travail a fait l'objet d'une action intégrée (**MA 05/126 pour 2005-2008**) entre l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, Maroc et l'Université de Rennes 1, France.

 - Soutien par le projet URAC 43

- Ce travail a donné lieu aux résultats suivants (communications, publications,...) :

- **Publications**

A. Afiri, F. Gueydan, P. Pitra, A. Essaifi, J. Précigout. (2011). Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodinamica Acta*, 24/1, 49-60.

A. Afiri, P. Pitra, F. Gueydan, A. Essaifi & M. Poujol. (2011). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Hercynian crustal host rocks, Internal Rif, Morocco, during back-arc extension. *En préparation*.

Communications

A. Afiri, A. Essaifi, F. Gueydan et J. Precigout : Les péridotites de Béni Bousera (Rif Interne, Maroc), Rhéologie et processus de localisation dans le manteau sous-continentale. 5^{ème} Colloque international 3MA, Fès 10-12 Mai 2007, p. 33-34.

A. Afiri, P. Pitra, F. Gueydan et A. Essaifi : Pétrologie des péridotites du massif de Béni Bousera et de leur encaissant: Indications sur l'extension à Oligo-Miocène. 6^{ème} Colloque international 3MA, Béni Mellal 23-24 Avril 2009, p. 6-7.

A. Afiri, P. Pitra, F. Gueydan et A. Essaifi : Structures et métamorphisme des péridotites de Béni Bousera et de leur encaissant (Rif Interne, Maroc): Implications géodynamiques durant l'extension arrière-arc à Oligo-Miocène: 23^e Réunion des Sciences de la terre, Bordeaux, 25-29 octobre 2010, p. 6.

A. Afiri, F. Gueydan, P. Pitra et A. Essaifi : Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. 7^{ème} Colloque international 3MA, Kenitra 27-29 Mai 2011, p. 37.

AVANT-PROPOS

Mon sujet de thèse « **Etude pétro-structurale des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes (Rif Interne, Maroc) : Implications géodynamiques** » fait partie de la thématique « Manteau » qui est une thématique prioritaire à Géosciences Rennes. Cette thèse s'effectue en co-direction entre l'université Cadi Ayyad de Marrakech (Laboratoire Dynamique de La lithosphère et Genèse des Ressources Minérales et Energétiques, Département de Géologie, FSSM, Université Cadi Ayyad, Marrakech) et l'université de Rennes 1 (Géosciences Rennes, UMR CNRS/Université de Rennes 1, UMR 6118). Ce travail a fait l'objet d'une action intégrée (**MA 05/126 pour 2005-2008**) entre l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, Maroc et l'Université de Rennes 1, France. Dans le cadre de cette thèse, des séjours juniors de 1 à 6 mois ont été financés par EGIDE (**programme PAI Volubilis de 2005 à 2008**).

Les travaux de terrain dans les péridotites de Béni Bousera et les roches crustales ont eu lieu lors de quatre missions de terrain de dix jours chacune. Ces missions sont encadrées par mon directeur de thèse **Pr. Abderrahim ESSAIFI**, et par mon co-directeur de thèse **Mr. Frédéric Gueydan** accompagné de **Mr. Pavel Pitra**, spécialiste de la pétrologie métamorphique, de l'équipe française du **PAI MA05/126**.

Ce manuscrit, écrit afin d'obtenir le grade de docteur à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, résume cinq années de travail au sein de l'Equipe Lithosphère du laboratoire Géosciences Rennes (UMR 6118) et celle du Laboratoire Dynamique de La lithosphère et Genèse des Ressources Minérales et Energétiques, Département de Géologie, FSSM, Université Cadi Ayyad, Marrakech. Il porte sur l'évolution tectonique et métamorphique d'une portion de la chaîne alpine du Rif, à savoir le massif de Béni Bousera, et a été effectué sous la direction des professeurs **Mr. Abderrahim ESSAIFI** (Université Cadi Ayyad, Marrakech), **Mr. Frédéric Guyedan** et **Mr. Pavel Pitra** (Université de Rennes 1).

Remerciements

Voilà, trois ans et demi de préparation de cette thèse au sein du laboratoire Géosciences Rennes pour en arriver là. On peut dire que ça fait plaisir car c'est sans doute une des plus belles pages à écrire!!!

Je tiens tout d'abord à remercier, aussi sincèrement que chaleureusement, mes deux directeurs de thèse. Merci donc à Abderrahim Essaifi et Frédéric Gueydan d'avoir encadré ce travail, de m'avoir soutenu et aidé, chacun à sa manière, sur le terrain, au laboratoire, et au moment de la rédaction. Merci Abderrahim de m'avoir fait confiance en me laissant notamment beaucoup d'autonomie et d'indépendance dans la réalisation de mon travail de thèse.

Je tiens aussi à remercier le jury (ALANSARI Abdelkhalek, BELHASSAN Mohamed Larbi, SADDIQI Omar, BAJAA Ali, ESSAIFI Abderrahim, ADMOU Hassan, GUEYDAN Frédéric, PITRA Pavel, MICHARD Andrés) d'avoir accepté de juger mon travail et permis d'initier de nouvelles pistes de réflexion.

Bien entendu, une thèse ne se fait pas seule. En cinq ans, beaucoup de personnes m'ont aidé et j'espère de n'oublier personne en les remerciant ici par écrit. Merci tout d'abord à Pavel Pitra pour m'avoir soutenu et aidé. Merci également pour ton caractère pas toujours facile, mais qui dans tous les cas me fait bien démarrer ma thèse. Mais surtout merci pour avoir usé de ta patience pour m'expliquer comment il fallait utiliser ce logiciel très peu convivial qu'est Thermocalc. Il est toujours présent dans les bons moments comme dans les plus durs, il a su me transmettre une partie de son immense savoir et de son expérience avec patience, comme un frère. Il a su, pas à pas, me faire graver l'art de la pétrologie métamorphique et la rigueur nécessaire.

Un grand merci à Marc Poujol de Rennes, pour sa bonne humeur, et surtout pour l'énorme travail qu'il a fait pour le volet datation, et enfin pour l'aide qu'il m'a apporté dans l'interprétation des résultats.

Merci Marcel pour avoir fait en sorte que mes séjours à Brest à la microsonde soient toujours des moments très agréables. Merci pour ta patience à la microsonde, notamment lorsqu'il a fallu faire les cartes. Je suis toujours venu avec beaucoup de plaisir. Je tiens à remercier également Xavier Le coz du laboratoire Géosciences Rennes pour la confection des lames minces.

J'aimerais également remercier toutes les personnes du laboratoire, en particulier à l'équipe lithosphère, Pavel, Fred, Philippe, Marc, Philippe, Erwan, Pierre, Denis, Michel, Xavier, Romain..... Merci également aux thésards qui ont su supporter mon entropie constante dans le bureau, notamment Claudine, Emelie, Mélanie et Nathan, mais aussi ceux qui sont partis: Melody, Christelle, Jacques.....et les autres, qui m'ont accueilli chaleureusement au sein du laboratoire Géosciences Rennes.

Enfin, au cours de la thèse, il y a aussi les moments de détente. J'aimerais remercier pour cela tous ceux qui ont partagé beaucoup de soirées avec moi, et dont font partie Boubker, Zouheir, Kamel, Anas, et encore bien d'autres... Merci aussi aux sportifs (foot), Kamel, Nour-eddine, Miloud, Abderrahim, Mohamed, Abdelhaq, Anouar.....

Du côté du Maroc, je tiens à exprimer ma reconnaissance à toute l'équipe, personnel administratif, techniciens et chauffeurs du département de Géologie de la Faculté des Sciences Semlalia au sein de laquelle j'ai effectué mes travaux de recherche. Mes sincères remerciements vont au Chef du département de géologie Mr. Hassan ADMOU, je le remercie pour son soutien et ses encouragements pour tous les chercheurs de géologie. Merci spécialement à Mme Houria ZRYRA, secrétaire du département de géologie, qui m'a aidé à déposer cette thèse dans les meilleures conditions. Je transmets ici également toute mon énergie et une attention particulière pour Abdelhalim TABIT merci pour tes encouragements et ton soutien, je tiens à remercier chaleureusement Khouloud, Karima, Hind, Younes, Youssef, Hicham..... Mes vif remerciements au chauffeur du département Mr. Ali OURRAISS qui m'a accompagné durant mes sorties de terrain toujours avec joie et bonne humeur.

Il y a tant de monde à remercier... mille excuses à ceux que j'aurais oubliés. Merci beaucoup à Nour-Eddine Mihwal et Mohamed Afiri d'être venus assister au Grand Show final !! Ça m'a fait très plaisir ! Merci aussi à tous ceux qui n'ont pas pu venir (je suis sûr qu'ils en mouraient d'envie !).

Enfin, j'aimerais dédier cette thèse à mes parents, mes frères et mes sœurs qui me soutiennent depuis toujours.

RÉSUMÉ

Les péridotites du massif de Béni Bousera sont, avec celles de Ronda, des péridotites sous-continentales appartenant aux domaines internes des chaînes Alpines du Rif et des Bétiques, respectivement. Les zones internes de ces deux chaînes sont formées par un complexe métamorphique comportant un ensemble supérieur (Dorsale, Ghomarides-Malaguides) et un ensemble inférieur (Sebtides-Alpujarrides).

Les travaux menés dans de cette thèse se sont focalisés sur la partie sud de l'arc Bétique-Rif, dans la région du Massif de Béni Bousera. Ils visaient à préciser la géométrie, la structure et l'évolution métamorphique des unités qui constituent le massif, afin de mieux comprendre leur évolution tectonique, les modalités de l'exhumation, et la cinématique de l'évolution du domaine méditerranéen à l'Oligo-Miocène. Cette étude s'est appuyée sur une approche pluridisciplinaire impliquant la géologie structurale, l'étude pétrographique et microstructurale des roches échantillonnées, les estimations des conditions des épisodes métamorphiques successifs à l'aide de la thermobarométrie et la modélisation numérique des équilibres de phases et leur datation par la méthode U-Th-Pb sur monazites (LA-ICP-MS).

L'analyse structurale indique qu'une importante zone de cisaillement normale, plus de 20 km de longueur, avec une composante dextre sépare les unités crustales des péridotites. Cette zone fait monter les péridotites par rapport aux granulites et les métapélites de l'unité de Filali sus-jacentes. Ce cisaillement entre en jeu pendant la phase de déformation principale D2. Il est le principal marqueur de la tectonique régionale.

De nouvelles données P-T des péridotites montrent que la déformation D2 est associée à une décompression allant de ≈ 22 kbar, 1050°C à $\approx 9-15$ kbar, 800°C et est responsable de l'exhumation des péridotites de Béni Bousera. Les principaux résultats obtenus mettent en évidence dans les métapélites de l'unité de Filali, deux phases de déformation D1 et D2. La première phase D1 correspond à un événement métamorphique barrovien (MP-MHT), et la deuxième phase D2 correspond à une évolution métamorphique de type HT-BP. La première correspond à l'empilement des unités tectoniques, la seconde à l'extension de l'édifice de nappes. Cette seconde déformation est caractérisée par une direction d'étirement d'orientation NW-SE à N-S et associée à des cisaillements normaux au N-NW et est associée à une décompression. Elle entraîne l'exhumation des unités profondes, contrôlée en partie par l'importante zone de cisaillement qui sépare les unités crustales des péridotites sous-jacentes. Ainsi, c'est au cours de l'exhumation et de l'ascension des péridotites que les roches des unités crustales sus-jacentes enregistrent un réchauffement par les péridotites chaudes et un métamorphisme de BP-HT. Nos résultats ainsi que les données de la littérature montrent que l'extension (D2) est d'âge Miocène moyen (21 Ma). Les contraintes métamorphiques et géochronologiques suggèrent que le premier événement D1 est plus vieux. Il est probable qu'il soit donc hercynien, mais les données obtenues ne permettent pas d'affirmer, ni de rejeter cette hypothèse. L'évolution P-T enregistrée dans les péridotites et les unités crustales sus-jacentes s'interprète par un amincissement crustal considérable après l'épaississement. Cet amincissement est effectué dans le toit d'une zone de cisaillement lithosphérique ductile d'échelle kilométrique. La préservation exceptionnelle de grenat dans les péridotites mylonitiques est interprétée comme le résultat d'un refroidissement rapide de la partie périphérique du massif dû à la juxtaposition de roches crustales froides le long de cette zone de cisaillement.

L'intégration de ces nouveaux résultats à l'échelle de l'arc Bétiques-Rif permet de proposer un scénario d'évolution de la déformation de la région de Béni Bousera et du domaine d'Alboran. Une phase de raccourcissement, D1, due à la collision hercynienne, entraîne le métamorphisme de MP-MHT dans les métapélites de Filali (Sebtides inférieures). Au Miocène Moyen, une phase d'extension (D2) affecte l'ensemble de la chaîne Bético-rifaine, la lithosphère est amincie et les péridotites sont exhumées. Cette extension est probablement liée à un retrait de la zone de subduction vers le sud.

Mots clés : Péridotites, Béni Bousera, Rif interne, Sebtides, métapélites, déformation, cisaillement, Pétrologie métamorphique, diagramme de phase, trajet P-T, extension, subduction, collision, U-Th-Pb, alpin, hercynien.

ABSTRACT

The peridotites of the Beni Bousera massif are, together with the Ronda peridotites, subcontinental peridotites that belong to the internal zones of the Alpine Rif and Betic Cordillera, respectively. The internal zones of these two chains are formed by a metamorphic complex comprising an upper sequence (Dorsale, Ghomarides-Malaguides) and a lower sequence (Sebtides-Alpujarrides).

The study presented here focused on the Beni Bousera Massif which corresponds to the southern part of the Betic-Rif arc. The main purposes were to precise the geometry, structure and metamorphic evolution of the units forming the Massif in order to better understand their tectonic evolution, the conditions of the exhumation, and the kinematics of the Oligo-Miocene evolution of the Mediterranean region. This study used a multidisciplinary approach implying structural geology, microstructural and petrographic study of sampled rocks, estimates of metamorphic conditions of the successive episodes using the thermobarometry and numerical modeling of phase equilibria and their dating using the U-Th-Pb method on monazite (LA-ICP-MS).

The structural analysis reveals that a major normal shear zone, over 20 km long, with a dextral component exists between the peridotites and the overlying crustal units. This zone brings up the peridotites with respect to the overlying granulites and metapelites of the Filali unit. This shearing is associated to the main phase of deformation D2. It is the primary marker of the regional tectonics.

New P-T data from the peridotites show that the D2 deformation is associated with decompression from ≈ 22 kbar, 1050 °C to $\approx 9-15$ kbar, 800 °C and is responsible for the exhumation of the Beni Bousera peridotites. In metapelites of the Filali unit, the main result is the identification of two phases of deformation D1 and D2. The first phase D1 is a barrovian metamorphic event (MP-MHT), whereas the second phase D2 corresponds to a metamorphic evolution of HT-LP type. The first event is attributed to the stacking of tectonic units, the second reflects the extension of the nappe-stack. The second deformation is characterized by a N-S to NW-SE stretching directions and top-to-the-N-NW senses of shear and is associated with decompression. It leads to the exhumation of deep units, and is controlled in part by the large shear zone that separates the crustal units from the underlying peridotites. It is during the exhumation and the ascension of the peridotites that the overlying crustal rocks recorded heating by the hot peridotites resulting in the observed LP-HT metamorphism. Our results and literature data show that the extension (D2) is of Middle Miocene age (21 Ma). Metamorphic and geochronological constraints suggest that the first, D1 event is older. It is therefore likely to be Variscan, but the data do not allow to either confirm or reject this hypothesis. The P-T evolution recorded in the peridotites and the overlying crustal units is interpreted in terms of a significant crustal thinning following crustal thickening. This thinning is done in the hanging-wall of a kilometer-scale lithospheric ductile shear zone. The exceptional preservation of garnet within the mylonitic peridotites is interpreted as the result of rapid cooling of the border of the massif due to the juxtaposition with colder crustal rocks along this shear zone.

The integration of these new results on the scale of the Betic-Rif arc allows to propose a scenario of the deformation history of the Beni Bousera region and the Alboran domain. A phase of shortening D1, attributable to the Variscan collision, causes the MP-MHT metamorphism in the metapelites of the Filali unit (Lower Sebtides). An extension phase (D2) affects the entire Betics-Rif orogen during the Middle Miocene, the lithosphere is thinned and the peridotites are exhumed. This extension is probably related to a subduction slab roll-back towards the south.

Keywords: Peridotites, Beni Bousera, internal Rif, Sebtides, metapelites, deformation, shear, metamorphic petrology, phase diagram, P-T path, extension, subduction, collision, U-Th-Pb, Alpine, Variscan.

ملخص

تشكل البيريدوتيتات لبني بوزرا مع البيريدوتيتات لروندا البيريدوتيتات تحت قارية، والتي تنتمي للمجالات الداخلية للسلاسل الألبية للريف وللبينيتيك على التوالي. وتتكون المناطق الداخلية لهاتين السلسلتين من مركب تحولي يضم مجموعة عليا (الذروة، الغوماريد-مالاكيد) ومجموعة سفلى (سبتيد-ألبوخاريد).

تم التركيز في الأعمال المنجزة في هذا البحث على الجزء الجنوبي لقوس البينيتيك - الريف، وبالضبط منطقة نجد بني بوزرا. تهدف هذه الأعمال إلى تحديد هندسة، بنية، والتطور التحولي للوحدات المكونة للنجد، وذلك لفهم أفضل لتطورها التكتوني، طرائق ظهورها، وحركية تطور المجال المتوسطي خلال الأوليغو - ميوسين. اعتمدت هذه الدراسة على مقارنة متعددة التخصصات، أخذة بعين الاعتبار الجيولوجيا البنيوية، الدراسة الصخرية والميكروبنوية للعينات الصخرية، تقديرات ظروف المراحل التحولية المتتالية بالاستعانة بقياس الحرارة والضغط، والنمذجة الرقمية لتوازنات الأطوار وتاريخها بواسطة منهجية U-Th-Pb المطبقة على المونازيت (LA-ICP-MS).

يظهر التحليل البنيوي على أنه هنالك منطقة مهمة من حز عادي ذو مكون يميني يبلغ طوله أكثر من 20 كم يفصل الوحدات القشرية الأرضية عن البيريدوتيتات. تبرز هذه المنطقة البيريدوتيتات مقارنة بالأبل المبيض (Granulites) والصخور الطينية المتحولة لوحدة الفيلاي الفوقية. يتدخل هذا الحز خلال مرحلة التشوه الرئيسية D2. فهو المؤشر الرئيسي للتكتونية الجهوية.

وتبين المعطيات الجديدة للحرارة والضغط ارتباط التشوه D2 بإزالة ضغط ب 22 kbar، 1050°C إلى 9-15kbar، 800°C، ومسؤول عن إظهار بيريدوتيتات بني بوزرا. في الصخور الطينية المتحولة لوحدة الفيلاي تسلط أهم النتائج الضوء على مرحلتين من التشوه D1 وD2. توافق المرحلة D1 حدثًا تحوليًا باروفيا (ضغط متوسط - حرارة متوسطة إلى مرتفعة) (MP - MHT)، بينما المرحلة D2 فتوافق حدثًا تحوليًا من نوع حرارة مرتفعة - ضغط ضعيف (HT - BP). تطابق الأولى ترأس الوحدات التكتونية، والثانية امتداد بناء السدائم. يتميز هذا التشوه الثاني باتجاه امتداد ذو توجه NW - SE إلى NW - S - N مرتبط بحزات عادية NW - N ومرتبط بإزالة ضغط. يؤدي هذا التشوه إلى إظهار الوحدات العميقة والمراقب جزئيًا بواسطة منطقة الحز المهمة التي تفصل الوحدات القشرية الأرضية عن البيريدوتيتات التحتية. وهكذا وخلال إظهار وصعود البيريدوتيتات، تسجل الصخور الوحدات القشرية الأرضية الفوقية تسخنًا بواسطة البيريدوتيتات الساخنة وتحولًا ذو ضغط منخفض - حرارة مرتفعة (BP - HT). تظهر النتائج المحصل عليها وكذا المعطيات البيليوغرافية على أن التمدد (D2) له عمر الميوسين الأوسط (21 Ma). تقترح الضغوطات التحولية والجيوكرونولوجية على أن الحدث الأول (D1) هو الأقدم. ويفترض إذن أن يكون هرسيني، لكن المعطيات المحصل عليها لا تمكن من تأكيد ولا نفي هذه الفرضية. يؤول تطور الحرارة - الضغط (P - T) المسجل في البيريدوتيتات والوحدات القشرية الأرضية الفوقية بترقيق قشري أرضي مهم بعد تثخين. حدث هذا الترقيق على مستوى حائط أحد مناطق حز في الغلاف الصخري لدين ذو سلم كيلومترى. فسرت المحافظة الاستثنائية للجبدي (Grenat) داخل البيريدوتيتات الهشيمية على أنه نتيجة لتبريد سريع للجزء الجانبي للنجد والراجع لتجاور الصخور القشرية الباردة على طول هذه المنطقة من الحز.

يمكن إدماج هذه النتائج الجديدة على مستوى قوس البينيتيك - الريف من اقتراح سيناريو تطور التشوه لمنطقة بني بوزرا ومجال البوران. هنالك مرحلة تقصير D1، ناتجة عن التصادم الهرسيني، مؤدية إلى تحول من نوع ضغط متوسط - حرارة متوسطة إلى مرتفعة (MP - MHT) في الصخور الطينية المتحولة لوحدة الفيلاي (السبتيد الأسفل - Sebtides inférieures). في الميوسين الأوسط، رفق الغلاف الصخري، وتصيب مرحلة من التمدد (D2) مجموع السلسلة البينيتكو-ريفية. يحتمل ارتباط هذا التمدد بتراجع منطقة الطمر نحو الجنوب.

الكلمات المفاتيح

البيريدوتيتات - بني بوزرا - الريف الداخلي - السبتيد - الصخور الطينية المتحولة - تشوه - حز - دراسة الصخور المتحولة - مخطط الطور - مسار P - T - تمدد - طمر - تصادم - U-Th-Pb - ألبى - هرسيني.

TABLES DES MATIERES

AVANT-PROPOS	i
Remerciements	ii
Introduction générale.....	1

Chapitre I- Le cadre géologique de la chaîne rifaine au cœur du domaine orogénique méditerranéen

I. Cadre géologique de la chaîne rifaine	9
1- Les zones externes	11
2- Les nappes de flyschs	13
3- Les zones internes	14
a- La dorsale calcaire	14
b- Les Ghomarides	16
c- Les Sébtides	17
c-1- Les Sébtides supérieures	18
c-2- Les Sébtides inférieures	21
c-2.1. Péridotites de Béni Bousera	21
c-2.2. Les granulites	24
c-2.3. Unité de Filali.....	26
II. Géométrie des trajets P-T et contraintes géochronologiques	27
III. Données cinématiques et rotations paléomagnétiques	30
IV. Les principaux modèles de formation de l'arc de Gibraltar.....	32
V. Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine	34
V.1. Evolution précoce des Sébtides	34
V.2. Evolution orogénique alpine	35

Chapitre II- Evolution structurale du Massif de Béni Bousera et nature des contacts tectoniques

I. Introduction	44
II. La déformation dans les péridotites de Béni Bousera.....	44
III. La déformation dans les granulites de Béni Bousera	48
IV. La déformation dans les métapélites de l'Unité de Filali	52
IV.1. Les micaschistes de l'Unité de Filali	54
IV.2. Les gneiss de l'Unité de Filali.....	55
V. La déformation dans les Ghomarides.....	56
VI. La déformation cassante	59
VII. Relation entre la déformation dans les péridotites et leur encaissant crustal.....	60
VIII. Conclusion	61

Chapitre III- Pétrologie des péridotites de Béni Bousera

I- Pétrologie des péridotites	70
I.1. Les différents faciès pétrographiques des péridotites	70
I.1.1. Les lherzolites à spinelle	70
I.1.2. Les harzburgites à spinelle.....	71
I.1.3. Les dunites à spinelle ou à grenat.....	72
II. Description pétrographique des minéraux des péridotites de Béni Bousera	73
II.1. Tectonite à spinelle.....	73
II.2. Mylonite à spinelle-grenat.....	78
II.3. Origine du grenat dans les péridotites de Béni Bousera	84
III. Les pyroxénites du massif ultrabasique de Béni Bousera	85
IV. Interprétation des microstructures	90
V. Origine de la localisation de la déformation dans les péridotites de Béni Bousera	92
VI. Chimie des minéraux des péridotites de Béni Bousera	93
IV.1. Acquisition des données.....	93
IV.2. Variabilité chimique des minéraux	94
VII. Estimations des conditions P-T des péridotites de Béni Bousera	101
VII.1. Géothermomètres et géobaromètres utilisés.....	101
VII.1.1. Conditions P-T antérieures au cisaillement des péridotites.....	102
a - Géothermomètre [grenat-orthopyroxène]	102
b - Géobaromètres [Al dans les orthopyroxènes].....	103
VII.1.2. Conditions P-T contemporaines au cisaillement des péridotites.....	103
a - Géothermomètre [clinopyroxène-orthopyroxène].....	104
b - Géothermomètre [spinelle-olivine].....	104
VII.2. Interprétation du trajet P-T des péridotites de Béni Bousera.....	106

Chapitre IV- Apports de l'étude des roches métamorphiques de l'unité de Filali

I. L'évolution métamorphique des métapelites de l'Unité de Filali	116
I.1) Zone à grenat-biotite (MS1)	119
Grenat	120
Biotite	121
Muscovite	121
Plagioclase.....	122
I.2) Zone à grenat-biotite-staurotide (MS2)	122
Biotite	125
Muscovite	125
Grenat	126
Staurotide.....	127
Plagioclase.....	129
Sillimanite	131
I.3) Zone à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3).....	131
Biotite	132
Muscovite	133
Grenat	133
Plagioclase.....	134
Staurotide.....	134
Disthène.....	134
Sillimanite	137
I.4) Zone à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4).....	138

Grenat	140
Biotite	142
Muscovite	142
Staurotide.....	142
Disthène.....	144
Sillimanite	144
Plagioclase.....	145
Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux quatre zones métamorphiques des micaschistes	147
Andalousite.....	148
Quartz	149
Cordiérite.....	150
Apatite	150
Rutile	150
Ilménite.....	150
Graphite.....	150
I.5) Zone à grenat-biotite±disthène (G).....	151
Introduction	142
Biotite	142
Grenat	153
Plagioclase.....	145
Feldspath potassique.....	153
Disthène.....	154
Sillimanite	155
I.6) Zone à grenat-biotite-disthène (MG).....	155
Grenat	156
Biotite	156
Sillimanite	158
Cordiérite.....	158
Feldspath potassique.....	158
Plagioclase.....	158
Andalousite.....	160
Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux gneiss et gneiss migmatitiques	160
Muscovite	160
Quartz.....	160
Zircon	160
Tourmaline	160
Oxydes Fe-Ti.....	161
II. Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation.....	162
III. Caractérisation chimique des minéraux.....	164
III.1. Acquisition des données.....	164
III.2. Calcul des formules structurales	164
III.3. Variabilité chimique des minéraux	165
IV. Estimations des conditions P-T des métapélites de l'unité de Filali.....	178
IV.1.Introduction.....	178
IV.2. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T	178
IV.2.1. Méthodes d'estimations des conditions pression-température	178
IV.2.2. La thermobarométrie des pseudosections.....	180
IV.2.3. La notion d'équilibre minéralogique.....	181
IV.3. Calcul des pseudosections P-T et des isoplèthes.....	182
IV.3.1. Comment Thermocalc va résoudre les problèmes d'équilibre minéralogique.....	182
IV.3.2. Stratégie pour la construction des pseudosections P-T	184
IV.3.3. Thermobarométrie des isoplèthes.....	186

IV.4. Acquisition des données.....	188
IV.4.1. Obtention de données sur la composition de la roche globale	188
IV.4.2. Obtention de données sur la composition du grenat.....	190
IV.5. Sources d'erreurs dans le calcul des isoplèthes.....	188
IV.5.1. Données thermodynamiques	193
IV.5.2. Modèles activité-composition (a-x).....	194
IV.5.3. Erreur aléatoire.....	194
IV.5.3.1. Erreur analytique.....	195
IV.5.3.2. Erreur géologique.....	195
IV.6. Conclusions sur les sources d'erreurs	196
V. Application de la thermobarométrie des pseudosections aux métapélites de Filali	197
V.1. Micaschistes de l'unité de Filali	197
V.1.1. Zone à grenat-biotite (MS1)	197
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	201
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	201
C. Conclusion.....	204
V.1.2. Zone à grenat-biotite-staurotite (MS2)	204
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	206
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	209
C. Conclusion.....	210
V.1.3. Zone à grenat-biotite-staurotite-disthène (MS3).....	210
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	213
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	213
C. Conclusion.....	213
V.1.4. Zone à grenat-biotite-staurotite±disthène (MS4).....	215
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	213
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	219
C. Conclusion.....	220
V.2. Gneiss migmatitique.....	222
V.2.1. Zone à grenat-biotite-disthène (MG)	222
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t de gneiss migmatitique.....	227
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	228
C. Conclusion.....	228
VI. Bilan de l'étude métamorphique des métapélites de Filali.....	229

Chapitre V- Apports des datations U-Th-Pb sur monazite à la reconstitution de la chronologie de l'évolution tectonométamorphique des métapélites de Filali

I. Géochronologie	237
I.1. Principes généraux	237
I.2. Méthode de datation utilisée	239
I.2.1. Caractéristiques chimiques et minéralogiques de la monazite.....	240
I.2.2. Datation in situ U-Th-Pb (LA-ICP-MS)	243
II. Résultats.....	243
II.1. Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité de Filali	243
II.1.1. Les micaschistes à grenat-biotite-staurotite±disthène (MS4).....	243
II.2.1. Le gneiss migmatitique (MG).....	246
III. Discussion	250

Chapitre VI- L'évolution géodynamique du Massif de Béni Bousera et de l'Arc Bétiques-Rif dans le cadre de la Méditerranée Occidentale

I. Synthèse, discussion et implications géodynamiques.....	260
I. 1. Synthèse des données structurales des Sébtides inférieures dans le Rif interne	260
I. 2. L'évolution tectonométamorphiques des Sébtides inférieures	263
I. 3. Données géochronologiques du métamorphisme de l'unité de Filali	266
II. Implications géodynamiques	268
II. 1. Interprétation tectonique.....	268
II. 2. Evolution contrastée des Sébtides inférieures et supérieures	271
II. 3. Implications géodynamiques	274
Conclusions générales et perspectives	277
Références bibliographiques	281
Annexes	307

LISTE DES FIGURES

Chapitre I- Le cadre géologique de la chaîne rifaine au cœur du domaine orogénique méditerranéen

Fig. C.I-1 : Localisation du Rif dans le cadre des chaînes alpines de Méditerranée occidentale, d'après Durand-Delga (1980). Flèches vides: convergence actuelle Afrique–Eurasie, modèle NUVEL 1, in Meghraoui et al (1996). BB : Béni Bousera; R: Ronda; N-F: Nevado-Filabrides.....9

Fig. C.I-2 : Topographie (GTOPO30) et bathymétrie (ETOPO2) de l'Arc de Gibraltar et de la Mer d'Alboran (D'après Negro, 2005). Localisation, voir la figure. C.I-1. La ligne rouge avec des dents: Le front extérieur de l'orogénèse Bétique et Maghrébide.....11

Fig. C.I-3 : Carte structurale de la chaîne rifaine, le centre-ouest des Cordillères bétiques, le bassin d'Alboran et le golfe de Cadix, d'après Chalouan et al. (2001), Martinez-Martinez et Azañon (1997), Comas et al. (1999), et Maldonado et al. (1999), respectivement. Les directions cinématiques d'après Frizon de Lamotte al. (1991), et Martinez-Martinez et Azañon (1997). A, B: traces de coupes Figure I-4; BB: Béni Bousera; BM: Béni Malek; FF: Faille Jebel Fahies; JF: Faille Jebha; NF: Faille Nekor; R: Ronda; Tems.: Temsamane.....12

Fig. C.I-4 : Coupes structurales de la chaîne rifaine d'après Chalouan et Michard, 2004 (localisation : Fig. C.I-3). A : coupe transversale à l'échelle crustale de la chaîne rifaine et le SW du bassin d'Alboran. Structure offshore d'après Chalouan et al. (1997) et Elazzab (1999), onshore d'après Favre (1995), structure profonde du bassin d'Alboran d'après Torné et al. (2000). La géométrie profonde de la transition Afrique-Alboran est déduite de la géologie et la sismicité de profondeur intermédiaire (Seber et al., 1996). B: Coupe longitudinale des zones internes. La présence des roches crustales sous les péridotites de Béni Bousera est hypothétique, et déduite de celui de gneiss de Sebta ou Monte Hacho à Ceuta (Sebta) et des roches crustales de l'Ojen en bas des péridotites de Ronda en Espagne. Le sens de cisaillement dans les Ghomarides et les Sébtides et sur les contacts extensifs est d'après Negro (2005).....13

Fig. C.I-5 : Carte géologique et structurale du Rif interne modifiée d'après la carte structurale au 1/500.000 du Rif (Suter, 1980). Localisation sur Fig. C.I-3.....15

Fig. C.I-6 : Succession tectonostratigraphique de différentes unités des Sébtides.....18

Fig. C.I-7 : Conditions P-T calculées par Bouybaouène et al. (1995) dans les métapélites Permo-Triasiques des Sébtides supérieures. TZ : Tizgarine; BA : Boquete Anjera; BM2 : Béni Mezala supérieur; BM1, Béni Mzala inférieur.....20

Fig. C.I-8 : Cartes de texture dans les péridotites de Béni Bousera. A) carte montrant les zones de même texture (Draoui, 1992). Zone I : texture à gros grains; II : texture porphyroclastique à gros grains; III : texture porphyroclastique au sens strict; IV : texture mosaïque sous type cerzat; V : texture mosaïque sous type équante. B) carte illustrant les zones de même texture en fonction de l'ellipsoïde de déformation finie dans le plan horizontal (les symboles noirs, Reuber et al., 1982). Zone I : cisaillement intense vers NW; zone II : cisaillement intense vers SE; zone III : cisaillement moins intense vers SE; zone IV : cisaillement faible mais régulier vers SE; zone V : cisaillement et aplatissement- sens de cisaillement opposés; zone VI : Serpentine.....22

Fig. C.I-9 : Les conditions P-T des granulites pélitiques et mafiques de Béni Bousera, D'après Kornprobst et al., 1984; El Maz et Guiraud, 2001; Bouybaouène et al., 1998; Haissen et al., 2004.....25

Fig. C.I-10 : Trajets P-T empruntés par les roches des différentes unités des Sébtides.....29

Fig. C.I-11: Rotations paléomagnétiques (valeurs moyennes) avec les sens de cisaillement autour de l'arc Bétiques-Rif (d'après Chalouan et Michard, 2004). Références: (1) Najid et al. (1981); (2) Elazzab et Feinberg (1994); (3) Saddiqi et al. (1995); (4) Feinberg et al. (1996); (5,9) Platzman (1992), Platzman et al. (1993), Allerton et al. (1994); (10) Platzman et al. (2000), Calvo et al. (2001); (11, 12) Calvo et al. (1997).....31

Fig. C.I-12 : Différents mécanismes proposés pour expliquer la géométrie actuelle de la chaîne bético-rifaine. **A)** et **B)** Évolutions de la charnière de subduction (lignes surimposées de triangles) en Méditerranée occidentale pendant l'Oligocène-Miocène. **A)** Selon le modèle de l'étalement gravitaire (Platt and Vissers, 1989). **B)** Selon le modèle du retrait (« roll-back ») de la zone de subduction en Méditerranée occidentale (Lonergan and White, 1997). **C)** Le modèle de la délamination de la lithosphère (Seber et al., 1996). **D)** Le modèle de la rupture du panneau plongeant (Zeck, 1996).....33

Fig. C.I-13 : Evolution tectonique de la chaîne bético-rifaine selon Chalouan et Michard, 2004. Interprétation en plan de l'origine et des déplacements du terrain d'Alboran et des blocs homologues dans le domaine alpin et ouest-méditerranéen. Position et déplacements (flèches épaisses) de l'Afrique, de l'Ibérie et d'Adria par rapport à l'Europe selon Savostin et al. (1986), Roest and Srivastama (1991), et Dercourt et al. (1993). Position du bloc corso-sarde vis-à-vis d'Iberia d'après Stampfli et al. (1998). Alpes occidentales d'après Froitzheim et al. (1996). Etat au Miocène (D) d'après Faccenna et al. (1997) et Bouillin et al. (1998). Zones sud-varisques d'après Chalouan et Michard (1990). AA: Austroalpine; C: Corse; IV: zone Ivrea; M.: Marseille; SA: Sud-Alpine; SM: Sesia-Margna; Tusc: Toscane; V: Valencia; Z: Züriche.....35

Fig. C.I-14 : Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine selon Chalouan et Michard, 2004. Deux scénarios alternatifs, en fonction de l'âge (encore mal contraint) de l'événement métamorphique de HP-BT dans le complexe Sebte-Alpujarride.....37

Chapitre II- Evolution structurale du Massif de Béni Bousera et nature des contacts tectoniques

Fig. C.II-1 : Carte géologique simplifiée du Massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974) montrant la nature des contacts entre les différentes unités43

Fig. C.II-2 : Photographies de l'affleurement. **A)** Pli isoclinal affectant un banc de pyroxénites riches en aluminium dans les péridotites moins déformées (tectonites). La foliation principale (Sp) est parallèle au plan axial du pli. **B)** Banc de pyroxénites à grenat fortement déformé et boudiné dans la mylonite à spinelle-grenat. Il est étiré parallèlement à la foliation mylonitique. **C)** Cristaux d'orthopyroxène dans la mylonite. Ils sont allongés parallèlement à la foliation mylonitique et marquent la linéation au sein de la roche. **D)** Litage pyroxénites à grenat-péridotites dans la mylonite.....45

Fig. C.II-3 : Carte tectonique des péridotites de Béni Bousera et les roches crustales sus-jacentes (unités de granulite et Filali) montrant les trajectoires de la foliation principale (Sp) et les linéations d'étirement. Les données de foliation de Reuber et al. (1982) et nos propres données sont représentées par des symboles blancs et noirs, respectivement. Le contact croûte/manteau est interprété comme une zone de cisaillement extensive d'échelle lithosphérique, modifiée selon Reuber et al. (1982).....46

- Fig. C.II-4 :** Stéréogrammes des pôles de foliations et de linéations : **A)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur, surface égale de Wulff) de la fabrique S_p des péridotites de Béni Bousera; le plan moyen est orienté N161/19. **B)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des péridotites de Béni Bousera, le maximum est orienté N158/76.....47
- Fig. C.II-5 :** Photographies illustrant la déformation observée dans les granulites. **A)** ombre de pression asymétrique de quartz autour d'un cristal du grenat indiquant un cisaillement vers le NW (Bou Ahmed). **B)** Plis P_2 asymétriques (Village de Chriâat) dont le plan axial est parallèle à la foliation principale S_2 . **C)** Bande S/C' de cisaillement indiquant un cisaillement vers le NW (Plage d'Aarabene). **D)** boudin mafique de dimension métrique à centimétrique intercalé dans les granulites pélitiques et allongé de manière concordante avec la schistosité principale des métapélites encaissantes. **E)** Alternance de leucosomes et de mélanosomes. **F)** filon leptynique de taille centimétrique à métrique associé aux granulites et plis P_2 de plan axial parallèle à la schistosité principale.....50
- Fig. C.II-6 :** Carte de la foliation principale (S_2) des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974).....51
- Fig. C.II-7 :** Stéréogrammes des pôles de foliations : **(A)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la fabrique S_2 des métapélites de l'unité de Filali avec les contours de densité et le plan moyen orienté N144/23. Ce diagramme montre que S_2 est affectée par un plissement dont l'axe plonge de 23 au N144. **(B)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur) à surface égale de Wulff de la fabrique S_2 des granulites de Béni Bousera avec les contours de densité et le plan moyen orienté N284/10.....52
- Fig. C.II-8 :** Log synthétique montrant la séquence métamorphique des métapélites de l'unité de Filali.....53
- Fig. C.II-9 :** Photographies illustrant la déformation observée dans les métapélites de l'unité de Filali. **A)** Veines de quartz à andalousite boudinées et cisillées vers le NW dans les micaschistes de Filali. **B)** Filons aplitiques dans des gneiss migmatitiques, photographie réalisée sur la route entre Filali et Bou Ahmed. **C)** Bande de cisaillement dans le gneiss migmatitique indiquant un cisaillement vers le NW. **D)** Plis P_2 déversés vers le NW dans le gneiss migmatitique, le leucosome est également plissé. **E)** Plis P_2 déversés vers le NW dans les micaschistes de Filali. **F)** Veine de quartz à andalousite plissée et cisillée dans les micaschistes de l'unité de Filali.....57
- Fig. C.II-10 :** Carte des linéations des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974) et stéréogrammes des pôles de linéations : **(A)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des métapélites de l'unité de Filali, Le maximum est orienté N107-64. **(B)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des granulites de Béni Bousera, Le maximum est orienté N161-19.....58
- Fig. C.II-11 :** Photographies de paysage illustrant les contacts tectoniques. **B)** entre les péridotites et les granulites au village de Chriaât. **C)** entre les péridotites et les Ghomarides au village d'Aaraben.....59
- Fig. C.II-12 :** Carte de la trajectoire de foliation principale et coupe schématique interprétative des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera. La carte de trajectoires de foliation principale des péridotites est établie à partir des données de Reuber et al. (1982) et de nos propres mesures. La carte de trajectoires de foliation principale des roches crustales est établie à partir des données de Negro et al. (2006) et de nos propres mesures.....62

Fig. C.II-13 : Une coupe schématique interprétative montrant les stades de déformation D₂, D₃ et D₄ dans le massif de Béni Bousera, modifiée d'après Chalouan et Michard (2004).....64

Fig. C.II-14: Photos illustrant la déformation cassante observée dans les métapélites de l'unité de Filali et les schistes paléozoïque des Ghomarides (Alkaiili). **A)** Réseau de failles normales tardives dans le gneiss de Filali. **B)** Une Faille normale tardive dans les micaschistes de Filali. **C)** Réseau de failles normales tardives dans les Ghomarides. **D)** Une Faille normale tardive dans les Ghomarides.....66

Chapitre III- Pétrologie des péridotites de Béni Bousera

Fig. C.III-1 : Classification des différents faciès de péridotites de Béni Bousera dans le diagramme de Streckeisen (1976).....72

Fig. C.III-2 : Carte pétrographique des différents faciès péridotiques du massif ultrabasique de Béni Bousera. La carte montre également les deux domaines structuraux des péridotites (tectonite à spinelle et mylonite à spinelle-grenat (modifiée d'après Reuber et al., 1982).....73

Fig. C.III-3 : **A)** Texture à gros grains dans la tectonite (lumière polarisée analysée). Les porphyroclastes d'olivine et de pyroxènes sont agencés en agrégats et ont un contour circulaire. **B)** Mylonite à grain fin. Les porphyroclastes d'Opx sont dispersés dans une matrice fine composée de grains recristallisés d'olivine, de spinelle et d'orthopyroxène.....77

Fig. C.III-4 : La tectonite à gros grains. **A)** Porphyroclaste d'Opx étiré selon le plan de la foliation. Ce porphyroclaste contient des inclusions de spinelle. La photo montre également l'intercroissance du spinelle et de l'orthopyroxène. **B)** Cristaux d'olivine montrant des extinctions ondulantes associées à des macles mécaniques. **C)** Un porphyroclaste du clinopyroxène est en contact immédiat avec l'orthopyroxène, cette texture montre que ces deux minéraux sont en équilibre.....78

Fig. C.III-5 : Photographies d'une Mylonite (lumière polarisée analysée). **A)** porphyroclaste de grenat entouré par une couronne de kélyphite. Ce porphyroclaste est allongé parallèlement à la foliation de la roche. **B)** porphyroclaste de Cpx entouré par des grains recristallisés d'olivine et d'orthopyroxène. **C)** Structure singulière d'un orthopyroxène (Opx) de la mylonite, suggérant un impact important du fluage diffusion. **D)** porphyroclastes d'olivine entourés par les grains fins de la matrice.....82

Fig. C.III-6 : **A)** porphyroclaste d'Opx allongé parallèlement à la foliation dans une mylonite à grains fins. Remarquer également la présence des lamelles d'exsolution de Cpx au sein d'Opx. **B)** porphyroclaste d'Opx orienté parallèlement à la foliation. La photo montre également l'intercroissance entre l'Opx et le spinelle dans la mylonite. **C)** Photo microscopique (lumière naturelle) d'une mylonite à spinelle-grenat montrant la relation microstructurale entre l'assemblage minéral syn-cinématique (Sp, Ol et Cpx), l'assemblage anté-cinématique constitué par les porphyroclastes d'orthopyroxène et de grenat, et la kélyphite post-cinématique. **D)** porphyroclaste de grenat contenant des inclusions de Cpx et d'olivine, en équilibre avec le spinelle. L'ensemble est entouré d'une couronne de kélyphite composée d'orthopyroxènes (Opx), clinopyroxènes (Cpx) et spinelle. **E)** porphyroclaste de Cpx en équilibre avec le spinelle et renfermant des inclusions d'olivine. Les deux porphyroclastes sont dispersés dans une matrice à grains fins de la mylonite.....84

Fig. C.III-7 : **A)** dispersion d'un porphyroclaste d'Opx et Cpx dans une matrice à grains fins constituée d'olivine, Opx, Cpx et spinelle. **B)** porphyroclaste de spinelle entouré d'une couronne de kélyphite, allongé parallèlement à la foliation mylonitique. **C)** porphyroclaste de grenat en équilibre

avec des cristaux d'olivine, l'ensemble est entouré d'une couronne de kélyphite. La photo montre également les différents aspects de la kélyphite autour du grenat (voir texte). **D)** cristaux d'olivine en inclusions dans un porphyroclaste de spinelle orienté parallèlement à la foliation mylonitique. La photo montre également la stabilité syn-tectonique de spinelle dans la mylonite.....86

Fig. C.III-8 : Log synthétique montrant les caractéristiques structurales observées dans les péridotites de Béni Bousera et leur encaissant crustal (granulites et l'unité de Filali).....87

Fig. C.III-9 : Photographies d'une pyroxénite à grenat (lumière polarisée analysée) **A)** porphyroclaste d'orthopyroxène. Remarquer des lamelles d'exsolution (Cpx) allongées parallèlement à la foliation. **B)** porphyroclaste de clinopyroxène montrant des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène et des inclusions d'olivine. **C)** cristaux d'olivine montrant des macles mécaniques. **D)** porphyroclaste du grenat renfermant une inclusion d'olivine et entouré par une couronne de kélyphite. Ce porphyroclaste est étiré parallèlement à la foliation de la roche.....89

Fig. C.III-10 : Evolution de la taille des grains recristallisés avec le gradient de déformation, la chute de distribution des tailles de grain est due à la recristallisation dynamique.....93

Fig. C.III-11 : Variation de la teneur en NiO% (en poids d'oxydes) en fonction du rapport Mg# dans l'olivine des péridotites de Béni Bousera.....96

Fig. C.III-12 : Variation des teneurs en Al en fonction de Cr (en pfu) dans les orthopyroxènes des péridotites de Béni Bousera. **A)** dans la mylonite à spinelle-grenat et **B)** dans la tectonite à spinelle.....97

Fig. C.III-13 : Variation des teneurs en Al en fonction de Cr (en pfu) dans les clinopyroxènes des péridotites de Béni Bousera.....99

Fig. C.III-14 : Variation du rapport Cr/(Al+Cr) en fonction du rapport Fe/(Mg+Fe) dans les spinelles des péridotites de Béni Bousera.....100

Fig. C.III-15 : Variation des teneurs en Cr₂O₃ en fonction de CaO% (en poids d'oxydes) dans les grenats des péridotites de Béni Bousera.....101

Fig. C.III-16: Trajet pression-température et les conditions physiques de la mylonite à Spl/Grt et la tectonite à Spl des péridotites de Béni Bousera. La position des conditions du métamorphisme rétrograde des granulites à la base de l'unité de Filali est figurée par les ellipses grises. L'évolution P-T des granulites suggèrent une décompression (flèche grise) à partir des conditions syn-foliation (g1) jusqu'à des conditions post-cinématiques (g2). L'évolution P-T enregistrée dans le site ODP (Ocean Drilling Project, gneiss migmatitique, [Soto and Platt, 1999](#)) montre un réchauffement pendant la décompression (flèche grise). Les chemins P-T des péridotites de Béni Bousera montrent les conditions "primaires"(π_1) et syn-déformation (π_2). La préservation de grenat dans la mylonite et sa déstabilisation dans la tectonite suggère deux évolutions P-T distinctes (flèches noires). Voir le texte pour plus de détails.....108

Chapitre IV- Apports de l'étude des roches métamorphiques de l'unité de Filali

Fig. C.IV-1 : Carte des différentes zones métamorphiques dans les micaschistes et les gneiss de l'unité de Filali.....119

- Fig. C.IV-2 : Micaschistes à grenat-biotite.** Litage grésopélitique, intercalations de veines de quartz à andalousite boudinées et cisailées dans les niveaux pélitiques. Ces veines sont concordantes avec la foliation principale S₂, indiquant une croissance syn-D₂ et un cisaillement vers le NW.....121
- Fig. C.IV-3: Métapélites de la zone à grenat-biotite.** **A)** Grenat syn-S₂ moulé par la schistosité principale S₂ et englobant une S₁ sigmoïde et continue avec les plans S_e. **B)** Grenat anté-S₂. Il est moulé par les plans S_e, son S₁ est courbe et est discontinue avec les plans S_e. Les bords de ce grenat porphyroblastique sont transformés en biotite et muscovite.....123
- Fig. C.IV-4:** Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite... 123
- Fig. C.IV-5 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide.** **A)** Veine de quartz à andalousite plissée et cisailée. **B)** Litage grésopélitique, andalousite étirée et tronçonnée parallèlement à la direction d'étirement dans une veine de quartz synfoliaire. **C)** Veine de quartz montre un cisaillement vers le NW.....125
- Fig. C.IV-6 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide.** **A)** grenat anté-S₂ moulé par les plans S₂, son S₁ est courbe et discontinue avec les plans S₂. Les bords de ce grenat porphyroblastique sont rétrogradés en chlorite. **B)** grenat syn- S₂ moulé par la schistosité principale S₂ et englobant une S₁ sigmoïde et continue avec les plans S₂.....128
- Fig. C.IV-7 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide.** **A)** Grenat anté-S₂ transformé en biotite et muscovite qui ne montrent aucune orientation préférentielle. **B)** Staurotide anté-S₂ est transformée en muscovite qui est orientée parallèlement à la foliation principale S₂. **C)** un plagioclase anté-S₂. Il est moulé par les plans S₂, son S₁ est droite à sigmoïde et est discontinue avec les plans S₂.....130
- Fig. C.IV-8:** Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide.....131
- Fig. C.IV-9. Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène.** **A)** Grands plis subsoclineaux d'échelle métrique d'axe NE-SW. **B)** Le cisaillement vers le NW affecte des veines de quartz.....133
- Fig. C.IV-10 : Métapélites à grenat-biotite-staurotide-disthène.** **A)** porphyroblaste de plagioclase syn-S₂, très riche en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille, de biotite, de rutile, de staurotide et d'ilménite. **B)** inclusion de grenat de petite taille dans un disthène syn-S₂. Les bords du disthène sont transformés en sillimanite+biotite syn-S₂. **C)** porphyroblaste de staurotide anté-S₂, très riche en graphite, incluant de cristaux de grenat de petite taille, de biotite et d'ilménite. Les bords de la staurotide sont transformés en sillimanite+biotite syn-S₂. **D)** porphyroblastes du disthène anté-S₂.....136
- Fig. C.IV-11: Métapélites à grenat-biotite-staurotide-disthène.** **A)** porphyroblaste de plagioclase anté-S₂, très riche en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille, de biotite, de disthène, de staurotide et d'ilménite. **B)** inclusion de grenat de petite taille, ilménite, biotite et disthène dans un plagioclase anté-S₂. **C)** porphyroblaste de staurotide anté-S₂. Les bords de la staurotide sont transformés en muscovite syn-S₂.....137
- Fig. C.IV-12:** Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène.....138
- Fig. C.IV-13 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène.** **A)** Linéation d'étirement minéral marqué par l'étirement des baquettes blanchâtres de sillimanite. Veines de quartz cisailées vers le NW. **B)** Plis P₃ tardifs affectant la foliation principale S₂.....140

Fig. C.IV-14 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. **A)** Grenat porphyroblastique anté-S₂. **B)** Grenat de petite taille post-S₂ et grenat en atoll au cœur duquel il y a de la biotite+sillimanite+quartz. Les bords des deux grenats sont transformés en sillimanite et biotite syn-S₂. **C)** Grenats en atoll de petite taille au sein desquels on trouve l'assemblage biotite+ sillimanite qui constitue les produits de leur transformation. Ces mêmes produits de transformation se retrouvent également sur les bords du grenat.....142

Fig. C.IV-15 : Métapélites à grenat-biotite-staurotide±disthène. **A)** plagioclase porphyroblastique syn-S₂ très riche en inclusions de graphite, disthène, grenat de petite taille et sillimanite. La sillimanite se localise sur les bords du plagioclase. **B)** Disthène syn-S₂ avec des bords transformés en biotite et sillimanite syn-S₂. Cette photo montre également les relations d'intercroissance staurotide-disthène. **C)** Intercroissance du disthène avec la staurotide. La staurotide est postérieurement transformée en sillimanite+biotite alors que le disthène est remplacé par la sillimanite; les produits de transformations des deux phases sont syn-S₂. **D)** Transformation polymorphique du disthène syn-S₂ en sillimanite soulignant les plans S₂. La photo montre également l'intercroissance de la biotite et la sillimanite qui soulignent la foliation principale.....144

Fig. C.IV-16 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. **A)** Porphyroblaste de staurotide très riche en graphite, se transformant en andalousite tardive. **B)** Porphyroblaste de plagioclase syn-S₂, très riches en graphite, incluant de nombreux cristaux d'ilménite, de biotite et de muscovite.....146

Fig. C.IV-17 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. **A)** Grenats des micaschistes de la zone à sillimanite englobés sous forme d'inclusions par la staurotide porphyroblastique. Les bords de cette staurotide sont rétrogradés en biotite et sillimanite. **B)** Staurotide incluant un grenat de petite taille, et dont les bords externes sont transformés en andalousite+biotite+ilménite. **C)** Porphyroblaste de plagioclase syn-S₂, très riches en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille et de la sillimanite qui est localisée sur les bords externes du porphyroblaste. **D)** Transformation de la staurotide et du grenat en biotite et sillimanite syn-S₂.....147

Fig. C.IV-18 : Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène.....148

Fig. C.IV-19 : Métapélites de la zone à grenat-biotite. **A)** Porphyroblaste d'andalousites syn-S₂ très riches en graphite, moulé par les plans S_e, S_i est courbe et continue avec les plans S_e.....149

Fig. C.IV-20 : Gneiss de l'unité de Filali. **A)** Veine de quartz intercalée dans un gneiss à grains fins, cette veine indique un sens de cisaillement vers le NW. **B)** Plis P₂ subisoclinaux centimétriques (la vallée de l'Oued Amter).....153

Fig. C.IV-21 : Gneiss de l'unité de Filali. **A)** Deux générations de grenat. **B)** porphyroblaste de plagioclase renfermant de nombreux cristaux de biotite de grande taille, de grenat et de sillimanite localisée sur les bords externes du porphyroblaste. **C)** Disthène anté-S₂. **D)** plagioclase anté-S₂ moulé par les plans S₂, S₁ droite à sigmoïdale et discontinue avec les plans S₂. Les structures S-C' indiquant un cisaillement vers le NW.....155

Fig. C.IV-22 : A) Filons aplitiques dans des gneiss migmatitiques. Photographie réalisée sur la route entre Filali et Bou Ahmed. **B)** Filon de leptynite: aplitite déformée à grenat de taille millimétrique à centimétrique, orienté parallèlement à la foliation principale des gneiss migmatitiques. **C)** Intercalation de gneiss migmatitique très finement lité et très déformé dans des gros filons de granite à tourmaline et grenat.....158

- Fig. C.IV-23 : Gneiss migmatitiques.** **A)** Deux générations de grenat (GrtI et GrtII) ont suggéré par la distribution bimodale de la taille de grains. **B)** Transformation de grenat de la deuxième génération (GrtII) en cordiérite et sillimanite. **C)** Porphyroblaste de grenat dans une foliation à biotite-sillimanite.....160
- Fig. C.IV-24 :** Relations métamorphisme-déformation des gneiss migmatitiques.....162
- Fig. C.IV-25 :** Cartographie des rayons-X des éléments Mn et Ca et profile des proportions d'almandin, pyrope, grossulaire, spessartine et X_{Fe} montrant la zonation de croissance du grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.....168
- Fig. C.IV-26 :** Cartographie des rayons-X des éléments Mn et Ca et profile des proportions d'almandin, pyrope, grossulaire, spessartine et X_{Fe} montrant la zonation du grenat de gneiss migmatitiques de l'unité de Filali.....169
- Fig. C.IV-27 :** Compositions chimiques de biotites des micaschistes de l'unité de Filali. **A)** X_{Fe} par rapport à X_{Ti} et **B)** X_{Fe} par rapport à Al^{VI}171
- Fig. C.IV-28 :** Compositions chimiques de muscovites des micaschistes de l'unité de Filali. **A)** Si par rapport à X_{Na} et **B)** X_{Na} par rapport à Al^{VI}172
- Fig. C.IV-29 :** Compositions chimiques de plagioclases des micaschistes et de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.....173
- Fig. C.IV-30 :** Compositions chimiques de staurotides des micaschistes de l'unité de Filali. **A)** X_{Fe} par rapport à X_{Ti} et **B)** X_{Fe} par rapport à X_{Zn}174
- Fig. C.IV-31 :** **A)** Grille des faciès métamorphiques dans un diagramme P-T. Les 3 grands gradients métamorphiques principaux sont également représentés sur cette figure. Le gradient de HP-BT caractéristique des zones de subduction. Le gradient de BP-HT caractéristique de métamorphisme de contact, amincissement crustal et arcs magmatiques. Enfin, un gradient intermédiaire de type MP-HT correspond à un gradient de type collision. **B et C)** différents trajets P-T que peut-on trouver dans le complexe Sebteide.....180
- Fig. C.IV-32 :** Grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali : Cartes de distribution quantitative des éléments Fe, Mg, Mn et Ca par cartographie des rayons X avec une microsonde électronique.....192
- Fig. C.IV-33 :** Cartographie des rayons-X des éléments Fe, Mg, Ca et Mn et Ca montrant la zonation du grenat de gneiss migmatitiques de l'unité de Filali.....193
- Fig. C.IV-34 :** Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite : $MnO = 0.12$, $Na_2O = 1.31$, $CaO = 1.82$, $K_2O = 2.31$, $FeO = 5.86$, $MgO = 2.84$, $Al_2O_3 = 10.95$, $SiO_2 = 74.07$, $TiO_2 = 0.72$, $O = 0.03$ en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (eau) sont en excès).....200
- Fig. C.IV-35 :** Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps, **(a)**) et de la biotite ($x_{(bi)} = X_{Fe}$, $y_{(bi)} = Al^{VI}$, **(b)**) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali.....201
- Fig. C.IV-36 :** Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre ($P = 5,4 \pm 1,4$ kbar et $T = 516$

$\pm 99^\circ\text{C}$), dans les micaschistes à grenat-biotite. Les conditions P-T de l'assemblage anté-S₂ sont indiquées par l'étoile blanche.....203

Fig. C.IV-37 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide: MnO = 0.07, Na₂O = 1.67, CaO = 0.70, K₂O = 3.85, FeO = 6.59, MgO = 3.35, Al₂O₃ = 15.04, SiO₂ = 67.89, TiO₂ = 0.84, Fe₂O₃ = 0.03 en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (eau) sont en excès).....206

Fig. C.IV-38 : Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps **(a)**) et de la biotite ($x(\text{bi}) = X_{\text{Fe}}$, $y(\text{bi}) = \text{Al}^{\text{VI}}$) et du plagioclase ($\text{ca}(\text{pl}) = \text{an}$, **(b)**) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide de l'unité de Filali.....208

Fig. C.IV-39 : Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre ($P = 6,1 \pm 1,4$ kbar et $T = 568 \pm 50^\circ\text{C}$), dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide. Les conditions P-T de l'assemblage anté et syn-S₂ sont indiquées par les deux étoiles grises et le cercle blanc représente le point où la staurotide commence à se former au détriment du grenat.....209

Fig. C.IV-40 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène: MnO = 0.12, Na₂O = 1.09, CaO = 1.48, K₂O = 3.43, FeO = 6.66, MgO = 3.35, Al₂O₃ = 15.86, SiO₂ = 67.18, TiO₂ = 0.82, O = 0.067 en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (H₂O) sont en excès)....212

Fig. C.IV-41 : Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps, **(a)**) et de la biotite ($y(\text{bi}) = \text{Al}^{\text{VI}}$) et du plagioclase ($\text{an}(\text{pl}) = \text{ca}$, **(b)**) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité de Filali.....213

Fig. C.IV-42 : Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre ($P = 6,9 \pm 1,1$ kbar et $T = 604 \pm 21^\circ\text{C}$), de l'assemblage anté-S₂ dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène. Les conditions P-T de l'assemblage anté et syn-S₂ sont indiquées par les deux étoiles grises.....215

Fig.C.IV-43 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène: MnO = 0.15, Na₂O = 1.07, CaO = 1.42, K₂O = 2.43, FeO = 7.94, MgO = 3.59, Al₂O₃ = 16.77, SiO₂ = 65.70, TiO₂ = 0.91, Fe₂O₃ = 0.02 en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (H₂O) sont en excès)....217

Fig.C.IV-44 : Pseudosection P-T calculée dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (H₂O) sont en excès) à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène, montrant l'effet de la quantité de Fe₂O₃ sur la topologie du diagramme. La composition globale de la roche est : **(a)** MnO = 0.15, Na₂O = 1.07, CaO = 1.42, K₂O = 2.43, FeO = 7.94, MgO = 3.59, Al₂O₃ = 16.77, SiO₂ = 65.70, TiO₂ = 0.91, Fe₂O₃ = 0.01 et **(b)** : MnO = 0.15, Na₂O = 1.07, CaO = 1.42, K₂O = 2.43, FeO = 7.94, MgO = 3.59, Al₂O₃ = 16.77, SiO₂ = 65.70, TiO₂ = 0.91, Fe₂O₃ = 0.02. Les lignes en pointillés représentent la pression maximale de stabilité de la paragenèse g-ky-st-bi-pl-ru-ilm-mu-q-H₂O dans les deux cas (a et b).....218

Fig. C.IV-45 : **a)** Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps,) et **b)** la staurotide (X_{Fe}), la biotite ($x(\text{bi}) = X_{\text{Fe}}$, $y(\text{bi}) = \text{Al}^{\text{VI}}$) et du plagioclase ($\text{an}(\text{pl}) = \text{ca}$) de l'échantillon (BB34B) de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.....219

Fig. C.IV-46 : Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (avPT) des assemblages syn-S₁ (g-ky-st-bi-pl-ru-ilm; 7.4 ± 1.0 kbar et $T = 624 \pm 20^\circ\text{C}$) et des assemblages syn-S₂ (g-sil-bi-pl-il; 5.9 ± 1.2 kbar, $670 \pm 50^\circ\text{C}$), dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène. Les conditions

P-T de l'assemblage Syn-S1 et syn-S2 déterminées par les isoplèthes sont indiquées par les deux étoiles blanches.....222

Fig.C.IV-47 : Pseudosection calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale de l'échantillon (18) de gneiss migmatitique ($\text{SiO}_2 = 52.78$, $\text{TiO}_2 = 3.22$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17.55$, $\text{FeO} = 8.89$, $\text{MgO} = 3.42$, $\text{MnO} = 0.09$, $\text{CaO} = 0.43$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.52$, $\text{K}_2\text{O} = 3.76$, $\text{O} = 0.25$, $\text{H}_2\text{O} = 9.09$). Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (avPT) des assemblages syn-S1 (g-ky-bi-pl-ilm; 7.9 ± 1.2 kbar, $705 \pm 117^\circ\text{C}$) dans le gneiss migmatitique. La couleur blanche correspond aux champs di et trivariants (7 et 6 phases respectivement); le gris clair- champs quadrivariants (5 phases); le gris intermédiaire- champs quintivariants (4 phases); le gris foncé- champs sextivariants (3 phases). Certains champs ne sont pas étiquetés, dans un souci de clarté, leurs assemblages peuvent être déduits des assemblages des champs adjacents. H_2O est absente à HT au-delà de la ligne - H_2O224

Fig. C.IV-48 : Pseudosection T- $X_{(\text{H}_2\text{O})}$, avec les isoplèthes X_{an} du plagioclase, calculée dans le système MnNCKFMASHTO à une pression de 5,5 kbar, montrant l'effet de la quantité de H_2O sur la topologie du diagramme dans le gneiss migmatitique. La composition globale de la roche est : $\text{MnO} = 0.09$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.52$, $\text{CaO} = 0.43$, $\text{K}_2\text{O} = 3.76$, $\text{FeO} = 8.89$, $\text{MgO} = 3.42$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17.55$, $\text{SiO}_2 = 52.78$, $\text{H}_2\text{O} = 9.09$, $\text{O} = 0.25$ à $X = 0$ et $\text{MnO} = 0.10$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.57$, $\text{CaO} = 0.47$, $\text{K}_2\text{O} = 4.14$, $\text{FeO} = 9.78$, $\text{MgO} = 3.76$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.30$, $\text{SiO}_2 = 58.06$, $\text{H}_2\text{O} = 0.00$, $\text{O} = 0.27$ à $X = 1$226

Fig. C.IV-49: Pseudosection P-T calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale de l'échantillon (18) de gneiss migmatitique: $\text{MnO} = 0.10$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.55$, $\text{CaO} = 0.45$, $\text{K}_2\text{O} = 4.00$, $\text{FeO} = 9.44$, $\text{MgO} = 3.63$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,64$, $\text{SiO}_2 = 56.06$, $\text{H}_2\text{O} = 3.45$, $\text{O} = 0.26$. Elle a été profilée avec les isoplèthes de composition du grenat et plagioclase afin d'obtenir des contraintes sur les conditions P-T et sur le chemin P-T suivi par l'échantillon. L'assemblage syn-S₂ est écrit en grande taille. Les conditions PT de l'assemblage syn-S₂ sont indiquées par les deux étoiles blanche et grise en utilisant l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (av(PT)) et les isoplèthes, respectivement. Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques de l'assemblage Syn-S₂, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre. Les abréviations des minéraux sont: bi, biotite; cd, cordiérite; g, grenat; ilm, ilménite; ksp, feldspath potassique; ky, disthène; liq, liquide; mu, muscovite; pl, plagioclase; q, quartz, ru, rutile; sill, sillimanite; and, andalousite.....227

Fig. C.IV-50 : Les incertitudes 2σ (ellipsoïdes) des estimations des conditions métamorphiques des assemblages Syn-S1 et Syn-S2, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre. Les ellipsoïdes de couleur gris clair correspondent aux incertitudes des conditions de l'assemblage Syn-S1 et les ellipsoïdes de couleur gris foncé correspondent aux incertitudes des conditions de l'assemblage Syn-S2.....232

Chapitre V- Apports des datations U-Th-Pb sur monazite à la reconstitution de la chronologie de l'évolution tectonométamorphique des métapelites de Filali

Fig. C.V-1: Images électrons secondaires des monazites, du xénotime et du zircon des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène et de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.....243

Fig. C.V-2 : Diagramme concordia pour les monazites qui sont en inclusions dans les plagioclases et les staurotides des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.....245

Fig. C.V-3 : Diagramme Tera-Wasserburg avec les analyses ayant livré un âge concordant à $21,37 \pm 0,87$ Ma pour les monazites de la matrice des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) de l'unité de Filali analysées par LA-ICP-MS.....246

Fig. C.V-4 : Diagramme Tera-Wasserburg pour les monazites qui sont en inclusions dans les grenats de gneiss migmatitique (MG) de l'unité de Filali analysées par LA-ICP-MS.....248

Fig. C.V-5 : Diagramme Tera-Wasserburg avec les analyses ayant livré un âge concordant à $21,28 \pm 0,51$ Ma pour les monazites de la matrice analysées par ablation laser (LA-ICP-MS) de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.....250

Chapitre VI- L'évolution géodynamique du Massif de Béni Bousera et de l'Arc Bétiques-Rif dans le cadre de la Méditerranée Occidentale

Fig. C.VI-1 : Carte de la trajectoire de foliation principale et coupe schématique interprétative des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera.....262

Fig. C.VI-2 : Evolution métamorphique hercynienne des unités constituant le Massif de Béni Bousera. Les données métamorphiques retenues pour l'unité de Filali (micaschistes et gneiss migmatitique) sont issues de cette thèse. Les quatre chemins pression-température MS1, MS2, MS4/3 et MG, correspondent aux quatre zones métamorphiques des micaschistes et du gneiss migmatitique distingués au cours de cette étude: MS1 micaschistes à g-bi, MS2 micaschistes à g-bi-st, MS3 micaschistes à g-bi-st-ky et MG gneiss migmatitique avec S1 à g-bi-ky. Les données métamorphiques concernant les granulites basiques sont celles proposées par [Bouybaouène et al. \(1998\)](#).....264

Fig. C.VI-3 : Evolution métamorphique D2 des unités du Massif de Béni Bousera, à partir des données acquises au cours de cette thèse. Les quatre chemins pression-température MS1, MS2, MS4/3 et MG, correspondent aux quatre zones métamorphiques des micaschistes et au gneiss migmatitique distingués au cours de l'étude: MS1 micaschistes avec S2 à andalousite, MS2, MS3 et MS4 micaschistes avec S2 à sillimanite-muscovite et MG gneiss migmatitique avec S2 à sillimanite-feldspath potassique. La position des conditions du métamorphisme rétrograde des granulites à la base de l'unité de Filali est figurée par les ellipses grises. L'évolution P-T des granulites suggèrent une décompression (flèche grise) à partir des conditions syn-foliation (g1) jusqu'à des conditions post-cinématiques (g2). Les chemins P-T des péridotites de Béni Bousera montrent les conditions "primaires" (π_1) et syn-déformation (π_2). La préservation de grenat dans la mylonite et sa déstabilisation dans la tectonite suggère deux évolutions P-T distinctes (flèches noires). Voir le texte pour plus de détails.....265

Fig. C.VI-4 : Résumé des données géochronologiques de la mise en place des péridotites, des événements métamorphiques de l'ensemble des unités du Domaine d'Alboran ainsi que les majeurs événements géodynamiques dans la Méditerranée occidentale. Les références des données géochronologiques sont d'après : (1) [Zindler et al., 1983](#); (2) et (3) [Platt et Whitehouse, 1999](#); (4) [Esteban et al., 2007](#); (5) [Blichert-Toft et al., 1999](#); (6) [Platt et al., 2003](#); (7) [Michard et al., 2006](#); (8) et (9) [Janots et al., 2006](#).....267

Fig. C.VI-5: Interprétation tectonique, à l'échelle lithosphérique, de la déformation des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes. L'exhumation des péridotites de Béni est effectuée dans le mur d'une zone de cisaillement lithosphérique ductile, permettant un refroidissement rapide lors de la décompression et donc la préservation du grenat dans les péridotites mylonitiques. Une évolution plus adiabatique est prévue pour l'exhumation du cœur des roches du manteau, ce qui implique une recristallisation complète de grenat en spinelle. Les isothermes 700°C et 900°C (lignes blanches en pointillés) sont calculés en utilisant un géotherme stationnaire et les conditions P-T primaires des péridotites (π_1 , [Fig. C.VI-3](#)). Un fort amincissement et un métamorphisme de HT ont eu lieu simultanément dans les unités crustales, alors que des failles cassantes dominant dans le domaine de la croûte supérieure (Ghomarides).....269

Fig. C.VI-6: Evolution métamorphique et conditions P-T des Sébtides inférieures et supérieures. Les données métamorphiques retenues pour l'unité de Filali (micaschistes et gneiss migmatitique) sont issues de cette thèse. Les données métamorphiques concernant les Sébtides supérieures (Béni Mezala au nord et au sud) sont d'après [Bouybaouène \(1993\)](#) et [Negro \(2005\)](#). Les données métamorphiques concernant les granulites basiques et pélitiques sont celles proposées par [Bouybaouène et al. \(1998\)](#) et [El Maz et Guiraud \(2001\)](#).....273

Fig. C.VI-7: Synthèse de l'histoire de la déformation des péridotites de Béni Bousera et l'ensemble du domaine d'Alboran ainsi que les événements géodynamiques majeurs dans la Méditerranée occidentale, basée sur cette étude et les études antérieures.....275

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre III- Pétrologie des péridotites de Béni Bousera

Tab. C.III-6 : Résumé des conditions P-T estimées pour la mylonite à Grt/Spl des péridotites de Béni Bousera avant la déformation D2 (cisaillement).....104

Tab. C.III-7 : Résumé des conditions P-T estimées pour les tectonites et les mylonites des péridotites de Béni Bousera pendant la déformation D2 (cisaillement).....106

Chapitre IV- Apports de l'étude des roches métamorphiques de l'unité de Filali

Tab. C.IV-1. Résumé de la composition chimique des minéraux des micaschistes et des gneiss migmatitique de l'unité de Filali.....176

Tab. C.IV-2: Compositions chimiques de la roche totale utilisées pour les différentes modélisations (en mole %) dans les métapelites de l'unité de Filali. La composition globale de l'échantillon de gneiss migmatitique est calculée à partir des proportions et des compositions des minéraux.....199

Tab. C.IV-3: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté-S₂ (grenat+biotite+plagioclase+muscovite+ilménite+quartz+graphite) des micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ 204

Tab. C.IV-4: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté-S₂ (grenat+staurotide+biotite+plagioclase+muscovite+ilménite+quartz+graphite) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ210

Tab. C.IV-5: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté-S₂ (grenat + staurotide + disthène + biotite + rutile + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz + graphite) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ et l'activité de H₂O est égale 1.....216

Tab. C.IV-6: L'estimation des conditions métamorphiques des assemblages anté (P = 7,4 \pm 1,0 kbar, T=624 \pm 20°C) et syn- S₂ (P=5,9 \pm 1,2 kbar, T=670 \pm 50°C) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ221

Tab. C.IV-7: L'estimation des conditions métamorphiques des assemblages anté (P = 7.9 \pm 1.2 kbar, T = 705 \pm 117°C) et syn- S₂ (P = 5.5 \pm 1.3 kbar, T = 732 \pm 47°C) de gneiss migmatitique de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ230

Chapitre V- Apports des datations U-Th-Pb sur monazite à la reconstitution de la chronologie de l'évolution tectonométamorphique des métapelites de Filali

Tab. C.V-1 : Les éléments analysés avec les spectres en dispersion d'énergie de la monazite, du xénotime et du zircon. Ces analyses sont obtenues au microscope électronique à balayage avec O

(SiO₂), P (GaP), Fe (Fe), Co (Co), Y (Y), Gd (GdF₃), Dy (Dy F₃), Yb (YbF₃), F (MgF₂), Ca (Wollastonite), Ag (Ag), La (LaB₆), Ce (CeO₂), Th (ThO₂), Si (SiO₂) et Zr (Zr).....242

Tab. C.V-2: Synthèse des résultats de l'étude géochronologique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICP-MS) Ar/Ar sur les monazites prélevées des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma).....255

Tab. C.V-3 : Synthèse des résultats de l'étude géochronologique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICP-MS) Ar/Ar sur les monazites prélevées de gneiss migmatitique de l'unité de Filali. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma).....256

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE I : Localisation des échantillons

ANNEXE II : Analyses de minéraux des péridotites à la microsonde électronique

Tableau. C.III.1 : Analyses à la microsonde électronique des olivines

Tableau. C.III.2 : Analyses à la microsonde électronique des orthopyroxènes

Tableau. C.III.3 : Analyses à la microsonde électronique des clinopyroxènes

Tableau. C.III.4 : Analyses à la microsonde électronique des spinelles

Tableau. C.III.5 : Analyses à la microsonde électronique des grenats

ANNEXE III : Analyses de minéraux des métapélites de Filali à la microsonde électronique

Tableau. C.IV.1 : Analyses à la microsonde électronique des muscovites

Tableau. C.IV.2 : Analyses à la microsonde électronique des biotites

Tableau. C.IV.3 : Analyses à la microsonde électronique des plagioclases

Tableau. C.IV.4 : Analyses à la microsonde électronique des staurotides

Tableau. C.IV.5 : Analyses à la microsonde électronique des ilménites

Tableau. C.IV.6 : Analyses à la microsonde électronique des rutilés et des apatites

Tableau. C.IV.7 : Analyses à la microsonde électronique des silicates d'alumine

Tableau. C.IV.8 : Analyses à la microsonde électronique des feldspaths potassiques

Tableau. C.IV.9 : Analyses à la microsonde électronique des cordiérites

Tableau. C.IV.10 : Analyses à la microsonde électronique des grenats

ANNEXE IV: The formulae of the end-members of the phases in the internally-consistent data set (see Holland & Powell, 1998)

Introduction générale

L'association de roches d'origine mantellique (péridotites) avec des roches métamorphiques d'origine crustale dans les unités Sébtides inférieures du Rif fut à l'origine du grand intérêt géologique suscité par cette zone de la Méditerranée occidentale. La région Méditerranéenne est l'un des lieux géologiques qui expose les plus grands affleurements de péridotites d'affinité continentale, à grande échelle. Les péridotites de Béni Bousera (Maroc) et de Ronda (Espagne) appartiennent au groupe des péridotites alpines, du subtype lherzolitique, qui bordent la Méditerranée occidentale (Nicolas et Jackson, 1972; Kornprobst, 1974; Reuber et al., 1982). Plusieurs travaux pétrologiques et structuraux ont été réalisés pour mieux comprendre les mécanismes d'exhumation et l'insertion des péridotites bético-rifaines dans la croûte à partir du manteau subcontinental pendant la formation de la chaîne de montagnes. Plusieurs modèles ont été proposés pendant les dernières décennies en fonction des données métamorphiques et structurales disponibles et les connaissances de la géodynamique de la Méditerranée occidentale (Loomis, 1975; Obata, 1980; Saddiqi et al., 1988; Vissers et al., 1991, 1995; Van der Wal et Vissers, 1993; Hoogerduijn Strating et al., 1993; Caby et al., 2001; Tubia et al., 2004). Pourtant, le processus d'exhumation de ces roches ultrabasiqes reste un point fortement débattu jusqu'à présent.

Les péridotites du massif ultrabasique de Béni Bousera font partie intégrante du domaine interne de la chaîne alpine du Rif, chaîne de l'extrême nord du Maroc. Celle-ci forme, avec la chaîne des Bétiques en Espagne l'arc montagneux de Gibraltar, qui entoure la mer d'Alboran (Fig. C.I-1). Cet arc résulte de la convergence entre les plaques Eurasienne et Africaine au cours du Cénozoïque (Dewey et al., 1989; Zeck, 1996; Lonergan et White, 1997; Carminati et al., 1998; Faccenna et al., 2004; Platt, 2007). Initialement, les déformations et l'insertion des péridotites bético-rifaines dans la croûte continentale ont été interprétés par un processus gravitaire de diapir asthénosphérique d'âge Oligo-Miocène qui a été enraciné dans le manteau supérieur (Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Obata, 1980; Doblaz et Oyarzun, 1989). Mais, certaines études structurales (Westerhof, 1977; Lundeen, 1978; Saddiqi et al., 1988) ont montré une mise en place de ces péridotites comme des écailles tectoniques insérées dans la croûte continentale pendant l'empilement des nappes des zones internes du Rif et des Bétiques (Saddiqi et al., 1988; Tubia et al., 1992; Reuber et al., 1982; Michard et al., 1991). Ce modèle tectonique avait clairement remis en question l'hypothèse d'exhumation des péridotites bético-rifaines sous forme de diapir.

Dans les années 90, à partir des données géochimiques, géophysiques et structurales sur la région d'Alboran (Reisberg et al., 1989; García-Dueñas et al., 1992; Blanco et Spakman, 1993; Monié et al., 1994), Van der Wal et Vissers (1993, 1996) ont proposé que la

déformation et l'exhumation des péridotites de Ronda étaient liées à l'étalement gravitaire au Néogène d'une ceinture orogénique entre l'Afrique et l'Ibérie, qui provoquerait, simultanément, la formation de la mer d'Alboran et l'arc Bétiques-Rif (Platt et Vissers, 1989). Cependant, également dans les années 90, d'autres études ont été faites pour mettre un lien entre la région d'Alboran et la Méditerranée occidentale et elles ont proposé un autre point de vue à l'échelle crustale et lithosphérique de sa géodynamique (Royden, 1993; Lonergan et Blanc, 1997). En se basant sur l'hypothèse d'Andrieux et al. (1971), ces auteurs ont proposé que le retrait progressif de la zone de subduction entre l'Afrique et l'Europe entraînerait, simultanément, l'accrétion d'un terrain continental (terrain d'Alboran) en arrière de la charnière de subduction et l'extension et un amincissement continental important du panneau plongeant. Plus tard, l'accrétion du terrain d'Alboran sur les marges passives Ibériques et Africaines formerait l'arc Bétiques-Rif et l'extension de la lithosphère au toit de la zone de subduction produirait la mer d'Alboran. Une évolution équivalente est reconstituée dans les zones internes des Apennins, Kabylies et l'arc de Calabre. Dans une telle hypothèse, le contexte géodynamique des péridotites de Ronda est fortement différent de celui proposé par Van der Wal et Vissers (1993), ce qui implique un autre point de vue pour expliquer la déformation et l'exhumation de ces péridotites. Cependant, actuellement, il n'existe encore aucun consensus sur la géodynamique de la région d'Alboran.

Dans les dernières années, de nombreuses études (structurale, métamorphique et géophysique) ont montré que le retrait de la zone de subduction et/ou délamination lithosphérique ont joué un rôle capital pour la géodynamique d'Alboran (Garcia-Casco et Torres-Roldán, 1996; Azañon et Crespo-Blanc, 2000; Luján et al., 2000, 2006; Crespo-Blanc et Campos, 2001; Gutscher et al., 2002; Platt et al. 2003a; Duggen et al., 2004; Augier et al., 2005; Booth-Rea et al., 2005; Jolivet et al., 2006). De plus, les nouvelles données sur la géodynamique de la Méditerranée occidentale ont toujours confirmé l'occurrence du retrait de la zone de subduction dans cette région au cours du Néogène (Gueguen, 1998; Jolivet et Faccenna, 2000; Rosenbaum et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Lacombe et Jolivet, 2005). Jusqu'à présent, bien que quelques auteurs défendent encore le modèle d'étalement gravitaire pour la région d'Alboran (Zeck, 1997, 2004; Tubia et al., 1997, 2004; Platt et al., 2006), le modèle du retrait de la zone de subduction représente le meilleur consensus pour expliquer l'origine et la géométrie actuelle de l'arc Bétiques-Rif et bien expliquer les rotations opposées des deux côtés du détroit de Gibraltar (Lonergan et White, 1997).

À partir de ces bases, d'autres modèles ont été ensuite établis pour l'exhumation des péridotites de Béni Bousera et de Ronda (Argles et al., 1999; Montel et al., 2000; Platt et al., 2003b; Booth-Rea et al., 2005; Negro et al., 2006). Cependant, aucun ne proposa un modèle commun pour l'ensemble des déformations et l'exhumation des péridotites bético-rifaines, et

ce en cohérence avec la géodynamique Bétique-Rif. Dans ce contexte, nous avons donc réalisé une nouvelle étude structurale et métamorphique des péridotites de Béni Bousera et de leur encaissant crustal, dont l'objectif est d'apporter des explications supplémentaires pour aider à discriminer les modèles proposés et mieux expliquer l'origine tectonique et géodynamique des roches du manteau et de la croûte.

La thèse est organisée en 6 chapitres dont voici le contenu succinctement résumé:

Le **chapitre I** présente au travers d'une synthèse bibliographique le cadre géologique régionale. L'évolution tectonométamorphique dans les unités du domaine d'Alboran est décrite plus en détails en réunissant les données structurales, métamorphiques et géochronologiques disponibles dans la littérature. Les grandes étapes de son évolution géodynamique ainsi que les principales interprétations débattues y sont présentées. La problématique générale et les principaux objectifs de ce travail sont ensuite présentés.

Les chapitres suivants correspondent aux contributions des différentes données métamorphiques et structurales propres à cette étude. Les méthodes utilisées sont présentées, en veillant à souligner leurs limites et les précautions requises quant à l'interprétation des données. Les résultats obtenus sont ensuite présentés et discutés.

Le **chapitre II** a pour objectif de décrire les observations structurales des péridotites et des unités crustales (Unité de Filali et granulites) effectuées au cours de cette thèse, ainsi que les conclusions qu'elles suggèrent pour la structuration du Massif de Béni Bousera. Sur la base d'un travail de terrain impliquant la cartographie et l'observation des lithologies et des marqueurs structuraux, nous déterminons la nature des contacts tectoniques qui séparent les différentes unités.

Le **chapitre III** est consacré à l'étude pétrologique et thermobarométrique des péridotites de Béni Bousera. Une approche pluridisciplinaire est ici développée :

Pétrologique tout d'abord, avec la détermination des paragenèses en équilibre des tectonites et mylonites des péridotites.

Thermobarométrique, avec l'estimation des conditions P-T antérieures et contemporaines au cisaillement des péridotites. Ces données permettent enfin de discuter l'évolution tectonométamorphique de cette roche.

Le **chapitre IV** est consacré à l'étude pétrologique et métamorphique des métapélites de l'unité de Filali. L'étude pétrologique des paragenèses des métapélites montre deux déformations successives. Un premier épisode (D1) de raccourcissement tectonique entraîne

l'empilement d'unités tectoniques, suivi d'un second épisode (D2) d'amincissement crustal qui affecte l'ensemble de la pile tectonique. L'estimation des conditions P-T et des chemins pression-température des métapelites suggère une histoire tectonométamorphique polyphasée avec en particulier une évolution probablement hercynienne ? de l'épisode D1, et, à l'inverse une évolution alpine commune à l'ensemble de la pile tectonique qui est associée à la phase de déformation D2.

Le **chapitre V** présente les résultats de l'étude géochronologique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICPMS) sur monazite. Les données obtenues permettent de préciser l'âge des différentes étapes de l'évolution structurale des métapelites de l'unité de Filali, et également de caractériser les modalités de son exhumation depuis les parties profondes jusqu'à proximité de la surface. L'interprétation de ces données nécessite cependant de nombreuses précautions qui seront évoquées.

Enfin le **chapitre VI** rapporte la synthèse des principaux résultats de l'étude structurale, métamorphique et géochronologique, qui a été mise en œuvre sur les roches métamorphiques (métapelites de l'unité de Filali) et les péridotites du Massif de Béni Bousera, obtenus au cours de cette thèse et sur des données complémentaires sur les Cordillères Bétiques disponibles dans la littérature. L'ensemble de ces données permet de discuter l'évolution tectonométamorphique des roches de la croûte et du manteau du domaine d'Alboran ainsi que ses implications sur l'évolution géodynamique à l'échelle de l'Arc Bétiques-Rif et de la Méditerranée Occidentale.

La nature et la position des échantillons utilisés, les données analytiques, une copie de l'article publié au *Geodinamica Acta* ainsi que les résumés des présentations en congrès sont reportées en annexe.

Chapitre I

**LE CADRE GEOLOGIQUE DE LA CHAINE RIFAINA AU
CŒUR DU DOMAINE OROGENIQUE MEDITERRANEEN**

Sommaire

Sommaire	7
I. Cadre géologique de la chaîne rifaine	9
1- Les zones externes	11
2- Les nappes de flyschs	13
3- Les zones internes.....	14
<i>a- La dorsale calcaire</i>	<i>14</i>
<i>b- Les Ghomarides</i>	<i>16</i>
<i>c- Les Sébtides</i>	<i>17</i>
<i>c-1- Les Sébtides supérieures</i>	<i>18</i>
<i>c-2- Les Sébtides inférieures</i>	<i>21</i>
<i>c-2.1. Péridotites de Béni Bousera</i>	<i>21</i>
<i>c-2.2. Les granulites</i>	<i>24</i>
<i>c-2.3. Unité de Filali.....</i>	<i>26</i>
II. Géométrie des trajets P-T et contraintes géochronologiques.....	27
III. Données cinématiques et rotations paléomagnétiques	30
IV. Les principaux modèles de formation de l'arc de Gibraltar.....	32
V. Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine	34
V.1. Evolution précoce des Sébtides.....	34
V.2. Evolution orogénique alpine	35

I. Cadre géologique de la chaîne rifaine

Le Rif, chaîne de montagne située au nord du Maroc, est séparé du massif central mésétien et des montagnes moyen-atlasiques par le couloir sud-rifain. Cette chaîne est un segment arqué, convexe vers son avant-pays nord-africain. Elle appartient au système des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale (Fig. C.I-1) qui est ceinturée par de vastes domaines orogéniques depuis l'arc du détroit de Gibraltar jusqu'à la Turquie. La chaîne rifaine occupe une position clé dans ce système orogénique. D'une part, elle constitue la partie la plus occidentale de la chaîne Maghrébide, qui s'étend le long de l'avant-pays nord africain, et se prolonge vers l'Est par les chaînes telliennes et kabyles (Algérie-Tunisie) jusqu'en Sicile et Calabre au sud d'Italie (Fig. C.I-1). D'autre part, elle forme la branche sud de l'arc de Gibraltar, le flanc nord de ce qui correspond à la Cordillère bétique (Figs. C.I-1 et 2).

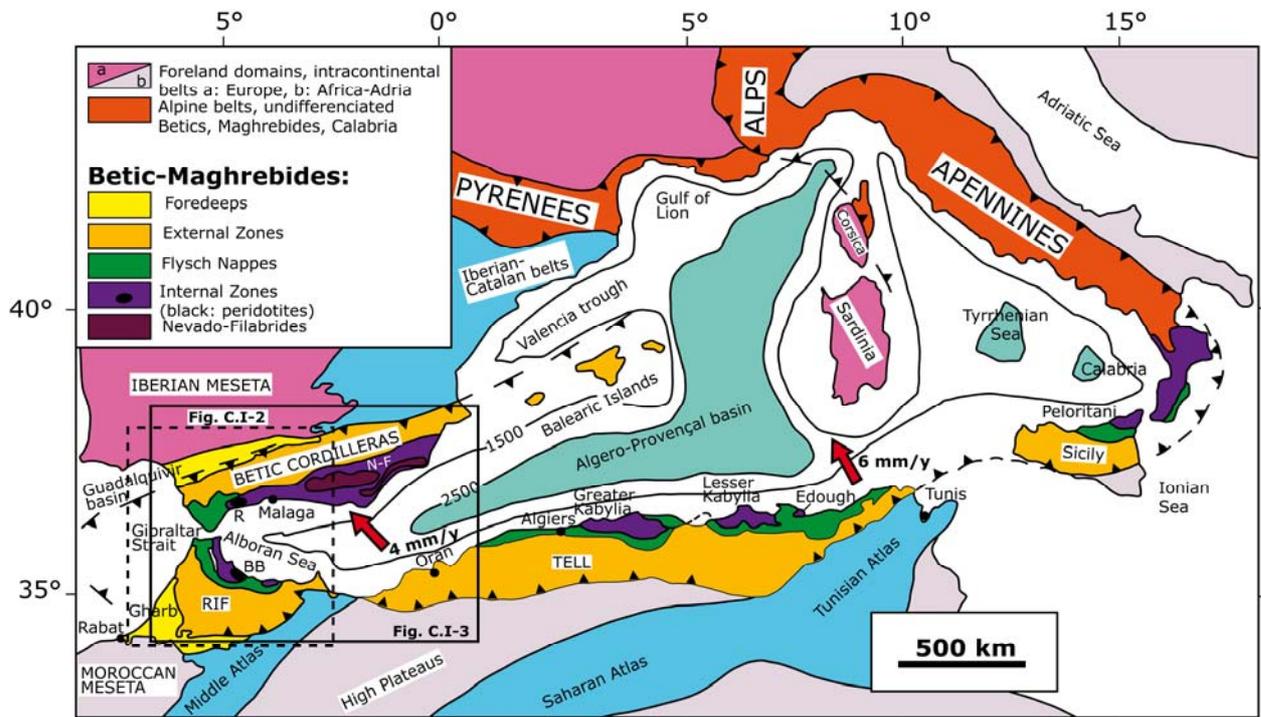


Fig. C.I-1 : Localisation du Rif dans le cadre des chaînes alpines de Méditerranée occidentale, d'après Durand-Delga (1980). Flèches rouges : convergence actuelle Afrique–Eurasie, modèle NUVEL 1, in Meghraoui et al (1996). BB : Béni Bousera ; R : Ronda ; N-F : Nevado-Filabrides.

Une partie de ces segments des chaînes péri-méditerranéennes est issue de l'ouverture puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien à travers la convergence des plaques africaine et européenne et l'interposition de blocs ou de microplaques continentales.

On trouve notamment, au sein de ces chaînes, de larges affleurements de roches de haute pression basse température (HP-BT) témoins de cette convergence.

La chaîne rifaine (au Maroc) montre des similitudes assez frappantes avec la chaîne des Bétiques (en Espagne) avec laquelle elle forme l'arc montagneux de Gibraltar dont la continuité de part et d'autre du détroit est bien établie (Didon et al., 1973; Durand-Délga et Fontboté, 1980; Figs. C.I-1 et 3). L'ensemble Bétiques-Rif, dit chaîne bético-rifaine, est issu d'un processus orogénique complexe impliquant l'Ibérie, l'Afrique et le bloc d'Alboran. Ce bloc faisait probablement partie de l'Afrique dans les temps paléozoïques. Il s'en est détaché au cours du rifting associé à l'ouverture téthysienne pour se retrouver par la suite impliqué dans le processus orogénique alpin. La structure actuelle de cette chaîne, complexe, est le sujet de vifs débats et a suscité l'élaboration de nombreux modèles.

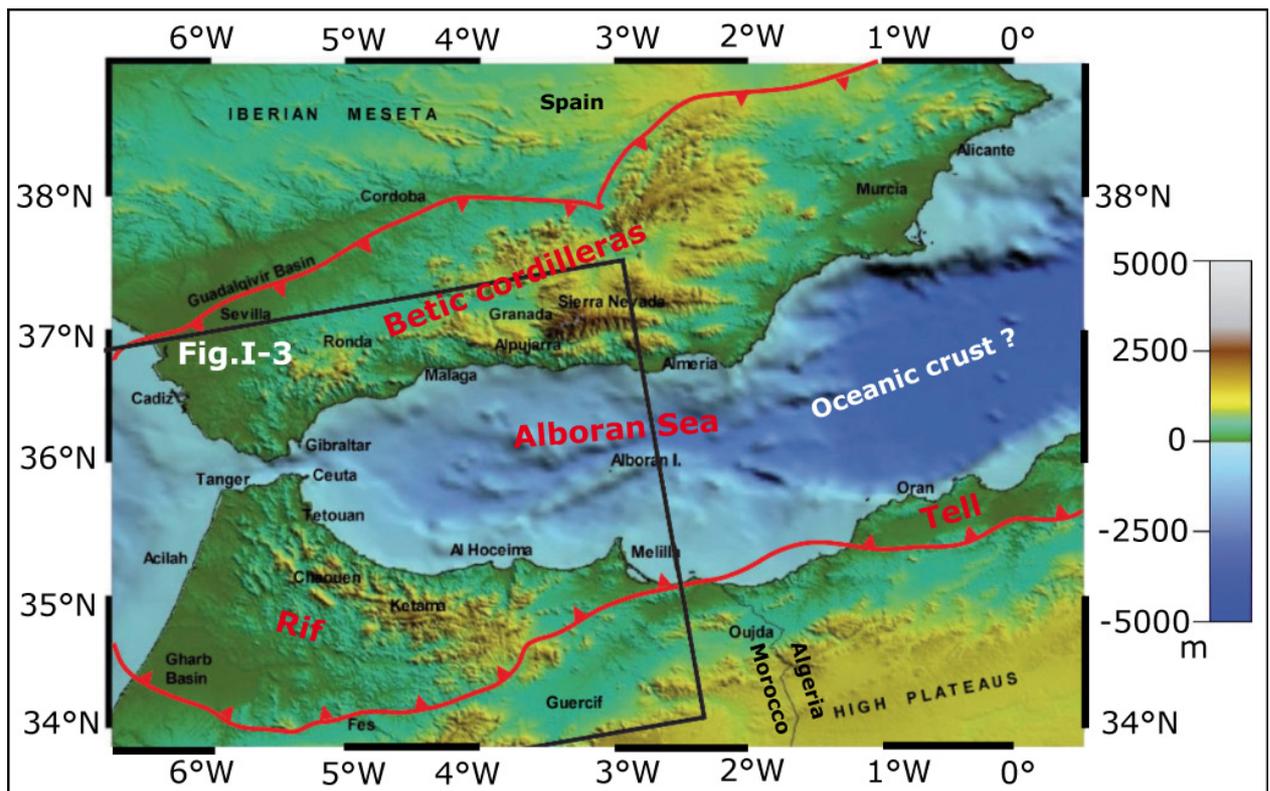


Fig. C.I-2 : Topographie (GTOPO30) et bathymétrie (ETOPO2) de l'Arc de Gibraltar et de la Mer d'Alboran (D'après Negro, 2005). Localisation, voir la figure. C.I-1. La ligne rouge avec des dents: Le front extérieur de l'orogénèse Bétique et Maghrébide.

Trois domaines structuraux sont distingués selon une coupe Nord-Sud dans le Rif (Fig. C.I-3) :

- Les zones externes qui dérivent de la marge continentale africaine.
- Les nappes des flyschs qui correspondent au bassin Maghrébin.
- Les zones internes; avec la dorsale calcaire; font partie d'un terrain d'Alboran qui se prolonge au-delà du détroit de Gibraltar dans les cordillères bétiques et forme également le socle de la mer d'Alboran.

1- Les zones externes

Les zones externes peu ou pas métamorphiques, dont l'âge s'étend du Trias au Néogène, sont formées de terrains dérivant de la paléomarge nord- africaine (Andrieux, 1973; Frizon de Lamotte, 1985; Benyaich, 1991; Michard *et al.*, 1992, Fig. C.I-4A). Les unités du domaine Magrébin forment une vaste ceinture qui s'étend depuis Tanger jusqu'à la frontière Algérienne (Fig. C.I-3). Ces unités chevauchent les unités de socle de la Meseta marocaine, prolongation septentrionale de l'Atlas (Fig. C.I-3). Le bassin d'avant pays du Gharb, représente l'équivalent du bassin du Guadalquivir en Espagne. Elles sont classiquement subdivisées en trois unités para-autochtones-allochtones qui sont du Nord vers le Sud : l'Intrarif, le Mésorif et le Prérif (Suter, 1980). L'unité intrarifaine chevauche le Mésorif qui est lui-même charrié sur l'unité prérifaine (Figs. C.I-3 et 4A). Les unités de Ketama (Intrarif) et de Tamsamane (Mésorif) sont affectées par un métamorphisme de faciès schistes verts (Andrieux, 1973; Frizon de Lamotte, 1985). La datation Ar-Ar indique un âge de 28 Ma à cet événement (Monié *et al.*, 1984) et suggère une déformation compressive d'âge Oligocène dans les nappes du Mésorif. Cependant, la découverte de nouvelles associations métamorphiques dans le mésorif indique qu'une partie des unités tamsamane a enregistré un métamorphisme de moyenne pression-basse température (MP-BT) avec des conditions relativement proches des celles des unités Sebtiides de plus bas degré (Negro, 2005). Les datations effectuées sur phengite suggèrent un âge minimum de 23-20 Ma pour cet épisode de MP-BT.

La base de la séquence, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, de l'unité de Ketama (Intrarif) est caractérisée par présence de serpentinites (région de Béni Malek) interprétée comme des reliques de roches mantelliques exhumées durant le rifting téthysien et obductées durant l'orogénèse alpine (Michard *et al.*, 1992; Ellazab *et al.*, 1997).

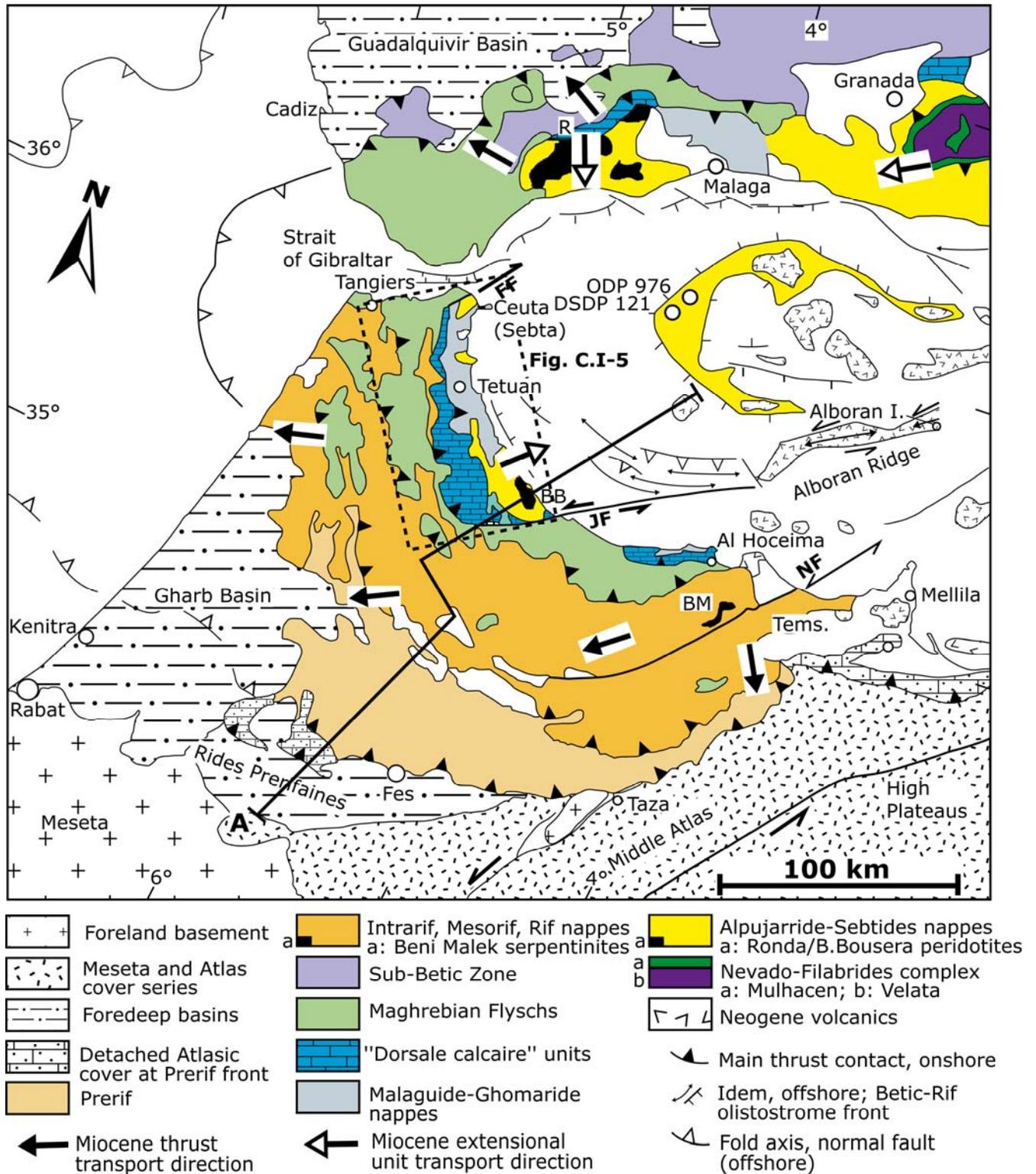


Fig. C.I-3 : Carte structurale de la chaîne rifaine, le centre-ouest des Cordillères bétiques, le bassin d'Alboran et le golfe de Cadix, d'après Chalouan et al. (2001), Martinez-Martinez et Azañon (1997), Comas et al (1999), et Maldonado et al. (1999), respectivement. Les directions cinématiques d'après Frizon de Lamotte al. (1991), et Martinez-Martinez et Azañon (1997). A, B: traces de coupes Figure I-4; BB: Béni Bousera; BM: Béni Malek; FF: Faille Jebel Fahies; JF: Faille Jebha; NF: Faille Nekor; R: Ronda; Tams.: Tamsamane.

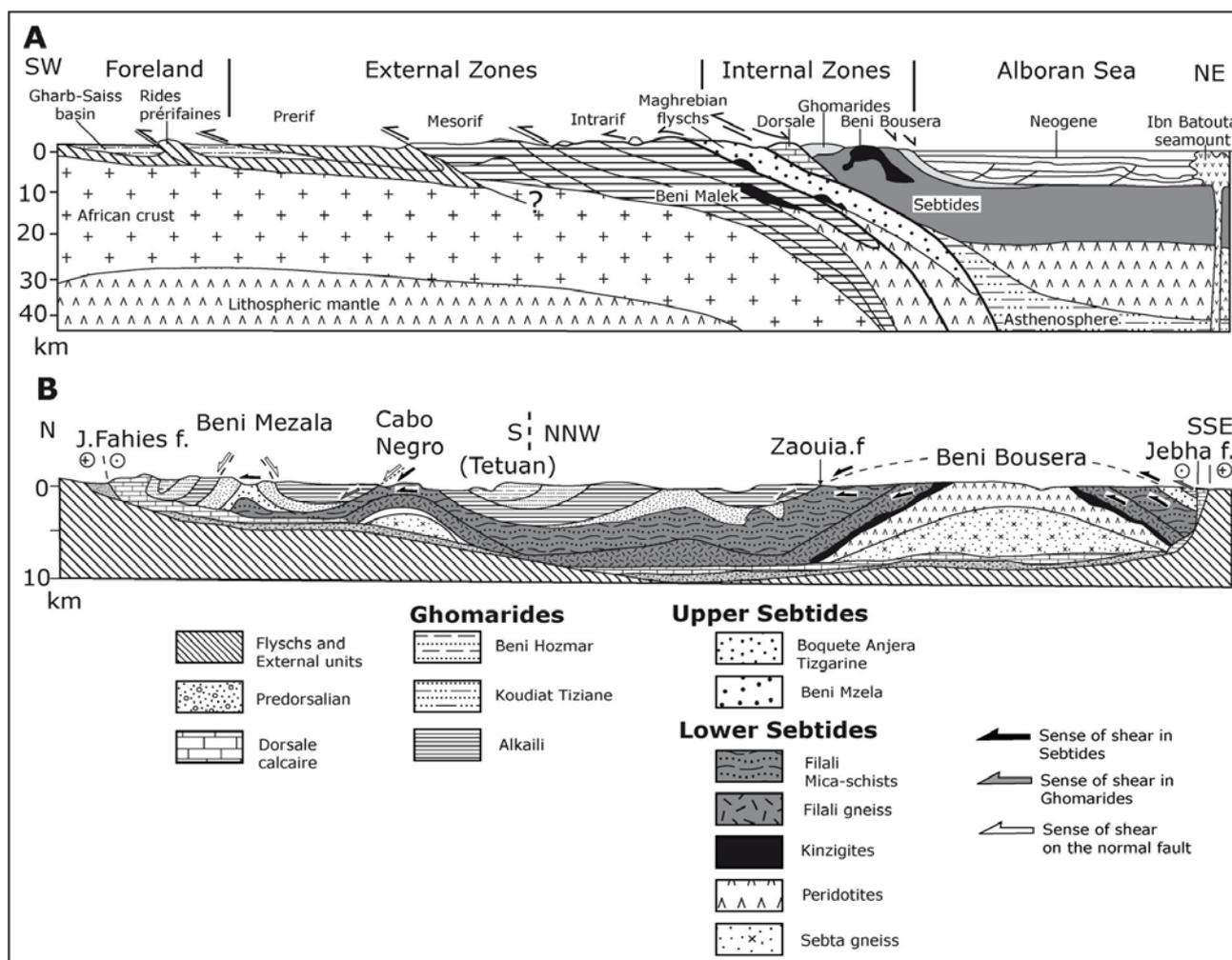


Fig. C.I-4 : Coupes structurales de la chaîne rifaine d'après *Chalouan et Michard, 2004* (localisation : *Fig. C.I-3*). **A :** coupe transversale à l'échelle crustale de la chaîne rifaine et le SW du bassin d'Alboran. Structure offshore d'après *Chalouan et al. (1997)* et *Elazzab (1999)*, onshore d'après *Favre (1995)*, structure profonde du bassin d'Alboran d'après *Torné et al. (2000)*. La géométrie profonde de la transition Afrique-Alboran est déduite de la géologie et la sismicité de profondeur intermédiaire (*Seber et al., 1996*). **B :** Coupe longitudinale des zones internes. La présence des roches crustales sous les péridotites de Beni Bousera est hypothétique, et déduite de celui de gneiss de Sebta ou Monte Hacho à Ceuta (Sebta) et des roches crustales de l'Ojen en bas des péridotites de Ronda en Espagne. Le sens de cisaillement dans les Ghomarides et les Sebtides et sur les contacts extensifs est d'après *Negro (2005)*.

2- Les nappes de flyschs

Les nappes de flyschs se seraient déposées dans la zone transformante entre la marge nord africaine et le domaine d'Alboran. Il s'agit de formations sédimentaires d'âge Crétacé à Miocène. Elles témoignent de l'existence d'un bassin océanique profond et se sont déposées sur une croûte continentale amincie (*Durand Délgua, 1980*). Les nappes de flyschs

s'enracinent dans la zone de contact entre le domaine interne et le domaine externe (Durand Délgua, 1980). La nature du substratum des flyschs n'est pas connue avec certitude; il peut s'agir d'une croûte océanique ou d'une croûte transitionnelle individualisé au Mésozoïque-Paléogène entre la marge nord-africaine et le bloc d'Alboran (Wildi, 1983; Durand Délgua et al., 2000). Ces unités chevauchent les domaines Maghrébins; elles forment quatre séries de nappes : Les nappes de Chouamat/ Meloussa et Numidiennes (flysch Massylien) et les nappes de Tisirène et Béni-Ider (flysch Mauritanien).

3- Les zones internes

Le domaine d'Alboran (Balanyá et García-Dueñas, 1987) représente les zones internes du Rif, des Cordillères Bétiques et le socle de la Mer d'Alboran. Il est constitué d'un empilement de nappes plus ou moins métamorphiques incluant des écailles de péridotites. Le domaine d'Alboran dans le Rif est constitué, du sommet vers la base, par trois grands ensembles (Fig. C.I-3 et 4): la dorsale calcaire, les Ghomarides et les Sébtides. Ces deux derniers complexes présentent leur équivalent dans la chaîne Bétique: Les Malaguides et les Alpujarrides, respectivement (Fig. C.I-3).

a- La dorsale calcaire

La dorsale calcaire, située au sommet des unités Ghomarides, est constituée d'un empilement d'unités à matériel carbonaté et non métamorphique d'âge Triasique supérieur à Paléocène (Wildi, 1983). La dorsale se situe structurellement entre les nappes de flyschs et le complexe Malaguide-Ghomaride. Ces unités correspondent à des niveaux décollés des Sébtides supérieures ou des Ghomarides. La dorsale marque la limite entre les zones internes et externes du Rif. Elle comporte trois segments:

- la dorsale située entre Tétouan et Jebha.
- le Haouz localisé entre Tétouan et Jbel Moussa.
- les Bokkoya situés entre Jebha et Al Hoceima.

Les séries de la dorsale comportent globalement : (a) un Trias inférieur détritique (grès et argiles rouges) et un Trias supérieur dolomitique; (b) une série calcaire liasique; (c) une formation condensée calcaro-radiolarique jurassico-crétacé; (d) des formations terrigènes d'âge Paléocène à Oligo-Miocène.

b- Les Ghomarides

Stratigraphie, unités, contacts et évolution métamorphique

Les Ghomarides, situés au sommet des unités Sébtides, sont essentiellement formés de terrains sédimentaires paléozoïques peu ou pas métamorphiques, avec une couverture Triasique à Oligo-Miocène réduite (Michard et Chalouan, 1978; Chalouan, 1986, 1987).

Ils comportent à la base une série Ordovico-Silurienne. Cette série est recouverte en discordance angulaire par une série carbonifère. Des dépôts mésozoïques à cénozoïques recouvrent en discordance angulaire le substratum paléozoïque et l'ensemble est ensuite engagé dans des charriages alpins qui sont responsables du découpage des Ghomarides en quatre unités tectoniques qui sont de la base vers le sommet : l'unité d'Alkaiili, l'unité de Koudiat Tiziane, l'unité de Béni Hozmar et l'unité de Talembote (Fig. C.I-5). Les contacts entre les unités Ghomarides et le complexe Sébtide sous-jacents sont des failles normales à faible pendage (Chalouan et al., 1995).

Dans les Ghomarides, les dépôts mésozoïques-cénozoïques sont pratiquement dépourvus des recristallisations métamorphiques (Chalouan et Michard, 1990). Par contre, dans les terrains Paléozoïques deux histoires métamorphiques superposées peuvent être distinguées, varisque et alpine, respectivement. L'histoire alpine n'affecte que la base de l'unité tectonique la plus profonde (unité d'Aakaïli, Chalouan, 1986; Chalouan et Michard, 1990).

L'évolution varisque, elle-même, est divisée en deux épisodes (Chalouan et Michard, 1990). Le premier affecte les séries Paléozoïques inférieures et moyennes, mais il n'affecte pas la série carbonifère. Cet épisode Eo-varisque est caractérisé par des recristallisations métamorphiques de bas degré de faciès schistes verts (Chalouan et Michard, 1990). Le second épisode, Hercynien-Alléghénien affecte l'ensemble de la pile Paléozoïque, étant principalement identifié dans les formations carbonifères par des recristallisations de bas grade et des plis déversés vers le NW (Chalouan et Michard, 1990). Des dépôts Triasiques, sus-jacents, non plissés, montrent uniquement une évolution diagénétique.

Cependant, les datations K-Ar sur des échantillons des dépôts Paléozoïques des nappes Ghomarides ont donné un âge varisque. Par contre, elles révèlent une variation progressive des âges mesurés de 259 ± 5 Ma dans la partie supérieure des nappes à 25 Ma en bas de la partie inférieure, juste en contact avec des schistes des Sébtides inférieures sous-jacents (Unité de Filali, Chalouan et Michard, 1990; Chalouan et al., 2001). Ceci suggère qu'un

événement thermique a été affecté la base de la pile des Ghomarides, simultanément avec les Sébtides à environ 23 Ma. Cet événement thermique a été calibré récemment par la méthode de spectroscopie Raman de la matière carbonatée (RSCM, Negro et al., 2006): La température atteint ~ 500°C en bas de la nappe d'Alkaiili alors qu'elle est restée inférieure à ~ 300°C dans la partie supérieure de la nappe et les unités sus-jacentes. Des observations similaires ont été faites dans les Malaguides en Espagne. Cet événement thermique, d'âge Oligocène-Miocène (Chalouan et Michard, 1990; Platt et al., 2003), causé par la croissance de la biotite et de l'andalousite à la base du complexe Ghomaride-Malaguide, peut être attribuée à la phase principale d'extension responsable de l'ouverture de la mer d'Alboran.

c- Les Sébtides

Le complexe Sébtide, est structuralement situé au dessus des péridotites et des granulites de Béni Bousera.

La séquence lithostratigraphique de ce complexe est constituée par :

- Une série de schistes noirs et Grauwackes d'âge paléozoïque.
- Une série de métapélites d'âge Permo-Trias composée de schistes et quartzites avec des niveaux conglomératiques.
- Une série de calcaires dolomitiques d'âge Trias moyen.

Ce complexe est subdivisé, en se basant sur des critères stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques, en Sébtides inférieures et supérieures (Milliard, 1959). Il est à signaler qu'il y'a des complexes tectonométamorphiques qui font défaut dans les zones internes rifaines et qu'on retrouve uniquement dans les Bétiques sous les nappes Sébtides-Alpujarrides. Il s'agit des complexes Nevado-Filabrides (Fig. C.I-3). Ceux-ci comportent du sommet vers la base :

- Un complexe de nappes supérieures (Complexe de Mulhacen) montrant une croûte océanique à transitionnelle qui correspond à l'océan bétique localisé entre l'Ibérie et le bloc d'Alboran (Gomez-Pugnaire et al., 2000). Ce complexe est affecté par un métamorphisme de HP-BT associé à la subduction alpine (Monié et al., 1991; De Jong et al., 1992b; Tendero et al., 1993). L'âge de cet épisode (HP-BT) reste mal contraint dans le complexe Nevado-Filabride. Cependant, les données géochronologiques ont suggéré un âge compris entre le Crétacé et l'Eocène (Monié et al., 1991; De Jong, 1991; Puga et al., 2002). Un âge Miocène a également été proposé pour ce métamorphisme (Lopez Sanchez Vizcaino et al., 2001).

- Un complexe de nappes inférieures (complexe de Veleta) correspondant à la marge ibérique. Ce complexe a enregistré des conditions métamorphiques dans le faciès schistes verts (Diaz de Federico et al., 1979; De Jong et al., 1992a). Plus récemment, des conditions de HP-BT ont été déterminées à partir des assemblages observés dans ces nappes (Booth-Rea et al., 2003c).

c-1- Les Sébtides supérieures

Stratigraphie

Le complexe Sébtide supérieure, ou unité Federico (Milliard, 1959) est l'équivalent des unités Casares (ou imbrications de Benarraba) des Bétiques.

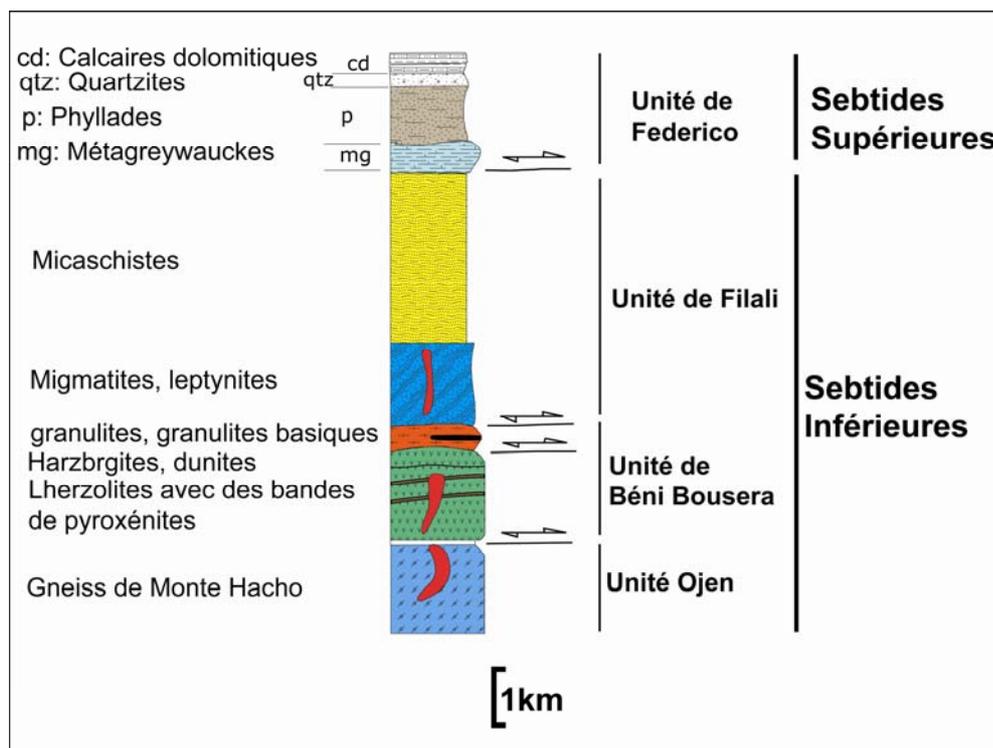


Fig. C.I-6 : Succession tectonostratigraphique de différentes unités des Sébtides.

La séquence stratigraphique des Sébtides supérieures est composée à la base par des schistes et greywackes d'âge Carbonifère inférieur ou plus ancien, qui sont surmontés par des métapélites et conglomérats permo-triasiques, des quartzites puis des carbonates triasiques (Fig. C.I-6). Les unités Sébtides supérieures affleurent au nord du Rif interne le long de

l'antiforme de Béni Mezala et au Sud où elles ont situées au sommet de l'unité de Filali (Fig. C.I-5).

Evolution métamorphique

Les unités des Sébtides supérieures sont principalement affectées par un métamorphisme alpin de HP-BT associé à la subduction alpine (Bouybaouène, 1993; Michard et al., 2002). Trois unités tectonométamorphiques sont distinguées dans les Sébtides supérieures, ces unités montrent des conditions métamorphiques différentes (Fig. C.I-7).

Dans l'antiforme de Béni Mezala on distingue

- Au sommet, l'unité Federico s.str. ou unité de Tizgarine (TZ), qui comporte des terrains permo-triasiques ayant une couleur caractéristique rouge lie de vin. Ces terrains sont affectés par un métamorphisme de BP-BT (3kbar, 340°C) (Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Vidal et al., 1999) dont l'assemblage caractéristique est constitué par Chlorite-Cookeite (chlorite lithinifère)-Pyrophyllite-Phengite.

- Une unité médiane de Boquete Anjera (BA), plus métamorphique, où les dépôts permo-triasiques prennent une couleur violacée claire « Zinzolin ». L'assemblage métamorphique caractéristique comporte Sudoite + Chloritoïde ± Pyrophyllite; il est équilibré à 8 - 10 kbar et $T = 320 - 350^{\circ}\text{C}$ sous un gradient métamorphique de moyenne P/T (Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Vidal et al., 1999).

- A la base, l'unité de Béni Mezala (BM), plus métamorphique que les deux autres, comportant des niveaux permo-triasiques de couleur gris-bleutée ou «Color de Humo» caractéristique. Elle est subdivisée en deux sous unités : Béni Mezala inférieur (BM1) la plus profonde, puis Béni Mezala supérieur (BM2). Le métamorphisme ayant affecté BM1 se caractérise par l'assemblage à Mg-Fe-Carpholite – Chlorite ± Disthène ± Mg-Chloritoïde évoluant vers des associations à Talc + phengite + disthène (pour les valeurs les plus hautes). Les conditions d'équilibre de ces assemblages varient de $P = 12 - 15$ kbar et $T = 430 - 480^{\circ}\text{C}$ jusqu'à > 16 kbar et $T \approx 550^{\circ}\text{C}$ qui sont typiques du faciès éclogite. BM2 est métamorphisée dans le faciès schiste-bleu sous des conditions variant de $P = 8 - 10$ kbar et $T = 380 - 420^{\circ}\text{C}$ à $P = 12 - 14$ kbar pour $T = 420 - 450^{\circ}\text{C}$ avec un assemblage typique qui comporte Fe-Mg-carpholite – chlorite ± disthène ± Mg-Chloritoïde (Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995; Vidal et al., 1999).

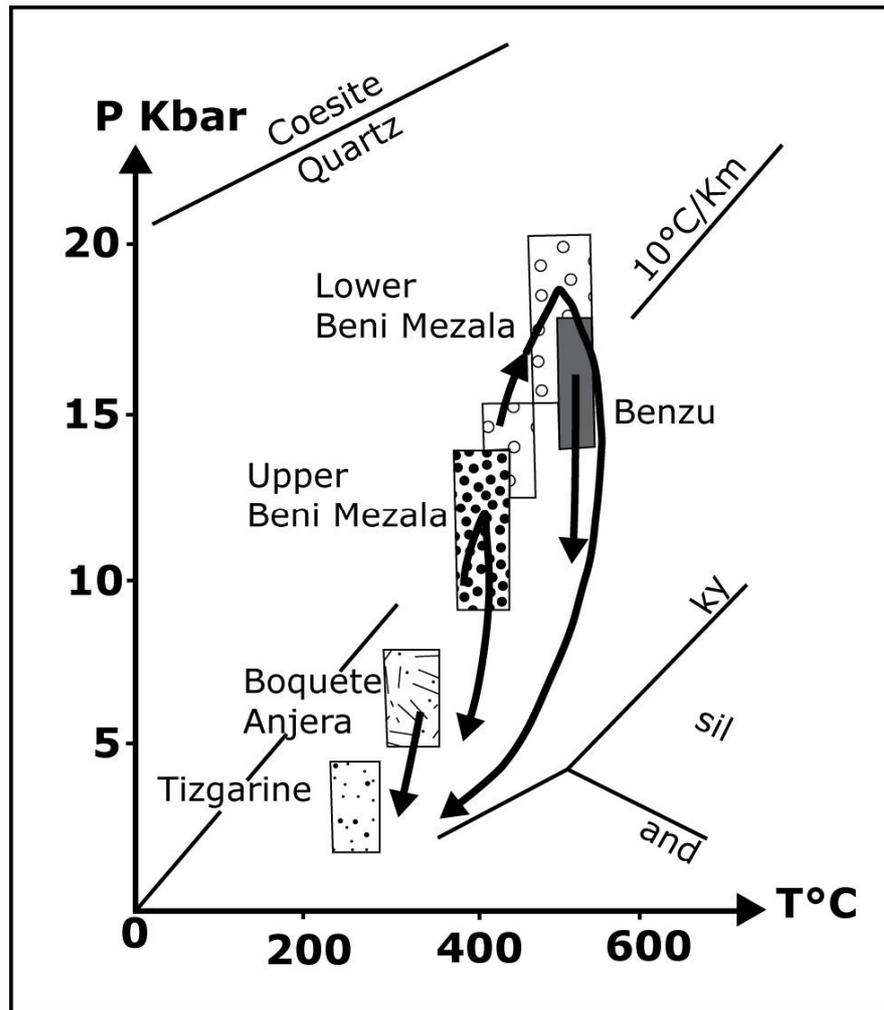


Fig. C.I-7 : Conditions P-T calculées par Bouybaouène et al. (1995) dans les métapélites permo-triasiques des Sébtides supérieures. TZ : Tizgarine; BA : Boquete Anjera; BM2 : Béni Mezala supérieur; BMI, Béni Mezala inférieur.

Au cœur de l'antiforme de Béni Mezala, affleure une unité de micaschistes graphiteux (unité de Benzou (BZ)) constituée par l'assemblage : grenat – chloritoïde – biotite - chlorite pour laquelle les conditions P-T ont été estimées aux alentours de 14 kbar et 550°C (Fig. C.I-7). Ces micaschistes sont similaires aux micaschistes paléozoïques de l'unité de Filali et pourraient donc être un équivalent des ces derniers mais ayant subi un métamorphisme de HP-BT.

Les unités de Federico au sud qui enveloppent l'unité de Filali montrent des conditions contrastées avec celles de leurs équivalents de l'antiforme de Béni Mezala. Alors que les

paragenèses sont similaires pour les unités de Tizgarine et de Bouquete Anjeras, l'unité de Béni Mezala, qui forme au sud une seule unité, présente des conditions de plus haute température et de plus basse pression qu'au nord caractérisées par l'assemblage disthène - phlogopite - chloritoïde. Les conditions P-T estimées pour cet assemblage sont à peu près de 10 kbar pour des températures de l'ordre de 550 - 600°C (Bouybaouène, 1993, Fig. C.I-7). On doit également noter la cristallisation tardive d'andalousite et de cordiérite dans cette unité. Cette cristallisation d'andalousite tardive qui remplace généralement le disthène n'a pas été observée dans les unités Béni Mezala au nord. Le gradient métamorphique dans les unités Federico au sud est donc plus élevé que celui observé au nord (Fig. C.I-7).

c-2- Les Sébtides inférieures

Le complexe Sébtide inférieur est constitué par un empilement de plusieurs unités tectonométamorphiques montrant de la base vers le sommet : des granitoïdes orthogneissifiées et des gneiss à cordiérite dits gneiss de Monte Hacho, et ayant pour équivalents dans la chaîne des Bétiques la nappe d'Ojen-Blanca, puis des péridotites recouvertes par une section crustale d'âge anté-permien comportant à la base, juste au contact avec les roches ultra-mafiques, une unité granulitique puis l'unité de Filali (Figs. C.I-5 et 6).

c-2.1. Péridotites de Béni Bousera

Les péridotites du massif ultrabasique de Béni Bousera et les péridotites de Ronda, situées à la base des unités Sébtides-Alpujarrides (Figs. C.I-1et 3), appartiennent au groupe des péridotites alpines, de haute température, du subtype lherzolitique qui bordent la Méditerranée occidentale (Nicolas et Jackson, 1972; Kornprobst, 1974; Reuber & al., 1982). Elles représentent des affleurements du manteau sous-continentale appartenant aux domaines internes de la chaîne bético-rifaine. Ces péridotites contiennent des tectonites à spinelle et des mylonites à spinelle/grenat. L'occurrence des péridotites de haute pression et haute température provenant du manteau subcontinental (Dickey et al., 1979), notamment les péridotites à grenat, en contact direct avec des roches métamorphiques de grade élevé de la croûte continentale, est un fait important pour comprendre les processus d'interaction entre le manteau et la croûte dans les ceintures orogéniques. En effet, le contact entre les péridotites et les granulites du complexe Sebtides-Alpujarrides est décrit comme une zone de cisaillement ductile (Reuber et al., 1982; Balanyá et al., 1997; Tubia et al., 1997).

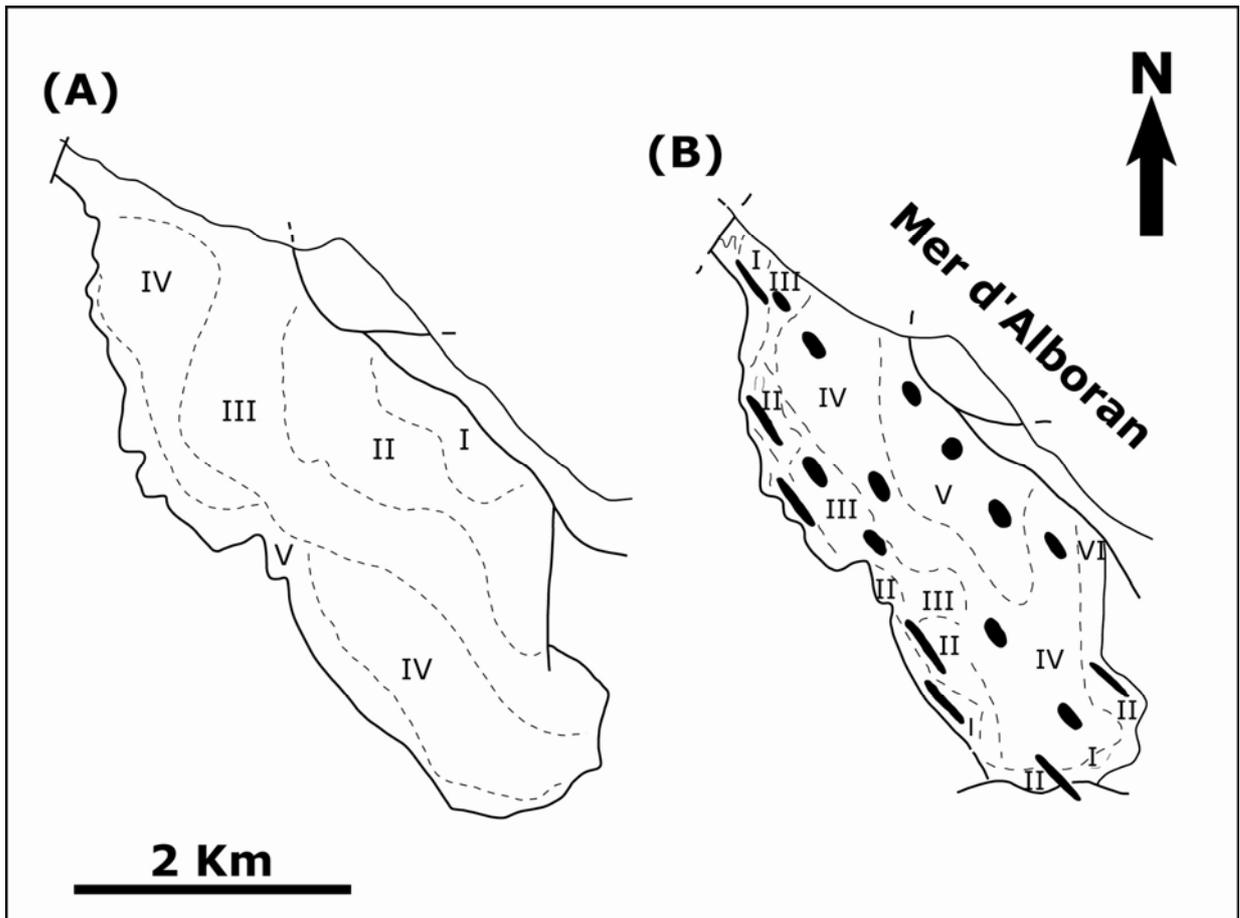


Fig. C.I-8 : Cartes de texture dans les péridotites de Béni Bousera. A) carte montrant les zones de même texture (Draoui, 1992). Zone I : texture à gros grains; II : texture porphyroclastique à gros grains; III : texture porphyroclastique au sens strict; IV : texture mosaïque sous type cerzat; V : texture mosaïque sous type équante. B) carte illustrant les zones de même texture en fonction de l'ellipsoïde de déformation finie dans le plan horizontal (les symboles noirs, Reuber et al., 1982). Zone I : cisaillement intense vers NW; zone II : cisaillement intense vers SE; zone III : cisaillement moins intense vers SE; zone IV : cisaillement faible mais régulier vers SE; zone V : cisaillement et aplatissement- sens de cisaillement opposés; zone VI : Serpentine.

Le Massif de Béni Bousera est un bon site pour étudier la relation de la déformation entre les péridotites à grenat et les roches de haut grade des Sebtides qui les entourent, et de la corréler avec le métamorphisme. Les bords du massif de Béni Bousera, très déformés (Fig. C.I-8B) sont constitués par harzburgites et des dunites, alors que les lherzolites à spinelle occupent majoritairement sa partie interne (Kornprobst, 1974; Reuber et al., 1982; Saddiqi, 1995). Il est également fréquent d'observer dans ces péridotites des niveaux de clinopyroxénites à grenat qui leur donnent un aspect rubané (Kornprobst, 1969; Kornprobst et al., 1990) et localement des péridotites à grenat au sommet du massif (Saddiqi, 1995). Ces

mêmes faciès se retrouvent dans les Bétiques qui présentent en plus des lherzolites à plagioclase et un faciès de fusion partielle (péridotite granulaire; [Obata, 1980](#); [Van der Wal et Vissers, 1993](#); [Garrido et al., 2006](#)).

Plusieurs travaux préliminaires sur la déformation des péridotites de Béni Bousera ont été réalisés ([Reuber et al., 1982](#); [Draoui, 1992](#); [Saddiqi et al., 1988](#)). Ces auteurs montrent l'existence d'un gradient de déformation du cœur du massif vers sa partie périphérique (contact avec les granulites sus-jacentes). En effet, le gradient de la déformation définie par nos prédécesseurs a été réalisé par l'étude des textures des péridotites ([Draoui, 1992](#); [Kornprobst et al., 1995](#); [Fig. C.I-8](#)), l'intensité du cisaillement des porphyroclastes d'orthopyroxène ([Reuber et al., 1982](#); [Fig. C.I-8](#)) et par la quantification de la déformation finie des péridotites ([Saddiqi et al., 1988](#)).

Evolution métamorphique, âge et modèles d'exhumation des péridotites

L'évolution métamorphique de l'ensemble des péridotites bético-rifaines, déduite à partir des associations minérales et des textures, indique une décompression à HT (>1000°C) depuis le domaine de stabilité du diamant ([Slodkevitch, 1982](#)) jusqu'à celui des lherzolites à plagioclase ([Kornprobst, 1974](#); [Kornprobst et Vielzeuf, 1984](#); [Kornprobst et al., 1990](#); [Pearson et al., 1991, 1993](#); [Fig. C.I-10](#)). Des assemblages observés dans les lits de pyroxénites à corindon incluses dans ces péridotites indiquent une pression de 20 kbar pour des températures aux alentours de 1200-1350°C ([Kornprobst et al., 1990](#)). Ces pyroxénites contiennent des pseudomorphoses de diamant graphitisées qui indiquent que les péridotites bético-rifaines ont subi des conditions de pression supérieures à 45 kbar (UHP) pour des températures de l'ordre de 1350-1400°C ([Davies et al., 1993](#); [Pearson et al., 1993](#)).

Les données géochronologiques (Lu-Hf et Sm-Nd) effectuées sur des couples grenat-pyroxène dans les pyroxénites indiquent des âges Miocène compris entre 25 et 20 Ma dans les péridotites aussi bien au Maroc qu'en Espagne ([Zindler et al., 1983](#); [Reisberg et al., 1989](#); [Blichert-Toft et al., 1999](#); [Pearson and Nowell, 2004](#)). L'âge de l'épisode de UHP reste mal contraint, mais certains auteurs proposent que ces péridotites aient été partiellement exhumées en base de croûte durant la phase d'extension jurassique liée à l'épisode de rifting téthysien ([Van der Wal et Vissers, 1993](#); [Michard et al., 2002](#); [Chalouan et Michard, 2004](#)). Des datations U-Pb sur des zircons magmatiques ont également été effectuées sur ces mêmes pyroxénites et suggèrent que ces pyroxénites sont liées au rifting jurassique et à l'ouverture de l'océan Atlantique ([Sanchez Rodriguez et Gebauer, 2000](#)). Cependant, les âges obtenus sur les bordures des zircons recristallisés de ces pyroxénites indiquent des âges Miocène.

Plusieurs modèles ont été proposés pour l'exhumation et l'insertion des péridotites bético-rifaines dans la croûte continentale. **1)** Les péridotites bético-rifaines ont été considérées partie d'une ophiolite due à l'obduction d'une unité de lithosphère océanique/manteau pendant les premiers événements de la collision de l'orogène bético-rifaine. Ce modèle a été proposé par Kornprobst (1974), et par Reuber et al. (1982) qui ont interprété les péridotites de Béni Bousera comme des écailles "froides" de manteau sous-continental (d'âge Jurassique), lors de l'empilement des nappes cénozoïques. **2)** L'hypothèse de mise en place dans un contexte "chaud" (Loomis, 1975; Obata, 1980) propose que l'exhumation des péridotites bétiques est due à un processus gravitaire de diapir asthénosphérique d'âge Oligo-Miocène. **3)** L'exhumation des péridotites et le métamorphisme de leur encaissant crustal est liée à un fort amincissement crustal qui a causé la remontée de diapirs asthénosphériques et engendré le métamorphisme observé dans les roches encaissantes (Tubia et Cuevas, 1986; Doblas et Oyarzun, 1989; Tubia et al., 1993, 1997).

Les péridotites affleurent également sous forme d'une écaille tectonique dans la région de Ceuta au toit d'orthogneiss du Monte Haho et à Cabo Negro sous les gneiss de l'unité de Filali (Kornprobst, 1974).

c-2.2. Les granulites

Structure, évolution métamorphique et âge

Les péridotites de Béni Bousera sont recouvertes par une enveloppe continue de granulites (Kinzigites, Kornprobst, 1974), d'une épaisseur relativement faible 50 à 200 m. Ces granulites sont essentiellement formées de paragneiss avec quelques intercalations de leptynites, de pyroxénites et de marbres.

Les assemblages minérales primaires des lithologies pélitiques de ces granulites sont à Grt+Ky+Kfs+Qtz, les conditions P-T déterminées pour cet assemblage sont de l'ordre de 10-13 kbar et 750-800 °C (Kornprobst et al., 1984; El Maz et Guiraud, 2001; Fig. C.I-9), alors que ceux des lithologies mafiques sont à Grt+Cpx+Qtz+Pl et ils sont équilibrés à 15 kbar et 850°C (Haissen et al., 2004; Fig. C.I-9). Les assemblages de HP sont remplacés par d'autres de BP-HT à travers la transformation du disthène en sillimanite, du Grt+Qtz en Opx+Pl et du Grt+Ky/Sil en Crd+Pl+Spl (Kornprobst, 1974; Haissen et al., 2004). Cet épisode métamorphique de basse-pression est équilibré à 5-7 Kbar, 700°C (Haissen et al., 2004). Des pressions plus élevées, de l'ordre de 16-20 kbar, ont été localement enregistrées par des

granulites basiques à ky (Granulites d'Ichendirene) dont l'assemblage primaire est constitué par Cpx (omphacite)-Grt-Qtz-Ky-Pl (Bouybaouène et al., 1998; Fig. C.I-9).

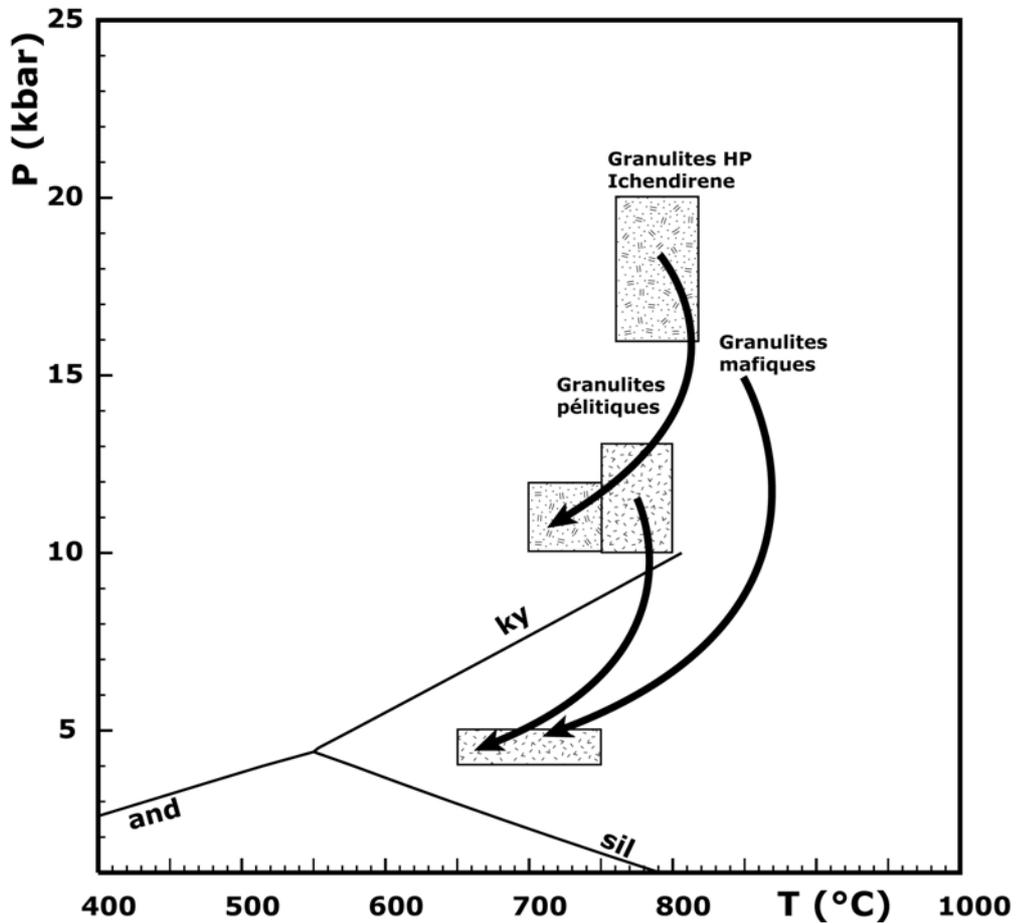


Fig. C.I-9 : Les conditions P-T des granulites pélitiques et mafiques de Béni Bousera, D'après Kornprobst et al., 1984; El Maz et Guiraud, 2001; Bouybaouène et al., 1998; Haissen et al., 2004 (voir le texte).

La datation U-Pb à la microsonde électronique de monazites en inclusion dans les grenats et celles de la matrice a donné respectivement, des âges hercyniens (284 ± 27 Ma) et des âges alpins (< 30 Ma, Montel et al., 2000). Ces granulites suggèrent une évolution à caractère polyorogénique, avec des reliques probables de l'orogénèse hercynienne (Michard et al., 1997). Les datations U-Pb effectués sur les bordures de zircon (Platt et al., 2003a) ainsi que les âges K-Ar et Ar-Ar obtenus sur les biotites (Michard et al., 1983, 1991; Saddiqi,

1995) sont compris entre 24,6 et 19,8 Ma. Ces âges montrent que les granulites de HP sont d'âge Oligo-Miocène.

c-2.3. Unité de Filali

Lithostratigraphie, évolution métamorphique et âge

Elle est essentiellement constituée par des métapélites et des quartzites avec quelques intercalations de pyroxénites et de metabasites au sommet et de gneiss et de leptynites à sa base. Cette unité affleure principalement dans la partie méridionale du Rif interne où elle enveloppe les granulites et les péridotites de Béni Bousera comme elle affleure également au nord au niveau du Cabo Negro (Figs. C.I-4B et 5). Les métapélites sont généralement des micaschistes riches en matière organique (graphite) qui passent progressivement vers la base de l'unité, à son contact avec les granulites, à des gneiss puis à des gneiss migmatitiques (Fig. C.I-4B). Cette évolution est matérialisée par une zonation métamorphique montrant un gradient croissant vers les péridotites. On peut identifier les zones suivantes Kornprobst (1974, 1976) et El Maz (1989).

- une zone à chlorite;
- une zone à chloritoïde;
- une zone à staurotide- andalousite;
- une zone à staurotide- andalousite- disthène;
- une zone à andalousite- disthène- sillimanite;
- une zone à sillimanite- feldspath potassique;
- une zone des migmatites.

Dernièrement, Negro (2005) a déterminé trois zones métamorphiques dans les micaschistes de l'Unité de Filali :

- une zone à chlorite±disthène±chloritoïde;
- une zone à grenat-staurotide±disthène;
- une zone à sillimanite-biotite±feldspath potassique.

Cette zonation métamorphique révèle un gradient métamorphique barrovien (de moyenne pression) auquel se superpose une évolution métamorphique de basse pression-haute température (BP-HT). Pour [El Maz et Guiraud \(2001\)](#), l'épisode métamorphique de moyenne-pression (MP) est précédé par une évolution thermique de basse pression. L'unité de Filali est caractérisée par un métamorphisme de moyenne pression-haute température (MP-HT) à haute température-basse pression (HT-BP) avec des conditions maximums de 7-8 kbar et 750 °C à la base des micaschistes et 8 kbar et 800 °C dans le gneiss ([Kornprobst et Vielzeuf, 1984](#); [El Maz et Guiraud 2001](#)). Ces conditions sont caractéristiques du faciès des amphibolites.

Quand à l'assemblage métamorphique des paragneiss migmatitiques, il est constitué par $\text{Grt}+\text{Fks}+\text{Bt}+\text{Pl}+\text{Qtz}\pm\text{Ky}+\text{Sil}\pm\text{Crd}\pm\text{And}$; la cordiérite et l'andalousite étant des phases tardives ([Aghzer et al., 2001, 2005](#)). Deux phases de migmatisation sont distinguées dans ces lithologies ([Aghzer et al., 2001, 2005](#)) : une première phase syn-pic thermique régional établi à 710-810°C et 6,6-9 kbar et une deuxième phase accompagnée par la production de la cordiérite sous des conditions P-T de 640-760°C et 4,5-5 kbar ([Fig. C.I-10](#)). Ces gneiss présentent quelques intercalations de granulites basiques de HP dont l'assemblage primaire $\text{Cpx}+\text{Grt}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Rt}$ est équilibré à 810-890°C, 13-15.7 kbar; il est antérieure à la re-équilibration postérieure de l'unité dans le faciès amphibolite ([Aghzer et al., 2003](#); [Aghzer et Haissen, 2005](#)). Dans ce dernier faciès, les lithologies mafiques se sont équilibrées sous des conditions P-T de 700-770°C et 8-9 kbar. Cette re-équilibration s'opère par une décompression isotherme qui caractérise également l'ensemble des unités des Sébtides ([Aghzer et al., 2003](#); [Aghzer et Haissen, 2005](#); [Fig. C.I-10](#)).

Les données géochronologiques, notamment les âges K-Ar et Ar-Ar sur biotites et muscovite obtenus aussi bien dans les gneiss que dans les micaschistes sont compris entre 22 et 20 Ma ([Michard et al., 1983, 1991](#)) et suggèrent donc une exhumation d'âge Miocène pour l'ensemble de l'unité Filali.

II. Géométrie des trajets P-T et contraintes géochronologiques

Différents événements tectonométamorphiques sont enregistrés par les Sébtides, plus particulièrement par les Sébtides inférieures dont l'évolution thermique est assez complexe. Dans le détail, les trajets P-T des unités Sébtides se caractérisent par trois épisodes tectonométamorphiques: un épisode de MHP-MHT, un épisode de BP-MHT et finalement un autre de BP-BT ([Fig. C.I-10](#)). Chaque épisode mentionné présente une signification tectonométamorphique et géodynamique dans l'édification de la chaîne bético-rifaine et dans son évolution tardi-orogénique :

D'après les travaux de Bouybaouène (1993); Bouybaouène *et al.* (1995); El Maz *et Guiraud* (2001); Haissen *et al.* (2004) et Negro (2005), les trajets P-T des Sébtides supérieures se caractérisent par une évolution prograde de HP-BT associée à la subduction alpine. Quant aux Sébtides inférieures (unité granulitique et unité de Filali), ils se caractérisent par un métamorphisme typique d'une croûte moyenne (épisode de MP dans la majeure partie de l'unité de Filali) à inférieure (épisode de HP dans l'unité granulitique et dans la base de l'unité de Filali). Cet épisode métamorphique de HMP est daté du Carbonifère suggérant une évolution à caractère polyorogénique hercynienne, puis alpine, de la composante crustale des Sébtides inférieures (Montel *et al.*, 2000; Zeck et Williams, 2001). Tous ces auteurs s'accordent sur le fait que les trajets P-T de l'ensemble des Sébtides se caractérisent par une décompression isotherme qui s'achève à BP suivie d'un refroidissement rapide et isobare. Le métamorphisme de BP-HT est daté de l'Oligo-Miocène (Loomis, 1975; Polvé, 1983; Blichert-Toft *et al.*, 1999; Michard *et al.*, 1983, 1991; Saddiqi, 1995). La décompression isotherme en question suggère une exhumation des Sébtides par une tectonique extensive post-orogénique alpine; celle-ci est soutenue par les sauts métamorphiques entre les différentes unités tectoniques (Platt, 1993; Haissen *et al.*, 2004; Aghzer *et al.*, 2005; Bouybaouène, 1993; Bouybaouène *et al.*, 1995). Ce régime tectonique extensif est à l'origine de l'ouverture de la mer d'Alboran et est contemporain des charriages des zones internes sur les zones externes à l'Oligo-Miocène.

L'ensemble des études antérieures montrent que l'augmentation du degré métamorphique est vers les péridotites de Béni Bousera. Selon Bouybaouène (1993); Bouybaouène *et al.* (1995); El Maz *et Guiraud* (2001); Haissen *et al.*, (2004) et Negro (2005), seule la phase tardive associée à la déformation cisailante alpine est commune aux unités tectonométamorphiques du complexe Sebtime. Les structures associées à la seconde phase de déformation alpine décrites par ces auteurs correspondent aux structures relatives à la déformation D₂ définie au chapitre III. Cette déformation affecte l'ensemble des unités Sebtime. En particulier, le contact tectonique chevauchant à la base de l'unité de Filali a été réactivé pendant cette déformation. Cette zone de cisaillement correspond au contact qui sépare les péridotites des granulites. Il a fonctionné de façon ductile et à haute température (Reuber *et al.*, 1982). Cette seconde phase de déformation est responsable de l'exhumation du massif.

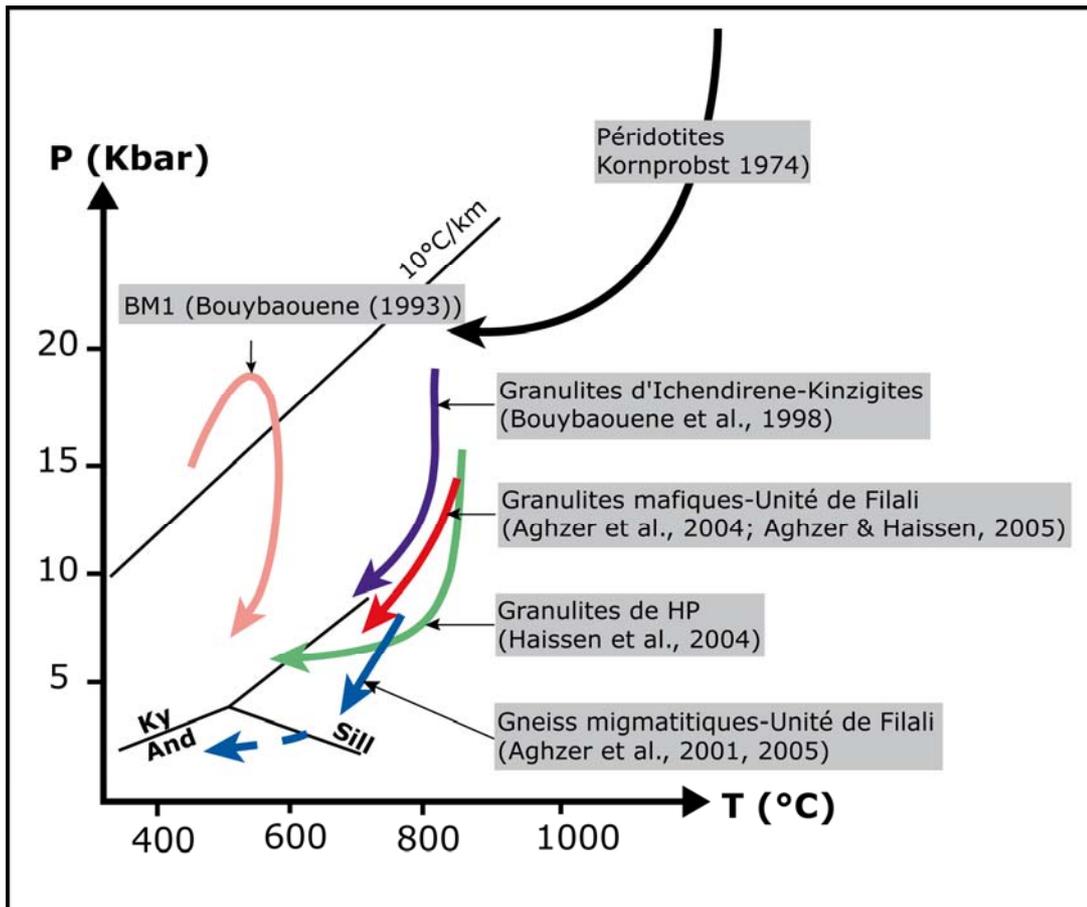


Fig. C.I-10 : Trajets P-T empruntés par les roches des différentes unités des Sébtides.

A la lumière de cette rapide revue bibliographique, il ressort que l'évolution métamorphique des métapélites de l'unité de Filali est clairement polyphasée. D'après les travaux antérieurs, il semble cependant que plusieurs points nécessitent d'être précisés.

- i) Quelles sont les caractéristiques de la déformation associée à l'exhumation des métapélites de Filali ?
- ii) Quelles sont les implications de la structure thermique à l'échelle régionale sur l'exhumation de ces roches métamorphiques et quelle est leur relation avec les périodites de Béni Bousera ?

iii) Existe-t-il des indices clairs d'un métamorphisme anté-alpin dans les roches de l'unité de Filali ?

iiii) Comment l'ensemble des données métamorphiques, géochronologiques, structurales, peut-il s'intégrer à l'échelle régionale et quelles sont les implications pour l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale ?

Nous focalisons sur l'étude des roches de l'unité de Filali, nous proposons dans les chapitres suivants des éléments de réponses partiels, nous exposerons ensuite les nouvelles données structurales, pétrologiques et géochronologiques de cette étude, qui nous ont permis de quantifier l'amincissement crustal dans les métapélites de l'unité de Filali. L'étude structurale dans les différentes unités du complexe Sebtime serait complétée par les nouvelles données pétrologiques afin de relier son évolution métamorphique et tectonique. Ces résultats permettront de proposer un modèle de déformation et d'exhumation des péridotites de Béni Bousera et leur enveloppe crustal.

III. Données cinématiques et rotations paléomagnétiques

Les principaux critères cinématiques, déduits dans les Sébtides et les péridotites de Béni Bousera, sont associés à des phases minérales syn-métamorphiques et liés aux processus d'exhumation. Ils montrent globalement des sens de cisaillement vers le NW dans l'antiforme de Béni Bousera et vers le N dans l'antiforme de Béni Mezala (Fig. C.I-11, Bouybaouène, 1993; Saddiqi, 1995; Michard et al., 1997, 2006; Negro et al., 2006). Dans la partie nord de l'Arc de Gibraltar, les unités Alpujarrides occidentales, des critères cinématiques contemporains indiquent des sens de cisaillement vers le N et le NE (Fig. C.I-11). Tous ces critères indiquent que l'origine tectonique de l'exhumation, mise en évidence dans les unités de l'arc Bétiques-Rif, a eu lieu avec des sens de cisaillement vers le N, et que les unités métamorphiques portant les linéations d'étirement étaient pliées au cours d'un autre stade de déformation. En supposant que la phase d'exhumation est d'âge ca. 23-20 Ma, la courbure de l'arc de Gibraltar se serait développée après le Miocène inférieur.

Les études paléomagnétiques, effectuées dans l'arc Bétiques-Rif, nous a permis de préciser cette dernière conclusion. Ces études montrent que les rotations sont essentiellement anti-horaires dans les calcaires, d'âge Jurassique-Crétacé inférieur, des unités de la Dorsale (Rif interne), et horaires dans les zones de la Dorsale Bétique (Sub-Bétique interne) (Platzman, 1992; Platzman et al., 1993; Platzman et Lowrie, 1992; Platt et al., 1995). Des rotations similaires et opposées sont observées dans les péridotites de Béni Bousera et de

Ronda, et dans leurs dykes leuco-granitiques (Saddiqi et al., 1995; Feinberg et al., 1996; Villasante-Marcos et al., 2003; Platzman et al., 2000 et Calvo et al., 2001). Cette observation nous a permis de montrer que les rotations ont eu lieu après le refroidissement de ces roches (ca. 20 Ma, Feinberg et al., 1996). Dans le Rif externe, la rotation anti-horaire mesurée dans les roches ultrabasiques (serpentinites) de Béni Malek et les métasédiments qui les recouvrent (Najid et al., 1981 et Elazzab et Feinberg, 1994), peut être attribuée à la déformation senestre le long de la zone de la faille du Nekor. A première vue, la rotation faible et opposée déduite dans les roches volcaniques calco-alkalines suggère que la rotation dans l'arc a été limitée à ca. 13-7 Ma. Cependant, les résultats paléomagnétiques des séquences sédimentaires d'âge Néogène de la chaîne Bétique montrent également que la rotation de l'axe vertical a continué après Miocène inférieur (Mattei et al., 2006; Cifelli et al., 2008). En résumé, la courbure de l'arc de Gibraltar a eu lieu principalement pendant Miocène inférieur-moyen, c'est à dire pendant l'extension, mais elle a continué par la suite.

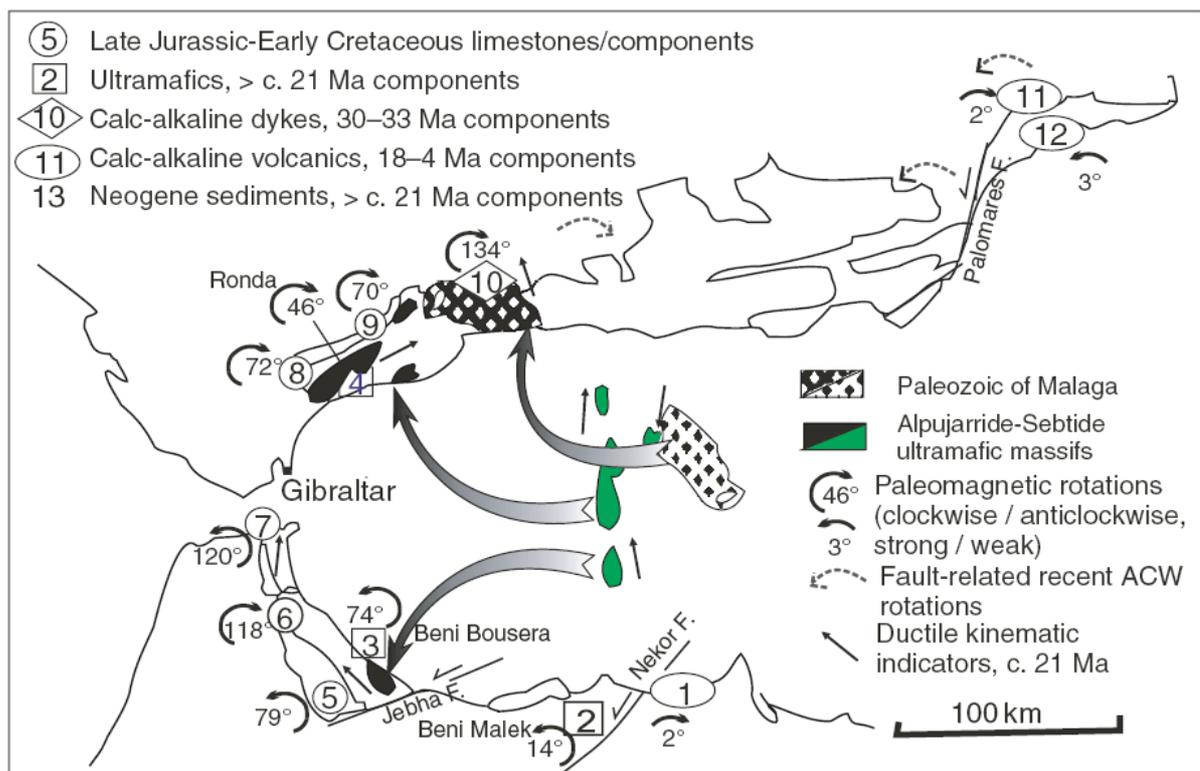


Fig. C.I-11: Rotations paléomagnétiques (valeurs moyennes) avec les sens de cisaillement autour de l'arc Bétiques-Rif (d'après Chalouan et Michard, 2004). Références: (1) Najid et al. (1981); (2) Elazzab et Feinberg (1994); (3) Saddiqi et al. (1995); (4) Feinberg et al. (1996); (5,9) Platzman (1992), Platzman et al. (1993), Allerton et al. (1994); (10) Platzman et al. (2000), Calvo et al. (2001); (11, 12) Calvo et al. (1997).

IV. Les principaux modèles de formation de l'arc de Gibraltar

La structure de la chaîne, caractérisée par l'empilement de ses complexes de nappes, sa forme arquée ainsi que sa structure crustale et lithosphérique et l'amincissement de la croûte continentale d'Alboran résultent respectivement d'une phase de compression et d'extension, a priori contemporaines (Platt *et al.*, 2003). L'origine géodynamique de ces deux phases tectoniques simultanées est un sujet de controverse, à en juger par le nombre de modèles proposés (e.g. Doblas *et al.*, 2007). Plusieurs mécanismes ont ainsi été proposés pour expliquer la forme arquée de la chaîne, la direction des chevauchements dans les zones externes et l'extension dans le domaine d'Alboran (Fig. C.I-12) :

(a) une érosion convective d'une racine lithosphérique continentale préalablement épaissie (Platt *et al.*, 2005; 2003 a et b; 1998; Platt et Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995);

(b) une rupture d'une plaque plongeante (plaque africaine) dans un contexte de subduction (slab break-off) (Blanco et Spakman, 1993; Zeck, 1996; Carminati *et al.*, 1998);

(c) une délamination d'une racine lithosphérique (García-Dueñas *et al.* 1992; Seber *et al.*, 1996; Calvert *et al.*, 2000);

(d) une extension arrière-arc associée au retrait vers l'ouest d'une zone de subduction (Michard *et al.*, 2002; Royden, 1993; Lonergan et White, 1997).

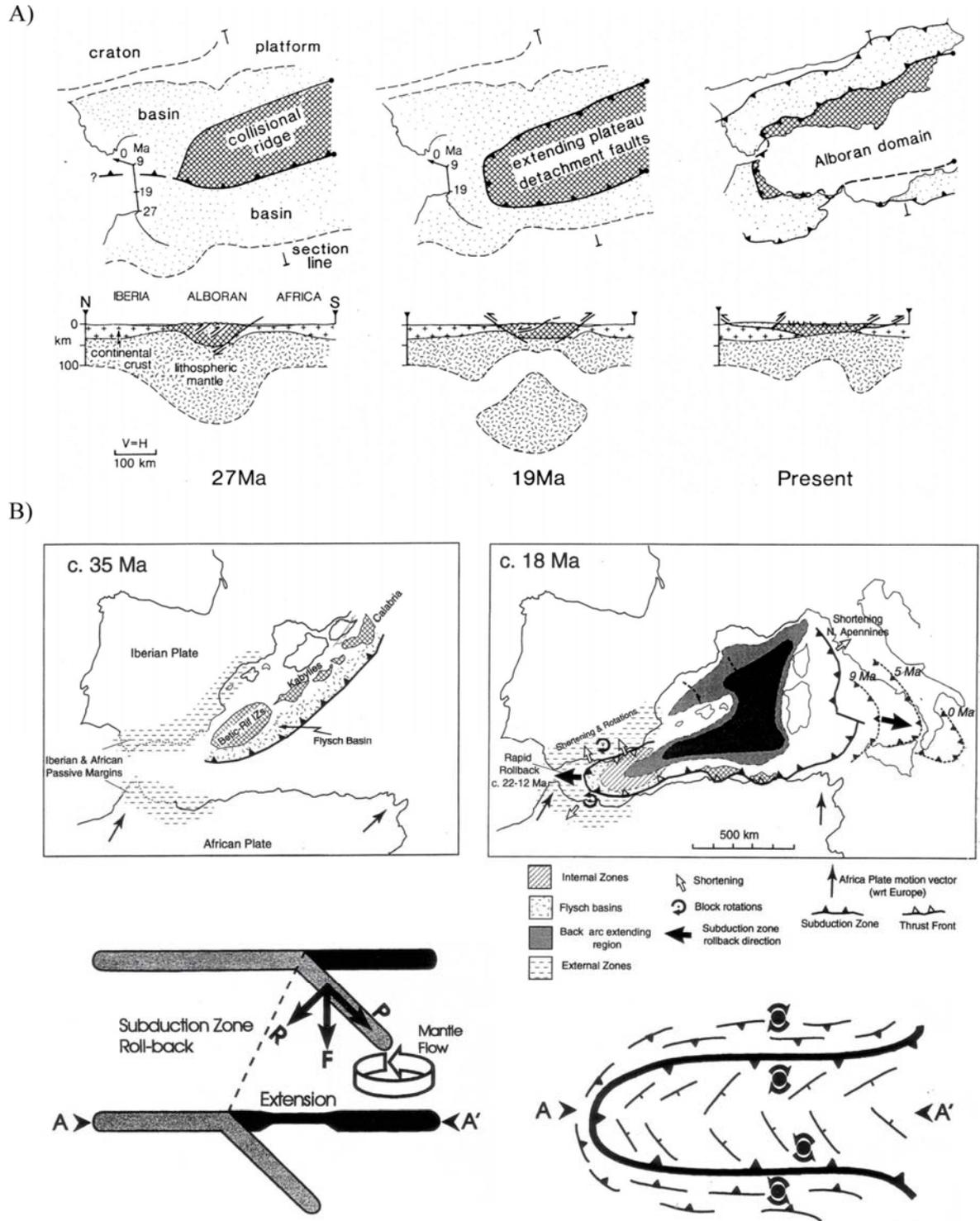


Fig. C.I-12 : Différents mécanismes proposés pour expliquer la géométrie actuelle de la chaîne bético-rifaine. **A)** et **B)** Évolutions de la charnière de subduction (lignes surimposées de triangles) en Méditerranée occidentale pendant l'Oligocène-Miocène. **A)** Selon le modèle de l'étalement gravitaire (Platt and Vissers, 1989). **B)** Selon le modèle du retrait (« roll-back ») de la zone de subduction en Méditerranée occidentale (Lonergan and White, 1997).

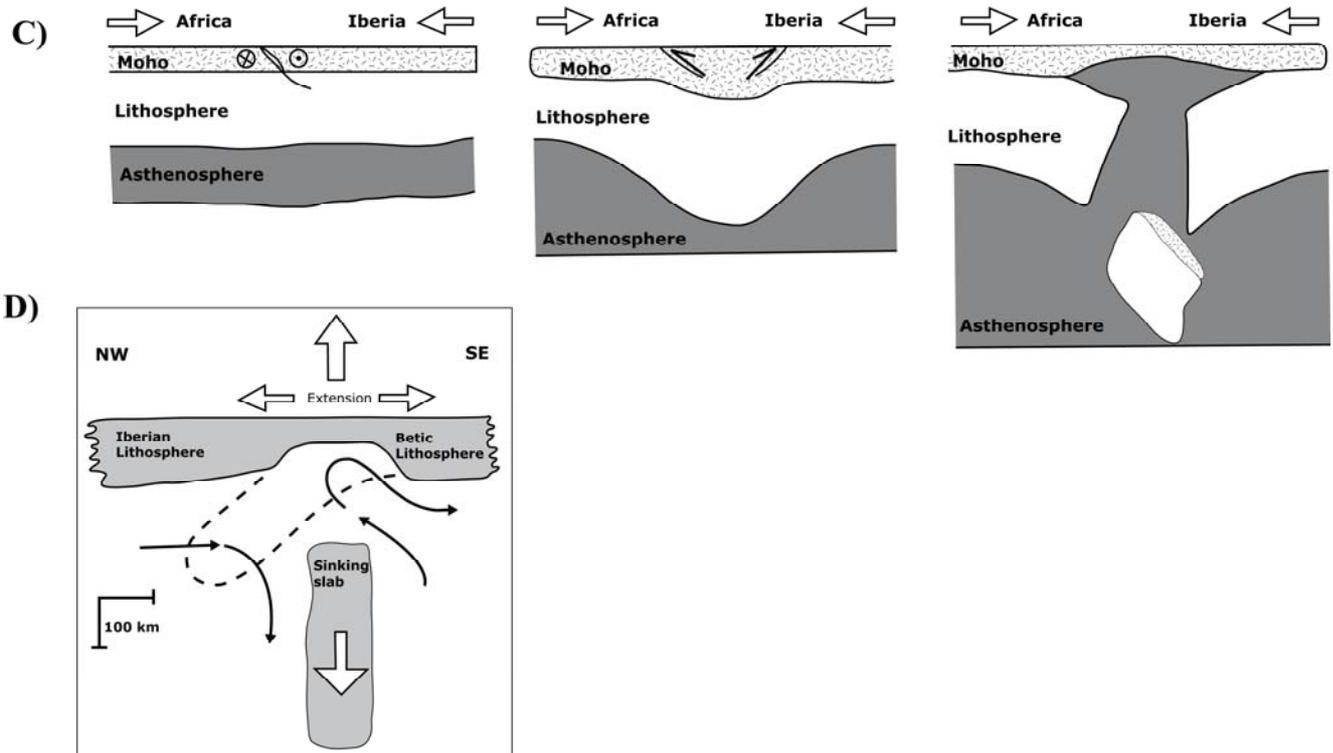


Fig. C.I-12 : C) Le modèle de la délamination de la lithosphère (Seber et al., 1996). D) Le modèle de la rupture du panneau plongeant (Zeck, 1996).

V. Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine

V.1. Evolution précoce des Sébtides

La chaîne bético-rifaine est une chaîne complexe à évolution polyorogénique. En effet, certaines unités du domaine d'Alboran (les Ghomarides, la base des Sébtides supérieures et la composante crustale des Sébtides inférieures formant la couverture des péridotites) montrent une évolution tectonométamorphique précoce, varisque, à laquelle s'est superposée une évolution alpine. En effet, Le bloc d'Alboran formait initialement avec les Kabyles, les Calabres et les Péloritains un domaine continental dit bloc ou microcontinent Alkapeca (MCA, Michard et al., 2002). Celui-ci s'est détaché de la marge africaine/apulienne au cours de l'ouverture téthysienne et s'est retrouvé entouré de deux branches de l'océan ligurien au Jurassique-Crétacé inférieur (Fig. C.I-13A).

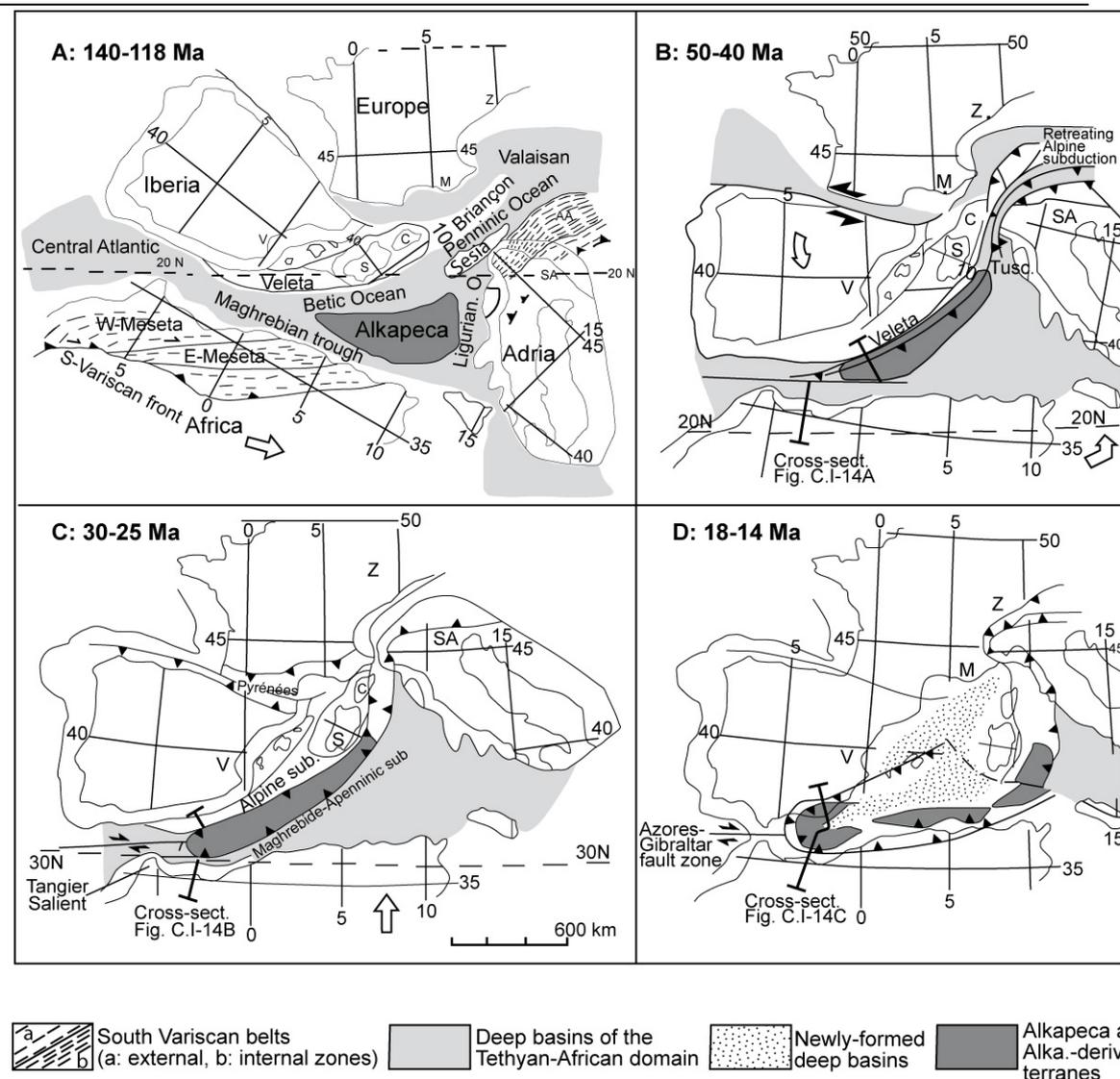


Fig. C.I-13 : Evolution tectonique de la chaîne bético-rifaine selon *Chalouan et Michard, 2004*. Interprétation en plan de l'origine et des déplacements du terrain d'Alboran et des blocs homologues dans le domaine alpin et ouest-méditerranéen. Position et déplacements (flèches épaisses) de l'Afrique, de l'Ibérie et d'Adria par rapport à l'Europe selon *Savostin et al. (1986)*, *Roest and Srivastama (1991)*, et *Dercourt et al. (1993)*. Position du bloc corso-sarde vis-à-vis d'Iberia d'après *Stampfli et al. (1998)*. Alpes occidentales d'après *Froitheim et al. (1996)*. Etat au Miocène (D) d'après *Faccenna et al. (1997)* et *Bouillin et al. (1998)*. Zones sud-varisques d'après *Chalouan et Michard (1990)*. AA: Austroalpine; C: Corse; IV: zone Ivrea; M.: Marseille; SA: Sud-Alpine; SM: Sesia-Margna; Tusc: Toscane; V: Valencia; Z: Züriche.

V.2. Evolution orogénique alpine

Trois modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine de la Méditerranée Occidentale.

- 1) Un premier modèle implique une collision, sans aucune liaison avec la subduction (Kornprobst et Vielzeuf, 1984; Platt et Vissers, 1989; Vissers et al., 1995; Turner et al., 1999; Montel et al., 2000).
- 2) Un second modèle implique une seule zone de subduction à vergence NW depuis la région de Gibraltar jusque dans les Apennins, active depuis le Crétacé supérieur (Buforn et al., 1995; Zeck, 1996; Lonergan et White, 1997; Calvert et al., 2000; Caby et al., 2001; Jolivet et Faccenna, 2000; Lacombe et Jolivet, 2005). Cette subduction referme progressivement l'espace océanique téthysien formé par le domaine Liguro-Piémontais et le domaine des flyschs Maghrébins, son prolongement vers le sud, et accommode la convergence des plaques Afrique et Eurasie.
- 3) Un troisième modèle implique un système à deux subductions successives, de vergences opposées: la première à vergence SE depuis la région Bétique jusque dans les Alpes, active depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène, et une seconde, à vergence NW depuis la région du Rif jusque dans les Apennins, active depuis l'Oligocène, avec un domaine AlKaPeCa entre les deux (Andrieux et al., 1971; Durand-Delga et Fontbote, 1980; Réhault et al., 1984; Torres-Roldan et al., 1986; Guerrero et al., 1993; Doglioni et al., 1998, 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000; Chalouan et al., 2001; Michard et al., 2002; Chalouan et Michard, 2004). Cette hypothèse présente l'avantage de s'accorder avec la vergence est de la subduction dans les Alpes.

Parmi ces modèles, le modèle qui semble le mieux adapté pour expliquer l'évolution géodynamique enregistrée par les unités formant la partie nord-sud de la chaîne alpine méditerranéenne est celui de Chalouan et Michard (2004) dont les grands traits sont reportés sur les figures C.I-13 et 14.

Le bloc d'Alboran formait initialement avec les Kabyles, les Calabres et les Péloritains un domaine continental dit bloc ou microcontinent Alkapeca (MCA, Bouillin et al., 1986; Michard et al., 2002). Celui-ci contient le futur Domaine d'Alboran, il se localise entre les blocs Ibérique et Afrique (Fig. C.I-13A). Le bloc Alkapeca s'est détaché de la marge africaine/apulienne au cours de l'ouverture téthysienne (Michard et al., 1993) et s'est retrouvé entouré de deux branches de l'océan ligurien au Jurassique-Crétacé inférieur (Fig. C.I-13A).

Depuis 80 Ma, les plaques Europe et Afrique se déplacent vers le nord tout en se rapprochant (Olivet et al., 1984; Chalouan et Michard, 2004). Dans la région Bétique-Rif, il y a mise en jeu d'une zone de subduction à vergence sud dans la Cordillère Bétique, au bord nord du bloc Alkapeca, liée à l'est à la subduction alpine (Chalouan et Michard, 2004; Figs. C.I-13B et 14A). La subduction à vergence nord et la formation de la chaîne de montagne du Rif ont commencé depuis l'Oligocène. Cette subduction est connectée à l'est avec la subduction apenninique (Fig. C.I-13C). Cependant, la plupart des datations géochronologiques ne contraignent pas l'âge du métamorphisme de HP-BT dans le Rif (Sébtides supérieures). Par conséquent, il y a plus d'une interprétation de la manière dont la subduction maghrébine est progressée (Figs. C.I-14B et C; Chalouan et Michard, 2004).

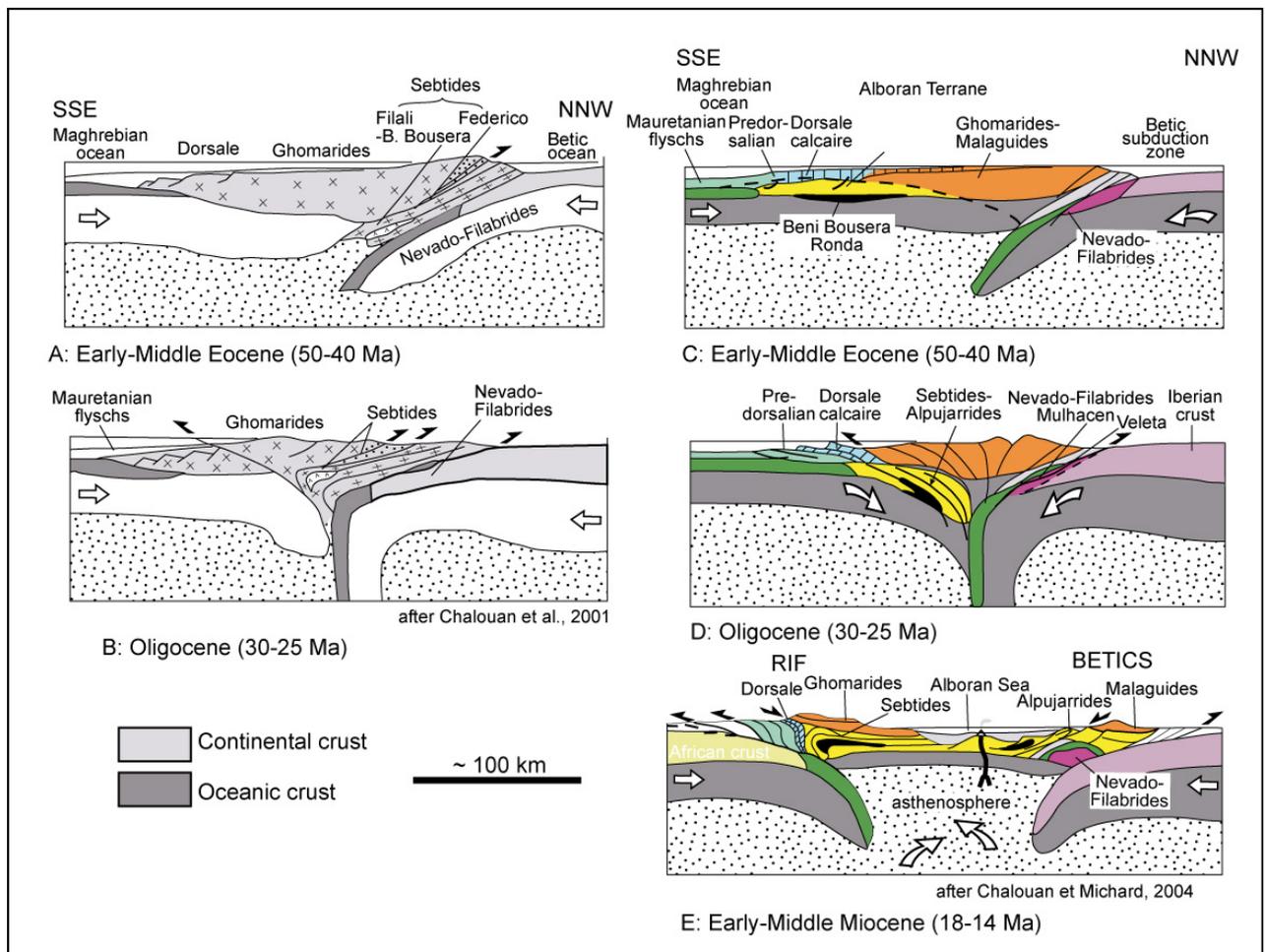


Fig. C.I-14 : Evolution géodynamique de la chaîne bético-rifaine selon Chalouan et Michard, 2004. Deux scénarios alternatifs, en fonction de l'âge (encore mal contraint) de l'événement métamorphique de HP-BT dans le complexe Sébtide-Alpujarride.

Le retrait progressif de la zone de subduction vers le sud-est entraîne une extension dans le bloc Alkapecca, avec un déplacement du domaine d'Alboran vers le Maroc (Fig. C.I-13D, Chalouan et Michard, 2004; De Lamotte et al., 2000; Gueguen et al., 1997; Lonergan et White, 1997; Maldonado et al., 1999; Verges et Sabat, 1999). L'extrémité ouest de la zone de subduction maghrébine commence ensuite à se tourner au cours du temps, elle engendre une direction nord-sud, puis elle s'est probablement connectée avec la subduction alpine-bétique dans la partie nord (Fig. C.I-13D, Chalouan et Michard, 2004; Favre, 1995; Menvielle et le mouël, 1985).

De l'Oligocène au Miocène moyen, l'extension arrière-arc a provoqué une extension extrême et un collapse extensif dans les parties internes de l'orogène qui donne lieu à l'ouverture de la mer d'Alboran (Figs. C.I-13D et 14C, Chalouan et Michard, 2004; Chalouan et al., 2001; Chalouan et al., 1997; Comas et al., 1999; Garcia-Duenas et al., 1992; Maldonado et al., 1992; Watts et al., 1993). Ceci est soutenu davantage par les âges de refroidissement des unités internes qui sont regroupés autour de 22 ± 2 Ma (Montigny et al., 2004).

Au Miocène-Pliocène, il y a une période de compression, suivie d'une période d'extension (Chalouan et Michard, 2004). Au Pliocène-Pléistocène, il y a une autre période de compression résultant de la tectonique post-nappe dans les parties centrales de la chaîne rifaine (Chalouan et Michard, 2004).

Chapitre II

EVOLUTION STRUCTURALE DU MASSIF DE BENI BOUSERA ET NATURE DES CONTACTS TECTONIQUES

Sommaire

Sommaire	41
I. Introduction	43
II. La déformation dans les péridotites de Béni Bousera.....	44
III. La déformation dans les granulites de Béni Bousera	48
IV. La déformation dans les métapelites de l'Unité de Filali	52
IV.1. Les micaschistes de l'Unité de Filali	54
IV.2. Les gneiss de l'Unité de Filali.....	55
V. La déformation dans les Ghomarides.....	56
VI. La déformation cassante	59
VII. Relation entre la déformation dans les péridotites et leur encaissant crustal.....	60
VIII. Conclusion	61

I. Introduction

Le massif de Béni Bousera est constitué d'un empilement de trois ensembles (six unités) aux caractéristiques lithologiques contrastées: Sebtides (péridotites, granulites, micaschistes et gneiss de Filali, schistes de Federico), Ghomarides (sédiments détritiques) et la Dorsale calcaire (Fig. C.II-1). Les contacts entre les unités Ghomarides et les unités Sebtides sous-jacentes et entre l'unité de Filali (micaschistes et gneiss) et les péridotites sont des failles normales à faible pendage (Chalouan et al., 1995; Saji, 1993). A Ras Aaraben, les Ghomarides sont séparés des péridotites par une faille normale (Kornprobst, 1974). Le contact entre les péridotites et les granulites est un cisaillement ductile de haute température (Reuber et al., 1982).

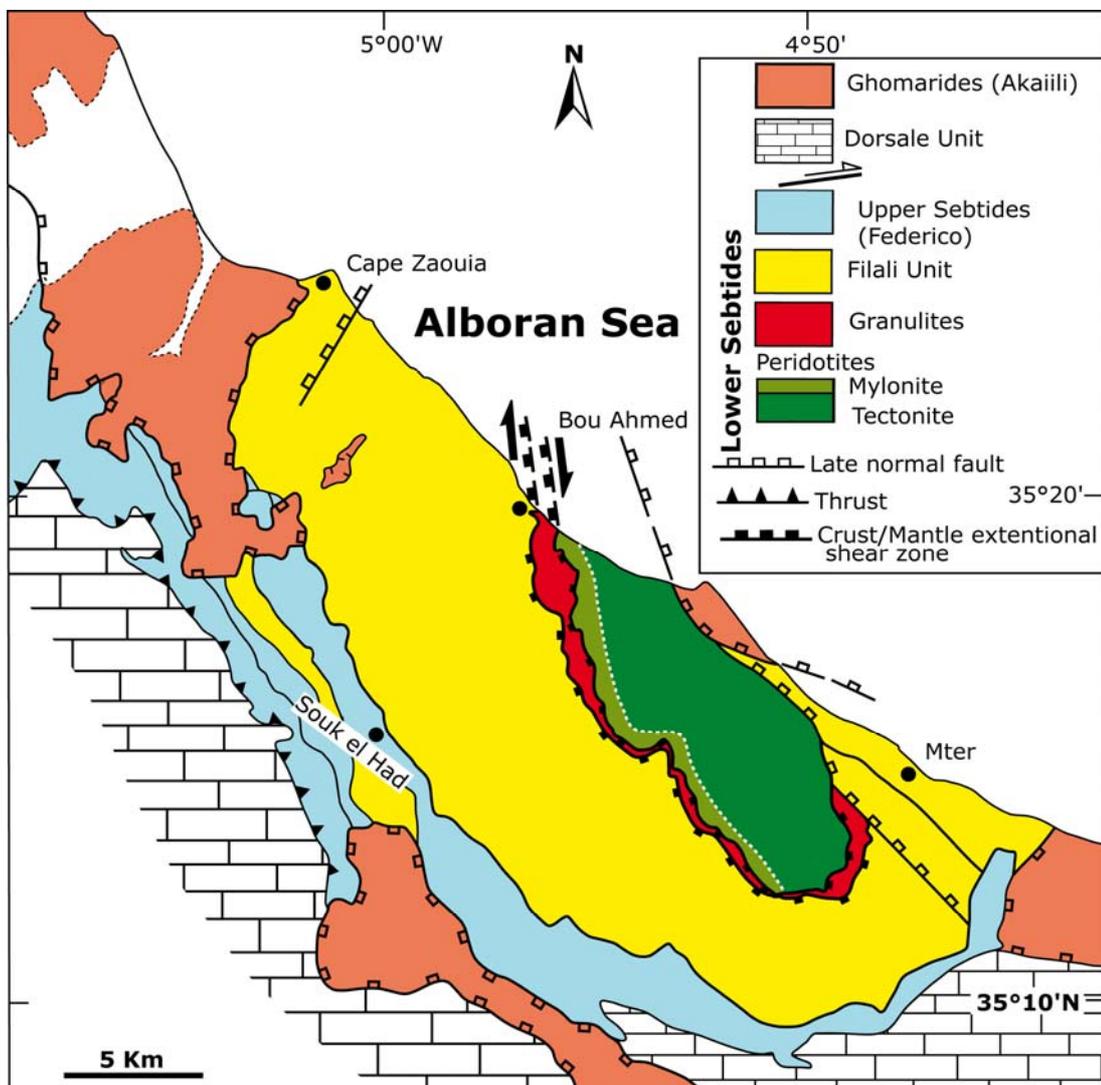


Fig. C.II-1 : Carte géologique simplifiée du Massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974) montrant la nature des contacts entre les différentes unités.

Une étude structurale a été réalisée dans les différentes unités du massif de Béni Bousera, essentiellement sur les métapélites (micaschistes et gneiss) de l'unité de Filali, les Ghomarides, les granulites et les péridotites de Béni Bousera. Cette étude a pour but de souligner les grands traits structuraux de ce massif tout en essayant de mettre en évidence la relation entre la déformation de la croûte et du manteau et de la corrélérer avec le métamorphisme. Ces données viendront compléter les données déjà existantes dans la littérature (Reuber et al., 1982; Saddiqi et al., 1988; Michard et al., 1997; Negro et al., 2006).

Les questions auxquelles nous avons tenté de répondre sont les suivantes: Quelle est la signification tectonique du contraste métamorphique apparent entre l'épisode de HP-BT des unités Sebides supérieures (Federico) et l'épisode de BP-HT des Sebides inférieures (Unité de Filali) ? Quelle est la relation entre la déformation dans la croûte et dans le manteau ? La structure actuelle du massif est-elle le résultat d'une ou de plusieurs déformations superposées, et dans ce cas quelle est la chronologie relative de ces déformations ?

Ce chapitre s'articule en deux parties. La première décrit et illustre par des figures des observations structurales concernant les quatre déformations successives qui ont été identifiées dans la région (i) D1: épaissement crustal, (ii) D2: amincissement de la lithosphère dans un contexte d'extension, (iii) D3: chevauchement tardif, et (iiii) D4: extension fragile, par des failles normales tardives. Dans la seconde partie, la signification régionale de ces déformations sera discutée. Un accent particulier sera mis sur un problème qui nécessite des précisions: la relation entre la mise en place des péridotites de Béni Bousera et les différents stades de la déformation.

I. La déformation dans les péridotites de Béni Bousera

Le cœur du massif des péridotites de Béni Bousera est dominé par des lherzolites à spinelle. Près des bordures du massif, les harzburgites avec le grenat et/ou le spinelle sont devenues plus courantes. Les deux types de péridotites contiennent généralement des lits de pyroxénites à grenat (Fig. C.II-2A, B), qui sont plus abondants dans les harzburgites (Fig. C.II-D), bordures mylonitiques du massif comme dans le massif de Ronda (Cordillère Bétique, Obata, 1977; Tubia et Cuevas, 1987). Cette évolution coïncide, en grosso modo, avec la distinction de deux domaines structuraux : (i) un domaine de la tectonite à spinelle dans le cœur du massif qui constitue le domaine moins déformé des péridotites, et (ii) un domaine à déformation localisée de la mylonite à spinelle-grenat. Ce dernier constitue la zone la plus déformée, il est situé au contact avec la croûte métamorphique sus-jacente, marquée par des granulites (Figs. C.II-1 et 2). La terminologie choisie se réfère à Reuber et al. (1982) et est compatible avec les études structurales des péridotites de Ronda (Van der Wal et

Vissers, 1993, 1996; Précigout et al., 2007) qui montrent une augmentation du gradient de déformation finie à partir de la tectonite vers la mylonite.

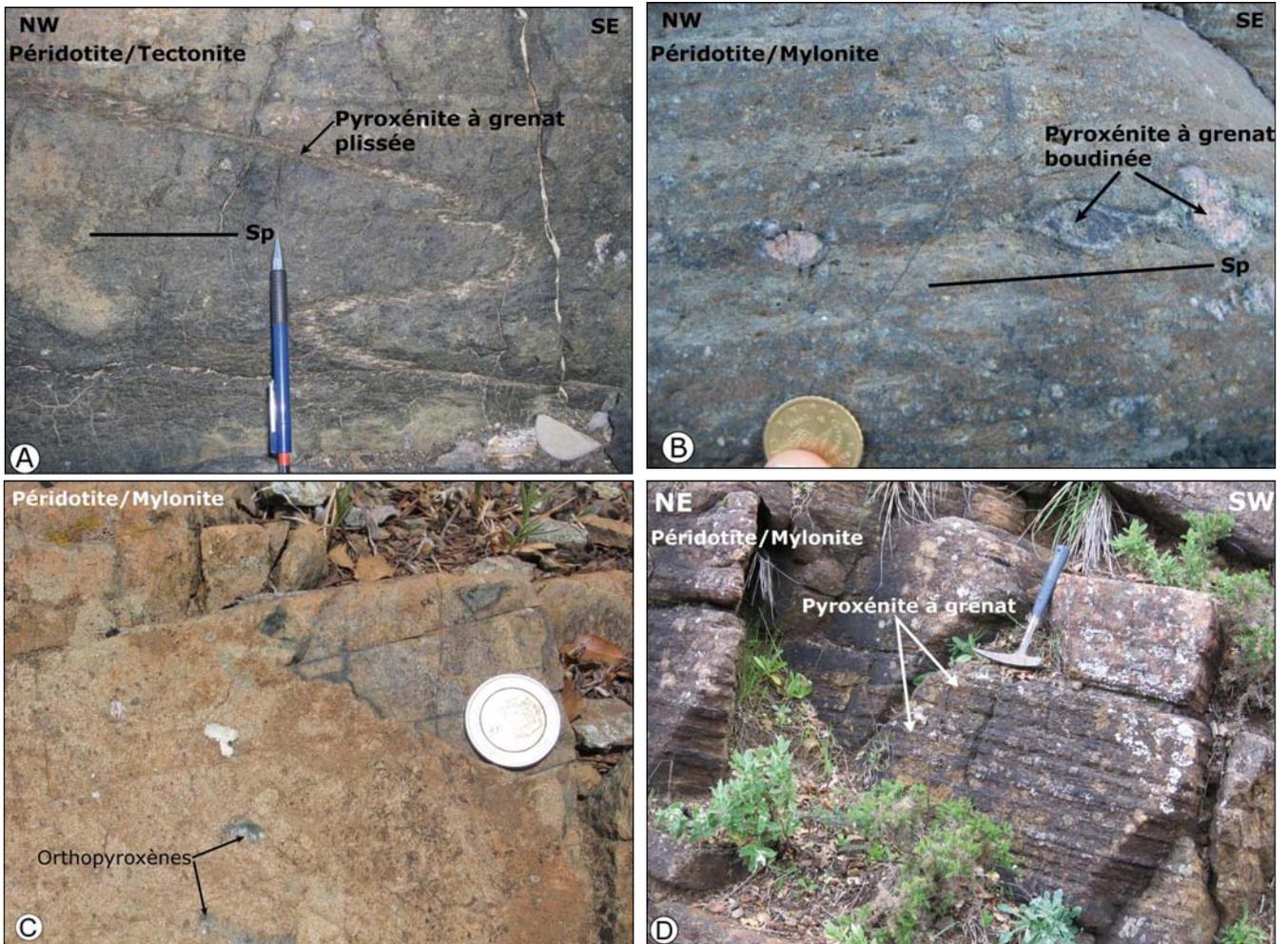


Fig. C.II-2 : Photographies de l’affleurement. **A)** Pli isoclinal affectant un banc de pyroxénites riches en aluminium dans les péridotites moins déformées (tectonites). La foliation principale (Sp) est parallèle au plan axial du pli. **B)** Banc de pyroxénites à grenat fortement déformé et boudiné dans la mylonite à spinelle-grenat. Il est étiré parallèlement à la foliation mylonitique. **C)** Cristaux d’orthopyroxène dans la mylonite. Ils sont allongés parallèlement à la foliation mylonitique et marquent la linéation au sein de la roche. **D)** Litage pyroxénites à grenat-péridotites dans la mylonite.

Dans la tectonite à spinelle, les lits de pyroxénites sont transposés et sont parallèles à la foliation principale (Sp). Ils sont généralement droits, mais localement montrent des plis serrés isoclinaux avec un plan axial parallèle à la foliation Sp (Fig. C.II-2A). Dans la mylonite

à spinelle-grenat, les lits de pyroxénites à grenat sont fortement étirés et boudinés en tant que des structures de pincement et de gonflement (Fig. C.II-2B).

La foliation principale S_p qui affecte les péridotites de Béni Bousera correspond au plan d'aplatissement des minéraux (Nicolas et al., 1971). Elle est bien marquée macroscopiquement par l'aplatissement des cristaux d'orthopyroxène et des grains de spinelle, ainsi que par l'étirement des bandes de pyroxénites à grenat boudinées (Fig. C.II-2B). Enfin, la foliation correspond au plan axial de plis isoclinaux asymétriques dessinés par les lits de pyroxénites à grenat (Fig. C.II-A).

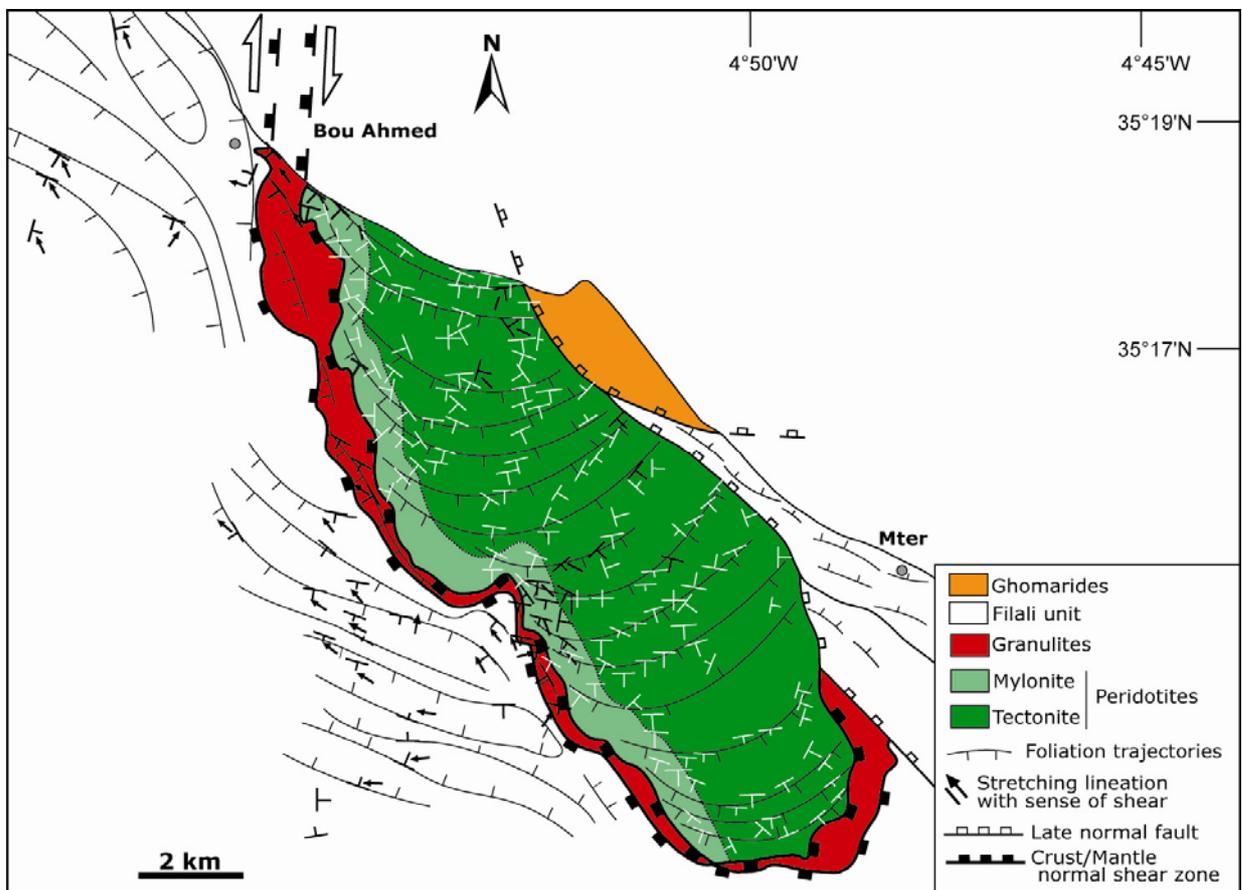


Fig. C.II-3 : Carte tectonique des péridotites de Béni Bousera et les roches crustales sus-jacentes (unités de granulite et Filali) montrant les trajectoires de la foliation principale (S_p) et les linéations d'étirement. Les données de foliation de Reuber et al. (1982) et nos propres données sont représentées par des symboles blancs et noirs, respectivement. Le contact croûte/manteau est interprété comme une zone de cisaillement extensive d'échelle lithosphérique, modifiée selon Reuber et al. (1982).

A l'échelle de la lame mince, le plan de foliation est souligné par l'aplatissement des porphyroclastes d'olivine et des bandes d'olivine recristallisées étendues parallèlement à l'alignement des porphyroclastes d'orthopyroxène et de grains de spinelle allongés et boudinés. Le plan de foliation Sp porte une linéation d'étirement minérale soulignée par l'allongement des cristaux d'orthopyroxène (Fig. C.II-C) et des grains de spinelle.

Bien que la mylonite à spinelle-grenat et la tectonite à spinelle montrent une foliation pénétrative, qui devient progressivement plus intense de la tectonite vers la mylonite (Fig. C.II-3). La carte de trajectoires de foliation principale Sp, établie à partir des données de Reuber et al. (1982) et de nos propres mesures (Fig. C.II-3) permet de mieux contraindre l'environnement tectonique de la déformation des péridotites de Béni Bousera. Nous remarquons d'après cette carte de mesure qu'au niveau de la tectonite à spinelle, la foliation montre une direction E-W à NE-SW (N145 à N15°; Fig. C.II-3).

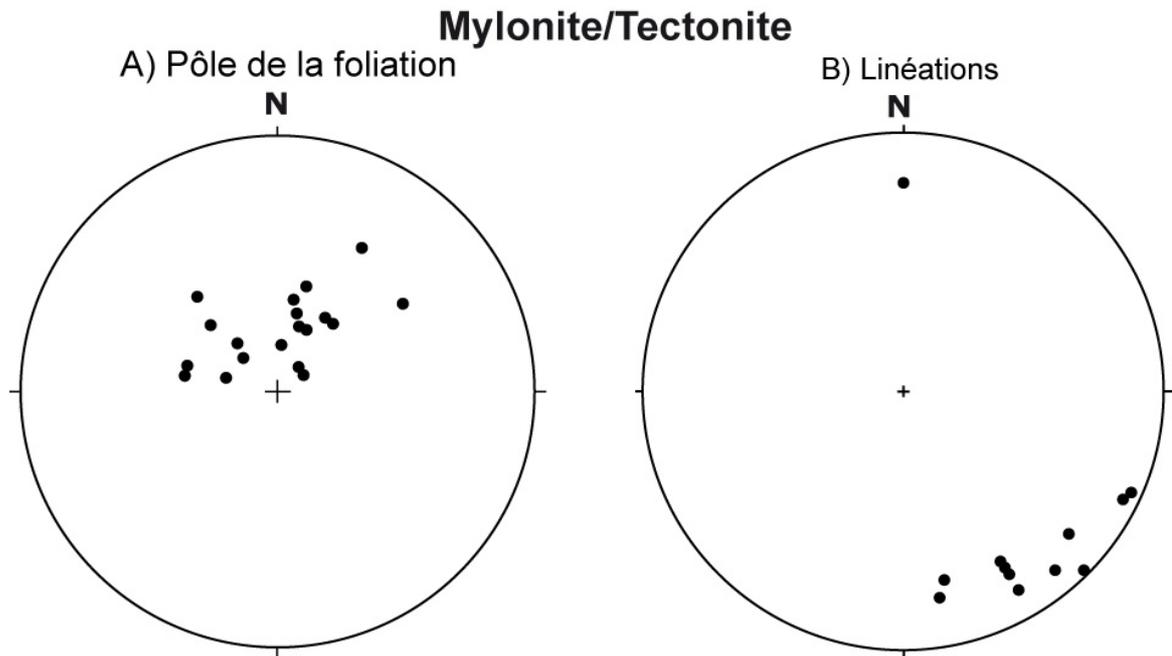


Fig. C.II-4 : Stéréogrammes des pôles de foliations et de linéations : **A)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur, surface égale de Wulff) de la fabrique Sp des péridotites de Béni Bousera; le plan moyen est orienté N161/19. **B)** Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des péridotites de Béni Bousera, le maximum est orienté N158/76.

Les pendages obtenus le long de cette lithologie sont systématiquement pentés vers le S-SE avec des valeurs variant de 10° à 60°. La linéation d'étirement associée à la foliation de la tectonite ne correspond pas à la ligne de plus grande pente de la foliation. Elle est orientée N115 à N150 avec un sens de plongement généralement vers le SE (Fig. C.II-3).

Dans la mylonite, la direction de la foliation se tourne vers SE-NW (N145° et N100°) avec un pendage d'environ 15-50° vers le SW, elle devient parallèle à la foliation dans les granulites sus-jacentes (Fig. C.II-3). La linéation d'étirement est subhorizontale avec une direction qui varie de N115° à N170°, avec un sens de plongement vers le NW à NNW (Fig. C.II-3).

La direction de la linéation d'étirement, les structures pénétratives de la mylonite à spinelle-grenat sont concordantes avec celles des unités crustales (métapélites de Filali et granulites) sus-jacentes. Les pôles de la foliation des péridotites montrent une tendance à se grouper autour de grands cercles (Fig. C.II-4A). Les variations dans l'orientation des foliations peuvent être rapportées au plissement tardif d'axe N40° qui a touché les péridotites (Kornprobst, 1974). Les linéations s'orientent vers la direction SE-NW (Fig. C.II-4B).

La transition de la tectonite à la mylonite est marquée par 1) une taille plus fine des grains, 2) une foliation plus intense et 3) une évolution à partir du plissement des lits de pyroxénites dans la tectonite jusqu'à leur étirement dans la mylonite. Ces caractéristiques indiquent probablement une augmentation de l'intensité de la déformation finie de la tectonite vers la mylonite et, par conséquent, l'existence d'un gradient de déformation d'échelle kilométrique dans les péridotites de Béni Bousera, comme le montre également les péridotites de Ronda en Espagne (Précigout et al., 2007). La rotation progressive de la direction de foliation de (N) E-(S) W dans la tectonite à SE-NW dans la mylonite (Fig. C.II-2) est également compatible avec l'existence d'un tel gradient de déformation et indique un cisaillement dextre vers le nord-ouest. Microscopiquement, les zones de cisaillement sont absentes dans les péridotites et, par conséquent, la description cinématique complète de la déformation des péridotites et de leur enveloppe crustale peut être abouti seulement par des critères cinématiques dans les roches de la croûte.

II. La déformation dans les granulites de Béni Bousera

Dans le massif ultrabasique de Béni Bousera, les granulites sont formées par une alternance de leucosomes et de mélanosomes (Fig. C.II-5E). Le leucosome se compose

essentiellement de lits quartzo-feldspathiques alors que le mélanosome se compose de grenat, disthène, sillimanite, biotite, feldspath potassique et opaques. Le litage est parallèle à la schistosité principale S_2 ; toutefois, ces mélanosomes sont souvent replissés. Les granulites de Béni Bousera sont principalement pélitiques (Grt+Ky+ Bt+Pl+Kfs+Qtz) avec des intercalations mafiques concentrées près du contact avec les péridotites. Ces intercalations mafiques affleurent sous forme de boudins et de lentilles de dimension métrique à centimétrique allongées le plus souvent de manière concordante avec la schistosité principale des métapelites encaissantes (Fig. C.II-5D). leurs assemblages minéralogiques renferment une association primaire à Grt-Cpx-Pl-Rt±Qtz souvent rétrotransformée par une association secondaire composée de Bt, Hbl, Opx, Pl et Ilm (Haissen et al., 2004). Ces granulites contiennent aussi quelques intercalations de marbres et de pyroxénites fortement cisailées qui se présentent sous forme de boudins de taille centimétrique à métrique dont le grand axe est parallèle à la schistosité principale S_2 . Des filons leptyniques en boudins centimétriques à métriques sont associés aux granulites. Deux types sont distingués :

- des filons, parallèles entre eux et aux plans axiaux des plis isoclinaux, concordants avec la foliation principale S_2 ;
- des filons discordants sur les plans S_2 .

Les granulites de Béni Bousera sont affectées par une foliation principale S_p qui constitue la fabrique planaire principale de cette unité. Cette foliation est concordante avec celle des métapelites de Filali sus-jacentes (Fig. C.II-6). Elle est associée à des plis P_2 sub-isoclinaux d'échelle centimétriques à métriques dont les charnières sont épaisses par rapport aux flancs (Fig. C.II-5B). La schistosité principale S_2 des granulites est généralement marquée par des assemblages à biotite et sillimanite. Elle a une direction globalement SE-NW avec un pendage vers le SW dans la partie Nord (Bou Ahmed-Filali) du massif et vers le NE dans la partie sud (Oued Amter; Fig. C.II-6). Les plans de schistosité portent une linéation d'étirement minérale soulignée par l'orientation préférentielle des biotites et par des amandes de quartz étirées. La direction principale d'étirement est globalement NW-SE (N160) et localement une direction NE-SW (N74) (Fig. C.II-9). Les structures observées, comme les veines de quartz sigmoïdes, le grenat cisailé et les bandes S-C indiquent des sens de cisaillement vers le NW (Figs. II-5A et C).

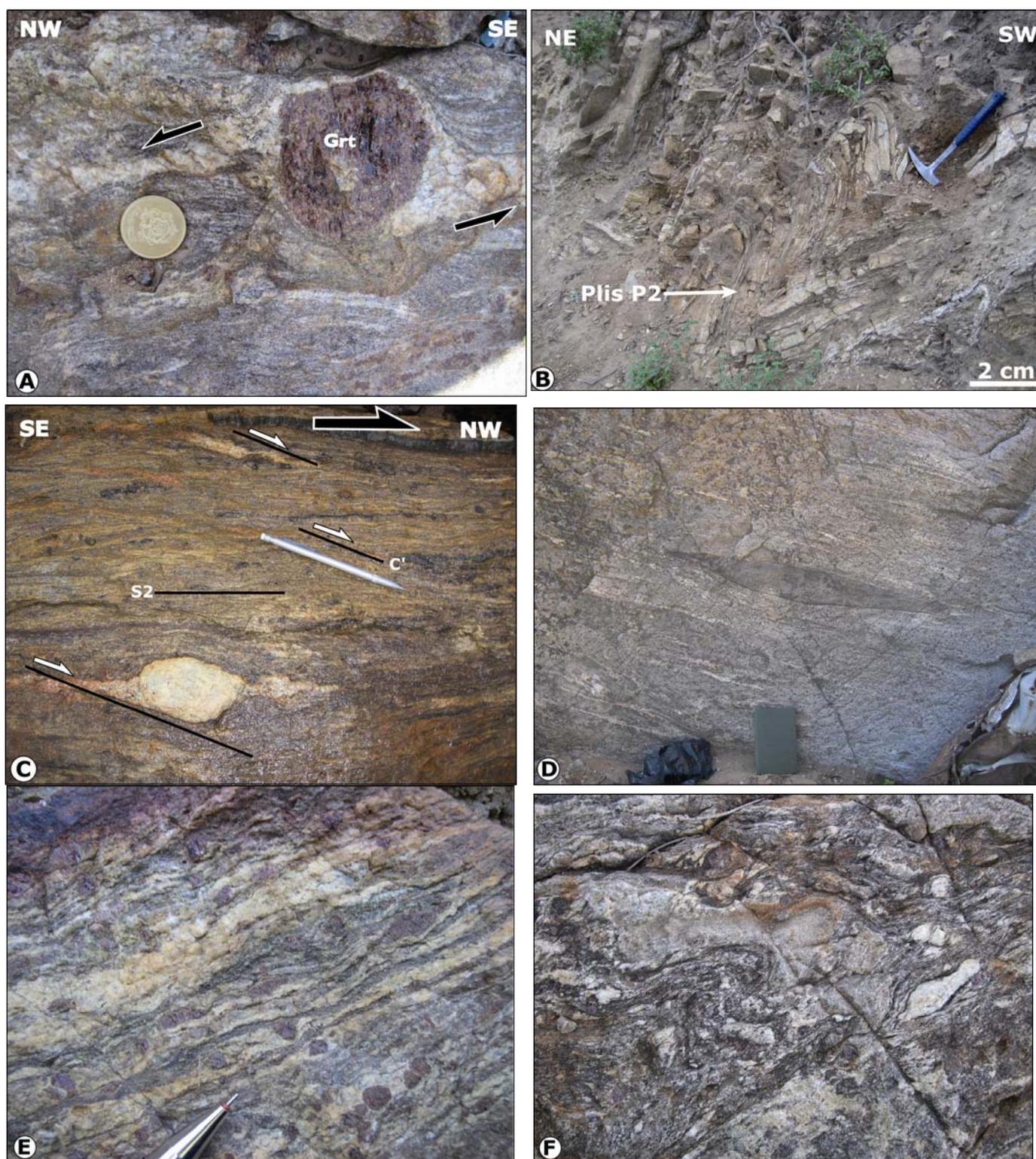


Fig. C.II-5 : Photographies illustrant la déformation observée dans les granulites. A) ombre de pression asymétrique de quartz autour d'un cristal du grenat indiquant un cisaillement vers le NW (*Bou Ahmed*). **B)** Plis P_2 asymétriques (*Village de Chriâat*) dont le plan axial est parallèle à la foliation principale S_2 . **C)** Bande S/C' de cisaillement indiquant un cisaillement vers le NW (*Plage d'Aarabene*). **D)** boudin mafique de dimension métrique à centimétrique intercalé dans les granulites pélitiques et allongé de

manière concordante avec la schistosité principale des métapélites encaissantes. **E)** Alternance de leucosomes et de mélanosomes. **F)** filon leptynique de taille centimétrique à métrique associé aux granulites et plis P_2 de plan axial parallèle à la schistosité principale.

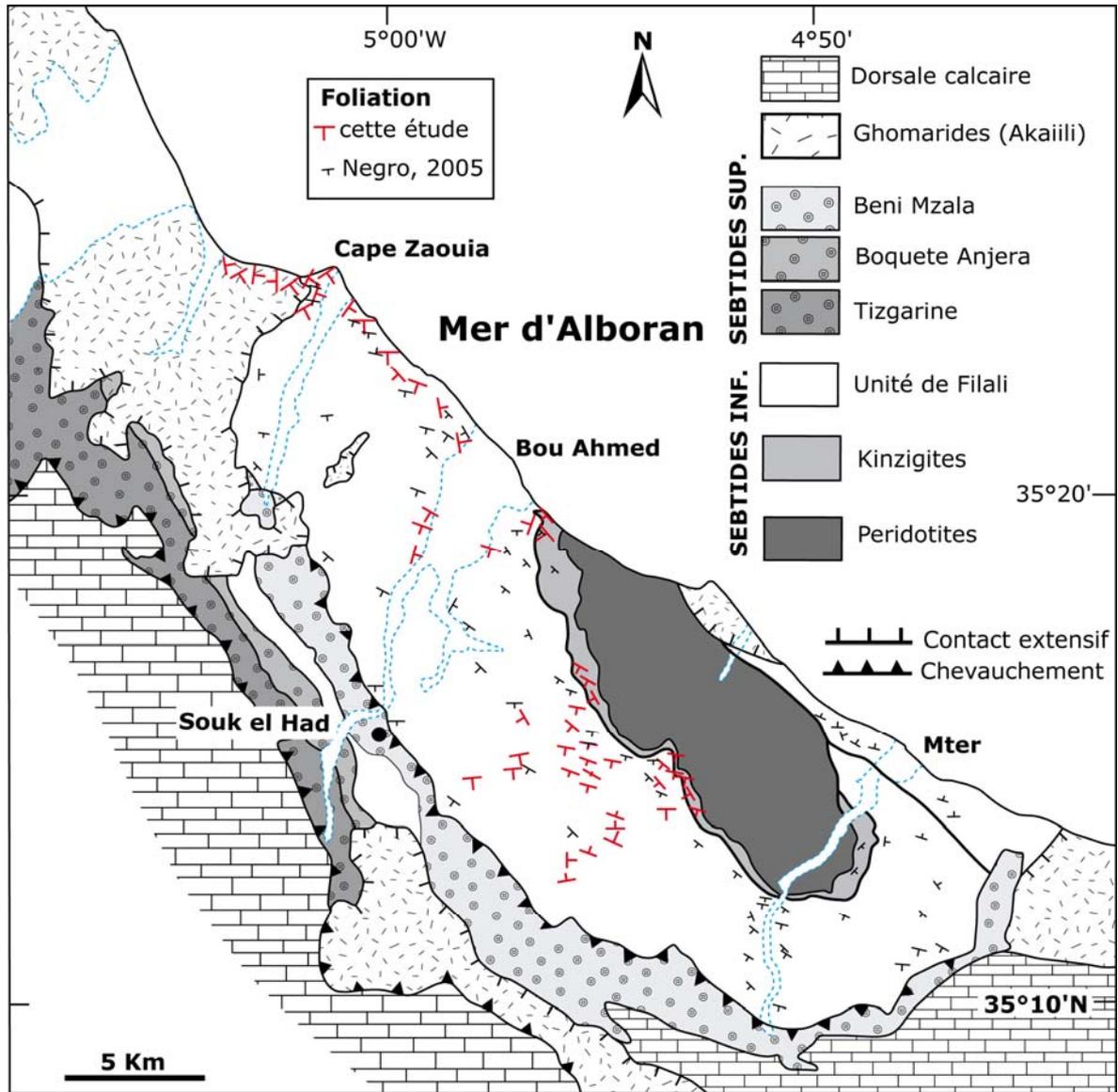


Fig. C.II-6 : Carte de la foliation principale (S_2) des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974).

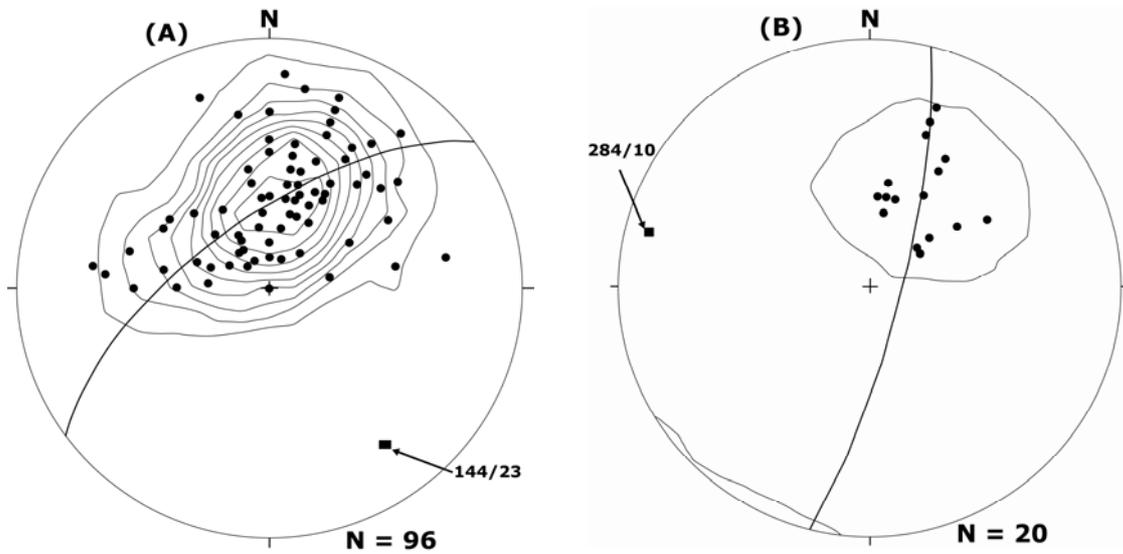


Fig. C.II-7 : *Stereogrammes des pôles de foliations : (A) Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la fabrique S_2 des métapélites de l'unité de Filali avec les contours de densité et le plan moyen orienté N144/23. Ce diagramme montre que S_2 est affectée par un plissement dont l'axe plonge de 23 au N144. (B) Projection stéréographique (hémisphère inférieur) à surface égale de Wulff de la fabrique S_2 des granulites de Béni Bousera avec les contours de densité et le plan moyen orienté N284/10.*

III. La déformation dans les métapélites de l'Unité de Filali

L'unité de Filali est essentiellement formée par des métapélites et semi-pélites (métapélites gréseuses) à grains généralement fins à moyens. La partie inférieure de l'unité est formée par une série de gneiss renfermant à leur base des niveaux migmatitiques et des barres de leptynites (Fig. C.II-8). La série gneissique est constituée de plusieurs variétés de gneiss qui diffèrent essentiellement par la structure. Ainsi, on retrouve des gneiss fins à rubanement quartzo feldspathique, des gneiss à structure cataclastique avec alternance de niveaux sombres micacés et de niveaux clairs quartzo feldspathiques et, enfin, de véritables gneiss ocellés à gros yeux de feldspaths potassique (Fig. C.II-8). Les métapélites de Filali contiennent aussi quelques intercalations de pyroxénites fortement cisillées qui se présentent sous forme de boudins de taille centimétrique à métrique dont le grand axe est parallèle à la schistosité des micaschistes et gneiss (Fig. C.II-8). Les bords de ces pyroxénites fortement

cisaillés et rétrogradés sont transformés en metabasites à hornblende qui se développe au détriment du pyroxène. La partie supérieure de l'unité est formée par une série de micaschistes et de quartzites (Fig. C.II-8). La présence de porphyroblastes de grenat, staurotide, disthène, andalousite et de plagioclase leur confère une structure porphyroblastique.

On trouve également en intercalation dans les micaschistes des niveaux centimétriques à métriques de metabasites (Fig. C.II-8). Ces roches sont de couleur verte à gris-verte et sont comme dans le cas des pyroxénites fortement affectées par la composante de cisaillement qui est responsable de leur aspect boudiné. Ces metabasites peuvent éventuellement dériver de la transformation rétrograde totale des pyroxénites.

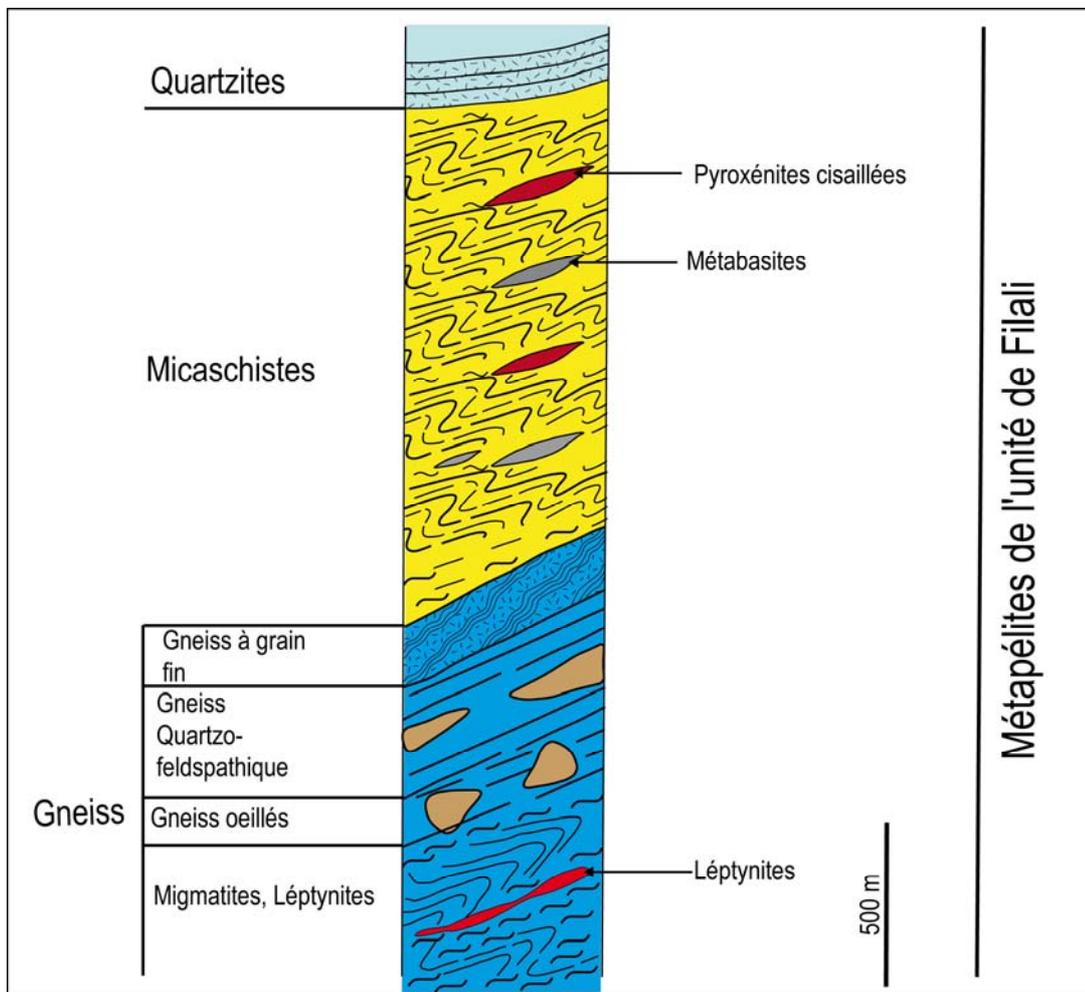


Fig. C.II-8: Log synthétique montrant la séquence métamorphique des métapelites de l'unité de Filali.

III.1. Les micaschistes de l'Unité de Filali

Dans les micaschistes de l'unité de Filali, la schistosité S_1 est bien visible à l'échelle de la lame mince, elle se présente sous forme de reliques alignées, parfois microplissées, à l'intérieur des porphyroblastes de plagioclase, staurotide et grenat. Elle est parfois définie par de petites paillettes de biotite, muscovite, quartz, ilménite et graphite replissés formant les microcharnières des plis P_2 dans certains échantillons. Le plan axial de ces microcharnières est parallèle à la foliation principale S_2 . A l'affleurement, on n'a pas pu observer la foliation S_1 .

La foliation principale S_2 est parallèle à la direction des principaux contacts tectoniques entre les différentes unités (Figs. II-6 et 12). Elle est orientée globalement NW-SE; le pendage vers le SW est dominant, mais des pendages vers le NE sont aussi observés (Fig. C.II-6). Ces derniers dominent le long de la côte Méditerranéenne mais sont aussi présents au nord des péridotites (Fig. C.II-6). Ces deux orientations suggèrent que la série est plissée en synforme. La foliation principale dans les métapelites de l'unité de Filali est relié à l'épisode de l'amincissement ductile de l'unité pendant l'exhumation (Saddiqi et al., 1988).

La schistosité S_2 des micaschistes de l'unité de Filali constitue la fabrique planaire principale de cette unité. Elle est généralement marquée par des assemblages à andalousite, muscovite et biotite dans la partie supérieure de l'unité et à biotite, muscovite et sillimanite dans la partie inférieure. Cette foliation principale S_2 entoure des porphyroblastes de plagioclase, grenat et staurotide, avec localement des ombres de pression indiquant un sens de cisaillement vers le NW. L'andalousite est omniprésente dans toute la séquence et montre une cristallisation syn et post-cinématique. Les plans de foliation portent une linéation d'étirement minéral soulignée par des amandes de quartz étirées, le grand axe des ombres de pression des porphyroblastes, et par la disposition orientée des micas, de prismes d'andalousite, de staurotide et des silicates d'alumine. La linéation minérale a une orientation qui varie autour d'une direction NW-SE et NE-SW dans l'ensemble de l'unité (Fig. C.II-10). En projection stéréographique, la dispersion des pôles de la linéation forme un arc (Fig. C.II-10). Un grand cercle moyen peut être superposé à cet arc et le pôle (axe de dispersion) de ce grand cercle moyen est orienté N107-64 (Fig. C.II-10).

La foliation principale S_2 est affectée par des plis P_2 généralement sub-isoclinaux de taille centimétrique à métrique ayant un plan axial subhorizontal (plis couchés, Fig. C.II-9E); leurs charnières sont épaisses par rapport à leurs flancs qui peuvent être boudinés. Le plan axial est parallèle à la foliation S_2 . Les microplis P_2 sont également visibles à l'échelle de la lame mince, et parfois les plis observés à l'échelle de l'affleurement, montrent souvent des flancs longs parallèles et une dissymétrie qui suggèrent une composante de cisaillement

importante au cours de la déformation dont ils dérivent. Les charnières anticlinales sont systématiquement déversées vers le nord-ouest (NW). Les axes de ces plis tels que l'on peut les mesurer au niveau des charnières préservées sont en moyenne orientés selon une direction NE-SW. La schistosité S_2 et les structures associées (plis, linéations, ...) sont ensuite reprises par une phase de plissement tardif qui a donné lieu à des plis P_3 , droits à légèrement déversées vers l'ouest, de taille métrique à décimétrique; leurs axes ont une direction N120. Ces plis développent rarement une schistosité de fracture de plan axial S_3 .

La cohérence entre l'événement HT-BP et la phase principale de déformation est également appuyée par **(1)** la présence de l'andalousite tardive étirée dans les veines de quartz intrafoliaires plissées et cisailées (Fig. C.II-9F), et **(2)** le fait que la linéation d'étirement est marquée par l'allongement des cristaux d'andalousite ou des fibres de sillimanite. Du point de vue cinématique, on observe des bandes de cisaillement S/C qui ont toujours un pendage plus fort que celui de la foliation principale S_2 , ce qui indique systématiquement un cisaillement en faille normale vers le NW. Des veines de quartz sigmoïdes indiquent le même sens de cisaillement (Fig. C.II-9A). Ces sens de cisaillement sont également indiqués par les ombres de pression asymétriques autour des grenats ou des bandes de cisaillement dans la foliation principale à l'échelle microscopique. D'autre part, les bandes de cisaillement sont marquées par la cristallisation de la biotite, de la muscovite et de la sillimanite.

III.2. Les gneiss de l'Unité de Filali

Le contact entre le gneiss migmatitique et l'unité granulitique sous-jacente est un cisaillement en faille normale vers le NW (Fig. C.II-12). Le gneiss migmatitique présente quelques intercalations de lentilles de leptynites, de pyroxénites et des granulites basiques. Il contient des leucosomes qui sont formés de grenat, biotite, fibrolite et cordiérite, les mésosomes sont formés exclusivement de quartz, feldspaths potassique et plagioclase. La texture migmatitique correspond aux veines et aux ségrégations felsiques qui sont parallèles à la foliation régionale S_2 .

Dans le gneiss, la foliation principale S_2 est parallèle au rubanement quartzo-feldspathique. Elle est définie par l'aplatissement des cristaux de quartz et des plages de biotite ainsi que par l'alternance des bandes de leucosome et mésosome dans le gneiss migmatitique rubané. A l'affleurement, aucune foliation antérieure à la foliation principale S_2 n'est observable. La foliation principale S_2 est concordante avec celle des micaschistes (Fig. C.II-6). La linéation d'étirement minéral est généralement marquée par l'orientation préférentielle des plages de biotite et de sillimanite. Sa direction est globalement NW-SE à N-S, parallèle à celle observée dans les micaschistes sus-jacents (Fig. C.II-10).

La foliation principale S_2 est souvent affectée par des plis serrés subisoclinaux dont le plan axial est parallèle à la direction de la schistosité principale (Fig. C.II-9D). On n'observe pas de schistosité dans ce plan axial et le leucosome ne présente pas de signes de déformation à l'état solide. Cela indique que ces plis sont contemporains de la foliation principale. Les axes des plis sont parallèles à la linéation minérale. Les structures observées témoignent d'une déformation non coaxiale, marquée par des figures de boudinage dans les niveaux quartzofeldspathiques et des bandes de cisaillement S/C qui indiquent des sens de cisaillement vers le NW (Fig. C.II-9C).

IV. La déformation dans les Ghomarides

La surface du contact tectonique qui sépare les péridotites de Béni Bousera et les schistes paléozoïques d'Alkaiili (Ghomarides), au niveau d'Aaraben, est nettement visible dans le paysage (Fig. C.II-11C). Les schistes d'Alkaiili sont formés par une alternance de niveaux gréseux et de niveaux pélitiques. On observe également dans les niveaux pélitiques des exsudats de quartz, ces exsudats sont concordants avec la foliation principale. Les schistes d'Alkaiili sont affectés par des grands plis subisoclinaux d'échelle centimétrique à métrique, il s'agit de plis asymétriques à vergence NE, dont le plan axial est parallèle à la foliation principale; leurs charnières sont accompagnés de petits plis d'entraînement.

La foliation est bien visible dans cette unité, elle est localement subhorizontale et porte systématiquement une linéation d'étirement minéral bien marquée par le rubanement de quartz et l'alignement des micas, ce qui implique une transposition partielle de la fabrique S_1 antérieure. L'orientation de la linéation minérale est assez variable, NW-SE et NE-SW (Fig. C.II-10). La linéation de direction NW-SE est associée à des sens de cisaillement vers le NW, ce qui s'accorde bien avec la direction d'étirement et le sens de cisaillement que nous avons observés dans l'ensemble des unités Sebtides inférieures. La linéation de direction NE-SW est associée à des sens de cisaillement vers le NE. Cette direction, différente de celle observée dans les unités sous jacentes, peut être attribuée à la déformation liée à l'orogénèse hercynienne (Chalouan et Michard, 1990).

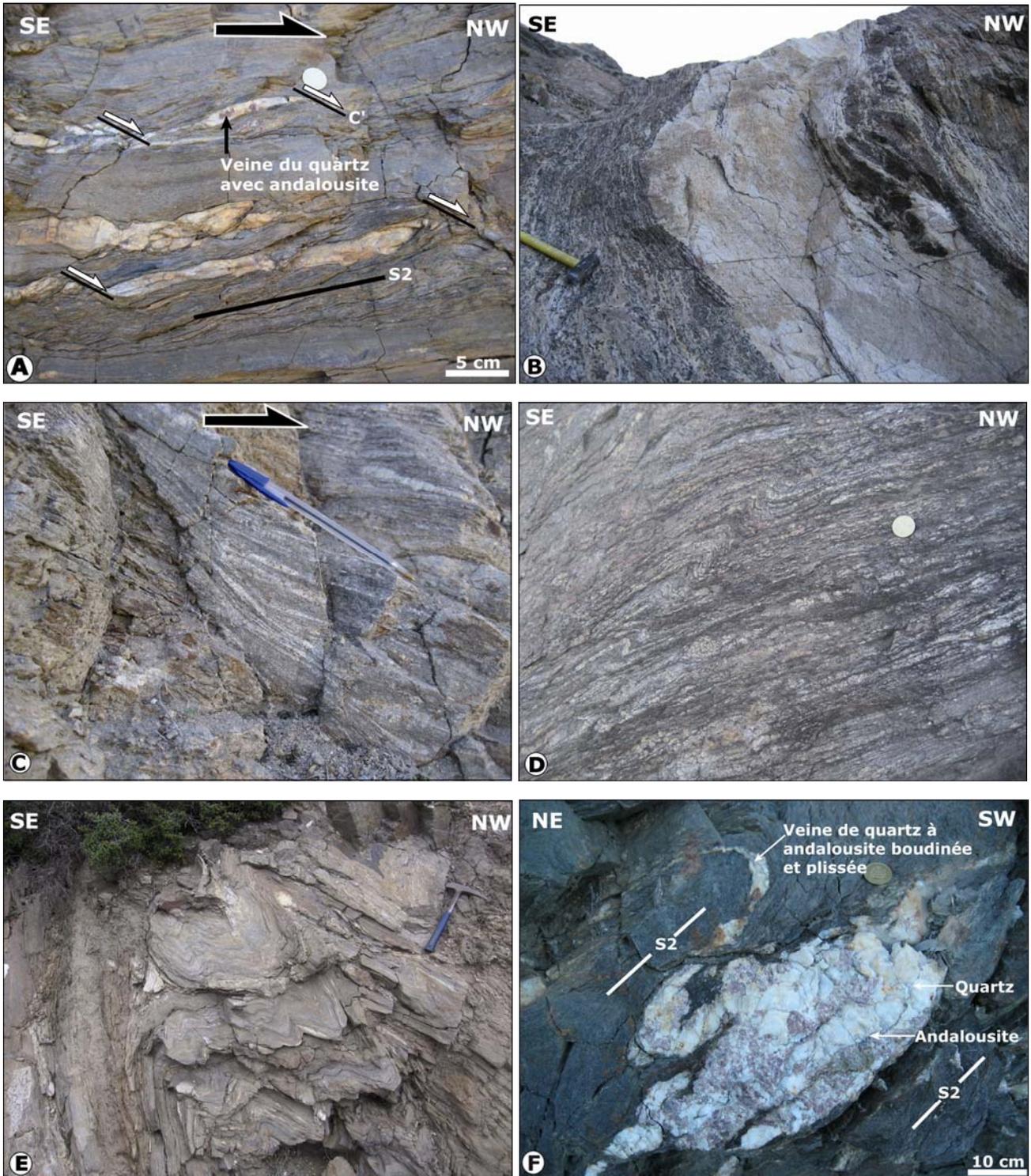


Fig. C.II-9 : Photographies illustrant la déformation observée dans les métapélites de l'unité de Filali. **A)** Veines de quartz à andalousite boudinées et cisillées vers le NW dans les micaschistes de Filali. **B)** Filons aplitiques dans des gneiss migmatitiques, photographie réalisée sur la route entre Filali et Bou Ahmed. **C)** Bande de cisaillement dans le gneiss migmatitique indiquant un cisaillement vers le NW. **D)** Plis P_2 déversés vers le NW dans le gneiss migmatitique, le leucosome est également plissé. **E)** Plis P_2 déversés vers le NW dans les micaschistes de Filali. **F)** Veine de quartz à andalousite plissée et cisillée dans les micaschistes de l'unité de Filali.

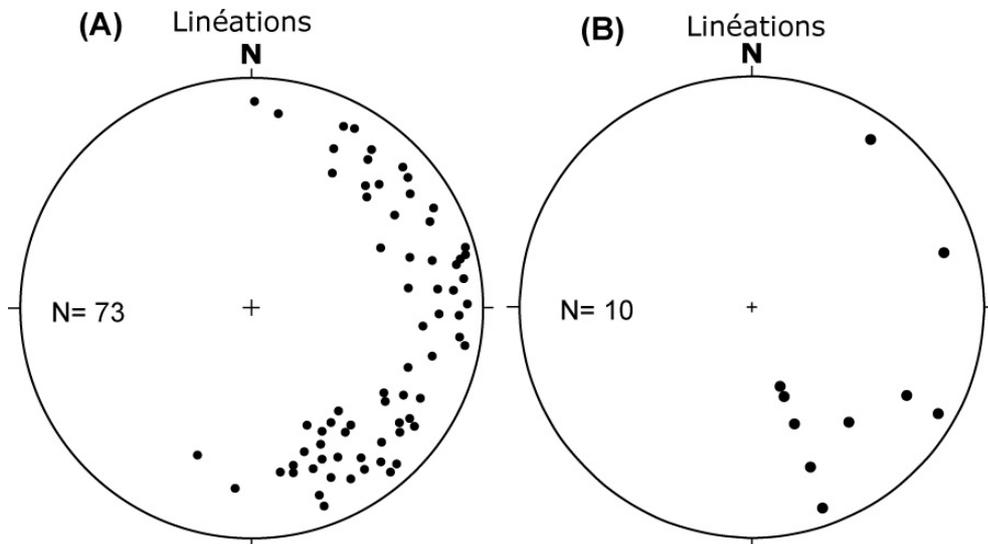
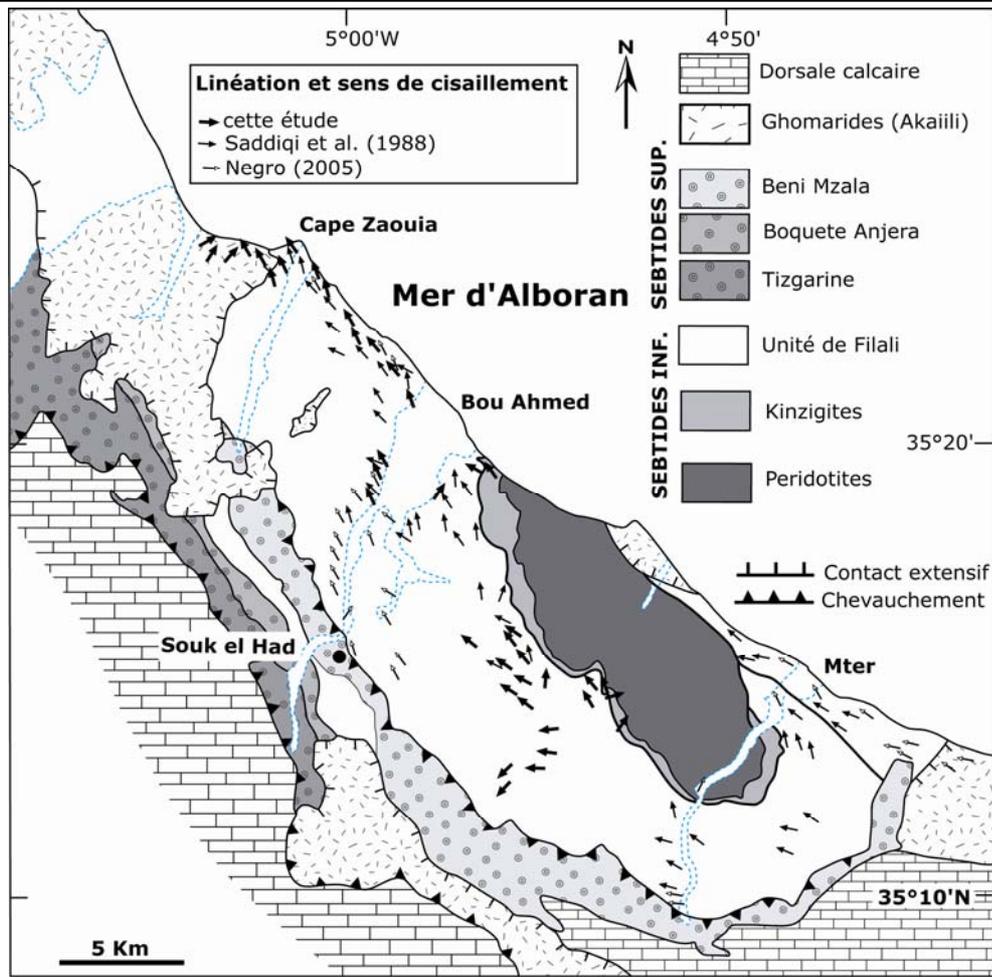


Fig. C.II-10 : Carte des linéations des unités Sébtides dans le massif de Béni Bousera (modifiée d'après Kornprobst, 1974) et stéréogrammes des pôles de linéations : (A) Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des métapelites de l'unité de Filali, Le maximum est orienté N107-64. (B) Projection stéréographique (hémisphère inférieur à surface égale de Wulff) de la linéation minérale des granulites de Béni Bousera, Le maximum est orienté N161-19.

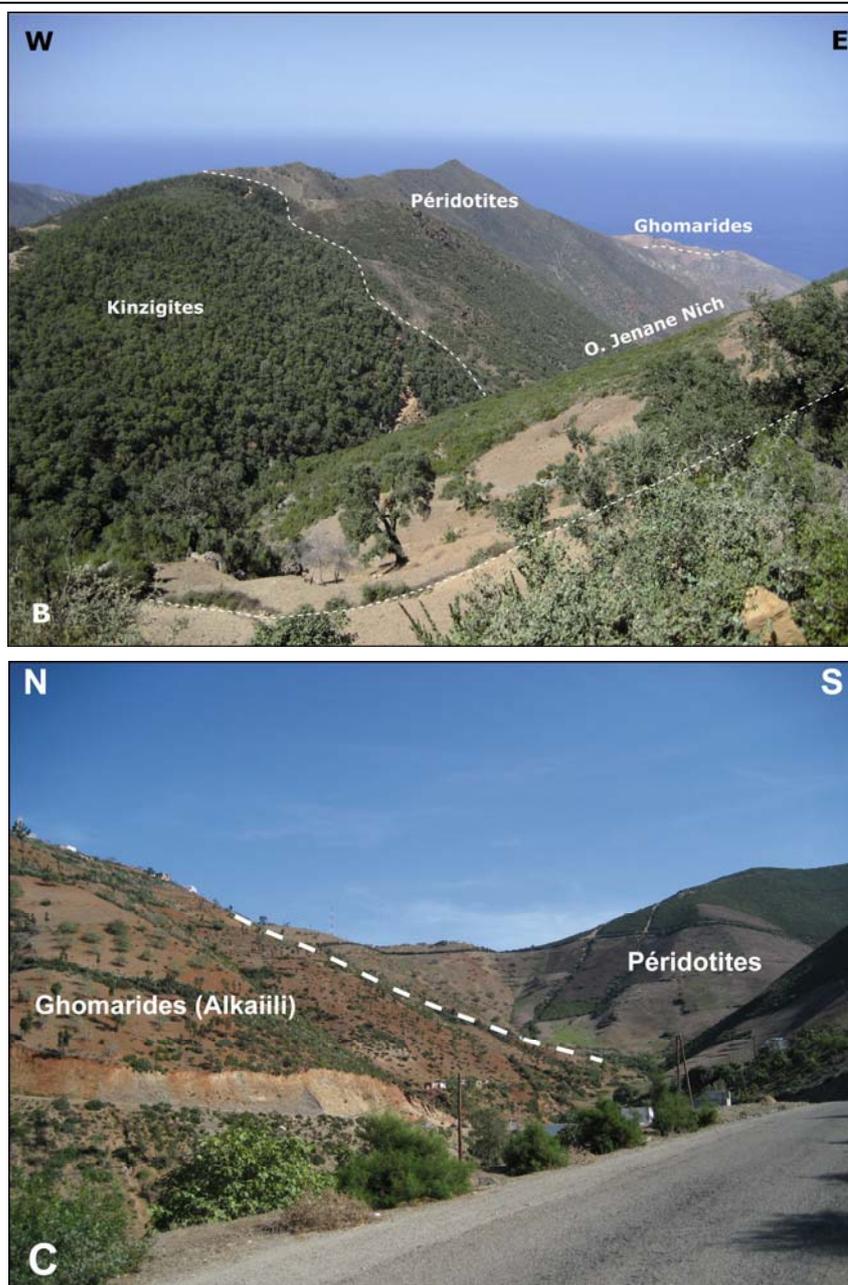


Fig. C.II-11 : Photographies de paysage illustrant les contacts tectoniques **B)** entre les péridotites et les granulites au village de Chriaât. **C)** entre les péridotites et les Ghomarides au village d'Aaraben.

V. La déformation cassante

La déformation dans le massif de Béni Bousera est également caractérisée par la présence de structures cassantes. Sur le terrain, cette déformation tardive affecte préférentiellement les métapélites de l'unité de Filali (micaschistes et gneiss) et les schistes

d'Alkaiili (Ghomarides). Elle est bien représentée par un réseau des failles normales métriques à décamétriques diversement pentées (40 à 60°, Fig. C.II-14). Ces accidents en conditions fragile présentent des jeux normaux à vergence NW; leurs stries montrent généralement un déplacement d'ouest vers l'est. Ces failles extensives sont postérieures aux structures décrites plus haut. Ce style macroscopique de déformation cassante est caractéristique du stade D4. Ce stade n'est observable que très localement le long de la côte Méditerranéenne pour les micaschistes de Filali et les schistes d'Alkaiili et également dans la partie SW du massif, au niveau du village Filali-Adouz pour le gneiss. Dans le Rif externe, Negro (2005) a montré que la déformation cassante qui a affectée toutes les unités du Massif des Tamsamane s'inscrit en continuité avec les déformations ductiles.

VI. Relation entre la déformation dans les péridotites et leur encaissant crustal

Les marqueurs macroscopiques de la schistosité S_1 ne sont pas visibles sur le terrain parce que ses structures ont été probablement oblitérées par la déformation ultérieure (D_2). A l'échelle de la lame mince, les fabriques planaire S_1 sont conservées à l'intérieur des porphyroblastes des micaschistes, de gneiss et des granulites. Ces fabriques S_1 qui se définissent principalement par de reliques alignées, parfois microplissées, à l'intérieur des porphyroblastes de ces roches, sont le résultat d'un événement compressif (D_1) d'épaississement crustal.

La schistosité principale S_2 des micaschistes, de gneiss, des granulites et celle de la mylonite à grenat-spinelle des péridotites sont sensiblement parallèles (Kornprobst, 1974; Saddiqi et al., 1988; Chalouan et Michard, 2004; Negro et al., 2006; Figs. II.6 et 12). Ce qui implique que la superposition tectonique de ces unités peut être contemporaine du développement des fabriques planaires principales. Tout d'abord, les contacts séparant les unités Ghomarides (Alkaiili) du complexe Sébtide et des péridotites de Béni Bousera sous-jacents sont des failles normales à faible pendage (Saji, 1993; Chalouan et al., 1995). D'autre part, le passage de la tectonite à la mylonite à grenat-spinelle est marqué par un gradient de déformation plus important à l'interface côte (granulites)-manteau (péridotites), et également par la rotation de la direction de foliation principale dans la zone de transition tectonite-mylonite (Fig. C.II-12). Cette rotation se retrouve également dans toute la séquence de l'unité de Filali et les granulites de Béni Bousera. Tous ces marqueurs structuraux nous laissent suggérer la présence d'une composante de cisaillement en faille normale vers le NW qui sépare la croûte (métapélites de Filali et granulites de Béni Bousera) et le manteau (péridotites, Fig. C.II-12). Ce cisaillement entre en jeu pendant la phase de déformation principale. En effet, on observe une foliation S_2 parallèle à cette faille normale d'une part, et,

d'autre part, les bandes de cisaillement sont marquées le plus souvent par la cristallisation de la biotite, de la muscovite et de la sillimanite. La rotation de la foliation principale et les principaux critères cinématiques locaux que nous avons observés dans les métapelites de l'unité de Filali et les granulites de Béni Bousera montrent, à chaque fois, quelle que soit l'échelle d'observation, des mouvements cohérents : il s'agit d'un caractère de zone de cisaillement ductile avec un mouvement normal et un sens de cisaillement vers le NW à N (N315-320). Les critères cinématiques sont la dissymétrie des plis P_2 et les sens de cisaillement déduits des linéations minérales, des veines de quartz sigmoïdes et des systèmes C/S. Cela est compatible avec le développement de la linéation d'étirement souvent plongeante vers le NW dans ces deux unités (Fig. C.II-10). D'autre part, on note l'absence d'un contact tectonique entre les micaschistes et le gneiss de Filali.

Le plan de foliation, incliné avec un pendage de 15-40° NE dans les tectonites, devient horizontal puis plonge vers le SW dans les mylonites à Grt/Spl, en progressant vers le gneiss et les micaschistes de Filali: cette disposition d'ensemble constitue l'antiforme du massif de Béni Bousera. Une contrainte tectonique majeure, de direction NW-SE, associée au métamorphisme, a donc structuré le massif.

Nous remarquons d'après la carte de mesures effectuées dans le massif de Béni Bousera (Fig. C.II-10) que la linéation ne correspond pas généralement à la ligne de plus grande pente de la foliation porteuse. Sa direction est globalement NW-SE à NE-SW, avec localement des variations, avec une valeur de plongement généralement inférieure à 45°. Cette direction est cohérente dans toutes les unités. Ceci nous laisse suggérer que les unités du massif de Béni Bousera ont subi une déformation plastique faisant intervenir une composante cisailante de direction NW développée en conditions synmétamorphiques. Tous ces critères sont cohérents entre les péridotites et leur encaissant, et montrent que les directions de la déformation suivent donc l'orientation générale de la chaîne.

VII. Conclusion

Les observations structurales résumées plus haut montrent que le complexe des Sébtides inférieures (l'antiforme de Béni Bousera et Ceuta) est développé au cours de quatre stades de déformation. Le premier stade de la déformation (D_1) est d'épaississement crustal marqué par la présence des paragenèses de MP-MHT, développement de la foliation S_1 , dans les métapelites de l'unité de Filali. L'âge de cet épisode d'épaississement crustal est inconnu (voir chapitre V).

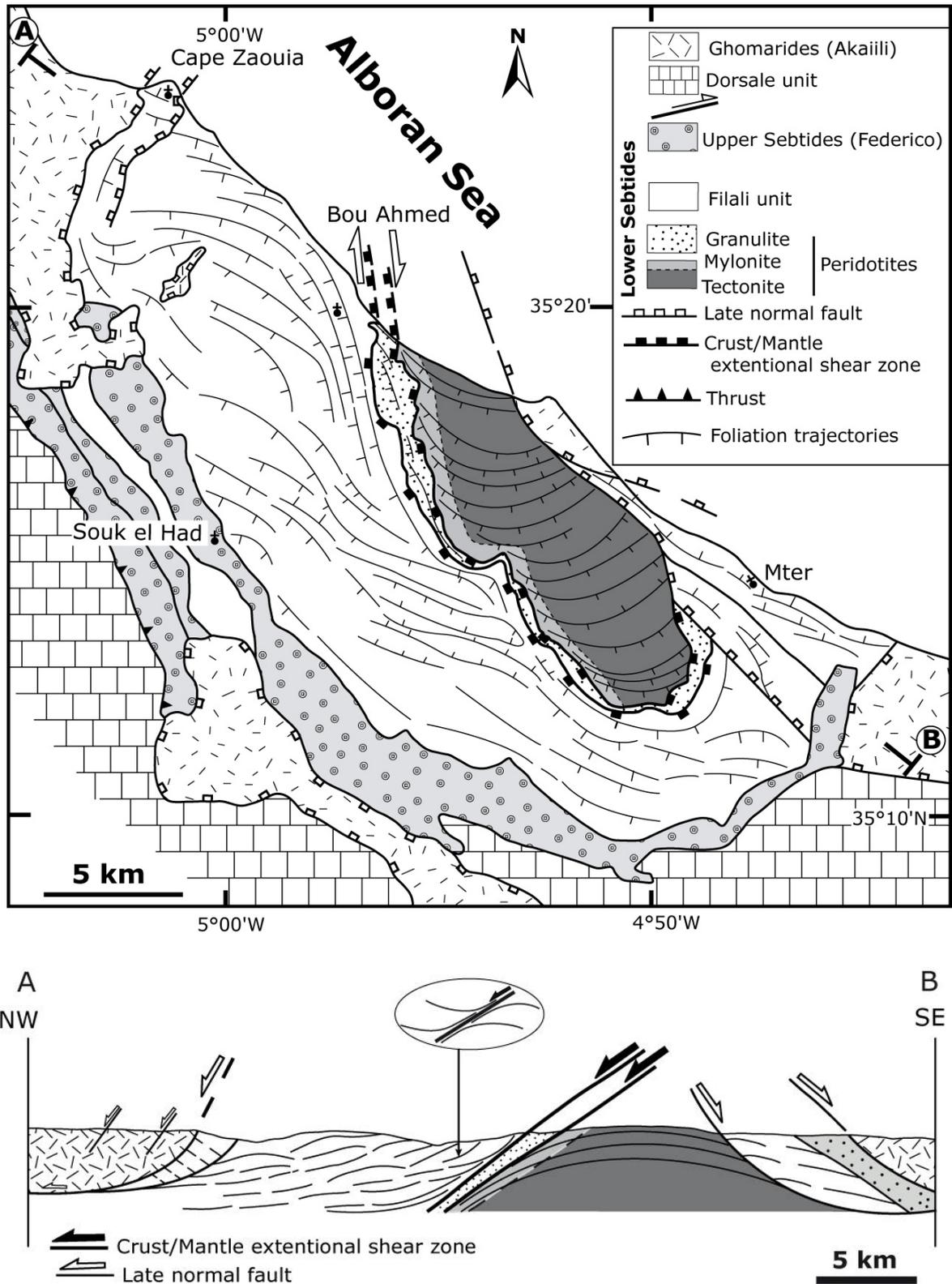


Fig. C.II-12 : Carte de la trajectoire de foliation principale et coupe schématique interprétative des unités Sebtides dans le massif de Béni Bousera. La carte de trajectoires de foliation principale des péridotites est établie à partir des données de Reuber et al. (1982) et de nos propres mesures. La carte de trajectoires de foliation principale des roches crustales est établie à partir des données de Negro et al. (2006) et de nos propres mesures.

Le deuxième stade de la déformation (D_2) est l'acquisition d'une foliation principale, affectée par des plis P_2 et des cisaillements développés en conditions syn-métamorphiques. Ce régime majeur de déformation s'inscrit dans un régime d'amincissement. Le caractère cisailant de cette déformation a été mis en évidence par l'observation d'une composante de cisaillement en faille normale vers le NW à l'interface entre les unités crustales (unité de Filali et granulite) et les péridotites de Béni Bousera. Les marqueurs cinématiques associés à cette déformation, observés dans ces deux unités, indiquent systématiquement qu'une importante zone de cisaillement normale avec une composante dextre sépare les unités crustales des péridotites. Cette zone est présente sur plus de 20 km de longueur et abaisse les métapelites de l'unité de Filali et les granulites par rapport aux péridotites de Béni Bousera sous-jacentes. Elle est le principal marqueur de la tectonique d'extension post-orogénique. L'âge de cet épisode qui correspond à l'exhumation est Oligo-Miocène (Michard et al., 1983, 1991; Saddiqi, 1995; notre étude (voir chapitre V)). Elle est accompagnée d'un amincissement crustal majeur de l'ensemble du complexe Sebtide. La base de l'unité d'Alkaiili des Ghomarides semble également affectée par la déformation associée à l'exhumation des unités Sebtides comme le montrent les sens de cisaillement observés dans cette unité dans la partie sud du massif de Béni Bousera.

Tardivement par rapport à D_2 est amorcée une déformation D_3 , dans un contexte de compression (chevauchement), au Miocène inférieur (20-18 Ma) d'ampleur locale, et l'évolution enregistrée correspond à l'insertion de plusieurs lentilles de péridotites dans le complexe Alpujarride-Sébtide inférieure (Espagne et Ceuta, Polvé, 1983; Esteban et al., 2008; Tubia et al., 1997).

Le quatrième stade de déformation (D_4) est représenté par un réseau de failles extensives à moyen pendage, ces failles affectent les unités tectoniques des Sébtides inférieures (Ghomarides et métapelites de Filali). Ces failles extensives sont liées à l'extension qui a affecté l'ensemble du domaine d'Alboran durant le Miocène, elles ont probablement le même âge que les failles normales qui séparent les Ghomarides (Alkaiili) et les micaschistes de Filali (Chalouan et al., 1995), et les micaschistes de Filali et les péridotites de Béni Bousera (Saji, 1993), car elles impliquent les mêmes terrains avec les mêmes sens de déplacement. D'autre part, les stries de friction mesurés montrent un déplacement généralement vers l'est, vers la mer d'Alboran. Ces observations sont cohérentes avec celles de Chalouan et al. (1995). L'âge de ces failles extensives se situe entre le Burdigalien et le Tortonien (Chalouan et al., 1995). Dans le domaine interne des Bétiques, des failles extensives d'âge Burdigalien-Tortonien ont été décrites (Crespo-Blanc et al., 1994; Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez et Azañón, 1997; Garcia Duenas et al., 1992), ces failles ont affecté les unités Alpujarrides et Nevado-Filábrides et ont permis l'exhumation finale des roches métamorphiques de ces

unités. D'un autre côté, les structures extensives observées en Mer d'Alboran sont cohérentes avec celles observées à terre (Comas et al., 1992, 1999). L'âge des premiers sédiments syn-rift dans la mer d'Alboran indique que l'extension a probablement débuté au Miocène inférieur (Rodriguez-Fernandez et al., 1999; Comas et al., 1999). Cette synthèse bibliographique nous a permis de conclure que le stade de déformation D₄ a permis l'exhumation finale du complexe Sebtide et est responsable de l'ouverture de la Mer d'Alboran (Michard et al., 1997; Bouybaouène et al., 1998; Haissen et al., 2004; Aghzer et al., 2005 a et b).

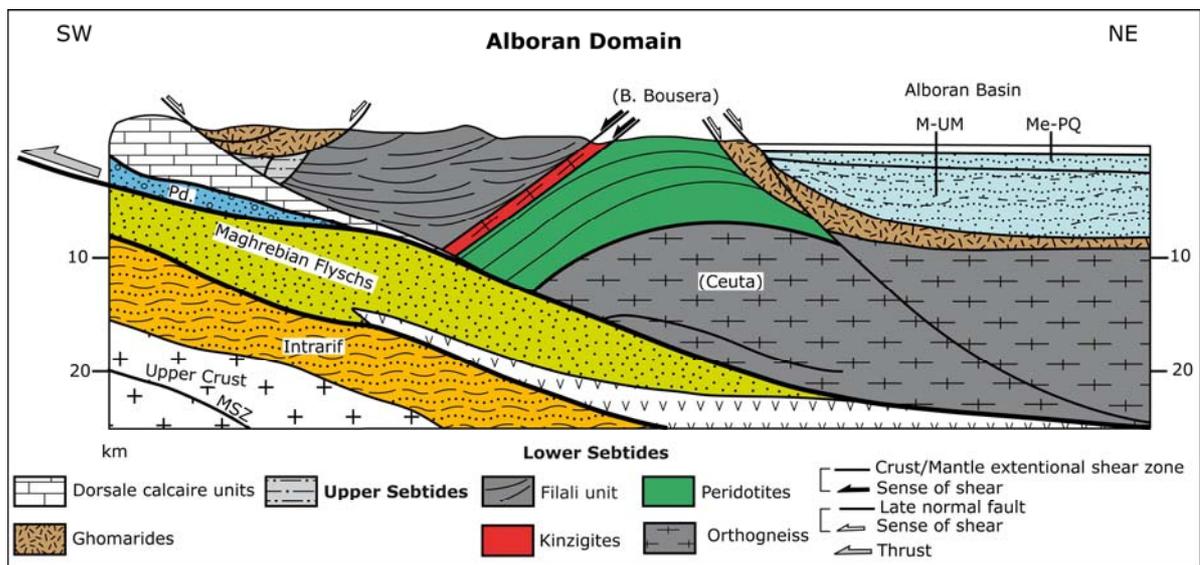


Fig. C.II-13 : Une coupe schématique interprétative montrant les stades de déformation D₂, D₃ et D₄ dans le massif de Béni Bousera, modifiée d'après Chalouan et Michard (2004).

L'ensemble des observations rapportées ici indiquent que l'architecture actuelle du complexe des Sébtides inférieures (Massif de Béni Bousera et Ceuta) est le résultat de quatre stades de déformations, dans deux régimes tectoniques antagonistes: le premier en raccourcissement entraîne l'empilement des unités tectoniques, le second en amincissement aboutit à l'amincissement généralisé du complexe, le troisième en chevauchement a donné lieu à l'insertion des écailles des péridotites dans le complexe Alpujarrides-Sébtides inférieures (Espagne et Ceuta), et le quatrième en extension aboutit à l'ouverture de la mer d'Alboran. Le chapitre suivant est consacré à l'estimation des conditions thermobarométriques de ces déformations.

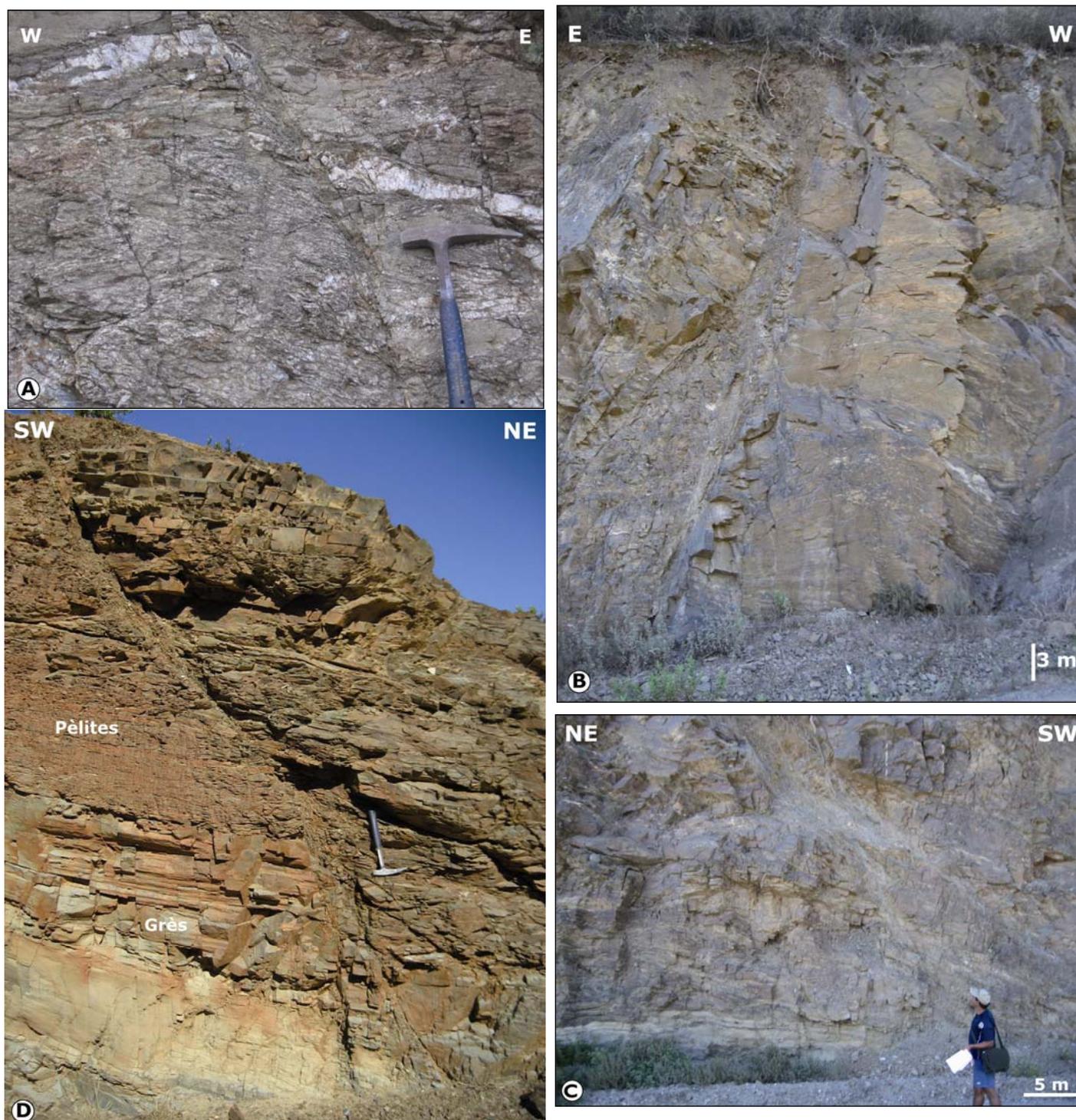


Fig. C.II-14: Photos illustrant la déformation cassante observée dans les métapélites de l'unité de Filali et les schistes paléozoïque des Ghomarides (Alkaiili). **A)** Réseau de failles normales tardives dans le gneiss de Filali. **B)** Une Faille normale tardive dans les micaschistes de Filali. **C)** Réseau de failles normales tardives dans les Ghomarides. **D)** Une Faille normale tardive dans les Ghomarides.

Chapitre III

PETROLOGIE DES PERIDOTITES DE BENI BOUSERA

Sommaire

Sommaire	68
I- Pétrologie des péridotites	70
I.1. Les différents faciès pétrographiques des péridotites	70
I.1.1. <i>Les lherzolites à spinelle</i>	70
I.1.2. <i>Les harzburgites à spinelle</i>	71
I.1.3. <i>Les dunites à spinelle ou à grenat</i>	72
II. Description pétrographique des minéraux des péridotites de Béni Bousera	73
II.1. Tectonite à spinelle	73
II.2. Mylonite à spinelle-grenat	78
II.3. Origine du grenat dans les péridotites de Béni Bousera	84
III. Les pyroxénites du massif ultrabasique de Béni Bousera	85
IV. Interprétation des microstructures	90
V. Origine de la localisation de la déformation dans les péridotites de Béni Bousera	92
VI. Chimie des minéraux des péridotites de Béni Bousera.....	93
IV.1. Acquisition des données.....	93
IV.2. Variabilité chimique des minéraux	94
VII. Estimations des conditions P-T des péridotites de Béni Bousera.....	101
VII.1. Géothermomètres et géobaromètres utilisés	101
VII.1.1. <i>Conditions P-T antérieures au cisaillement des péridotites</i>	102
a - Géothermomètre [grenat-orthopyroxène]	102
b - Géobaromètres [Al dans les orthopyroxènes].....	103
VII.1.2. Conditions P-T contemporaines au cisaillement des péridotites.....	103
a - Géothermomètre [clinopyroxène-orthopyroxène].....	104
b - Géothermomètre [spinelle-olivine].....	104
VII.2. Interprétation du trajet P-T des péridotites de Béni Bousera	106

Dans le massif de Béni Bousera, les péridotites ont déjà fait l'objet d'études pétrologique et structurale qui ont été menées par Kornprobst (1969, 1974, 1976). Cet auteur a largement détaillé les descriptions pétrographiques et structurales des péridotites et leur encaissant crustal. Aussi, des études structurales ayant abouti à une quantification de l'intensité de la déformation ductile qui a affecté ce fragment mantellique durant sa mise en place au sein de la lithosphère, ont été menées par Reuber et al. (1982) et Saddiqi (1988).

Dans ce chapitre nous nous concentrons sur l'étude pétrologique des péridotites. La combinaison de l'étude pétrologique et structurale nous permettra de déterminer l'origine de la mylonite à spinelle-grenat. Les péridotites à grenat ont été dérivées à partir des péridotites à spinelle primaires pendant la déformation (cisaillement). L'étude pétrologique nous permettra également de démontrer que l'assemblage des lherzolites à grenat est équilibré avant la déformation (cisaillement) qui a mis en place les roches de la mylonite à spinelle-grenat. Nous allons ensuite essayer d'intégrer l'évolution structurale des péridotites dans l'histoire tectonométamorphique enregistrée par les roches de la croûte environnante. Un nouveau modèle de déformation et d'exhumation des péridotites de Béni Bousera sera ainsi proposé. Ce modèle intègre les données pétrologiques et structurales des péridotites et de leur encaissant, et il est en cohérence avec la géodynamique récente de la Méditerranée occidentale.

I- Pétrologie des péridotites

1.1. Les différents faciès pétrographiques des péridotites

L'étude quantitative des minéraux des péridotites échantillonnées dans le massif ultrabasique de Béni Bousera a permis de mettre en évidence l'existence de trois faciès selon le diagramme ternaire de la figure C.III-1 (Streckeisen, 1976).

1.1.1. Les lherzolites à spinelle

C'est le faciès le plus dominant par rapport aux autres. Les lherzolites à spinelle occupent le cœur du massif et se présentent en masse rubanée avec une foliation généralement plus ou moins prononcée; elles sont légèrement serpentinisées. Le rubanement est dû à la présence de bancs plus riches en pyroxénites de taille centimétrique. On observe souvent de part et d'autre de ces bancs des épontes déprimées dunitiques et éventuellement une concentration de la chromite. Ces bancs sont parallèles à la foliation de la roche. La composition modale de ce faciès montre les proportions suivantes: une quantité d'olivine qui varie de 40 à 65%, alors que celle de l'orthopyroxène varie de 15 à 25% et celle du

clinopyroxène de 15 à 20%. En plus de ces principaux minéraux on trouve le spinelle comme phase alumineuse et dont la quantité modale varie de 5 à 15%.

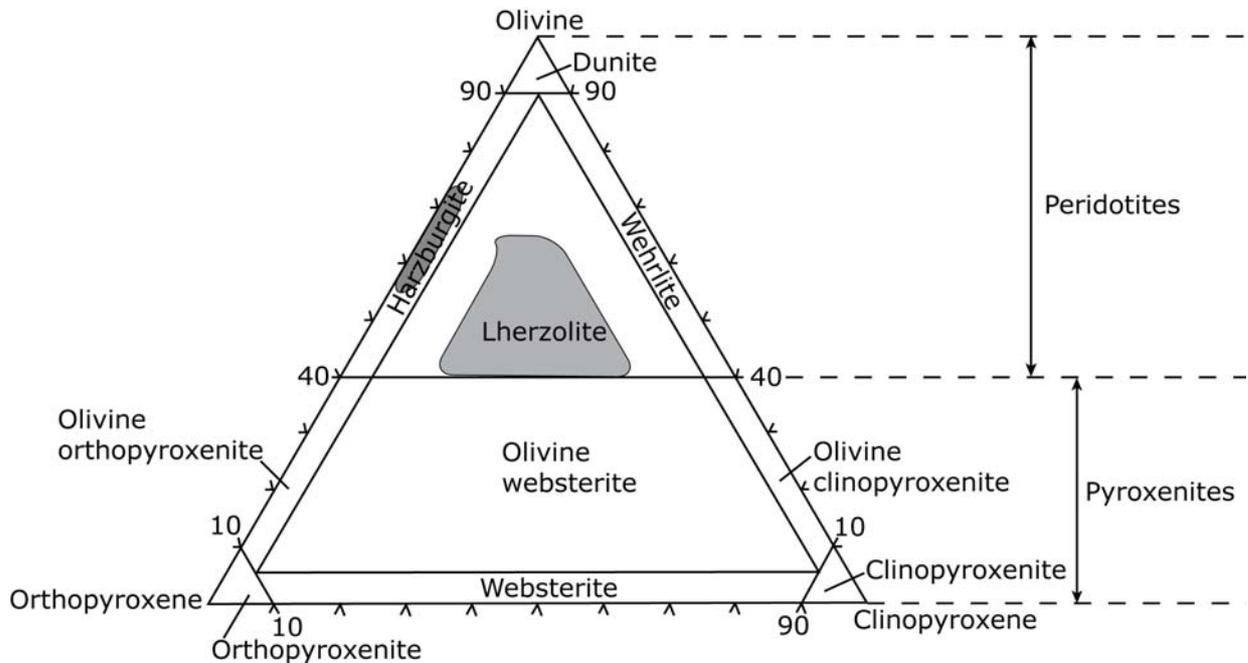


Fig. C.III-1 : Classification des différents faciès de péridotites de Béni Bousera dans le diagramme de [Streckeisen \(1976\)](#).

1.1.2. Les harzburgites à spinelle

C'est un faciès moins abondant par rapport au précédent. Les harzburgites sont localisées en général vers la partie périphérique du massif ([Kornprobst, 1974](#); [Reuber et al., 1982](#); [Tabit et al., 1997](#)). Les roches de ce faciès sont affectées par une foliation plus ou moins marquée qui est soulignée par l'étirement des cristaux d'orthopyroxènes. On remarque également dans ce faciès une augmentation de la fréquence et l'épaisseur des bancs de pyroxénites à grenat. La composition modale de ce faciès montre que le pourcentage de l'olivine varie de 55 à 65%; celui de l'orthopyroxène entre 25 à 30% et celui du clinopyroxène est de 5 à 10%. La phase alumineuse est représentée par le spinelle (5%).

1.1.3. Les dunités à spinelle ou à grenat

Ce faciès est localisé généralement au sommet du massif en contact avec une ceinture de serpentinites qui entourent le massif (Reuber et al., 1982). Les dunités à spinelle ou à grenat apparaissent sous forme de larges lentilles dans lesquelles apparaissent parfois de minces bancs de pyroxénites à grenat plus ou moins étirés et boudinés. Macroscopiquement, cette roche présente des cristaux d'orthopyroxène et de spinelle très étirés, et microscopiquement, la roche est très déformée et présente une texture mylonitique à grains fins. L'olivine est le minéral le plus abondant dans cette roche, sa quantité modale dépasse le plus souvent 90% du volume total de la roche. L'orthopyroxène est présent avec une teneur faible alors que le clinopyroxène est presque absent. Dans cette roche on trouve comme phase alumineuse le spinelle et le grenat.

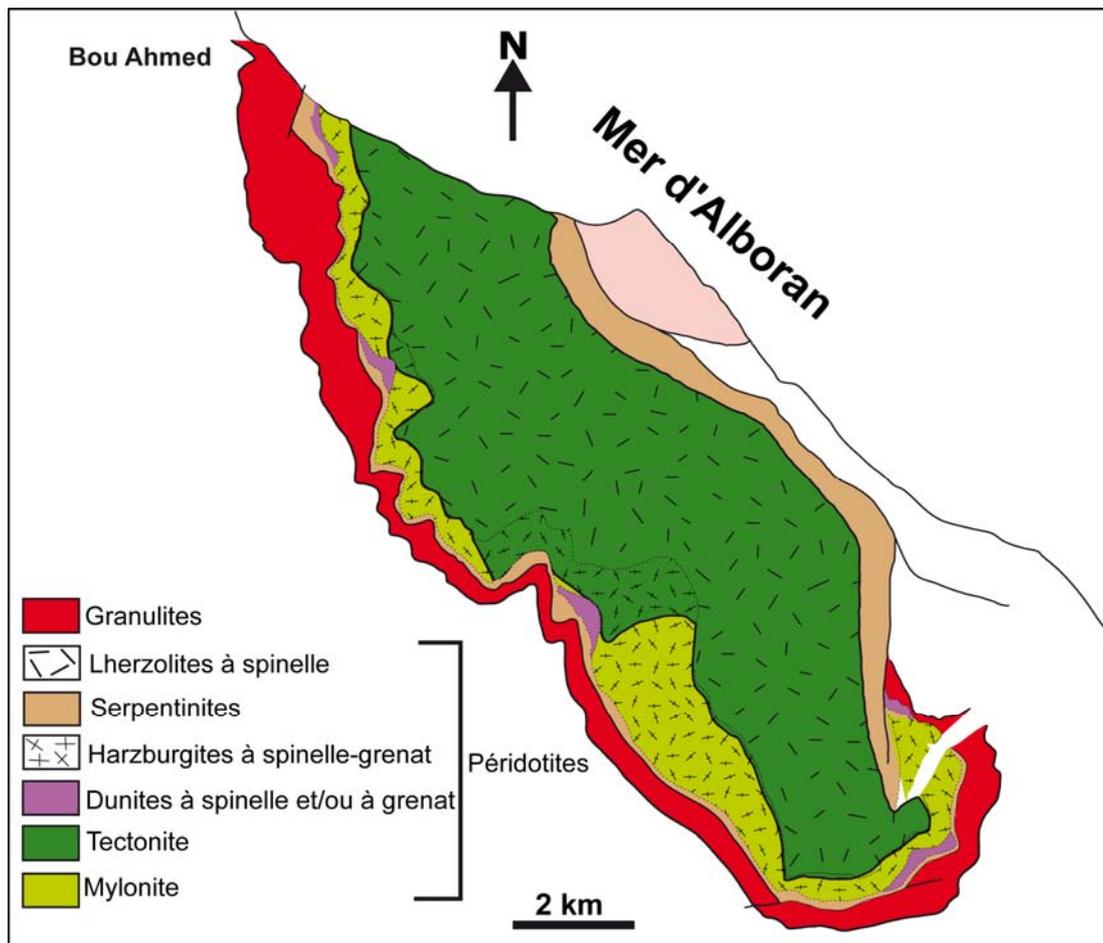


Fig. C.III-2 : Carte pétrographique des différents faciès péridotiques du massif ultrabasique de Béni Bousera. La carte montre également les deux domaines structuraux des péridotites (tectonite à spinelle et mylonite à spinelle-grenat (modifiée d'après Reuber et al., 1982).

II. Description pétrographique des minéraux des péridotites de Béni Bousera

D'un point de vue structural ([Chapitre II](#)), deux domaines peuvent être distingués dans le massif de Béni Bousera ([Fig. C.III-1](#)). Un domaine où la déformation est distribuée (tectonite à spinelle) et un domaine où la déformation est localisée (mylonite à spinelle-grenat) situé à l'interface granulites-péridotites.

Du point de vue minéralogique, la tectonite à spinelle a une composition de lherzolites et d'harzburgites, alors que la mylonite à spinelle-grenat, qui se trouve au contact avec la croûte métamorphique sus-jacente (granulite), est composée de lherzolites, d'harzburgites et de dunités ([Fig. C.III-1](#)). Les échantillons que nous avons étudiés sont tous constitués d'olivine, suivie par les orthopyroxènes, les clinopyroxènes et enfin la phase alumineuse, représentée en intégralité par du spinelle brun foncé à marron tandis que le grenat existe en quantité relativement subordonnée. La présence du grenat est observée dans certaines échantillons, au sommet du massif, en quelques dizaines de mètres du contact avec les granulites felsiques environnantes, où les péridotites sont fortement déformées et boudinées. Le minéral d'altération est la serpentine et quelques minéraux secondaires tardifs tels que les oxydes (opaques) sont présents.

II.1. Tectonite à spinelle

Les tectonites ont une texture porphyroclastique à gros grain ([Fig. C.III-3A](#)) et sont constituées d'olivine (Ol, 65%), d'orthopyroxène (Opx, 20%) et de clinopyroxène (Cpx, 12%). La phase alumineuse est représentée en intégralité par le spinelle (Sp, 3%), le grenat est presque absent.

Les porphyroclastes, représentés par l'Opx (7 mm de diamètre), le Cpx (5 mm de diamètre) et l'olivine (1-3 mm de diamètre) sont peu déformés (forte extinction ondulante). L'Oli montre des sous-joints espacés (0,2–0,5 mm) remplis par la serpentine. Les pyroxènes sont souvent agencés en agrégats ([Fig. C.III-3A](#)) et sont souvent accompagnés de minces lamelles d'exsolution de Cpx et Opx sans orientation particulière. Le spinelle (Sp, 2-4 mm de diamètre) est brunâtre dans les lherzolites et sombre dans le faciès des harzburgites où il est moins abondant.

La matrice granoblastique est constituée par des néoblastes (grains recristallisés dynamiquement) d'environ 0,5 mm de diamètre. Elle est composée d'olivine, de pyroxène et de spinelle qui montrent des limites plus ou moins régulières à droites.

Olivine

Les proportions modales de l'olivine dans la tectonite à spinelle sont assez considérables (65%), et parfois elle est presque le seul constituant principal de la roche. La plupart des cristaux d'olivine sont, à des degrés différents, serpentinisés. Cependant, la forme originale des cristaux (généralement xénomorphes) est conservée, ce qui permet de déterminer la taille des grains (0,5-2 mm), et la composition modale (65%). En se basant sur la texture et la taille de grains dans la roche, on distingue deux générations de l'olivine: la première génération apparaît sous forme des porphyroclastes (>1 mm de diamètre). Ces porphyroclastes sont souvent allongés sous l'effet de glissement intra-cristallin.

Les porphyroclastes d'olivine sont en équilibre avec les porphyroclastes de deux pyroxènes. La deuxième génération de l'olivine se présente généralement sous forme de grains fins (< 0,2 mm), soit en inclusion dans les porphyroclastes de pyroxènes (Fig. C.III-4C), soit dans les interstices entre les minéraux de la première génération. La génération des porphyroclastes d'olivine est très abondante par rapport à la génération des néoblastes. La taille des porphyroclastes d'olivine diminue progressivement avec l'augmentation de l'intensité de déformation. Les porphyroclastes d'olivine sont souvent xénomorphes avec des contours irréguliers. L'extinction est fortement onduleuse et les macles mécaniques sont fréquentes (Fig. C.III-4B). L'olivine contient de très fines particules disposées en traînée: il s'agit des cristaux de spinelle brun rose pâle que Kornprobst (1974) a interprété comme des lamelles d'exsolution.

Les néoblastes d'olivine sont automorphes (contours relativement réguliers) et sont le résultat de la recristallisation dynamique des porphyroclastes par rotation de sous grains qui ont des joints droits et polygonisés. La taille et la teneur des néoblastes varient selon l'intensité de la recristallisation dynamique. L'olivine est souvent craquelée, ce qui la rend facilement attaquable par l'altération. La serpentine est le minéral d'altération de l'olivine, elle commence à s'opérer au niveau des fractures internes du minéral (intra-cristalline), de même que dans l'espace qui sépare les minéraux (Fig. C.III-4B). Dans des cas extrêmes où d'altération, la serpentine finie par envahir tout le minéral.

Orthopyroxène

L'orthopyroxène forme des lits très minces ou des alignements de cristaux. Il est plus ou moins abondant par rapport au clinopyroxène. Les porphyroclastes d'Opx sont peu déformés; ils ont une taille qui varie entre 4 et 6 mm de diamètre, donnant un aspect porphyrique à la

roche et constituent les plus gros éléments des tectonites. Ces porphyroclastes sont le plus souvent globuleux, xénomorphes et renferment fréquemment de très minces lamelles d'exsolution. Ces lamelles sont parfois une taille assez large (1 mm). Les porphyroclastes d'Opx sont entourés par des grains fins et fracturés d'olivine. La répartition de ces lamelles à l'intérieur des porphyroclastes n'est pas aléatoire: les lamelles qui sont localisées au cœur des porphyroclastes sont très abondantes par rapport à celles qui sont restreintes aux bordures. Les porphyroclastes d'Opx englobent des inclusions de petite taille d'olivine, du spinelle et du clinopyroxène (Figs. C.III-4A et C) et rarement de minéraux opaques. Ces inclusions sont localisées à la bordure du minéral. Les porphyroclastes d'Opx montrent des textures d'intercroissance, il s'agit d'une texture dans laquelle l'orthopyroxène est en contact immédiat avec le spinelle (Fig. C.III-4A).

L'orthopyroxène apparaît également sous forme de petits grains presque toujours xénomorphes, légèrement jaunâtre et généralement limpide, dont la taille est de l'ordre de 1mm de diamètre. Ces néoblastes d'Opx sont souvent légèrement allongés, parfois, ils sont associés en amas de cristaux séparés par des grains d'olivine. Les néoblastes d'Opx sont généralement dépourvus de lamelles d'exsolution. Enfin signalons que la serpentinisation est moins intense dans l'orthopyroxène. Elle se présente soit sous forme de veines recoupant le minéral, soit sous forme de minéraux remplissant les fractures internes de celui-ci.

Clinopyroxène

Le clinopyroxène est de couleur verdâtre pâle à légèrement rosâtre. Il est relativement peu abondant (12 %) par rapport aux autres minéraux dans la tectonite à spinelle. Le clinopyroxène apparaît le plus souvent sous forme de cristaux globuleux à légèrement aplatis. En fonction de la taille des grains, on distingue deux générations de clinopyroxène: des porphyroclastes de grande taille (0,5-3 mm de diamètre, Fig. C.III-4C) et des néoblastes de petite taille (< 0,5 mm de diamètre). Les porphyroclastes de Cpx sont xénomorphes, peu allongés et à contours irréguliers. Ils montrent une extinction ondulante et fossilisent des inclusions de spinelle, d'olivine et d'orthopyroxène. Ces porphyroclastes sont souvent affectés par un plan de clivage; des minces lamelles d'exsolution d'orthopyroxènes se disposent parfois parallèlement à ce plan, à l'exception d'un échantillon dans lequel le clinopyroxène est bordé de très petits orthopyroxènes produits par migration d'exolutions (Féménias et al., 2001). Les porphyroclastes de Cpx sont, parfois, en équilibre avec l'Opx (Fig. C.III-4C).

Les néoblastes de Cpx sont soit dispersés dans la matrice, soit associés à d'autres minéraux. On remarque que les néoblastes de Cpx s'associent souvent ensemble, entre eux ou

bien avec les néoblastes d'Opx, pour former des amas plus ou moins allongés soulignant la foliation de la roche.

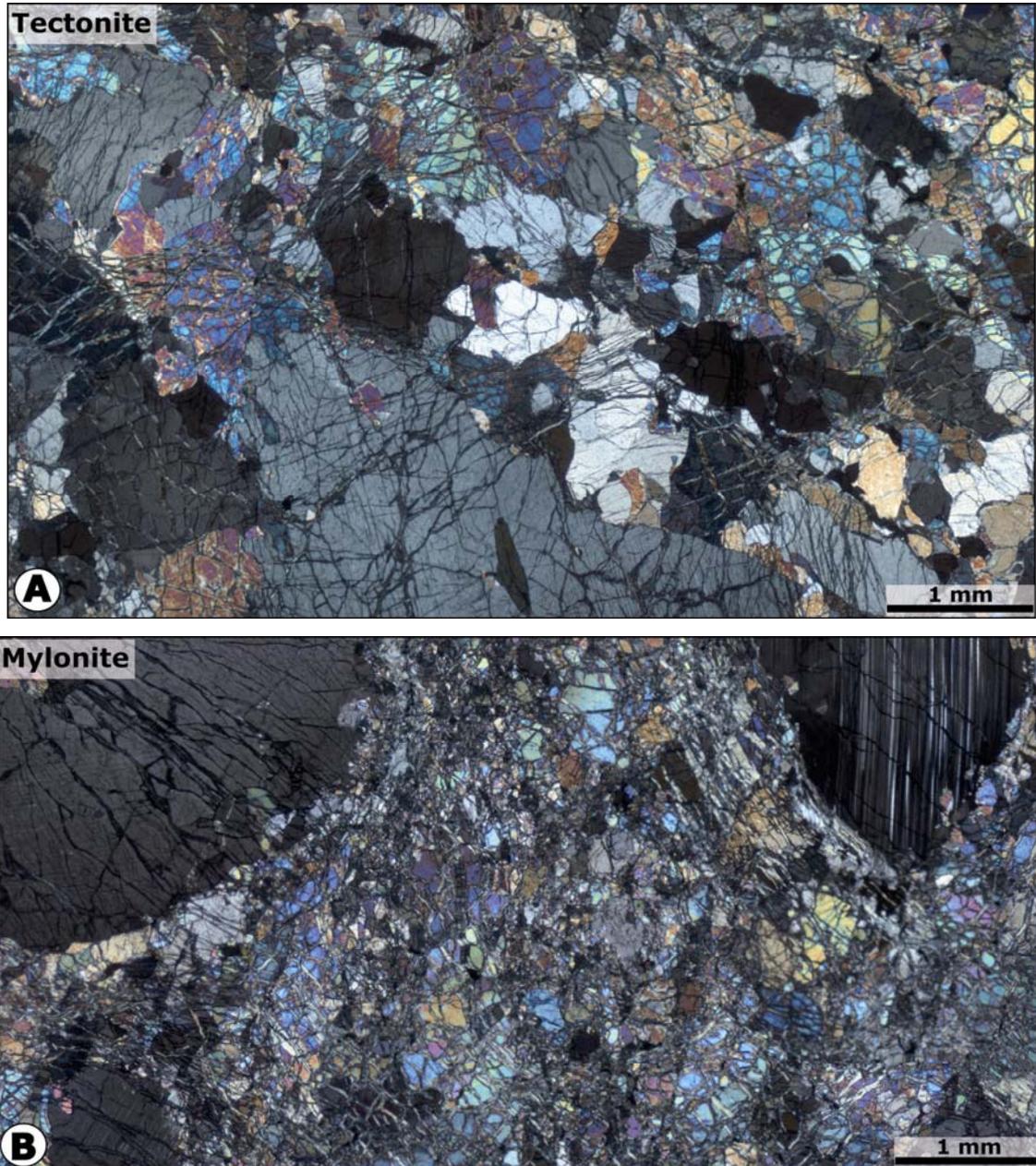


Fig. C.III-3 : *A) Texture à gros grains dans la tectonite (lumière polarisée analysée). Les porphyroclastes d'olivine et de pyroxènes sont agencés en agrégats et ont un contour circulaire. B) Mylonite à grain fin. Les porphyroclastes d'Opx sont dispersés dans une matrice fine composée de grains recristallisés d'olivine, de spinelle et d'orthopyroxène.*

Comparé à l'olivine et l'orthopyroxène, le clinopyroxène est un minéral moins sensible à la déformation. Ainsi, il n'enregistre que rarement les traces de la déformation subie par la roche. Enfin, comme dans les autres minéraux, la serpentinisation est le type d'altération qui affecte le Cpx, mais celle-ci est relativement moins intense que dans l'olivine.

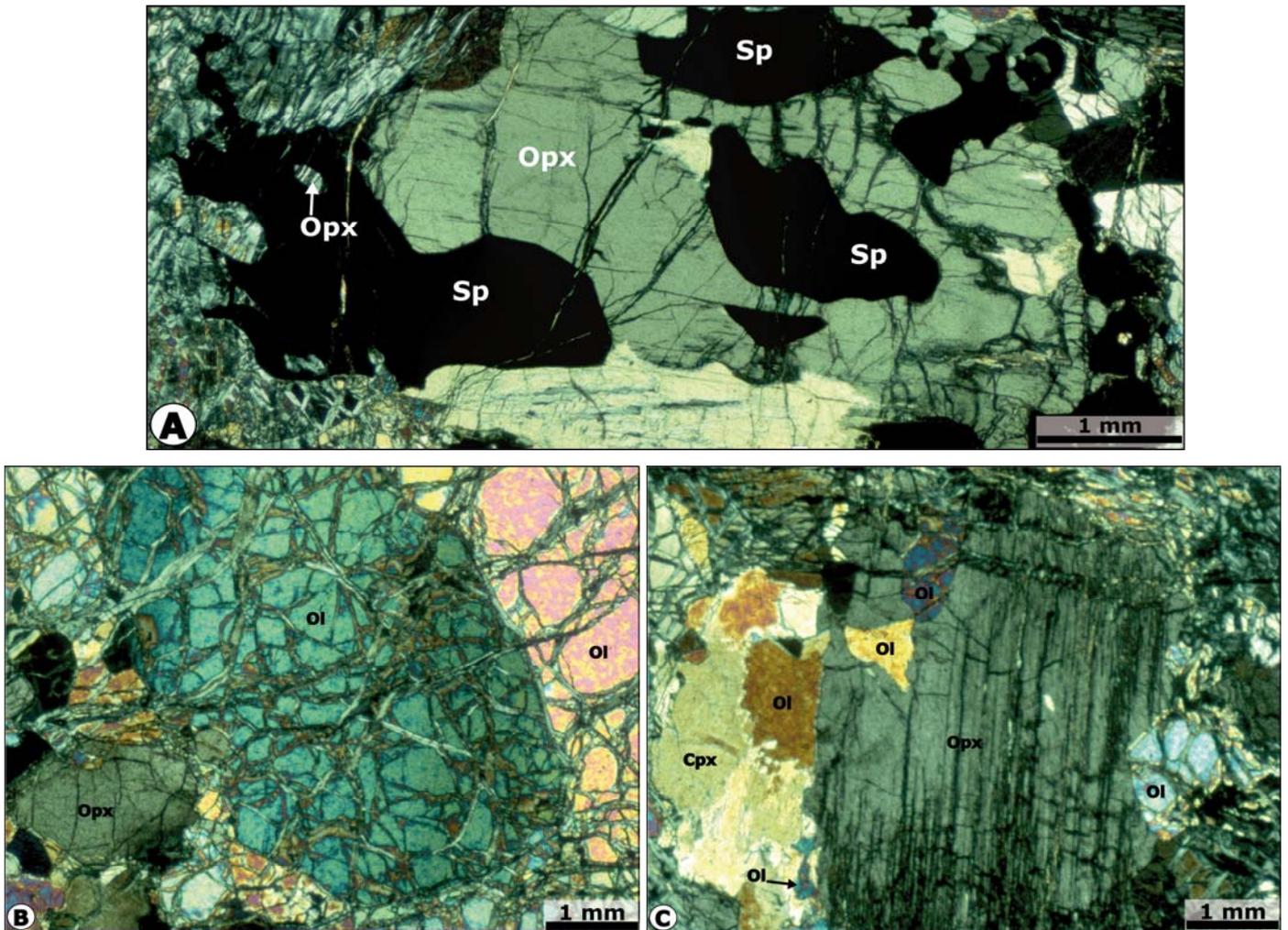


Fig. C.III-4 : La tectonite à gros grains. **A)** Porphyroclaste d'Opx étiré selon le plan de la foliation. Ce porphyroclaste contient des inclusions de spinelle. La photo montre également l'intercroissance du spinelle et de l'orthopyroxène. **B)** Cristaux d'olivine montrant des extinctions ondulantes associées à des macles mécaniques. **C)** Un porphyroclaste du clinopyroxène est en contact immédiat avec l'orthopyroxène, cette texture montre que ces deux minéraux sont en équilibre.

Spinelle

Le spinelle est peu abondant (3 %). Comme les autres minéraux il forme dans la tectonite à spinelle deux générations qui se différencient par leur taille: des porphyroclastes (4-6 mm de diamètre) et des néoblastes (< 0,5 mm de diamètre). Les porphyroclastes de spinelle, xénomorphes, sont fréquemment très allongés et étirés dans la matrice. Ces porphyroclastes sont, dans la plupart des cas, en contact immédiat avec les porphyroclastes d'Opx (Fig. C.III-4A) et d'Ol. Le spinelle a une couleur très variable: le plus souvent il est brun ou rose pâle, comme il peut être presque incolore ou, au contraire, très sombre ou parfois verdâtre ou olivâtre. Cette variation de couleur traduit une variation de composition chimique. Le spinelle contient des inclusions d'olivine, d'orthopyroxène (Fig. C.III-4A) et rarement de clinopyroxène. Fréquemment le spinelle est entouré par des amas d'ortho/clinopyroxène, suggérant que la texture initiale était protogranulaire, une texture typiquement mantellaire (Mercier et Nicolas, 1975).

Les néoblastes de spinelle se présentent sous forme de cristaux nettement plus petits que les cristaux de la première génération (porphyroclaste) décrite précédemment. Les cristaux de spinelle apparaissent, soit interstitiels dans la matrice tout en étant occupés les interstices entre les autres minéraux, soit en inclusions dans les porphyroclastes d'Opx et Ol. Ces néoblastes sont généralement xénomorphes, mais certains petits cristaux en inclusions essentiellement dans l'Opx, sont automorphes.

II.2. Mylonite à spinelle-grenat

La mylonite à spinelle-grenat se caractérise par rapport à la tectonite à spinelle, macroscopiquement et microscopiquement, par **1**) une foliation et une linéation minérale bien marquées, **2**) une diminution de la taille de grains, et **3**) un passage du stade de plissement au stade du boudinage des filons de pyroxénites qui s'intercalent dans ces deux formations (tectonite et mylonite). Comparées aux tectonites, les péridotites mylonitiques, fortement déformées, sont pauvres en porphyroclastes et riches en néoblastes. Les porphyroclastes sont représentés par de gros cristaux allongés de grenat (5-7 mm de diamètre), d'Opx (3-10 mm de diamètre) et de Cpx (2-6 mm de diamètre). Les porphyroclastes d'Opx marquent très bien la foliation de la roche; ils sont allongés dans une matrice mylonitique, à grains fins (la taille typique de grains est moins de 100 µm), composée des néoblastes recristallisés d'olivine, Opx, Cpx et spinelle (Fig. C.III-3B). Les porphyroclastes d'Opx et Cpx contiennent des lamelles d'exsolution. La plupart des néoblastes ne sont plus, comme dans la tectonite, accrétés autour

des porphyroclastes, mais dispersés au sein de la matrice (Fig. C.III-3B) et leurs formes particulières suggèrent l'impact d'un fluage diffusion important (Fig. C.III-5D). Le spinelle est le plus souvent orienté dans la foliation et montre, comme certains orthopyroxènes, des critères cinématiques.

Les mylonites sont composées d'OI (75%), d'Opx (13%) et de Cpx (7%). La phase alumineuse est présentée par le Sp (3%) et le grenat (Grt, 2%).

Olivine

L'olivine se présente sous forme de cristaux nettement plus petits que dans la tectonite à spinelle. Les deux générations d'olivine signalées dans la tectonite à spinelle (porphyroclastes et néoblastes) se retrouvent dans la mylonite à spinelle-grenat. Cependant les porphyroclastes d'olivine (0,5-1,5 mm de diamètre) sont moins abondants dans la mylonite à spinelle-grenat (<15%). Dans certains échantillons, les porphyroclastes d'olivine ont disparu complètement; ils ont été transformés suite à l'intense déformation par des recristallisations dynamiques en néoblastes dont la taille ne dépasse pas 0,5 mm de diamètre. Les porphyroclastes d'olivine sont souvent xénomorphes, et montrent dans certains échantillons des extinctions onduleuses avec la présence, parfois, de macles mécaniques sous forme des kink-bands illustrant l'intensité de la déformation subi par la roche (Fig. C.III-5D).

La génération des néoblastes d'olivine (< 0,2 mm de diamètre) recristallisés (Fig. C.III-5A) est plus abondante que dans la tectonite à spinelle. Ces néoblastes d'olivine recristallisés (Fig. C.III-3B), sans inclusions, forment une matrice très fine qui constitue la majorité de la roche, et sont parfois kélyphitisés. Les limites entre les néoblastes d'olivine sont droites et régulières, de nombreux grains forment des angles d'environ 120°. Les néoblastes sont soit dispersés dans la matrice, soit en inclusion dans les porphyroclastes du grenat, du pyroxène et du spinelle. La texture mylonitique de la roche est aussi soulignée par des bandes d'OI recristallisées, étendues parallèlement à l'alignement des porphyroclastes d'Opx et des grains de Sp allongés (Figs. C.III-6A et B). Le minéral d'altération est toujours la serpentine.

Orthopyroxène

L'orthopyroxène se présente généralement sous forme des porphyroclastes généralement xénomorphes, de grande taille (8 mm de diamètre), allongés et étirés suivant le plan de la foliation à cause de la déformation cisailante, marquée par l'étirement et la dispersion des porphyroclastes d'Opx dans la matrice fine (0,5 mm de diamètre) (Figs. C.III-6A et B).

L'allongement des porphyroclastes d'orthopyroxène (rapport X/Y=5 à 10, Y/Z =3 à 4, [Reuber et al., 1982](#)) conduit à une très bonne foliation et une linéation minérale plus ou moins marquée. Les lamelles d'exsolution de Cpx dans les grands porphyroclastes d'Opx (jusqu'à 1 cm) étirés ont la même orientation. Elles sont obliques à l'allongement de l'Opx qui souligne la foliation ([Fig. C.III-6A](#)). Les porphyroclastes d'Opx sont étroitement associés aux cristaux du grenat, spinelle et clinopyroxène ([Figs. C.III-6B et C](#)). Ceci montre que la mylonite est donc globalement à l'équilibre textural. Les porphyroclastes d'Opx renferment des inclusions de clinopyroxène, olivine, grenat, spinelle et rarement des oxydes ([Figs. C.III-5C et 6A et B](#)). Dans la mylonite, l'orthopyroxène apparaît le plus souvent sous forme de grains de petite taille (0,5–1 mm de diamètre), xénomorphes dans une matrice composée par les néoblastes d'olivine, de clinopyroxène et de spinelle.

Les néoblastes ont une taille inférieure à 0,5 mm de diamètre et sont presque toujours xénomorphes. Ils ne se distinguent des néoblastes de la tectonite que par la diminution considérable de la taille moyenne des grains et par le volume modal qui est relativement élevé. Comme dans la tectonite, les néoblastes d'orthopyroxène sont généralement dépourvus de lamelles d'exsolution et sont souvent dispersés dans la matrice. Enfin signalons que la serpentinitisation est très accentuée dans l'orthopyroxène.

Clinopyroxène

Le clinopyroxène est présent en très faible quantité dans la matrice et dans certains échantillons, il disparaît complètement de la roche. Les cristaux de clinopyroxène sont souvent regroupés en amas et sont tous affectés par un système de fractures d'altération, grossièrement parallèles entre elles à l'échelle de la lame mince ([Figs. C.III-5B et 7A](#)). Le Cpx se retrouve également en inclusion dans les porphyroclastes d'Opx et de grenat ([Fig. C.III-6D](#)).

Les porphyroclastes de Cpx, xénomorphes à sub-automorphes, sont de grande taille (3 à 5 mm de diamètre) et fortement résorbés par une néo-blastèse en mosaïque de grains d'Ol, Sp et Opx ([Figs. C.III-6E et 7A](#)). Ils sont généralement globuleux, ont des contours irréguliers ([Fig. C.III-5B](#)) et ne montrent aucune trace de déformation. Ces porphyroclastes montrent souvent une extinction onduleuse et contiennent des lamelles minces d'exsolution d'orthopyroxène. Ils sont riches en inclusions d'olivine, moins fréquemment de spinelle et plus rarement d'orthopyroxène. Les porphyroclastes de Cpx montrent des textures dans lesquelles le clinopyroxène est en contact immédiat avec l'orthopyroxène.

Les néoblastes apparaissent soit en inclusion dans le grenat (Fig. C.III-6D), soit sous forme de plus petits grains n'excédant pas 1,5 mm de diamètre dans la matrice. La forme particulière (forme cristalline) de ces néoblastes nous laisse suggérer leur dérivation par recristallisation dynamique des porphyroclastes de Cpx.

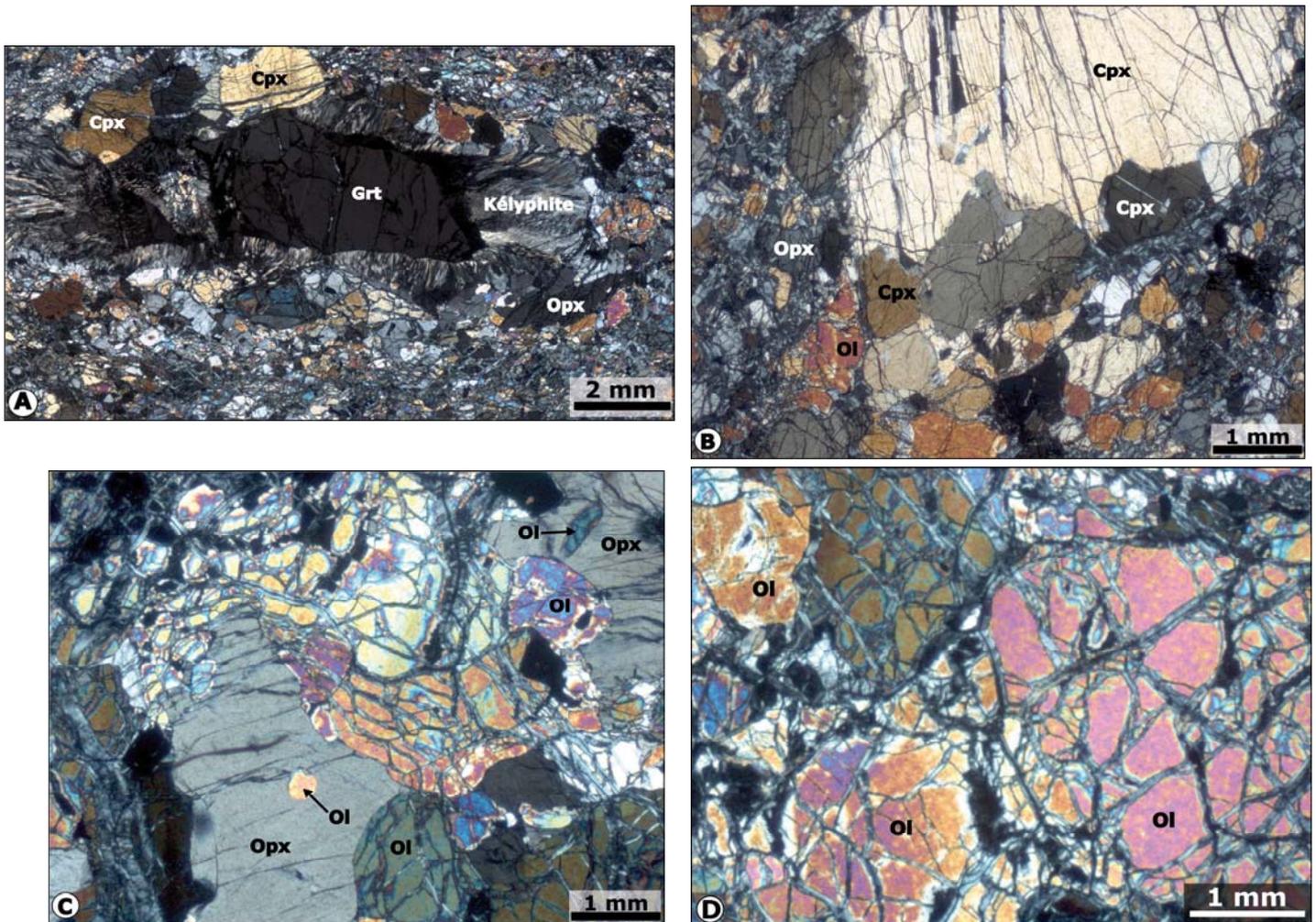


Fig. C.III-5 : Photographies d'une Mylonite (lumière polarisée analysée). **A)** porphyroclaste de grenat entouré par une couronne de kélyphite. Ce porphyroclaste est allongé parallèlement à la foliation de la roche. **B)** porphyroclaste de Cpx entouré par des grains recristallisés d'olivine et d'orthopyroxène. **C)** Structure singulière d'un orthopyroxène (Opx) de la mylonite, suggérant un impact important du fluage diffusion. **D)** porphyroclastes d'olivine entourés par les grains fins de la matrice.

Spinelle

Le spinelle se présente généralement sous forme de deux générations, en fonction de la taille de grains: des porphyroclastes et des néoblastes et renferme des inclusions d'olivine, d'orthopyroxène et rarement de clinopyroxène. On le rencontre également comme inclusion dans les porphyroclastes d'orthopyroxène, de clinopyroxène et également dans le grenat kélyphitisé. Les porphyroclastes se présentent sous forme de cristaux xénomorphes pouvant atteindre 10 mm de diamètre. Ces porphyroclastes sont parfois entourés d'une couronne à grains fins de kélyphite. Généralement, les cristaux de spinelle se disposent en trainées orientées et étirées suivant la foliation de la roche (Fig. C.III-7B et D), matérialisée par les bandes d'olivine recristallisées, les bancs de pyroxénites boudinés et les porphyroclastes d'Opx étirés. Parfois, le spinelle est découpé en «chapelet» de petits grains. Cette disposition est caractéristique des zones déformées où tous les grains montrent un allongement plus ou moins marqué. Le spinelle, dans certains cas, se présente sous forme amiboïde en englobant plusieurs petits cristaux d'olivine (Fig. C.III-7D) et montre comme certains orthopyroxènes des critères cinématiques.

La génération des néoblastes est très abondante. Il s'agit de petits grains de spinelle automorphes à sub-automorphes (ayant une taille moyenne de 150 μm de diamètre) dispersés dans la matrice et en inclusions dans les pyroxènes et le grenat (Figs. C.III-6A, B et D). Cette texture a été appelée «secondaire» (Mercier et Nicolas, 1975) pour traduire la forte déformation à l'origine de la dispersion des spinelles et la croissance ultérieure des pyroxènes qui les ont englobés. Dans certains échantillons, les petits grains de spinelle forment une couronne autour des porphyroclastes d'Opx.

Grenat

Le grenat est peu abondant. Il se présente généralement sous forme de porphyroclastes ayant une taille pouvant atteindre 10 mm de diamètre. On le retrouve soit dans la matrice, soit en inclusion dans les porphyroclastes d'Opx. Ses cristaux sont le plus souvent xénomorphes et se présentent en éclats kélyphitisés allongés parallèlement avec la foliation dans la matrice (Fig. C.III-5A). Cet allongement est le témoin de la déformation qu'a subie la roche. Les grenats sont le plus souvent affectés, partiellement ou complètement, par une mince couronne de kélyphite. Cette couronne est composée par trois zones distinctes (i) une zone interne sombre où la kélyphite est identique à celle que l'on observe dans les fractures des cristaux de grenat, (ii) une zone intermédiaire claire constituée par un amas de fibres fines de minéraux bien étirés dans la matrice et (iii) une zone externe composée par des agrégats granoblastiques à gros grains d'Opx, de Cpx et d'Ol. Les grenats renferment des inclusions de spinelle, de

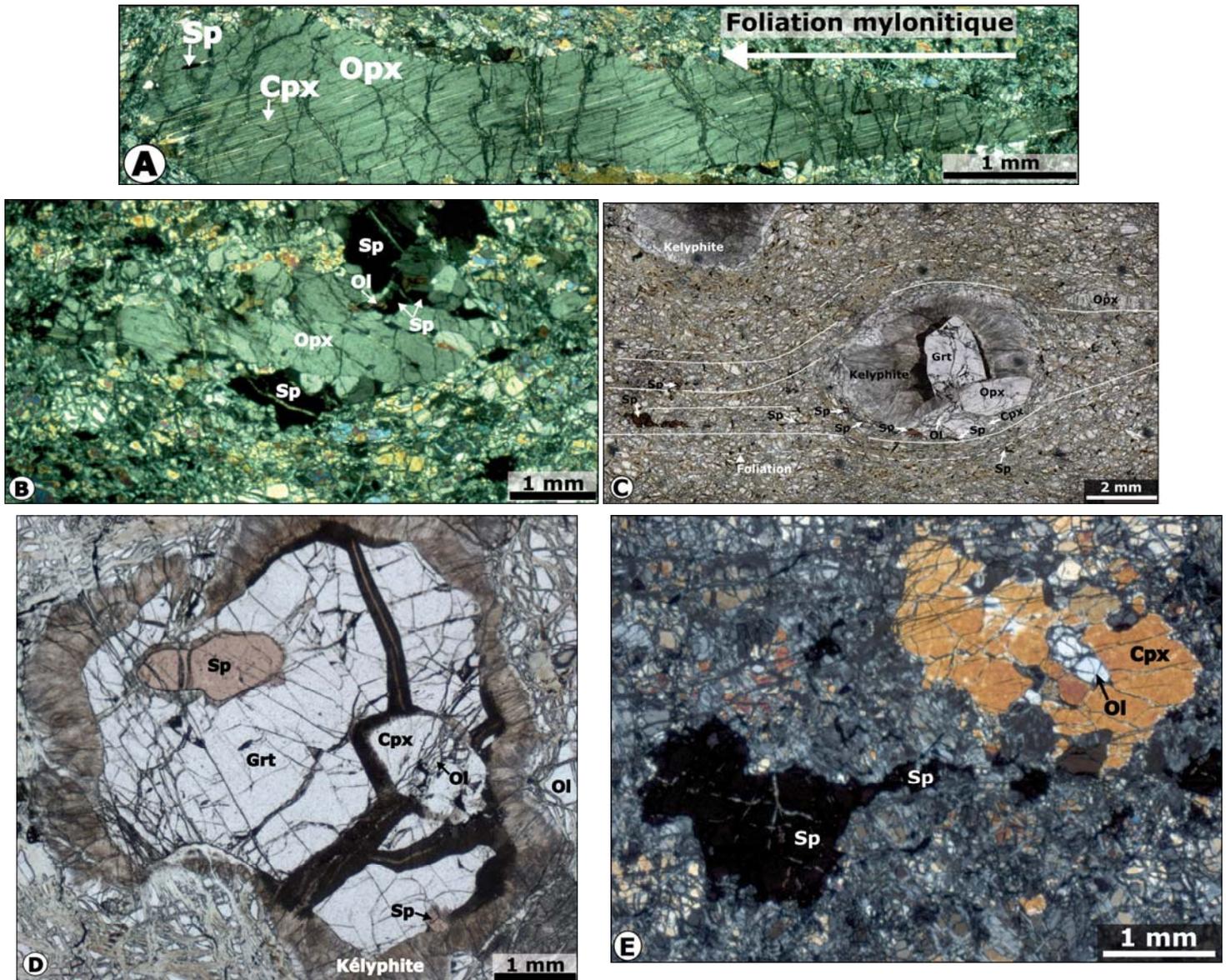


Fig. C.III-6 : *A)* porphyroclaste d'Opx allongé parallèlement à la foliation dans une mylonite à grains fins. Remarquer également la présence des lamelles d'exsolution de Cpx au sein d'Opx. *B)* porphyroclaste d'Opx orienté parallèlement à la foliation. La photo montre également l'intercroissance entre l'Opx et le spinelle dans la mylonite. *C)* Photo microscopique (lumière naturelle) d'une mylonite à spinelle-grenat montrant la relation microstructurale entre l'assemblage minéral syn-cinématique (Sp, Ol et Cpx), l'assemblage anté-cinématique constitué par les porphyroclastes d'orthopyroxène et de grenat, et la kélyphite post-cinématique. *D)* porphyroclaste de grenat contenant des inclusions de Cpx et d'olivine, en équilibre avec le spinelle. L'ensemble est entouré d'une couronne de kélyphite composée d'orthopyroxènes (Opx), clinopyroxènes (Cpx) et spinelle. *E)* porphyroclaste de Cpx en équilibre avec le spinelle et renfermant des inclusions d'olivine. Les deux porphyroclastes sont dispersés dans une matrice à grains fins de la mylonite.

clinopyroxène et d'olivine. Ces inclusions sont parfois entourées par une fine couronne (environ 0,1mm de diamètre) qui est similaire à celle qui entoure les grenats (zone I, Fig. C.III-6C et D).

Milliard (1959a) avait montré que la couronne de la kélyphite est composée de trois zones distinctes: zone I interne (spinelle + orthopyroxène), zone II intermédiaire (clinopyroxène + olivine + plagioclase) et zone III externe (spinelle + amphibole brune). Obata (1994) a déterminé trois zones minéralogiques suite à une réaction entre le grenat et le clinopyroxène dans les péridotites de Ronda en Espagne: zone I (orthopyroxène + spinelle + plagioclase), zone II (olivine + spinelle + plagioclase), zone III (olivine + plagioclase). Les conditions physiques de la formation de ces minéraux de kélyphitisation ont été estimées à 620-700°C et 4-8 kbar (Obata, 1994), et interprétées comme étant le résultat d'une décompression tardive de la roche. Dans les zones très déformées, l'auréole de kélyphite est souvent plus importante sur les bords des grenats qui sont orientés perpendiculairement à la foliation de la roche. Parfois, certains cristaux de grenat sont entièrement remplacés et l'on ne distingue plus qu'une masse de kélyphite d'Opx + Cpx + Spl au centre de laquelle on peut occasionnellement trouver une minuscule relique de grenat. Dans certains échantillons où la déformation est très intense, on n'observe plus que l'assemblage de la kélyphite.

II.3. Origine du grenat dans les péridotites de Béni Bousera

L'origine du grenat des péridotites du massif ultrabasique de Béni Bousera a été largement discutée par plusieurs auteurs. Kornprobst (1974) a interprété sa présence comme étant le résultat d'un boudinage extrême des bancs de pyroxénites à grenat. La même interprétation était proposée par Dickey (1970) et Darot (1973) pour expliquer la présence de grenat dans les péridotites du massif de Ronda en Espagne. Saddiqi (1988) a mis en évidence l'existence, dans le massif ultrabasique de Béni Bousera, de deux types de grenat chimiquement différents. Le premier type correspond au grenat décrit par Kornprobst (1974) dans les pyroxénites à grenat et qui est pauvre en magnésium (45 à 55% de pyrope). Le second type est un grenat, isolé dans les péridotites, en équilibre avec l'olivine, et qui est plus magnésien (70 à 76% du pyrope). L'étude thermobarométrique des grenats équilibrés avec l'olivine a conduit Saddiqi (1988) à les interpréter comme étant des minéraux ayant cristallisé au toit du massif, à une profondeur d'environ 30 km. Cette cristallisation avait lieu sous des conditions physiques assez semblables à celles ayant contrôlé la présence du grenat dans les granulites qui enveloppent les péridotites du massif ultrabasique de Béni Bousera.

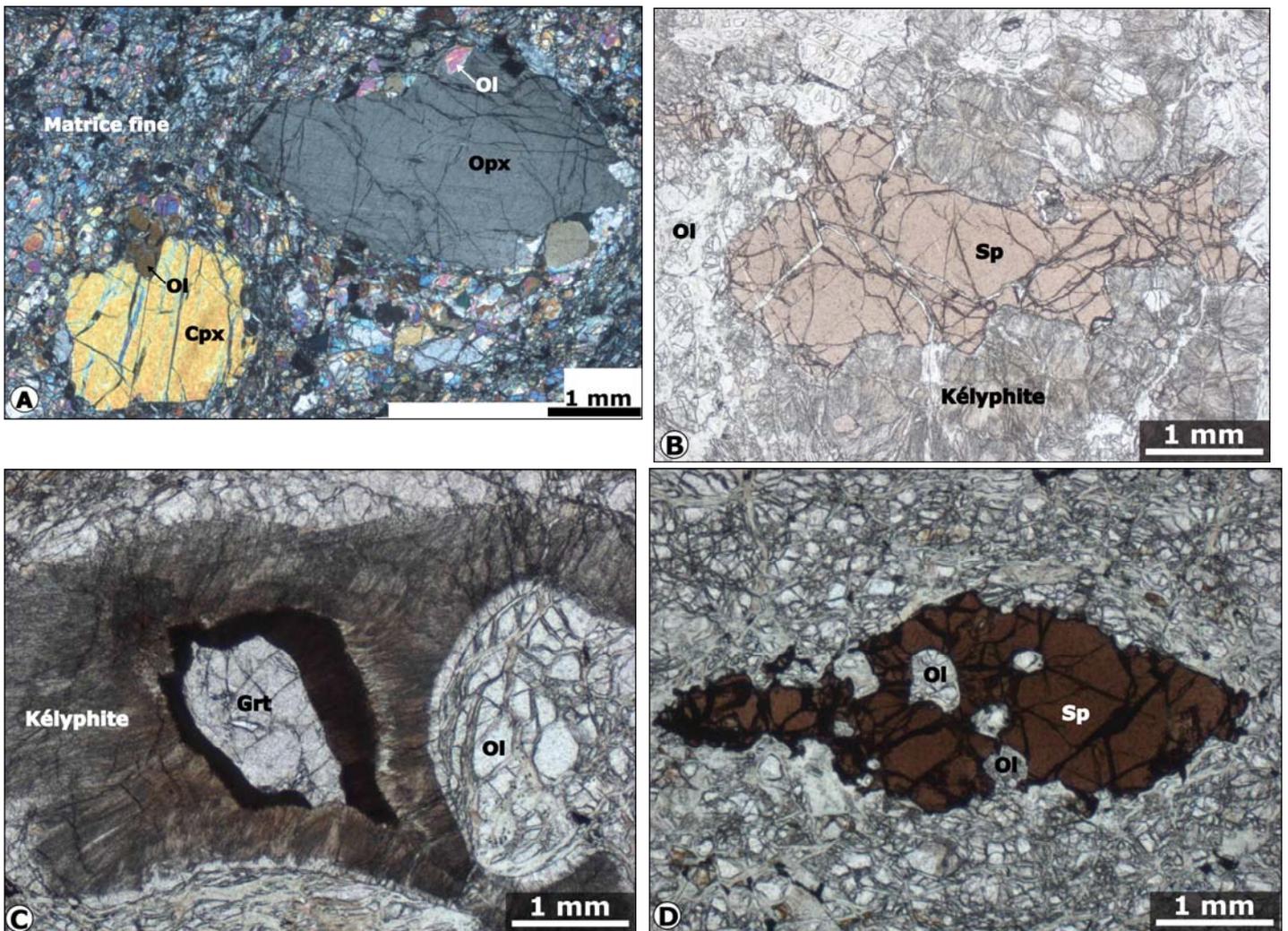


Fig. C.III-7 : **A)** dispersion d'un porphyroclaste d'Opx et Cpx dans une matrice à grains fins constituée d'olivine, Opx, Cpx et spinelle. **B)** porphyroclaste de spinelle entouré d'une couronne de kélyphite, allongé parallèlement à la foliation mylonitique. **C)** porphyroclaste de grenat en équilibre avec des cristaux d'olivine, l'ensemble est entouré d'une couronne de kélyphite. La photo montre également les différents aspects de la kélyphite autour du grenat (voir texte). **D)** cristaux d'olivine en inclusions dans un porphyroclaste de spinelle orienté parallèlement à la foliation mylonitique. La photo montre également la stabilité syntectonique de spinelle dans la mylonite.

III. Les pyroxénites du massif ultrabasique de Béni Bousera

Comme décrit plus haut, les pyroxénites du massif ultrabasique de Béni Bousera représentent moins de 10% du volume total du massif (Kornprobst, 1974; Pearson et al.,

1993). Elles affleurent en niveaux réguliers, généralement peu épais, mais la fréquence varie de 100 à 1000 m.

Gysi et al. (2007) ont identifié quatre faciès de pyroxénites dans le massif :

- Pyroxénites à grenat,
- Webstérites à spinelle,
- Métagabbros à grenat,
- Webstérites à diopside – Cr.

La description pétrographique de ces faciès de pyroxénites est bien détaillée par Gysi (2007). La distribution des bandes de pyroxénites dans le massif n'est pas homogène (Gysi, 2007). Elles sont plus abondantes au sommet du massif, à l'approche de la zone de cisaillement, interface croûte-manteau, dans les faciès harzburgites et dunites. Cette observation montre que les pyroxénites à grenat, intercalées dans les péridotites de Béni Bousera, sont formées par fusion partielle des lherzolites (Reuber et al., 1982; Gysi, 2007). Cette fusion partielle est interprétée comme étant le résultat d'un échauffement mécanique dans une zone de déformation intense au toit du massif (Reuber et al., 1982).

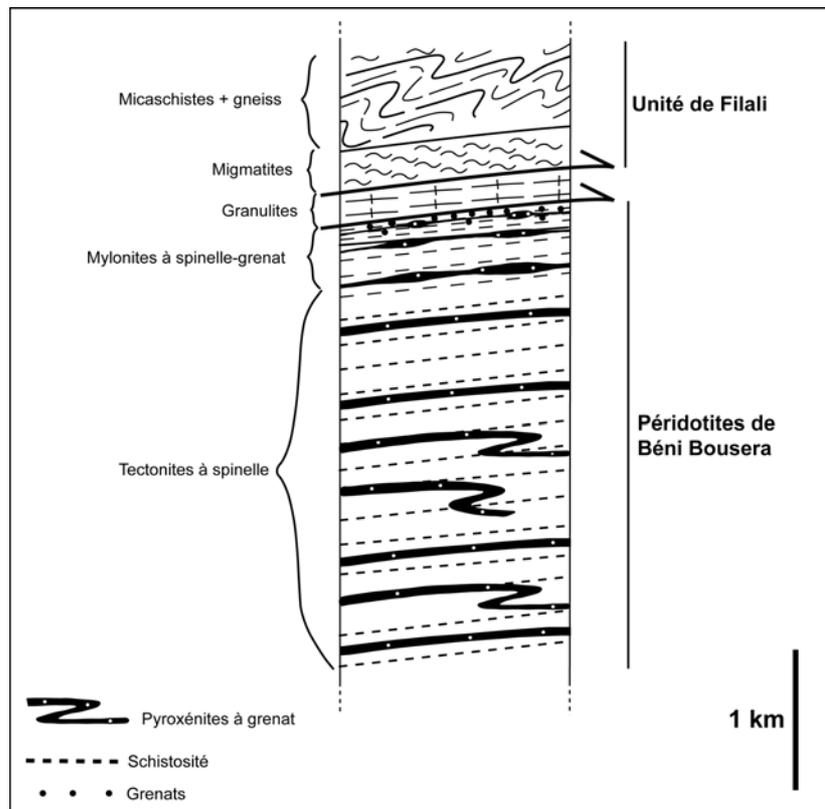


Fig. C.III-8 : Log synthétique montrant les caractéristiques structurales observées dans les péridotites de Béni Bousera et leur encaissant crustal (granulites et l'unité de Filali).

Les observations de terrain montrent que les pyroxénites à grenat (taille centimétrique à métrique) sont souvent boudinés, étirés et parallèles à la foliation des péridotites (Fig. C.III-8). Ces filons de pyroxénites dessinent parfois des plis isoclinaux au sein des péridotites dont l'axe est parallèle à la foliation de la roche (Fig. C.III-8). Cette évolution tectonique (plissement et boudinage) des bandes de pyroxénites est compatible avec une augmentation progressive de l'intensité de la déformation vers le sommet du massif (interface péridotites-granulites) et, par conséquent, l'existence d'un gradient de déformation ductile.

Généralement, les bancs de pyroxénites sont plus compétents que les péridotites encaissantes mais ne sont pas schisteux. Leurs minéraux sont cependant souvent alignés parallèlement au litage général. L'assemblage minéralogique principal des pyroxénites à grenat comporte : Orthopyroxène + Clinopyroxène + Olivine + Spinelle + Grenat. Les minéraux accessoires sont la serpentine et les oxydes.

Olivine

L'olivine est relativement moins abondante dans les pyroxénites à grenat. Il s'agit d'une olivine incolore et limpide qui se présente sous forme de gros cristaux ayant une taille moyenne de 2-4mm alors que les grains recristallisés semblent absents. On la retrouve également sous forme d'inclusions dans les porphyroclastes d'orthopyroxènes, clinopyroxènes et de grenat kelyphitisé. Les cristaux d'olivine sont généralement sub-automorphes ou xénomorphes. L'extinction est fortement onduleuse et les macles mécaniques sont fréquentes (Fig. C.III-9C). L'olivine s'altère en serpentine qui commence à apparaître au niveau des fractures et sur la bordure du minéral.

Orthopyroxène

L'orthopyroxène, relativement abondant, se présente le plus souvent sous forme de porphyroclastes de taille centimétrique (Fig. C.III-9A). Ces cristaux de grande taille sont sub-automorphes à xénomorphes et renferment des lamelles très fines d'exsolution de clinopyroxène. Les exolutions sont orientées parallèlement à l'allongement de l'Opx (Fig. C.III-9A). Les porphyroclastes d'Opx ne semblent pas étirés mais montrent une extinction ondulante et les macles sont fréquentes. Des veines de serpentine sont associées aux porphyroclastes d'Opx, Il s'agit de veines non déformées qui recoupent l'Opx sans montrer aucune orientation préférentielle.

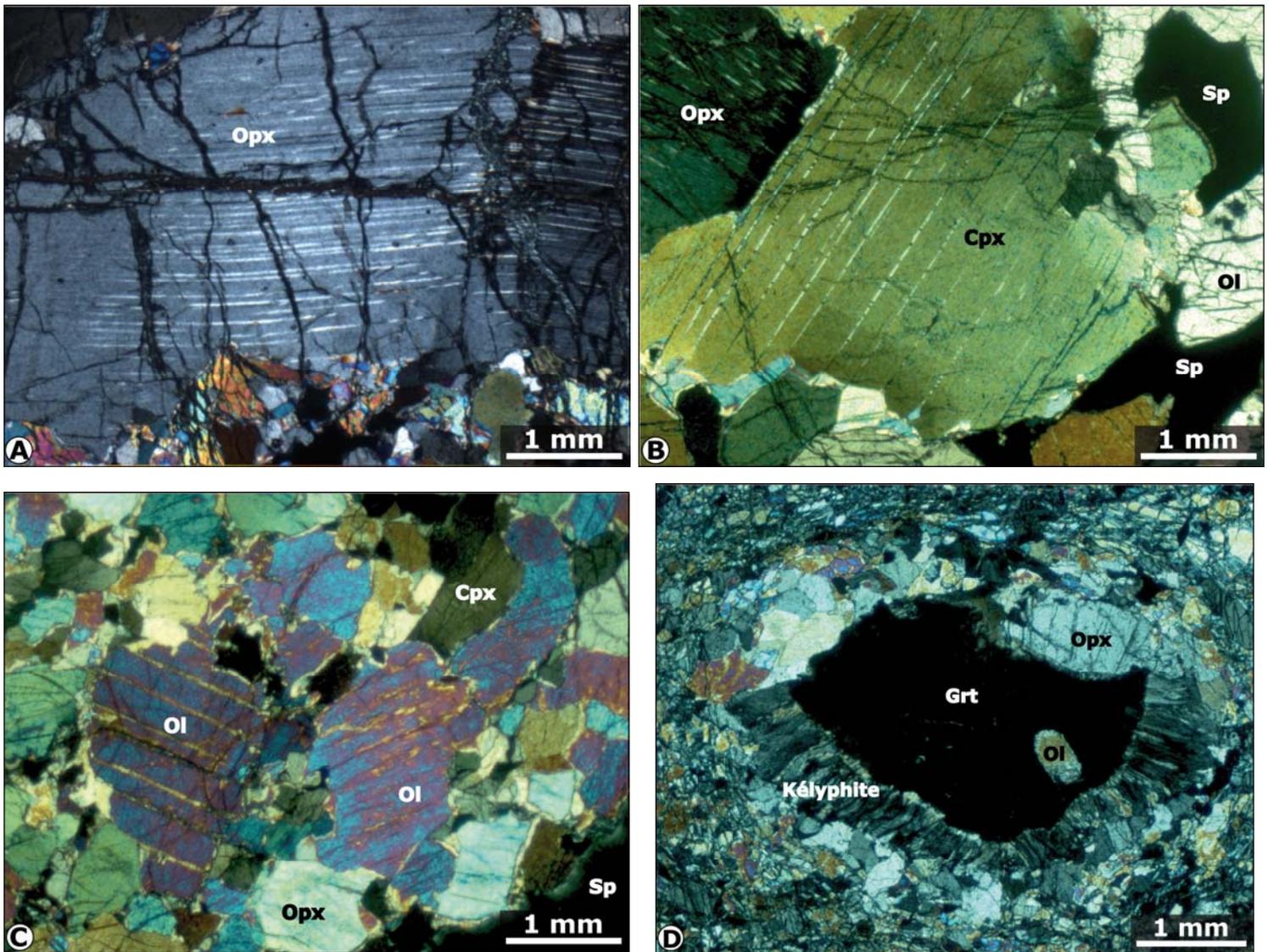


Fig. C.III-9 : Photographies d'une pyroxénite à grenat (lumière polarisée analysée) **A)** porphyroclaste d'orthopyroxène. Remarquer des lamelles d'exsolution (Cpx) allongées parallèlement à la foliation. **B)** porphyroclaste de clinopyroxène montrant des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène et des inclusions d'olivine. **C)** cristaux d'olivine montrant des macles mécaniques. **D)** porphyroclaste du grenat renfermant une inclusion d'olivine et entouré par une couronne de kélyphite. Ce porphyroclaste est étiré parallèlement à la foliation de la roche.

Clinopyroxène

Il est de couleur jaune brunâtre et se présente en cristaux généralement xénomorphes ayant une taille moyenne de 5–7 mm (Fig. C.III-9B). Ces cristaux sont généralement très

déformés et ont une extinction fortement ondulante. Ils montrent souvent de minces lamelles d'exsolution d'orthopyroxène (Fig. C.III-9B). Certains clinopyroxènes ont recristallisé sous forme de néoblastes sub-automorphes n'excédant pas 0.1 mm de diamètre et ne renferment pas d'inclusions minérales, ni d'exsolution. De même on remarque des petits cristaux d'olivine englobés par le clinopyroxène (Fig. C.III-9B).

Spinelle

Il est peu abondant dans les pyroxénites à grenat. On le retrouve aussi bien dans la matrice, en position interstitielle entre les cristaux de pyroxènes, que comme inclusions dans les porphyroclastes d'orthopyroxène et de grenat. Le spinelle se présente généralement sous forme de gros cristaux xénomorphes de couleur verdâtre ou vert vif contrairement au spinelle des lherzolites qui montre généralement une couleur brune. Parfois il forme des amas de cristaux présentant des formes amiboïdes englobant des porphyroclastes d'orthopyroxène.

Grenat

Le grenat, relativement très abondant dans les pyroxénites à grenat, se présente généralement sous forme de deux générations (i) des porphyroclastes ayant une taille pouvant atteindre 10 mm de diamètre. Ces cristaux sont le plus souvent xénomorphes et rarement automorphes. Ils se présentent en amandes étirées parallèlement à la foliation et renferment des inclusions d'olivine (Fig. C.III-9D). (ii) des néoblastes de la deuxième génération dont la taille n'excède pas 1mm. Si les premiers pourraient être primaires dans la roche; les seconds paraissent tardifs (Kornprobst, 1974). Le grenat est généralement affecté par un système de fractures courbes épaisses, parallèles entre elles à l'échelle de la lame mince. Il montre souvent des textures de déséquilibre dans ces pyroxénites où il est très fréquemment affecté par des transformations métamorphiques plus ou moins intenses. Le produit de cette transformation est généralement formé par une couronne de kélyphite sombre dont l'épaisseur est d'environ 0,5 mm, composée par l'intercroissance de plagioclase, amphibole et spinelle (Kornprobst, 1966). Cette kélyphite qui paraît être constituée de deux zones, parfois trois zones (Milliard, 1959a) envahit souvent les fractures du minéral. Les grenats des pyroxénites à grenat ne sont pas toujours affectés par la kélyphitisation, ils contiennent parfois des inclusions très fines, il s'agit des lamelles d'exsolution de rutile.

IV. Interprétation des microstructures

L'analyse systématique des microstructures (textures) et des orientations des minéraux des péridotites aboutit à une division du massif de Béni Bousera en deux secteurs. Les tectonites à spinelle du cœur du massif présentent une texture porphyroclastique à gros grain qui est remplacée par une texture porphyroclastique à grain fin et mylonitique près du contact avec les granulites sus-jacentes. Dans les tectonites à spinelle, les porphyroclastes d'Opx sont peu déformés et ne montrent pas d'allongement significatif. Ils sont souvent associés en amas de cristaux qui sont séparés par les grains d'olivine. Ces porphyroclastes d'Opx sont souvent accompagnés de lamelles d'exsolution qui ne sont pas orientées. D'autre part, les tectonites à spinelle sont caractérisées également par la présence d'une quantité importante des porphyroclastes et d'une quantité faible des néoblastes, ce qui indique que la déformation est moins intense dans cette roche. La déformation associée à la texture des tectonites, porphyroclastique à gros grains, est indiquée par l'extinction ondulante.

Les mylonites à spinelle-grenat des péridotites sont composées par un assemblage à grenat (Grt+Opx+Cpx+Sp+Ol). Les porphyroclastes d'Opx sont de grande taille et très déformés. Ils sont souvent boudinés et dispersés dans une matrice fine d'olivine et de spinelle. Ces porphyroclastes d'Opx ont été déformés par glissement intracristallin sur le système (100), qui est presque parallèle à la foliation (Reuber et al., 1982). Les lamelles d'exsolution de clinopyroxène dans les porphyroclastes d'Opx étirés sont obliques à l'allongement de l'Opx qui souligne la foliation. Dans les péridotites mylonitiques, les porphyroclastes d'olivine sont remplacés par des néoblastes (200-250 μm) allongés suite aux recristallisations dynamiques. Les porphyroclastes de grenat sont généralement xénomorphes et ont une taille pouvant atteindre 6 mm de diamètre. Ils se présentent en amandes étirées parallèlement à la foliation (Ol-Spl). Cet allongement est le témoin de la déformation qu'a subie la roche. La texture mylonitique de la roche est aussi soulignée par des bandes d'olivine recristallisées étendues parallèlement à l'alignement de porphyroclastes d'Opx et des grains de spinelle allongés et boudinés. La matrice fine est constituée par des néoblastes d'olivine, de pyroxène et de spinelle. Ces néoblastes sont presque toujours sub-automorphes et leur taille est inférieure à 0,5 mm de diamètre. Ces néoblastes ne se distinguent de celles décrits dans les tectonites à spinelle que par la diminution considérable de la taille moyenne des grains et par le volume modal relativement élevé. Ils sont souvent dispersés dans la matrice et ont résulté d'une intense déformation et d'une recristallisation plus importante qui tend à faire disparaître les porphyroclastes au profit des néoblastes. L'allongement de ces néoblastes d'olivine conduit à une très bonne foliation. D'autre part, ces néoblastes montrent des limites plus ou moins régulières à droites, Leur forme cristalline nous laisse suggérer une dérivation par polygonisation des anciens porphyroclastes.

En conséquence, nous sommes interprétés que la matrice à olivine et spinelle recristallisés a eu lieu pendant la phase principale de déformation et que la composition chimique de ces néoblastes reflète les conditions P-T contemporaines de la déformation. D'autre part, les porphyroclastes de la mylonite à spinelle-grenat, notamment le grenat et l'orthopyroxène, sont interprétés comme des reliques d'un stade antérieur et reflétant les conditions P-T avant la phase principale de déformation. En effet, les cristaux de grenat sont relativement répandus dans les mylonites à spinelle-grenat, même dans les environs des bandes de pyroxénites à grenat étirées. Il semble donc peu probable qu'ils ont été tout simplement des xénocristaux résultant d'une déformation extrême des bancs de pyroxénites à grenat, comme il était proposé par Kornprobst (1966) et Tabit et al. (1997).

En résumé, la déformation cénozoïque des roches mantelliques est représentée par un seul mécanisme d'extension lors d'un simple cisaillement affectant la lithosphère et la croûte épaissie (Kornprobst et Vielzeuf, 1984; Boillot et al., 1988). Cette déformation est responsable du développement des tectonites à spinelle et les mylonites à spinelle-grenat des péridotites de Béni Bousera. Dans les péridotites de Ronda (Cordillère Bétique en Espagne), Van der Wal et Vissers (1996) ont supposé une origine non-contemporaine des tectonites à spinelle et les mylonites à spinelle-grenat, comme en témoignent certaines textures où les spinelles sont entourés par des grenats dans les mylonites. En effet, cette texture devrait indiquer une pression plus élevée pour la formation des mylonites par rapport à celle des tectonites à spinelle (Obata, 1980) et devrait donc impliquer une augmentation de la pression pendant la déformation. Cependant, la texture particulière dans les mylonites à spinelle-grenat pourrait s'expliquer par un changement de la composition chimique des péridotites (Garrido et al., 2006). Cette différence chimique est assimilée à la contamination des péridotites à spinelle riche en Mg par des bandes de pyroxénites à grenat plus riche en Fe dispersés par le cisaillement (Tabit et al., 1997). Ceci entraîne un changement de la composition chimique des péridotites environnantes, impliquant qu'une telle transition entre les péridotites à spinelle et les péridotites à grenat aurait lieu à pression faible dans le diagramme P-T. En outre, l'occurrence de spinelle à l'intérieur du grenat dans les mylonites d'une part, et, d'autre part, la stabilité des petits grains de spinelles, confirment que la transition des tectonites à spinelle vers des mylonites à spinelle-grenat a eu lieu pendant la déformation (cisaillement). Par conséquent, une augmentation de la pression n'est pas nécessaire pour expliquer la présence de grenat dans les mylonites (Saddiqi, 1988), comme le montrent d'ailleurs les estimations des conditions P-T avant et pendant le cisaillement dans les péridotites de Ronda (Obata, 1980, Garrido et al., 2006) et dans les péridotites de Béni Bousera (notre étude).

V. Origine de la localisation de la déformation dans les péridotites de Béni Bousera

La mylonite des péridotites de Béni Bousera ne présente aucune évidence de réaction métamorphique, de fracturation ou de fusion partielle, mais seulement des évidences de recristallisation dynamique. Cette structure semble donc adéquate pour tenter de comprendre l'origine rhéologique de la localisation de la déformation dans les péridotites sous-continentales à l'échelle kilométrique.

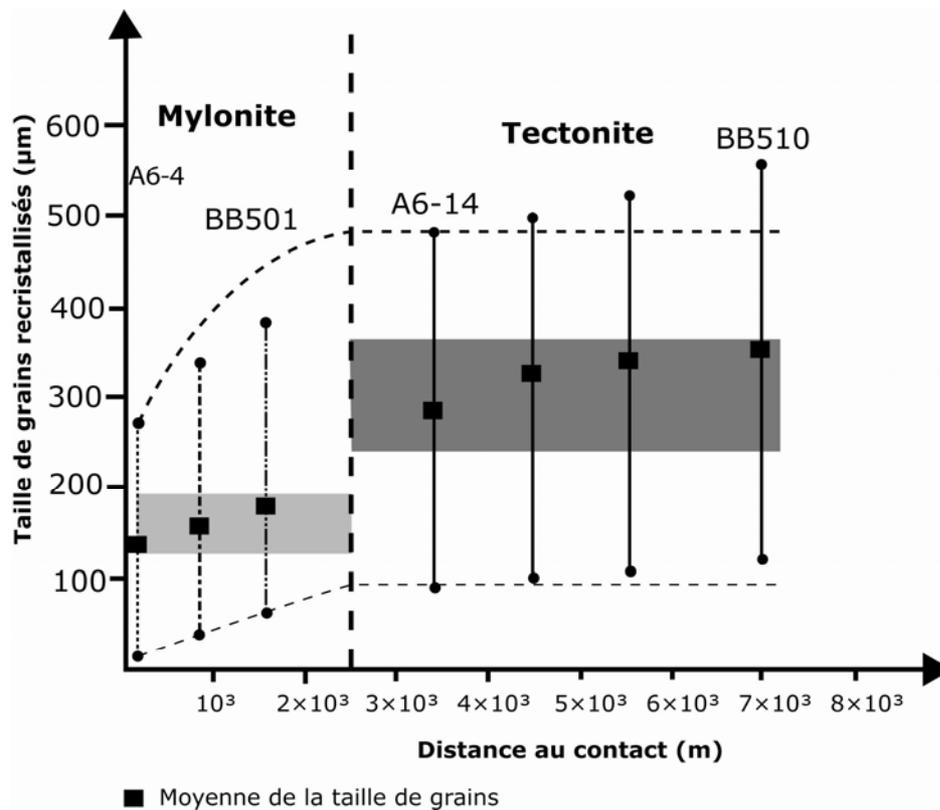


Fig. C.III-10 : Evolution de la taille des grains recristallisés avec le gradient de déformation, La chute de distribution des tailles de grain est due à la recristallisation dynamique.

La localisation apparaît en bordure du massif qui est le domaine le plus riche en olivine recristallisée, phase la plus ductile qui semble donc gouverner l'initiation de la localisation de la déformation. D'autre part, l'étude statistique sur la taille des grains sur les échantillons collectés le long des gradients de déformation, tend à montrer que la diminution de la taille

des grains était le facteur adoucissant permettant la localisation de la déformation à l'interface croûte-manteau (Fig. C.III-10). Cependant, selon la figure C.III-10, on note clairement la chute de distribution des tailles de grains. En effet, on constate la diminution progressive de la quantité des porphyroclastes d'olivine d'une part, et, d'autre part l'augmentation de la quantité des grains recristallisés tout en s'approchant du contact avec les granulites; ce qui confirme le gradient de déformation: conséquence de la recristallisation dynamique. En conclusion, la mylonite de Béni Bousera a subi une réduction de la taille de grain par rapport à son protolithe (tectonite), réduction d'autant plus prononcée que le contact avec les granulites sus-jacentes est plus proche (Fig. C.III-10). Ainsi, les différentes observations pétrologiques montrent que la mylonite à spinelle-grenat a été développée par le mécanisme de la recristallisation dynamique pendant la mise en place d'un fragment du manteau incorporé dans une croûte continentale épaissie suite à la collision Afrique-Ibérie.

VI. Chimie des minéraux des péridotites de Béni Bousera

IV.1. Acquisition des données

Les compositions en éléments majeurs des phases minérales des échantillons des péridotites de Béni Bousera ont été analysées à la microsonde électronique CAMECA-SX100 (Microsonde Ouest, Brest, France) avec un temps de comptage de 20s par élément. Le potentiel d'accélération était de 15KV pour un courant de 20mA. Les standards utilisés sont des phases minérales naturelles et synthétiques. Le fonctionnement de ce type d'instrument est basé sur l'analyse du rayonnement émis (rayons X) par les atomes des minéraux situés à la surface d'une lame mince polie, soumis à un faisceau électronique incident d'un diamètre micrométrique. Le volume de l'échantillon analysé, bombardé par un faisceau d'électrons, est représenté par une poire d'interaction de 3 microns de diamètre. Chaque élément constitutif du minéral émet alors un rayonnement X 'émergent' enregistré par un des cinq détecteurs. Une correction sur l'effet de l'absorption, de la fluorescence et du numéro atomique permet d'accéder au rayonnement 'primaire'. L'utilisation de relations diverses permet de déterminer la concentration des éléments dans l'échantillon, en fonction du rayonnement primaire émis par l'élément dans l'échantillon et le témoin. La taille de poire (< 3 microns) fait que les minéraux trop petits sont impossibles à analyser: l'analyse résultante étant celle d'un mélange. Les proportions des oxydes suivants ont été calculées: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, NiO, MgO, FeO, MnO, CaO, P₂O₅, Na₂O et K₂O.

Les formules structurales des différents minéraux analysés ont été calculées avec le programme FS (M. Guiraud, 1991 non publié) sur la base de 12 oxygènes pour les grenats, 6

oxygènes pour les pyroxènes et 4 oxygènes pour les olivines et les spinelles. Pour tous les minéraux le Fe total est donné sous forme de FeO. Le Fe^{3+} est estimé sur la base de 4 cations pour les pyroxènes, 3 cations pour les spinelles et sur la base de 8 cations pour les grenats. Des autres indices (mole/proportions atomiques) ont été utilisés également dans ce chapitre: $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; $\text{Alm} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Grs} = \text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Prp} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Cr}^{\#} = (100 * \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}))$; $\text{Mg}^{\#} = (100 * \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}))$; $\text{En} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $\text{Fs} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $\text{Wo} = \text{Ca}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Ca})$; $\text{Al}^{\text{VI}} = (\text{Al} + \text{Si}) - 4$; pfu – unité par formule.

IV.2. Variabilité chimique des minéraux

L'olivine, l'orthopyroxène et le clinopyroxène forment la paragenèse minérale des tectonites à spinelle (Iherzolites) et les mylonites à spinelle-grenat (harzburgites) des péridotites de Béni Bousera, qui est complétée par du spinelle et grenat. Les analyses à la microsonde électronique étant ponctuelles, il est possible de caractériser chimiquement chacune des phases analysées. Les analyses des phases représentatives ont donc été faites afin de caractériser chacune des phases, et de suggérer les réactions probables qui se sont effectuées dans les roches. Ces réactions, ainsi que les données obtenues à la microsonde électronique pour les différentes phases, ont permis d'estimer les conditions de la pression et de la température ayant contrôlé leur évolution subsolidus. Les phases représentatives analysées peuvent être caractérisées chimiquement, particulièrement lorsque des éléments à l'intérieur d'une même phase sont susceptibles de se substituer. Ainsi les olivines et les orthopyroxènes peuvent être caractérisés en fonction de la valeur de l'indice $\text{Mg}^{\#}$; le spinelle en fonction de la valeur de l'indice $\text{Cr}^{\#}$; les grenats en fonction du pourcentage d'almandin, de pyrope, de grossulaire et de spessartine.

Olivine

Les analyses chimiques représentatives des olivines sont représentées dans le tableau III.1 ([annexe II](#)) et la variation de sa composition chimique ($\text{Mg}^{\#}$ en fonction de NiO) est illustrée dans la figure C.III-11. Les olivines des péridotites de Béni Bousera sont riches en MgO. Les pourcentages molaires de forstérite, oscillant entre 88 et 90, sont typiques des enclaves mantelliques.

Dans les tectonites à spinelle, les olivines de la matrice ont un rapport $\text{Mg}^{\#}$ moins élevé (89) par rapport aux olivines qui sont en contact avec les pyroxènes (90). La teneur en NiO

varie de 0,33-0,40% dans les olivines de la matrice, et de 0,21-0,35% et de 0,28-0,44% dans les olivines qui sont en contact avec les clinopyroxènes et les orthopyroxènes, respectivement.

Dans la mylonite à spinelle-grenat, les rapports Mg# et les teneurs en NiO des olivines varient selon les relations texturales de ce minéral avec les autres minéraux (Fig. C.III-11). La variation du rapport Mg# se traduit par le rôle de la fusion partielle et la rééquilibration subsolidus sur la répartition des teneurs du Mg et du Fe dans l'olivine. A partir de la figure C.III-11, on s'aperçoit que le rapport Mg# des inclusions d'olivine dans les porphyroclastes du grenat est moins élevé (88) par rapport à celui des olivines incluses dans les porphyroclastes d'Opx (90). La teneur en NiO varie de 0,40-0,44% dans les olivines incluses dans le grenat, et de 0,27-0,37% dans les olivines incluses dans l'orthopyroxène. Le rapport Mg# des olivines de la matrice est assez élevé (89-90), et la teneur en NiO varie de 0,29-0,47% en poids d'oxydes.

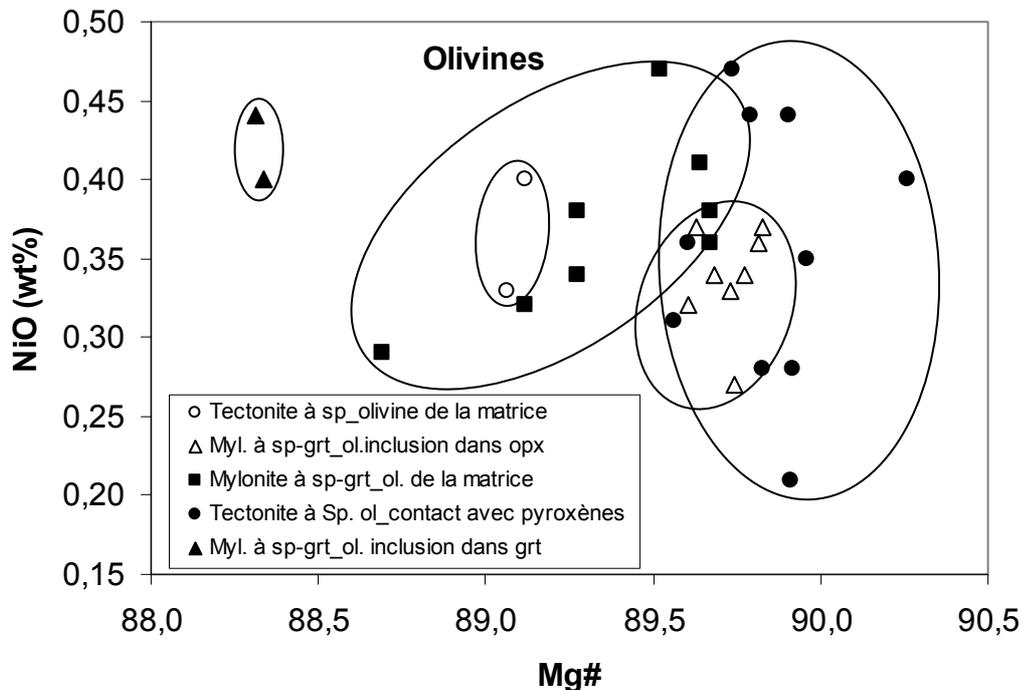


Fig. C.III-11 : Variation de la teneur en NiO% (en poids d'oxydes) en fonction du rapport Mg# dans l'olivine des péridotites de Béni Bousera.

Orthopyroxène

Les analyses chimiques représentatives des Opx sont représentées dans le tableau C.III.2 (annexe II) et la variation de sa composition chimique (Cr en fonction d'Al) est illustrée dans

la figure C.III-12. Les orthopyroxènes des péridotites de Béni Bousera sont très magnésiens et proches du pôle enstatite (En_{92,74–89,00}). Leur rapport $Mg^{\#}$ ($=100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$) varie très peu; il est compris entre 90 et 94.

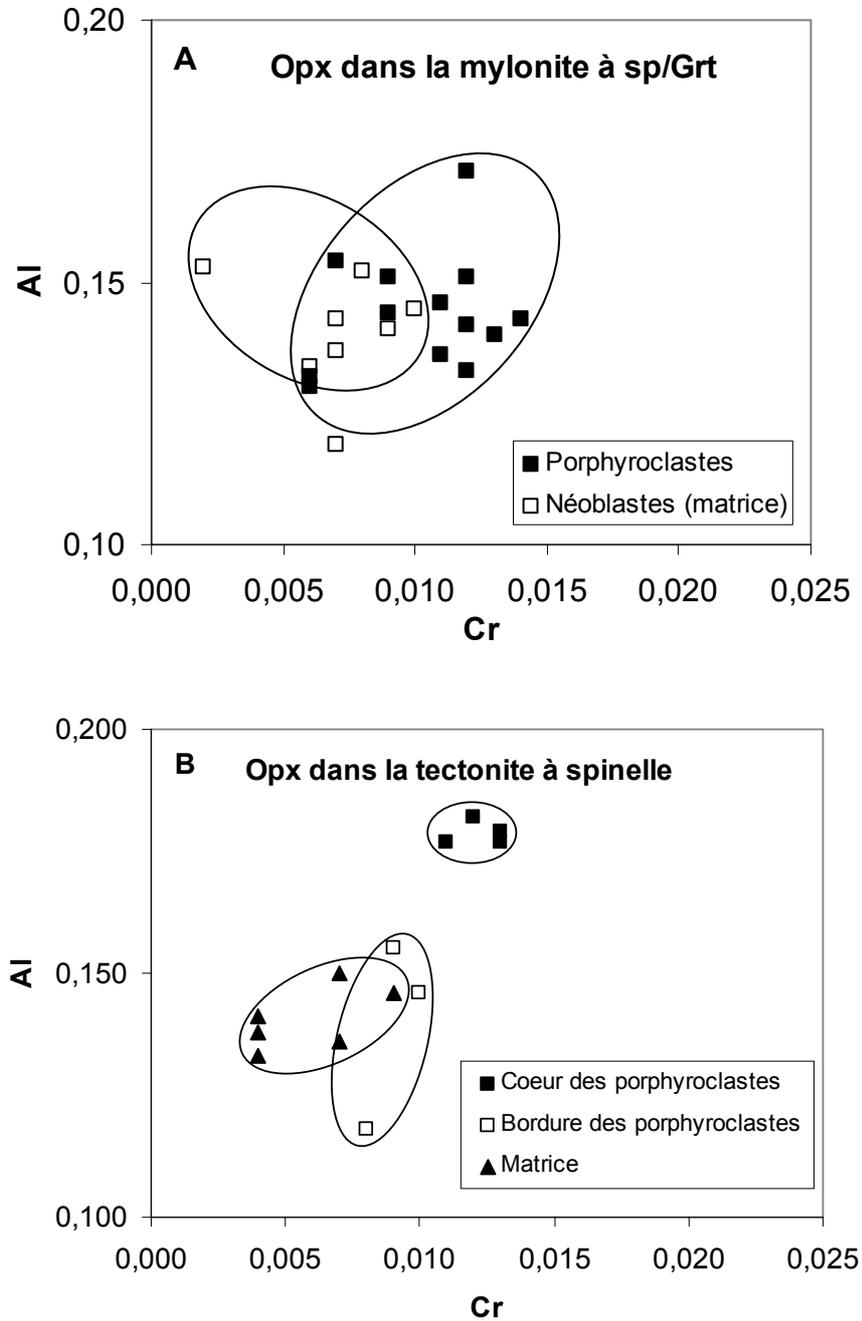


Fig. C.III-12 : Variation des teneurs en Al en fonction de Cr (en pfu) dans les orthopyroxènes des péridotites de Béni Bousera. **A)** dans la mylonite à spinelle-grenat et **B)** dans la tectonite à spinelle.

Dans les tectonites à spinelle, les porphyroclastes d'Opx sont zonés et montrent des variations importantes dans les teneurs des éléments tels que, Al et Cr. En effet, la teneur en Al_2O_3 est plus élevée dans les cœurs des porphyroclastes d'Opx (4,41-5,33%) par rapport à leurs bordures (2,94-3,82%). La teneur en Cr_2O_3 varie de 0,43-0,50% aux cœurs des porphyroclastes et de 0,30-0,38% dans leurs bordures (Fig. C.III-12B). Ainsi, on note des valeurs en Al_2O_3 (3,30-3,76%) et Cr_2O_3 (0,14-0,34%) dans les néoblastes d'Opx de la matrice sont identiques à celles enregistrées aux bordures des porphyroclastes (Fig. C.III-12B). L'interprétation basée sur les relations texturales qui indique que les néoblastes résultent de la recristallisation dynamique des porphyroclastes préexistants se trouve donc confirmée par la chimie des minéraux. Cette recristallisation s'accompagne d'une perte en Al qui doit être reliée aux conditions physiques donnant naissance à ces néoblastes.

Dans les mylonites à spinelle-grenat, la composition chimique de l'orthopyroxène est homogène. En effet, on note l'absence d'une nette relation entre la teneur en Al_2O_3 du minéral et la texture de la roche (Fig. C.III-12A). La teneur en Al_2O_3 varie entre 2,96 et 4,28%, quelle que soit la taille du minéral. Cependant, on note une variation de la teneur en Cr_2O_3 en fonction de la taille du minéral. Elle est légèrement élevée dans les porphyroclastes (0,23-0,51% en poids d'oxydes) par rapport aux néoblastes (0,22-0,36% en poids d'oxydes).

Clinopyroxène

Les compositions chimiques représentatives du Cpx sont représentées dans le tableau C.III.3 (annexe II). Dans la tectonite à spinelle, la composition chimique du Cpx montre une teneur en Al_2O_3 homogène ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,12-6,52\%$) et une teneur en Cr_2O_3 très variable (0,37-1,30%). Le rapport $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ du Cpx varie très peu et est compris entre 94 et 99.

Dans la mylonite à spinelle-grenat, la teneur en Al_2O_3 et Cr_2O_3 des porphyroclastes de Cpx est assez homogène. Elle est élevée et constante au cœur des porphyroclastes ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 7,05-8,06\%$ et $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,07\%$) et diminue ensuite légèrement à leurs bordures ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,79-6,67\%$ et $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,63\%$). La teneur en Al_2O_3 est légèrement faible dans les néoblastes de Cpx de la matrice ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,44-6,19\%$), et dans les inclusions de Cpx à l'intérieur des porphyroclastes du grenat ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,61-6,48\%$). La teneur en Cr_2O_3 dans les néoblastes de Cpx est comparable à celle des porphyroclastes ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,79-1,16\%$) mais elle est plus élevée que celle du Cpx inclus dans les porphyroclastes du grenat ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,65-0,95\%$ en poids d'oxydes). Le rapport $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ du Cpx varie très peu et est compris entre 91 et 98.

Dans la mylonite à spinelle-grenat, le spinelle montre une zonation importante et concerne principalement la distribution d'Al et Cr (tableau C.III.4). La teneur en Al_2O_3 au cœur des porphyroclastes est comprise entre 48,20 et 48,63% et atteint 51,05-52,79% aux bordures. La teneur en Cr_2O_3 varie de 21,08-22,28% au cœur à 16,80-19,06% aux bordures. Les teneurs en Al_2O_3 et Cr_2O_3 du spinelle qui est en inclusion dans le grenat sont plus élevées mais homogènes, 58,4-61,01% et 10,34-11,04% respectivement (tableau C.III.4). Les néoblastes de spinelle de la matrice dans la tectonite à spinelle et la mylonite à spinelle-grenat ont une composition comparable ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 50,85\text{-}54,97\%$ et $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 13,85\text{-}17,98\%$) à celle de la bordure des porphyroclastes du spinelle de la mylonite à spinelle-grenat.

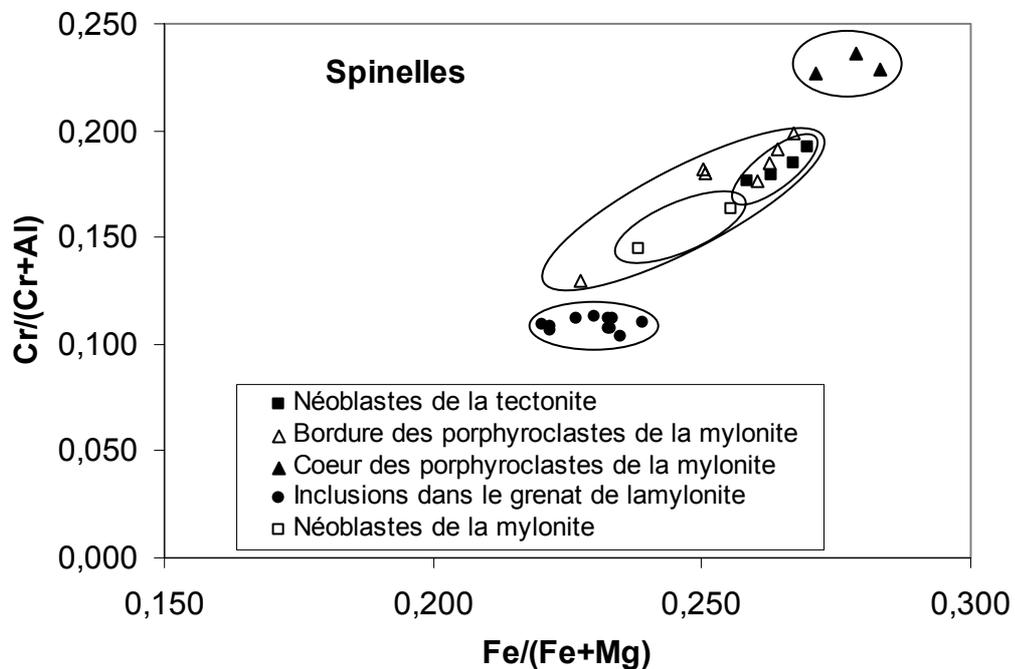


Fig. C.III-14 : Variation du rapport $\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Cr})$ en fonction du rapport $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ dans les spinelles des péridotites de Béni Bousera.

On note une corrélation positive entre le rapport $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ et le rapport $\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Cr})$ du spinelle dans les péridotites de Béni Bousera (Fig. C.III-14), ceci signifie que ces roches sont les résidus des différents taux de fusion partielle. Cette évolution est en effet typique des péridotites alpines et résulte d'une substitution couplée du Cr et du Fe par Al et Mg respectivement, durant la fusion partielle (Dick et al., 1984; Woodland et al., 1992). Le

rapport $Mg^{\#}$ du spinelle inclus dans le grenat de la mylonite à spinelle-grenat est plus élevé (77-78) par rapport à celui des porphyroclastes et des néoblastes de la tectonite à spinelle et la mylonite à spinelle-grenat (72-77). En plus, les rapports $Cr^{\#}$ des spinelles sont toujours faibles et correspondent à ceux des « spinelles alumineux » ($Cr^{\#} < 24$), qui sont classiquement interprétés comme témoignant de niveaux peu résiduels du manteau supérieur (Cabanes, 1988). Les spinelles des péridotites de Béni Bousera sont des chromites magnésiennes et alumineuses, et font donc partie des spinelles chromifères mantelliques.

Grenat

Les analyses chimiques du grenat sont représentées dans le tableau C.III.5 (annexe II). La variation chimique de la teneur en CaO en fonction de la teneur en Cr_2O_3 est illustrée dans la figure C.III-15. Les compositions chimiques du grenat des péridotites de Béni Bousera sont homogènes. Dans les tectonites à spinelle et la mylonite à spinelle-grenat, le grenat est généralement riche en pyrope avec la composition suivante Alm12-16, Prp71-74, Grs12-13, Sps1, $X_{Fe} = 0,14-0,18$ (tableau. C.III.5).

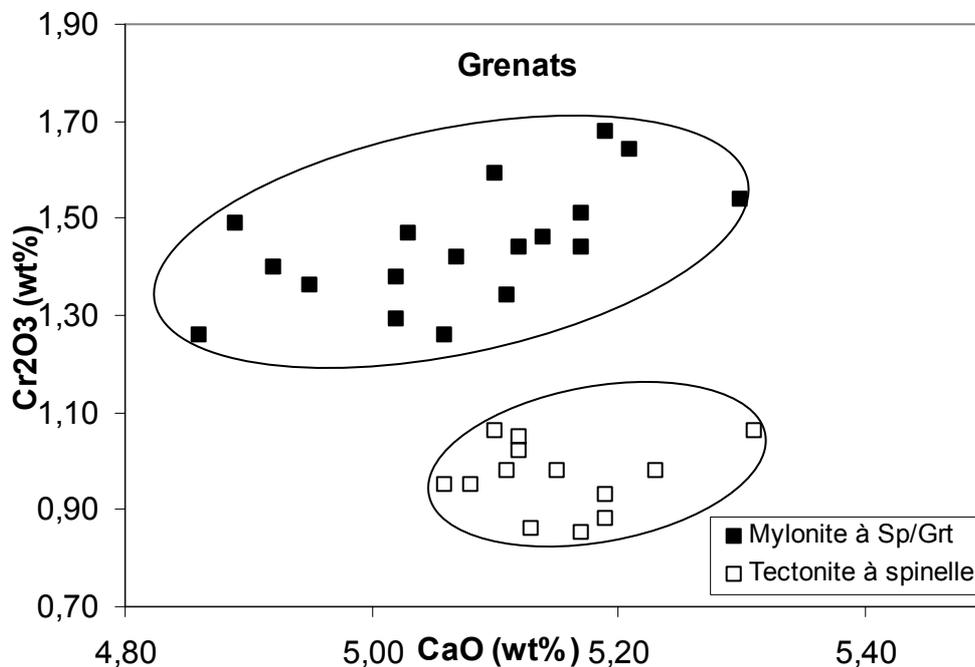


Fig. C.III-15 : Variation des teneurs en Cr_2O_3 en fonction de $CaO\%$ (en poids d'oxydes) dans les grenats des péridotites de Béni Bousera.

La teneur en CaO du grenat de la mylonite à spinelle-grenat varie un peu; elle est de 4,86-5,30% dans le grenat des tectonites à spinelle, et de 5,06-5,31% dans le grenat de la mylonite à spinelle-grenat. D'autre part, la teneur en Cr₂O₃ est très variable (Fig. C.III-15) avec des teneurs très élevées (1,26-1,68%) dans les grenats de la mylonite à spinelle-grenat et faibles (0,83-1,06%) dans les grenats des tectonites à spinelle. Ces teneurs sont respectivement en accord avec un caractère secondaire du grenat, recristallisé à partir d'un assemblage à spinelle chromifère, et des grenats issus de pyroxénites et imparfaitement rééquilibrés dans la roche dans laquelle ils ont été incorporés (Tabit et al., 1997).

VII. Estimations des conditions P-T des péridotites de Béni Bousera

Les données de pétrologie discutées ci dessus vont être utilisées pour déterminer l'histoire P-T des péridotites de Béni Bousera. Les pressions et températures estimées peuvent être exploitées pour déterminer un trajet ou du moins une partie du trajet de l'évolution suivie par la roche dans le diagramme P-T, pendant l'histoire de son métamorphisme, et peuvent apporter des informations précieuses sur les processus tectonométamorphiques de la chaîne de montagne.

VII.1. Géothermomètres et géobaromètres utilisés

Une première approche est basée sur la mise en évidence empirique ou expérimentale des relations entre la composition chimique d'un minéral ou d'un assemblage de minéraux et la pression et/ou la température (géobaromètre et géothermomètre). Le couplage de ces méthodes permet d'estimer approximativement le champ pression-température de formation du minéral ou de l'assemblage de minéraux étudié. Il faut noter que ces méthodes ne sont réellement quantitatives que pour les contextes où elles ont été calibrées.

Nos données pétrologiques montrent la présence dans les mylonites à spinelle-grenat des porphyroclastes d'Opx et de grenat (sous forme de reliques). Ces reliques ont enregistré les conditions P-T primaires des péridotites. Par conséquent, nous considérons donc la possibilité de multiples chemins P-T des péridotites de Béni Bousera. Cette hypothèse a permis de mettre en évidence une évolution P-T contrastée entre les tectonites à spinelle et les mylonites à spinelle-grenat. En effet, pendant la remontée et le refroidissement du massif, les mylonites à spinelle-grenat montrent un chemin P-T qui s'étend essentiellement dans le champ de stabilité de grenat, alors que les tectonites à spinelle montrent un chemin P-T qui a évolué dans le

domaine de stabilité des péridotites à spinelle. Une telle occurrence de multiples chemins P-T à l'intérieur dans un seul massif des péridotites pourrait être possible, car le refroidissement doit être lent au cœur du massif pendant la remontée des péridotites sous forme du diapir (par exemple, [Obata, 1980](#)). Pour répondre à cette question, nous estimons les conditions P-T des péridotites à l'aide de nos nouvelles données d'analyse à la microsonde électronique.

VII.1.1. Conditions P-T antérieures au cisaillement des péridotites

a - Géothermomètre [grenat-orthopyroxène]

Pour estimer les conditions P-T des porphyroclastes de grenat et d'orthopyroxène dans les mylonites à spl/grt, nous avons utilisé le géothermomètre grenat-orthopyroxène développé par [Harley \(1984a\)](#) qui admet que l'orthopyroxène et le grenat forment des solutions solides idéales. Ils utilisent alors le coefficient de distribution de Fe²⁺ et du Mg entre ces deux phases minérales, et mettent en évidence une relation linéaire le liant à la température (éq. III-1) :

$$T \text{ (}^\circ\text{C)} = [(3,740 + 1,400 X_{Grt}^{Ca} + 22,86 P \text{ (kbar)}) / (R \ln K_D + 1,96)] - 273 \text{ (III-1)}$$

Où X_{Grt}^{Ca} représente la fraction de pôle calcique (grossulaire) dans la composition des grenats ($X_{Grt}^{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Fe)$), K_D le coefficient de distribution de Fe²⁺ et du Mg dans l'orthopyroxène et le grenat :

$$K_D = [(Fe/Mg)^{Grt} / (Fe/Mg)^{Opx}], \text{ et } R \text{ est la constante du gaz parfait (= } 1,9872).$$

La limite majeure de l'approche de [Harley \(1984a\)](#) est de considérer que tout le Fe des grenats et orthopyroxènes est divalent. Or, de nombreuses études plus récentes montrent que la proportion de Fe³⁺ est très variable dans les grenats et les orthopyroxènes ce qui intervient directement sur la valeur du K_D (e.g. [Nimis et Grütter, 2010](#)). Enfin cette calibration n'est valable que pour des péridotites et granulites, et à condition que les grenats étudiés soient pauvres en Mn ($0 < X_{Grt}^{Mn} < 0,04$). Pour notre étude, la grande majorité des grenats considérés comme à l'équilibre avec les orthopyroxènes, présentent des valeurs de X_{Grt}^{Mn} de 0,01, en accord avec ce dernier critère.

[Harley \(1984a\)](#) mentionne une précision de $\pm 40\text{--}60^\circ\text{C}$ du géothermomètre. Les températures calculées par le géothermomètre T_{H84a} sont homogènes et assez élevées, elles sont d'ordre de **1053 \pm 31 $^\circ\text{C}$** à 20-25 kbar ([tableau C.III-6](#)).

Grt/Spl Mylonite					
Porphyroclasts grt-opx					
Thermometer	T(°C)	sd	Barometer	P(kbar)	sd
Harley (1984a)	1053	± 31	Harley (1984b)	22,00	± 0,69
			Brey et Köhler (1990)	22,00	± 1,1
Temperature (°C)	1020-1085		Pressure (kbar)	21 - 23	

Tab. C.III-6 : Résumé des conditions P-T estimées pour la mylonite à Grt/Spl des péridotites de Béni Bousera avant la déformation D2 (cisaillement).

b - Géobaromètres [Al dans les orthopyroxènes]

Les travaux de [Harley \(1984b\)](#) et [Brey et Köhler \(1990\)](#) ont montré que la teneur en Al dans l'orthopyroxène coexistant avec le grenat dans le système $\text{FeOMgOAl}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$ (FMAS) est un indicateur de la pression. Au cours de cette étude nous avons utilisé deux calibrations expérimentales de ce géobaromètre [Harley \(1984b\)](#) et [Brey et Köhler \(1990\)](#). Ces deux calibrations présentent une marge d'erreur relativement élevée ($\pm 2,0$ kbar (1σ)).

La pression calculée par les géobaromètres P_{BK} et P_{Hb} en utilisant la température 1053°C défini par le géothermomètre grenat-orthopyroxène des mylonites à spinelle-grenat est de l'ordre de **22 ± 1,1 et 0,7 kbar**, respectivement ([tableau C.III-6](#)).

VII.1.2. Conditions P-T contemporaines au cisaillement des péridotites

Les géothermomètres orthopyroxène-clinopyroxène et spinelle-olivine ont été utilisés pour mettre une première contrainte sur les températures de la foliation de la matrice, enregistrées par les échantillons de la tectonite et de la mylonite des péridotites pendant le cisaillement. Les problèmes liés à l'utilisation des différents géothermomètres sont discutés également dans cette partie.

a - Géothermomètre [clinopyroxène-orthopyroxène]

Le géothermomètre à deux pyroxènes de Wells (1977) est basé sur la distribution de $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ entre les ortho et les clinopyroxènes selon la réaction :

$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (orthopyroxène) = $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (clinopyroxène), en utilisant les valeurs thermodynamiques de l'équation III-2:

$$T (\text{°C}) = 7341 / (\ln K + 3,355 + 2,44 \cdot X_{\text{Fe}}) - 273 \quad (\text{III-2}),$$

avec $X_{\text{Fe}} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ dans les orthopyroxènes et $K = a_{(\text{en},\text{Opx})} / a_{(\text{en},\text{Cpx})} = (X_{(\text{Mg},\text{M2})} \cdot X_{(\text{Mg},\text{M1})})_{\text{Opx}} / (X_{(\text{Mg},\text{M2})} \cdot X_{(\text{Mg},\text{M1})})_{\text{Cpx}}$. L'erreur sur la température est estimée à $\pm 50^\circ\text{C}$. Cette erreur recouvre en particulier les incertitudes liées à la détermination expérimentale du K.

Les températures calculées avec la calibration basée sur la solubilité mutuelle des pyroxènes dans les tectonites à spinelle, le géothermomètre Opx-Cpx (Wells, 1979; Bertrand et Mercier, 1985; Sen et Jones, 1989; Brey et Kohler, 1990) varient entre **800-950 °C** à 15 kbar. Les températures calculées dans les mylonites à spinelle-grenat en utilisant la même calibration sont homogènes et similaires à celles calculées à partir des néoblastes de pyroxènes des tectonites à spinelle, elles varient entre **800 – 950 °C** à 15 kbar (Tab. C.III-7).

b - Géothermomètre [spinelle-olivine]

Ce géothermomètre est basé sur la relation entre la température et le coefficient de distribution Fe/Mg entre l'olivine et le spinelle, il a été calibré expérimentalement sous la formulation de Fabriès (1979) (éq. III-3) :

$$T (\text{°K}) = (4250 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + 1343) / (\ln K_D^0 + 1,825 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + 0,571) \quad (\text{III-3})$$

Avec $K_D = (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Sp}}) / (X_{\text{Fe}}^{\text{Ol}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}})$, où X_i^α est la fraction molaire du composant i dans la phase α . Le coefficient K_D varie principalement avec X_i^α , mais il varie également avec les fractions molaires des ions trivalents i, $Y_i^{\text{Sp}} = i / (\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$, principalement $Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}}$, dans les sites octaédriques de la structure du spinelle.

$\ln K_D^0 = 0,81 + 2,54 Y_{\text{Cr}}^{\text{Sp}}$. L'erreur sur la température est estimée à $\pm 50^\circ\text{C}$. Cette erreur recouvre en particulier les incertitudes liées à la détermination analytique du Mg et Fe^{2+} dans le spinelle et l'olivine et Cr, Al et Fe^{3+} dans le spinelle.

Nous utiliserons également à titre comparatif dans cette étude, les nouvelles calibrations proposées par Engi (1983) et Balhaus et al. (1991). La calibration a été faite à partir

d'échantillons des tectonites à spinelle et des mylonites à spinelle-grenat des péridotites. Les températures calculées, dans les tectonites à spinelle, avec les trois calibrations (Fabriès, 1979; Engi, 1983 et Balhaus et al., 1991) sont homogènes, elles varient de 750-830 °C à 15 kbar (Tab. C.III-7). Les températures calculées, dans les mylonites à spinelle-grenat, avec les mêmes calibrations (Fabriès, 1979; Engi, 1983 et Balhaus et al., 1991) sont très similaires à celles obtenues dans les tectonites à spinelle, elles varient entre 700-800 °C à 15 kbar (Tab. C.III-7).

En résumé, les températures calculées par le géothermomètre Ol-Sp (Fabriès, 1979; Engi, 1983; Balhaus et al., 1991) sont faibles par rapport à celles calculées par le géothermomètre Cpx-Opx (Wells, 1979; Bertrand et Mercier, 1985; Brey et Köhler, 1990). Ceci est dû au fait que la rééquilibration à basse température est plus rapide entre olivine et spinelle qu'entre orthopyroxène et clinopyroxène. Les températures moyennes, contemporaines au cisaillement dans la mylonite à spinelle-grenat, calculées sont de l'ordre de 780-850 °C.

Spl Tectonite			Grt/Spl Mylonite	
Neoblasts opx-cpx				
Thermometer	T(°C)	sd	T(°C)	sd
Wells (1979)	917	± 21	903	± 22
Bertrand et Mercier (1985)	911	± 24	933	± 28
Sen et Jones (1989)	834	± 16	845	± 21
Brey et Kohler (1990)	928	± 30	892	± 40
Temperature (°C)	800-980		800 - 950	
Spl Tectonite			Grt/Spl Mylonite	
Neoblasts spl-ol				
Thermometer	T(°C)	sd	T(°C)	sd
Fabriès (1979)	773	± 8	768	± 9
Engi (1983)	787	± 17	760	± 13
Balhaus et al. (1991)	770	± 8	765	± 9
Temperature (°C)	750-830		700 - 800	

Tab. C.III-7 : Résumé des conditions P-T estimées pour les tectonites et les mylonites des péridotites de Béni Bousera pendant la déformation D2 (cisaillement).

Nous avons obtenu dans les mylonites à spinelle-grenat deux températures. Des températures élevées dans les porphyroclastes associées à d'autres températures faibles

calculées dans les néoblastes. Par conséquent, les températures élevées obtenues dans les porphyroclastes d'Opx et de grenat (reliques) reflètent les conditions d'équilibre des péridotites avant la déformation et elles sont interprétées comme des températures primaires dans la roche. C'est-à-dire, révélant l'état d'équilibre le plus ancien. Les températures faibles obtenues dans les néoblastes sont interprétées comme étant les températures pendant la déformation, les températures de blocages du système réactionnel durant le refroidissement de la roche.

Les microstructures montrent que le grenat n'est pas en équilibre avec les néoblastes d'olivine et de spinelle, dans ce cas, la pression a été estimée en se basant uniquement sur l'équilibration de la foliation de la matrice dans le domaine de stabilité des péridotites à spinelle, ce qui donne des pressions ca. 9-15 kbar pour les températures estimées (π_2 , Fig. C.III-15). Par conséquent, le développement de la foliation a été associé à une décompression de ca. 7-13 kbar et un refroidissement à partir de ca. 1050 °C à ca. 850 °C.

VII.2. Interprétation du trajet P-T des péridotites de Béni Bousera

La pseudomorphose de diamant en graphite (Pearson et al., 1993; El Atrassi et al., 2011), observée dans les pyroxénites à grenat, indique une origine d'ultra haute pression des péridotites de Béni Bousera ($P > 45$ kbar) pour des températures de l'ordre de 1350-1400°C et implique une épaisseur (> 175 km) du manteau lithosphérique (Davies et al., 1993).

Ainsi, nous signalons dans les péridotites de Béni Bousera deux types des conditions P-T, il s'agit des températures et pressions élevées au niveau des porphyroclastes d'orthopyroxène et de grenat dans les mylonites à spinelle-grenat. Elles reflètent les conditions P-T d'équilibre avant la déformation (cisaillement) «pre-shearing» qu'a subi le massif. Elles sont interprétées comme des conditions primaires des péridotites dans la lithosphère avant la montée du massif à la surface. Elles ont aux alentours de 21-23 kbar et 1020–1085°C et ont pu évoluer dans le faciès des lherzolites à grenat et dans le champ de stabilité du graphite (80-90, Fig. C.III-16). Ces conditions primaires ont enregistré probablement la fin d'un amincissement précoce à partir d'une lithosphère à diamant épaisse (>150 km) jusqu'au un manteau subcontinental aminci au cours du Mésozoïque (Sánchez-Rodriguez et Gebauer, 2000). Cela indique, contrairement à d'autres massifs des péridotites alpines qui ont subi un amincissement extrême depuis le domaine de stabilité du diamant jusqu'à celui des lherzolites à plagioclase pendant la phase d'extension téthysienne, les péridotites de Béni Bousera ont été exhumées à partir du faciès des lherzolites à grenat (c. à 100 km).

Les conditions P-T, contemporaines au cisaillement, des recristallisations des néoblastes d'olivine et de spinelle (Ol-Spl) de la matrice «syn-shearing» des péridotites sont équilibrées dans le faciès des lherzolites à spinelle (~ 40-55 km). Elles sont d'ordre de 9-15 kbar et 700-830 °C. Ces conditions ont eu lieu pendant un cisaillement intense vers le NW qui a favorisé des bancs de pyroxénites à grenat dans les péridotites à spinelle encaissantes (Kornprobst, 1966). Ces conditions sont compatibles avec les conditions P-T des granulites métapélitiques environnantes (9-13 kbar, 800–850 °C, Kornprobst, 1974; El Maz et Guiraud, 2001). Ce stade correspondrait à l'exhumation des péridotites, à partir d'une profondeur de 40-55 km jusqu'à la croûte moyenne ou supérieure, durant l'orogénèse alpine. L'exhumation des péridotites est contemporaine d'une tectonique en extension post-orogénique. Elle est marquée, au niveau régional, par la mise en place de failles normales et par une zone de cisaillement normale, avec une composante dextre, sépare les unités crustales des péridotites.

Le chemin P-T des péridotites de Béni Bousera montre une décompression de ca. 22 ± 3 kbar. Ce chemin de la décompression est en bon accord avec la présence des associations minérales (Cpx-Grt-corindon) dans les éclogites associées aux péridotites encaissantes sous forme de bancs individualisés (Kornprobst et al., 1982, 1990). La décompression en question indique une remontée des péridotites jusqu'aux profondeurs d'environ 30 km, mais elle peut atteindre 55 km de profondeur (Fig. C.III-16). Nous suggérons que la préservation de grenat dans les mylonites à spinelle-grenat et son absence générale dans les tectonites à spinelle, est liée à une évolution P-T différentielle du cœur et du toit du massif. Tout d'abord, une évolution P-T dominée par un refroidissement rapide à des pressions élevées, dans le domaine de stabilité de grenat, pourrait empêcher la transformation totale de grenat en spinelle dans les mylonites. En outre, une évolution, dominée par une décompression presque adiabatique à haute température pourrait conduire à une équilibration plus complète, dans le domaine de stabilité du spinelle, au cœur du massif. La préservation de grenat dans les péridotites mylonitiques par refroidissement lors de la décompression avait déjà signalé dans le massif de Bohemian par Kamei et al. (2010). Nos résultats thermo-barométriques sont compatibles avec les estimations P-T récentes dans les péridotites de Ronda en Espagne (Cordillères Bétiques) pour les conditions pré et syn-cinématiques (Obata, 1980; Garrido et al., 2006; Van der Wal et Vissers, 1993). L'évolution P-T adiabatique de la tectonite à spinelle est compatible avec la fusion partielle potentielle de la partie la plus profonde des péridotites du massif de Ronda (Lenoir et al., 2001; Van der Wal et Bodinier, 1996; Garrido et Bodinier, 1999). Le refroidissement lors de la décompression a aussi été déduit à partir de l'évolution P-T des lentilles de granulite mafique dans les mylonites à spinelle/grenat des péridotites de Ronda (Morishita et al., 2001).

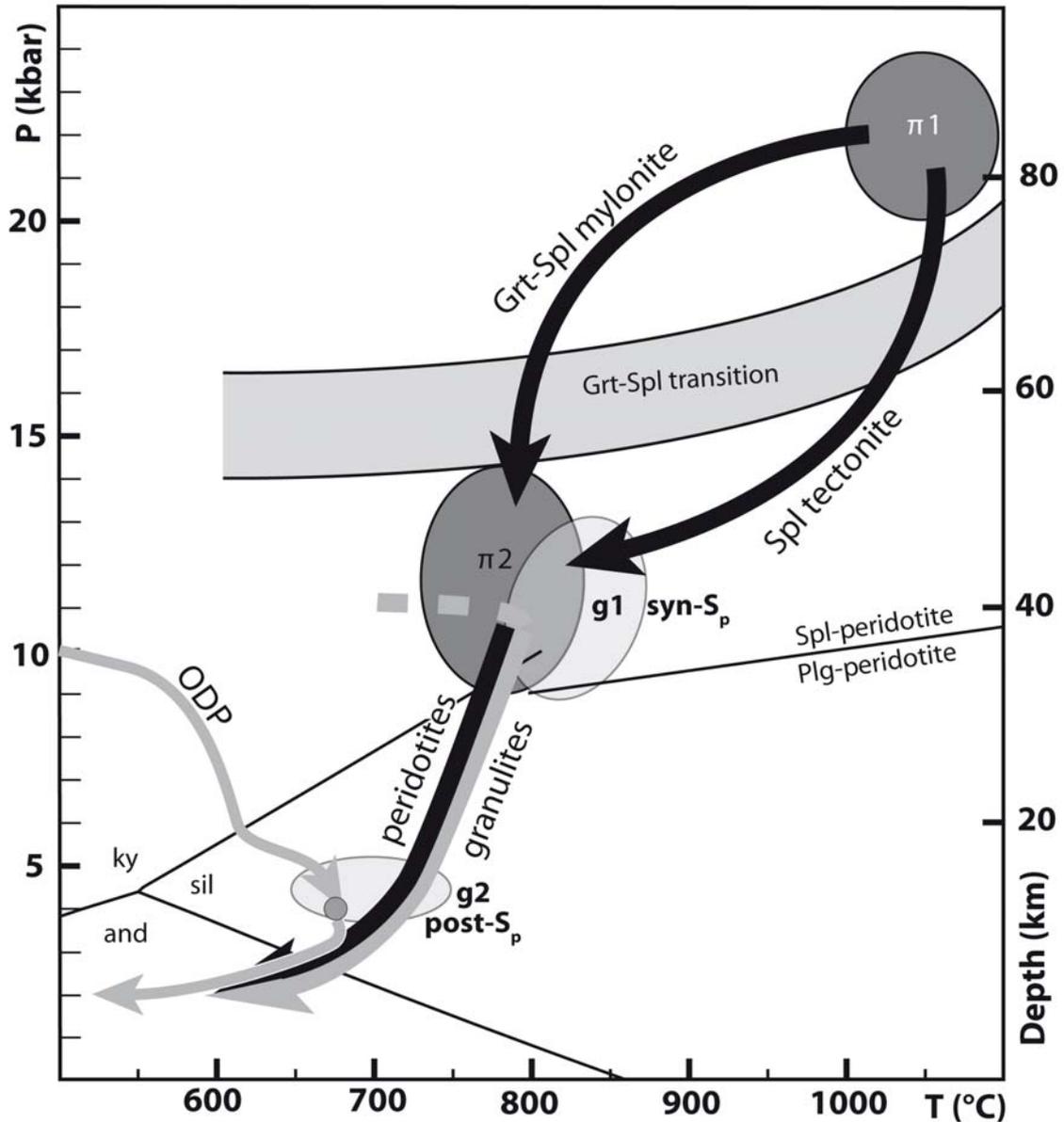


Fig. C.III-16: Trajet pression-température et les conditions physiques de la mylonite à Spl/Grt et la tectonite à Spl des péridotites de Béni Bousera. La position des conditions du métamorphisme rétrograde des granulites à la base de l'unité de Filali est figurée par les ellipses grises. L'évolution P-T des granulites suggèrent une décompression (flèche grise) à partir des conditions syn-foliation (g1) jusqu'à des conditions post-cinématiques (g2). L'évolution P-T enregistrée dans le site ODP (Ocean Drilling Project, gneiss migmatitique, Soto and Platt, 1999) montre un réchauffement pendant la décompression (flèche grise). Les chemins P-T des péridotites de Béni Bousera montrent les conditions "primaires" ($\pi 1$) et syn-déformation ($\pi 2$). La préservation de grenat dans la mylonite et sa déstabilisation dans la tectonite suggère deux évolutions P-T distinctes (flèches noires). Voir le texte pour plus de détails.

Les données géochronologiques effectuées sur des pyroxénites à grenat alumineuses déformées indiquent des âges Miocène compris entre 25 et 20 Ma (Sm-Nd et Lu-Hf isochrones de pyroxénites à grenat, [Polvé, 1983](#); [Montigny in Michard et al, 1991](#); [Blichert-Toft et al, 1999](#); [Pearson et Nowell, 2004](#)) de la déformation et la décompression dans les péridotites de Béni Bousera.

Les péridotites de Béni Bousera sont recouvertes par une enveloppe continue des granulites alumineuses. Ces granulites sont formées par un litage migmatitique parallèle à la foliation principale (S_p). L'assemblage syncinématique contient biotite, disthène et/ou sillimanite prismatique, feldspath potassique, plagioclase, quartz et grenat de petite taille. Cet assemblage contourne des porphyroblastes de grenats qui sont interprétés comme des reliques d'un événement métamorphique précoce, probablement varisque ([Michard et al., 1997](#); [Bouybaouène et al., 1998](#); [Montel et al., 2000](#)). Localement, des couronnes de symplectites à grain fin de cordiérite+spinelle, post-cinématique, se développent au détriment des silicates d'aluminium et aussi une couronne à cordiérite entoure les gros cristaux de grenat. Les conditions P-T de l'assemblage syncinématique ont été estimées à 9-13 kbar, 800-850 °C (g1 de la figure C.III-16; [El Maz et Guiraud, 2001](#)) et datées à ca. 22 Ma ([Montel et al., 2000](#); [Platt et al, 2003a](#)). Les assemblages symplectitiques ont été probablement équilibrés à ca. 4-5 kbar, 650-750 °C (g2 de la figure C.III-16; [El Maz et Guiraud, 2001](#)).

La réinterprétation des données géochronologiques et l'évolution P-T disponibles dans la littérature suggère que le développement de la foliation principale a été associé à une décompression dans les unités crustales sus-jacentes pendant Oligo-Miocène. En effet, une augmentation de la température lors de la décompression de 10 kbar, 500 °C à 4 kbar, 700 °C avait déjà signalé sur le site Ocean Drilling Project dans la mer d'Alboran, qui se compose de schistes de haut grade et de gneiss migmatitique (Alpujarrides supérieures en Espagne; ODP dans la figure C.III-16, [Soto et Platt, 1999](#)).

Chapitre IV

**APPORTS DE L'ETUDE DES ROCHES
METAMORPHIQUES DE L'UNITE DE FILALI**

Sommaire

Sommaire	112
I. L'évolution métamorphique des métapélites de l'Unité de Filali.....	116
I.1) Zone à grenat-biotite (MS1)	119
Grenat	120
Biotite	121
Muscovite.....	121
Plagioclase	122
I.2) Zone à grenat-biotite-staurotide (MS2)	122
Biotite	125
Muscovite.....	125
Grenat	126
Staurotide	127
Plagioclase	129
Sillimanite	131
I.3) Zone à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3).....	131
Biotite	132
Muscovite.....	133
Grenat	133
Plagioclase	134
Staurotide	134
Disthène	134
Sillimanite	137
I.4) Zone à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4).....	138
Grenat	140
Biotite	142
Muscovite.....	142
Staurotide	142
Disthène	144
Sillimanite	144
Plagioclase	145
Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux quatre zones métamorphiques des micaschistes	147
Andalousite	148
Quartz	149
Cordiérite	150
Apatite	150
Rutile	150
Ilménite	150
Graphite	150
I.5) Zone à grenat-biotite±disthène (G).....	151
Introduction	142
Biotite	142
Grenat	153
Plagioclase	145
Feldspath potassique	153
Disthène	154
Sillimanite	155
I.6) Zone à grenat-biotite-disthène (MG).....	155

Grenat	156
Biotite	156
Sillimanite	158
Cordiérite	158
Feldspath potassique	158
Plagioclase	158
Andalousite	160
Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux gneiss et gneiss migmatitiques	160
Muscovite	160
Quartz	160
Zircon	160
Tourmaline	160
Oxydes Fe-Ti	161
II. Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation.....	162
III. Caractérisation chimique des minéraux.....	164
III.1. Acquisition des données.....	164
III.2. Calcul des formules structurales	164
III.3. Variabilité chimique des minéraux	165
IV. Estimations des conditions P-T des métapélites de l'unité de Filali.....	178
IV.1. Introduction.....	178
IV.2. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T	178
IV.2.1. Méthodes d'estimations des conditions pression-température	178
IV.2.2. La thermobarométrie des pseudosections	180
IV.2.3. La notion d'équilibre minéralogique.....	181
IV.3. Calcul des pseudosections P-T et des isoplèthes.....	182
IV.3.1. Comment Thermocalc va résoudre les problèmes d'équilibre minéralogique	182
IV.3.2. Stratégie pour la construction des pseudosections P-T	184
IV.3.3. Thermobarométrie des isoplèthes	186
IV.4. Acquisition des données.....	188
IV.4.1. Obtention de données sur la composition de la roche globale	188
IV.4.2. Obtention de données sur la composition du grenat	190
IV.5. Sources d'erreurs dans le calcul des isoplèthes.....	188
IV.5.1. Données thermodynamiques	193
IV.5.2. Modèles activité-composition (a-x)	194
IV.5.3. Erreur aléatoire	194
IV.5.3.1. Erreur analytique.....	195
IV.5.3.2. Erreur géologique.....	195
IV.6. Conclusions sur les sources d'erreurs	196
V. Application de la thermobarométrie des pseudosections aux métapélites de Filali	197
V.1. Micaschistes de l'unité de Filali.....	197
V.1.1. Zone à grenat-biotite (MS1)	197
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	201
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	201
C. Conclusion.....	204
V.1.2. Zone à grenat-biotite-staurotide (MS2)	204
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	206
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	209
C. Conclusion.....	210
V.1.3. Zone à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3).....	210
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	213

B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	213
C. Conclusion.....	213
V.1.4. Zone à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4).....	215
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t.....	213
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	219
C. Conclusion.....	220
V.2. Gneiss migmatitique.....	222
V.2.1. Zone à grenat-biotite-disthène (MG).....	222
A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t de gneiss migmatitique.....	227
B. Estimation des conditions P-T : approche par la thermobarométrie multi-équilibre.....	228
C. Conclusion.....	228
VI. Bilan de l'étude métamorphique des métapélites de Filali.....	229

I. L'évolution métamorphique des métapélites de l'Unité de Filali

La structure tectonométamorphique actuelle des métapélites de l'unité de Filali du Massif de Béni Bousera présente un gradient métamorphique croissant vers les péridotites sous-jacentes. On peut identifier les zones suivantes [Kornprobst \(1974, 1976\)](#) et [El Maz \(1989\)](#).

- une zone à chlorite;
- une zone à chloritoïde;
- une zone à staurotide- andalousite;
- une zone à staurotide- andalousite- disthène;
- une zone à andalousite- disthène- sillimanite;
- une zone à sillimanite- feldspath potassique;
- une zone des migmatites.

Dernièrement, [Negro \(2005\)](#) a déterminé trois zones métamorphiques dans les micaschistes de l'Unité de Filali :

- une zone à chlorite±disthène±chloritoïde;
- une zone à grenat-staurotide±disthène;
- une zone à sillimanite-biotite±feldspath potassique.

Cette zonation métamorphique révèle un gradient métamorphique barrovien (de moyenne pression) auquel se superpose une évolution métamorphique de basse pression-moyenne à haute température (MP-MHT). Pour [El Maz et Guiraud \(2001\)](#), l'épisode métamorphique de moyenne-pression (MP) est précédé par une évolution thermique de basse pression. L'unité de Filali est caractérisée par un métamorphisme de moyenne pression-haute température (MP-HT) à haute température-basse pression (HT-BP) avec des conditions maximums de 7-8 kbar et 750 °C à la base des micaschistes et 8 kbar et 800°C dans le gneiss ([Kornprobst et Vielzeuf, 1984](#); [El Maz et Guiraud 2001](#)). Ces conditions sont caractéristiques du faciès des amphibolites.

Les chapitres précédents avaient pour objectifs de présenter la structure d'ensemble du Massif de Béni Bousera, de discuter la nature des différentes unités identifiées et la nature des contacts tectoniques qui les séparent, et enfin de décrire les observations structurales

effectuées au cours de cette thèse et ce qu'elles indiquent en terme d'évolution de la déformation. Le chapitre suivant présente une description pétrographique des données nouvellement acquises, dans les métapélites de Filali, au cours de cette thèse pour tenter de préciser l'évolution tectonométamorphique du massif de Béni Bousera.

Les métapélites de l'unité de Filali sont constituées en majorité de micaschistes et de quartzites avec des intercalations locales de pyroxénites et de metabasites au sommet, et de gneiss et de leptynites à sa base. Seuls les faciès de micaschistes et de gneiss ont fait l'objet d'une étude pétrographique. Dans l'ensemble des métapélites de l'unité de Filali, on distingue deux types de paragenèses associées à deux foliations S_1 et S_2 . La foliation principale S_2 est généralement marquée par des assemblages à muscovite, biotite et andalousite dans la partie supérieure de l'unité et à biotite, muscovite et sillimanite dans la partie inférieure. Ces assemblages sont caractéristiques des gradients de haute température/basse pression. La foliation principale moule les porphyroblastes associés à la foliation antérieure S_1 dont le caractère (minéralogique) permet de définir classiquement des zones métamorphiques, en s'approchant des péridotites, qui sont zone à grenat-biotite, zone à grenat-biotite-staurotide, zone à grenat-biotite-staurotide-disthène, zone à grenat-biotite-staurotide±disthène et zone à grenat-biotite-disthène (Fig. C.IV-1). Les paragenèses, associées à S_1 , représentent un gradient métamorphique de type barrovien. Les paragenèses associées aux deux foliations (S_1 et S_2) montrent un gradient métamorphique croissant vers les péridotites.

D'après les études antérieures (par exemple Kornprobst, 1974; El Maz, 1989; El Maz et Guiraud, 2001), les métapélites de l'unité de Filali ont été subdivisées en zones métamorphiques. Cependant, cette division est pratique, mais elle est donc loin de correspondre aux zones métamorphiques au sens strict du terme, car la détermination des zones définies par nos prédécesseurs a été souvent réalisée par usage d'assemblages minéralogiques associés aux S_1 et S_2 . Pour éviter cela, dans ce qui suit, les roches étudiées sont identifiées par des acronymes avec la signification suivante, à partir de la base au sommet de l'unité:

MG- gneiss migmatitiques avec S_2 sillimanite+biotite+feldspath potassique et S_1 grenat+biotite+disthène;

G-gneiss avec S_2 sillimanite+biotite+feldspath potassique et S_1 grenat+biotite±disthène;

MS4-micaschistes avec S_2 sillimanite+biotite+muscovite et S_1 grenat+biotite+staurotide±disthène;

MS3-micaschistes avec S_2 sillimanite+biotite+muscovite et S_1 grenat+biotite+staurotide+disthène;

MS2 - micaschistes avec S₂ sillimanite+biotite+muscovite et S₁ grenat+biotite+staurotide;

MS1-micaschistes avec S₂ andalousite+biotite+muscovite et S₁ grenat+biotite.

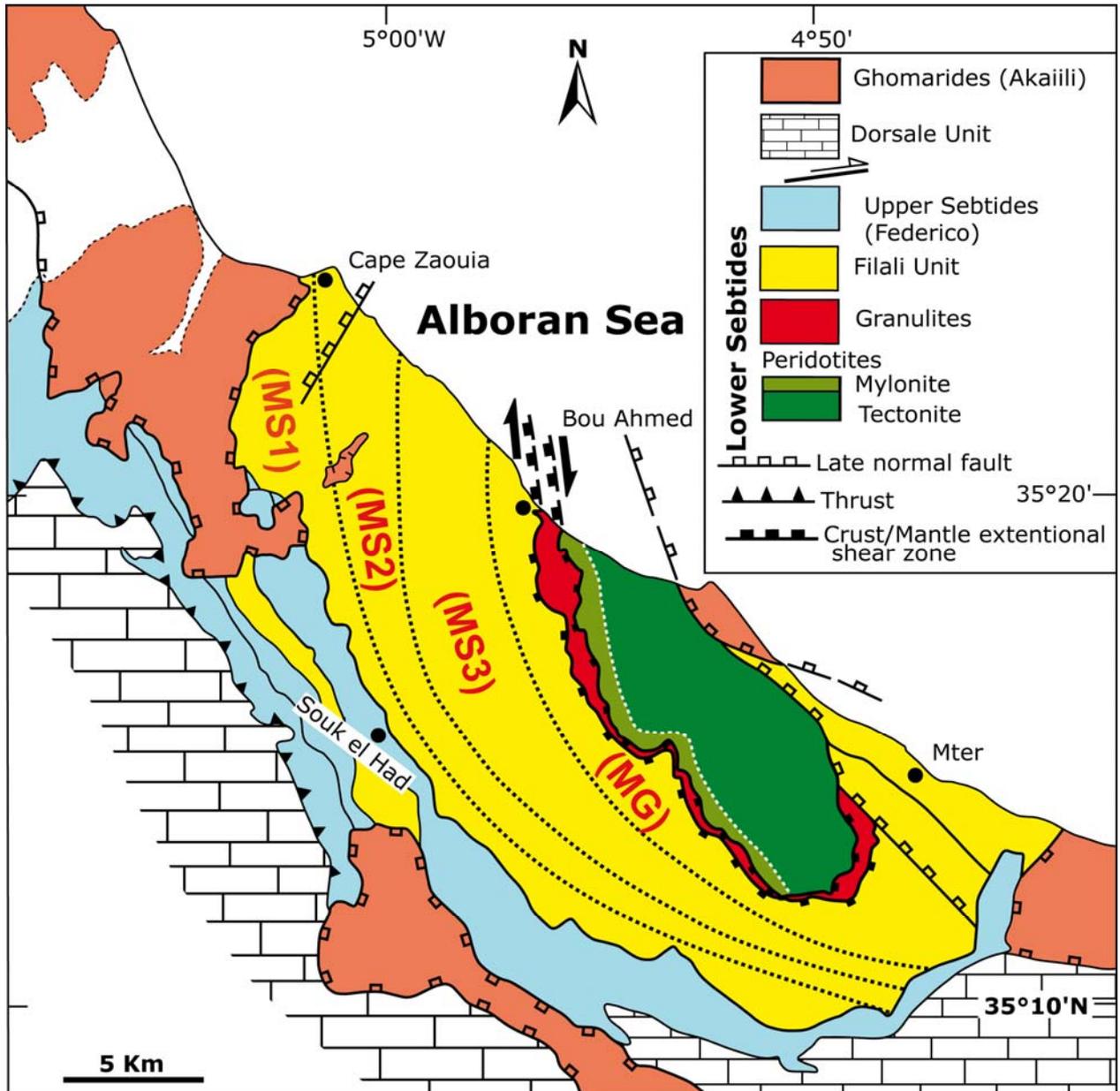


Fig. C.IV-1 : Carte des différentes zones métamorphiques dans les micaschistes et les gneiss de l'unité de Filali.

I.1) Zone à grenat - biotite (MS1)

Cette zone s'observe dans la partie supérieure de micaschistes de l'unité de Filali (Fig. C.IV-1). A l'affleurement, les micaschistes ont un aspect assez hétérogène. Elles sont formées par une alternance de niveaux gréseux et de niveaux pélitiques. Généralement, les niveaux pélitiques sont de couleur clair, très riche en feuillettes de micas et tachetés de grains de grenats rouges ou roses de tailles et de concentrations très variables. Certains faciès moins riches en micas sont plus sombres. Des filons de quartz plissés et boudinés, de ségrégation métamorphique traversent localement la série. Ces filons sont concordants avec la foliation principale et contiennent de l'andalousite et/ou muscovite (Fig. C.IV-2).

Les micaschistes de cette zone métamorphique sont composés d'un assemblage à grenat + biotite + muscovite + andalousite + plagioclase + quartz + apatite + graphite + ilménite. La foliation principale (S_2) à quartz + muscovite + biotite + andalousite + plagioclase + ilménite contourne des grenats de taille pluri-millimétrique partiellement déstabilisés sur leur bordure. Lorsqu'ils sont mieux conservés, ils présentent des alignements d'inclusions de quartz, de graphite et d'ilménite, parfois selon une géométrie sigmoïde préservée au sein du minéral. Des queues de cristallisation le plus souvent à micas + quartz sont visibles de part et d'autre des porphyroblastes de grenat. Localement on observe également des plis isoclinaux de taille décimétrique à métrique. La recristallisation associée à ces plis est peu intense et n'affecte que les niveaux de quartz qui présentent alors une orientation des cristaux parallèle aux plans axiaux des plis.

Les lames minces étudiées permettent de suggérer l'existence d'au moins deux phases métamorphiques successives. La plus ancienne, M_1 , est matérialisée par les porphyroblastes de grenats contenant en inclusions des reliques d'une foliation antérieure S_1 , sur laquelle la foliation principale S_2 est oblique. Les inclusions observées sont uniquement composées de quartz, biotite et opaques. Cet épisode métamorphique est marqué également par les minéraux anté- S_2 tels que: la biotite, la muscovite, le plagioclase et l'ilménite. Le second épisode métamorphique M_2 est caractérisé par la foliation principale S_2 à quartz + muscovite + biotite + andalousite + plagioclase + ilménite. Cet épisode est marqué par une déstabilisation partielle des grenats de M_1 . Cet épisode M_2 est également marqué par le plissement de la foliation principale S_2 . Localement, dans les niveaux riches en quartz, ce plissement s'accompagne du développement d'une foliation de plan axial S_3 , identifiable dans les charnières des plis P_2 .

L'assemblage minéral principal de cette zone comprend: grenat + biotite + muscovite + andalousite + plagioclase + quartz + graphite + ilménite. La chronologie relative de

croissance des phases des différents assemblages de cette zone métamorphique est reportée dans le tableau (Fig. C.IV-4).

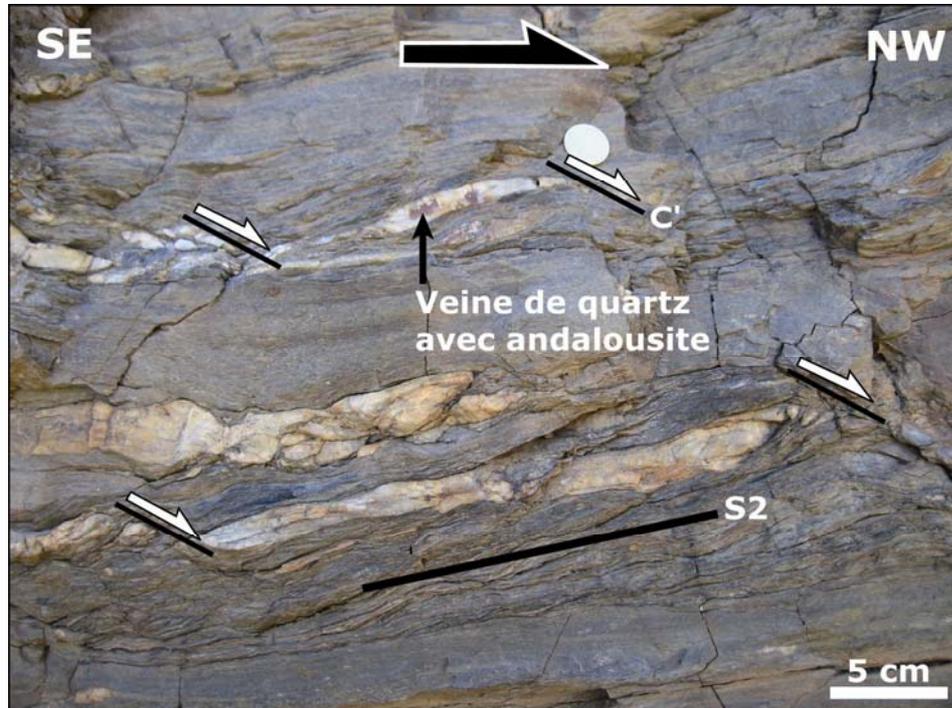


Fig. C.IV-2 : Micaschistes à grenat-biotite. Litage grésopélitique, intercalations de veines de quartz à andalousite boudinées et cisillées dans les niveaux pélitiques. Ces veines sont concordantes avec la foliation principale S_2 , indiquant une croissance syn- D_2 et un cisaillement vers le NW.

Grenat

Il se présente clairement sous forme de gros cristaux (jusqu'à 5 mm), très riches en graphite et aux bordures irrégulières moulées par la foliation principale S_2 (Figs. C.IV-3A et B). Ils renferment des inclusions de l'ilménite, graphite, quartz, muscovite et biotite. Ils sont souvent partiellement déstabilisés sur leur bordure qui fossilise les bordures déstabilisées antérieures (Figs. C.IV-3A et B). Ces porphyroblastes de grenats montrent parfois une schistosité interne (S_i) piégée dans le minéral sous la forme d'inclusions, dessinant le plus souvent des alignements droits et parallèles mais parfois sigmoïdes. Ces fabriques planaires dont la morphologie et les relations avec la schistosité externe ($S_e = S_2$) sont assez variables, permettent de distinguer trois générations de grenat: anté- S_2 , syn- S_2 et tardi- S_2 .

Biotite

Elle est de couleur brun et généralement de petite taille. Les biotites se présentent sous forme d'inclusions dans les différentes générations de plagioclase, de grenat et de l'andalousite. Elles sont orientées selon la foliation principale et s'observent notamment aux bordures des grenats (Figs. C.IV-2A et B), indiquant qu'elles se forment probablement aux dépens de ces derniers. On distingue des biotites anté, syn et post- S_2 .

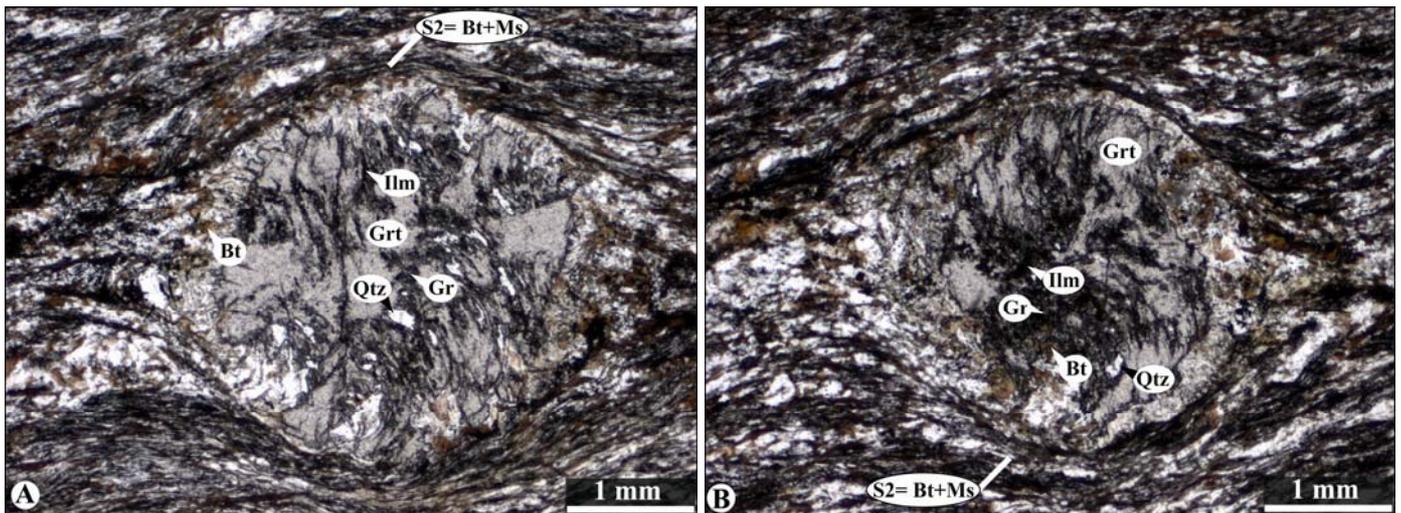


Fig. C.IV-3: Métapelites de la zone à grenat - biotite. A) Grenat syn- S_2 moulé par la schistosité principale S_2 et englobant une Si sigmoïde et continue avec les plans S_e . B) Grenat anté- S_2 . Il est moulé par les plans S_e , son Si est courbe et est discontinue avec les plans S_e . Les bords de ce grenat porphyroblastique sont transformés en biotite et muscovite.

Muscovite

Ce minéral est très abondant dans les micaschistes de la zone à grenat - biotite. Il se présente dans la matrice sous forme de lamelles orientées parallèlement à la foliation S_2 . Avec la biotite et le quartz, elle constitue la foliation principale de la roche. Parfois, certains cristaux de la muscovite sont orientés obliquement par rapport à la foliation principale et sont alors déformés. On la rencontre également comme inclusion à l'intérieur des porphyroblastes de grenat, de plagioclase et de l'andalousite. Ces observations suggèrent que la muscovite a commencé à se développer antérieurement aux plans S_2 et n'a achevé sa croissance qu'après l'individualisation de ceux-ci.

Schistosité Phase minérale	S1		S2	
	Muscovite	[Barre continue]		
Biotite	[Barre continue]			
Grenat	[Barre continue]		[Barre continue]	
Andalousite			[Barre continue]	
Quartz	[Barre continue]			
Plagioclase			[Barre continue]	
Ilménite	[Barre continue]			
Graphite	[Barre continue]			

Fig. C.IV-4: Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite.

Plagioclase

De rares cristaux de plagioclases ont été observés. Ces cristaux sont xénomorphes, et ont des tailles variables qui peuvent 0,5-1 mm dans le type porphyroblastique. Les porphyroblastes de plagioclase englobent des inclusions de biotite, muscovite, quartz, graphite et ilménite. Leurs cœurs sont le plus souvent riches en inclusions de graphite qui s'organisent fréquemment en fabriques planaires dont la morphologie et les relations avec la schistosité externe, qui sont assez variables, permettent de distinguer des plagioclases anté et syn-S₂.

I.2) Zone à grenat-biotite-staurotide (MS2)

En continuant plus au sud et est, en direction des péridotites (Fig. C.IV-1), les micaschistes s'enrichissent en plus des grenats, d'un nouveau minéral: il s'agit de la

staurotide. Il forme des cristaux allongés de 0,5 à 1,5 cm. Les staurotides sont particulièrement abondants dans les niveaux pélitiques. Dans la zone à grenat-biotite-staurotide, les micaschistes sont constitués de niveaux à grain fin riches en matière organique (Fig. C.IV-5B) et de niveaux gréseux. Les niveaux pélitiques sont essentiellement constitués de petits grains de grenat, de staurotide et de biotite. La foliation principale est marquée par la biotite associée à la muscovite, au quartz, à des aiguilles fines de couleur blanchâtre brillante de sillimanite et de nombreux oxydes. À l'affleurement, des filons de quartz et andalousite plissés et boudinés, de ségrégation métamorphique traversent localement la roche de cette zone métamorphique. Ces filons sont moulés par la foliation principale S_2 , indiquant une croissance syn- D_2 (Figs. C.IV-5A et B).

En lame mince ces micaschistes présentent une paragenèse à muscovite + biotite + quartz +/- plagioclase + sillimanite qui soulignent la foliation principale. Cette dernière contourne des porphyroblastes de grenats, de plagioclases et de staurotides antérieurs. Les grenats sont souvent très fragmentés et partiellement transformés en biotite et muscovite. Les staurotides sont également transformées en muscovites. Les observations effectuées sur les micaschistes de l'unité de Filali, effectuées le long de la zone métamorphique à grenat-biotite-staurotide, indiquent, comme pour les micaschistes de la zone à grenat, deux épisodes tectonométamorphiques successifs M1 et M2. Le premier épisode (M1) n'est matérialisé que par de rares reliques de biotites, muscovites et ilménites piégés à l'intérieur des porphyroblastes et par les porphyroblastes de grenat, staurotide et plagioclase. Ces minéraux témoignent d'un épisode tectonométamorphique antérieur à la foliation principale S_2 . L'épisode M2 correspond à la foliation principale S_2 . Il est caractérisé par un assemblage à biotite+muscovite+quartz+plagioclase+ilménite+sillimanite. Une déformation cisailante affecte l'ensemble des échantillons. Elle est marquée par des plans de cisaillement parallèles dans lesquels les micas, le graphite, la sillimanite et le quartz recristallisent en petits cristaux alignés. Ces plans délimitent des amandes sigmoïdes dans lesquelles la foliation principale S_2 est plus ou moins bien préservée.

Les bandes de cisaillement et les veines de quartz sigmoïdes (Fig. C.IV-5C) indiquent des sens de cisaillement vers le NW. La présence de l'andalousite tardive étirée dans les veines de quartz intrafoliaires microplissées et cisailées (Fig. C.IV-5A) indique que la déformation associée à ce cisaillement vers le NW se développe dans des conditions de basse pression et de haute température (BP-HT).

L'assemblage minéral principal de cette zone comprend: staurotide + grenat + biotite + muscovite + sillimanite + andalousite + plagioclase + quartz + graphite + ilménite \pm rutile \pm

apatite. La chronologie relative de croissance des phases des différents assemblages de cette zone métamorphique est reportée dans le tableau de la [figure C.IV-8](#).

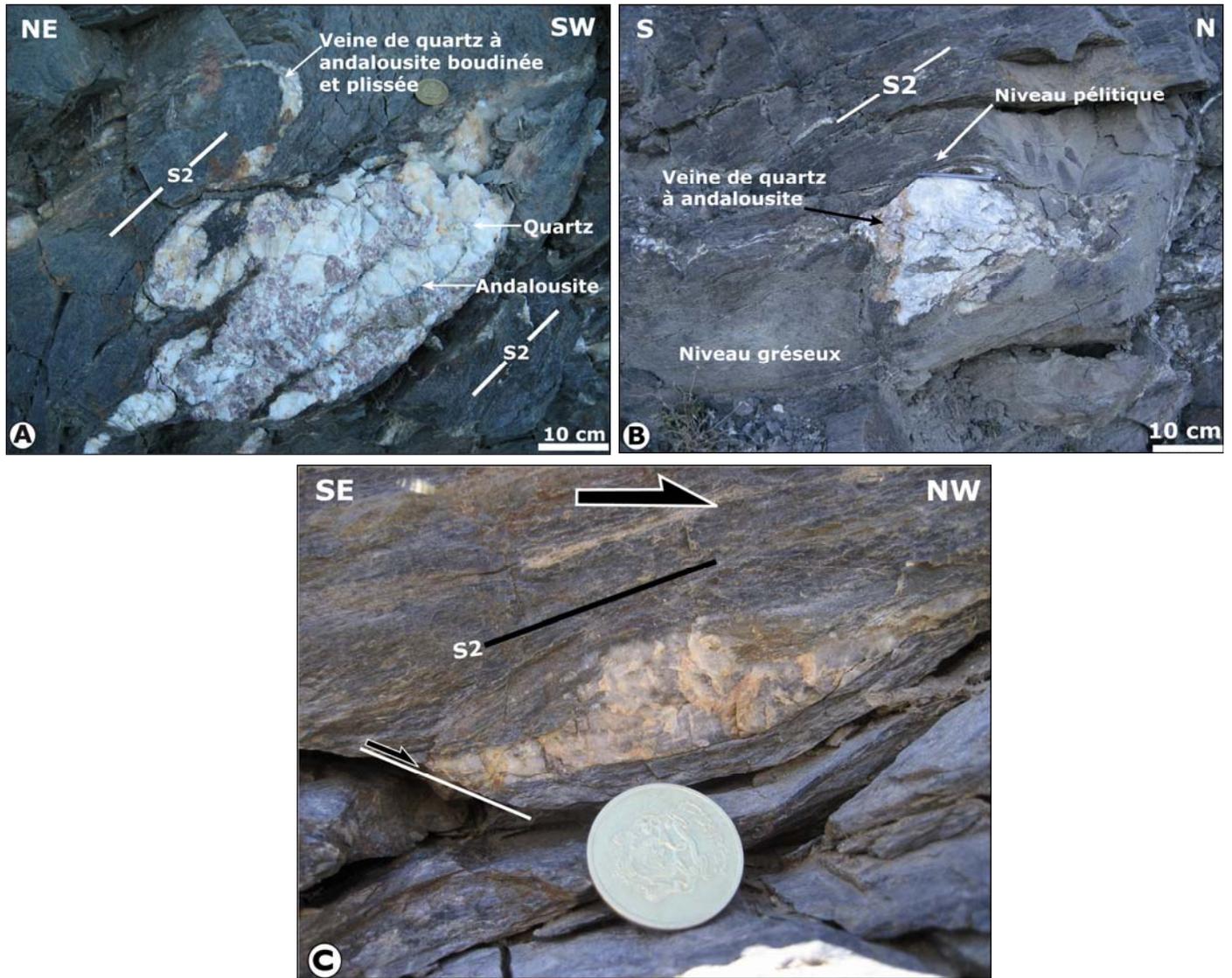


Fig. C.IV-5 : *Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotite. A) Veine de quartz à andalousite plissée et cisailée. B) Litage grésopélitique, andalousite étirée et tronçonnée parallèlement à la direction d'étirement dans une veine de quartz synfoliaire. C) Veine de quartz montre un cisaillement vers le NW.*

Biotite

La biotite forme des cristaux de 0,15 – 0,8 mm de diamètre. On la retrouve sous forme d'inclusions dans les porphyroblastes de grenat, plagioclase, staurotide et andalousite. Trois générations sont distinguées : des biotites anté, syn et post-S₂.

La biotite anté-S₂ se présente sous forme de petites paillettes soulignant les plans S₁ replissés formant les microcharnières P₂; on la retrouve également sous forme d'inclusions dans les phases minérales anté-S₂ telles que le grenat, le plagioclase et la staurotide.

La biotite syn-S₂ est plus abondante que les deux autres générations. La biotite est généralement représentée par des blastes de petite taille et des porphyroblastes orientés parallèlement à la foliation principale de la roche. Les porphyroblastes incluent parfois une Si essentiellement formée par du graphite et de l'ilménite qui adoptent une forme courbe et sont continus avec la foliation Se. Des géométries de la Si qui sont parallèles à la foliation rocheuse sont parfois englobées par des biotites tardi-S₂.

La biotite post-S₂ se présente sous forme de blastes sécants sur la foliation rocheuse, automorphes et ayant des plans de clivage obliques à perpendiculaires par rapport aux plans de la foliation principale. Cette génération est moins abondante que les générations précitées. Localement, la biotite cristallise au détriment du grenat et de la staurotide.

Muscovite

La muscovite est relativement plus abondante dans la zone à grenat-biotite-staurotide que dans les autres zones métamorphiques. Elle se présente dans la matrice sous forme de paillettes et de lamelles allongées ayant une taille moyenne de 200-350 µm; on la rencontre également comme inclusion dans le grenat, le plagioclase, la staurotide et l'andalousite. Elle montre, comme dans le cas de la biotite, des générations anté, syn et post-S₂.

La muscovite anté-S₂ forme avec la biotite, le quartz, l'ilménite et graphite les microcharnières des plis P₂. Cette génération se retrouve sous forme d'inclusions dans les phases anté-S₂ telles que le grenat, le plagioclase et la staurotide.

La muscovite syn-S₂ est relativement plus abondante. Elle se présente sous forme de lamelles aplaties dans la foliation principale, incluant parfois une Si parallèle à la Se, formée de graphite et d'ilménite.

La muscovite post-S₂ est très rare. Il s'agit de blastes automorphes à sub-automorphes discordants sur la foliation S₂. Les micas blancs soulignant la schistosité de plan axial (schistosité S₃) des plis P₃ sont à regrouper avec cette catégorie.

Certaines muscovites dérivant, de même que la biotite, d'une pseudomorphose polyminérale du grenat montrent deux types texturaux : un type syn-S₂ disposé parallèlement à la foliation de la matrice et un autre post-S₂ qui ne montre aucune orientation préférentielle.

Grenat

Le grenat, relativement abondant dans la zone à grenat-biotite-staurotide, se présente généralement sous forme de porphyroblastes ayant une taille moyenne de 0,8 – 1,5 mm. Ces cristaux sont sub-automorphes et renferment des inclusions de graphite, de biotite, de muscovite, de quartz, d'ilménite, de rutile et de plagioclase. Le grenat montre souvent des textures de déséquilibre dans cette zone métamorphique où il est très fréquemment affecté par des transformations métamorphiques plus ou moins intenses. Il s'agit:

- d'une pseudomorphose, par la muscovite et la biotite qui ne montrent aucune orientation préférentielle (Fig. C.IV-6A), qui est parfois tellement intense qu'elle consomme complètement le grenat.
- d'une transformation des bords du grenat soit en biotite, muscovite et staurotide orientées parallèlement à la foliation principale, soit en andalousite et biotite avec parfois de l'ilménite.

Le grenat se présente en trois générations: des grenats anté-S₂, syn-S₂ et tardi-S₂.

Le grenat anté-S₂ (Fig. C.IV-6A) correspond à des porphyroblastes xénomorphes qui sont moulés par les plans de schistosité externe (Se) qui est formée essentiellement de biotite, muscovite et sillimanite. La schistosité interne, ayant une géométrie droite à courbe, est discontinue avec la schistosité externe.

Le grenat syn-S₂ (Fig. C.IV-6B), est relativement plus abondant que les autres générations. Il se présente sous forme des porphyroblastes automorphes à sub-automorphes

qui sont moulés par les plans Se. Leur Si, de forme courbe à sigmoïdale, est continue avec les plans Se.

Le grenat tardi- S_2 est relativement rare. Il est représenté par de gros cristaux automorphes à sub-automorphes qui sont légèrement moulés par les plans Se. Les porphyroblastes de cette génération englobent une schistosité interne droite et continue avec la Se.

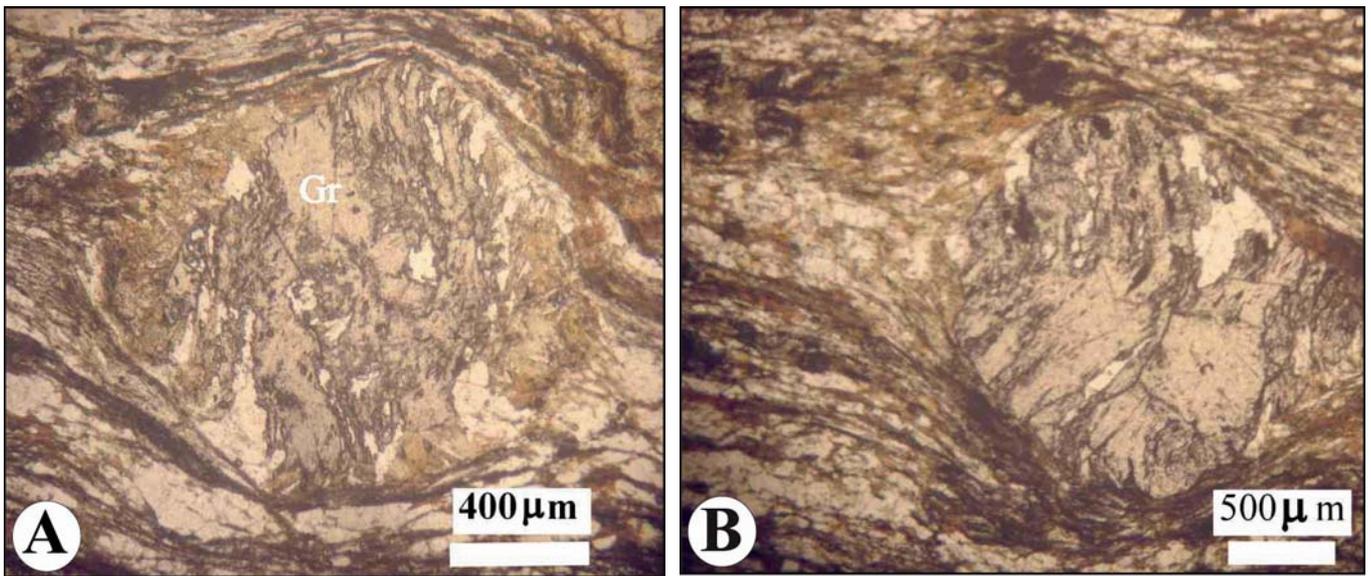


Fig. C.IV-6 : Métapelites de la zone à grenat-biotite-staurotide. A) grenat anté- S_2 moulé par les plans S_2 , son Si est courbe et discontinue avec les plans S_2 . Les bords de ce grenat porphyroblastique sont rétrogradés en chlorite. **B)** grenat syn- S_2 moulé par la schistosité principale S_2 et englobant une Si sigmoïde et continue avec les plans S_2 .

Staurotide

Elle est de couleur jaunâtre et est le plus souvent très riche en inclusions très fines de graphite qui se concentrent généralement au cœur des minéraux suggérant ainsi une vitesse de croissance différentielle, lente au début puis rapide.

Deux types sont distingués: des cristaux de grande taille (taille moyenne variable entre 700 μm et 1.5 mm) sub-automorphes à xénomorphes et des cristaux de petite taille (taille moyenne de 400 μm) sub-automorphes. La Si de ces deux types comporte du graphite, de la biotite, la muscovite, du quartz, du rutile et de l'ilménite. La staurotide a commencé à se développer antérieurement aux plans S_2 et n'a achevé sa croissance qu'après l'individualisation de ceux-ci.

La staurotide anté- S_2 : Il s'agit de porphyroblastes xénomorphes, moulés par la S_e et incluant une Si courbe, formée essentiellement par la biotite, la muscovite et l'ilménite, et ne montrant aucune continuité microstructurale avec la matrice (Fig. C.IV-7B).

La staurotide syn- S_2 est très abondante par rapport aux autres générations anté et post-schisteuses. Elle apparaît le plus souvent sous forme de porphyroblastes xénomorphes et parfois sub-automorphes dont la schistosité interne, courbe à sigmoïdale, est continue avec les plans S_e . Parfois cette génération participe avec les micas et la sillimanite à souligner, sous forme de baguettes porphyroblastiques allongées, la foliation principale S_2 . Localement, des cristaux sub-automorphes sont légèrement moulés par les plans S_2 et renferment une Si parallèle à peu oblique par rapport aux fabriques planaires de la matrice. Il s'agit des staurotides tardi-schisteuse ou syn à tardi-schisteuse.

La staurotide post- S_2 est très rare. Son occurrence est restreinte à cette zone métamorphique. Il s'agit de blastes automorphes qui recourent la foliation principale sans montrer aucune orientation préférentielle.

La staurotide est souvent observée en inclusion dans l'andalousite. Elle fait parfois l'objet de pseudomorphoses en andalousite + biotite + ilménite ou en muscovite \pm biotite.

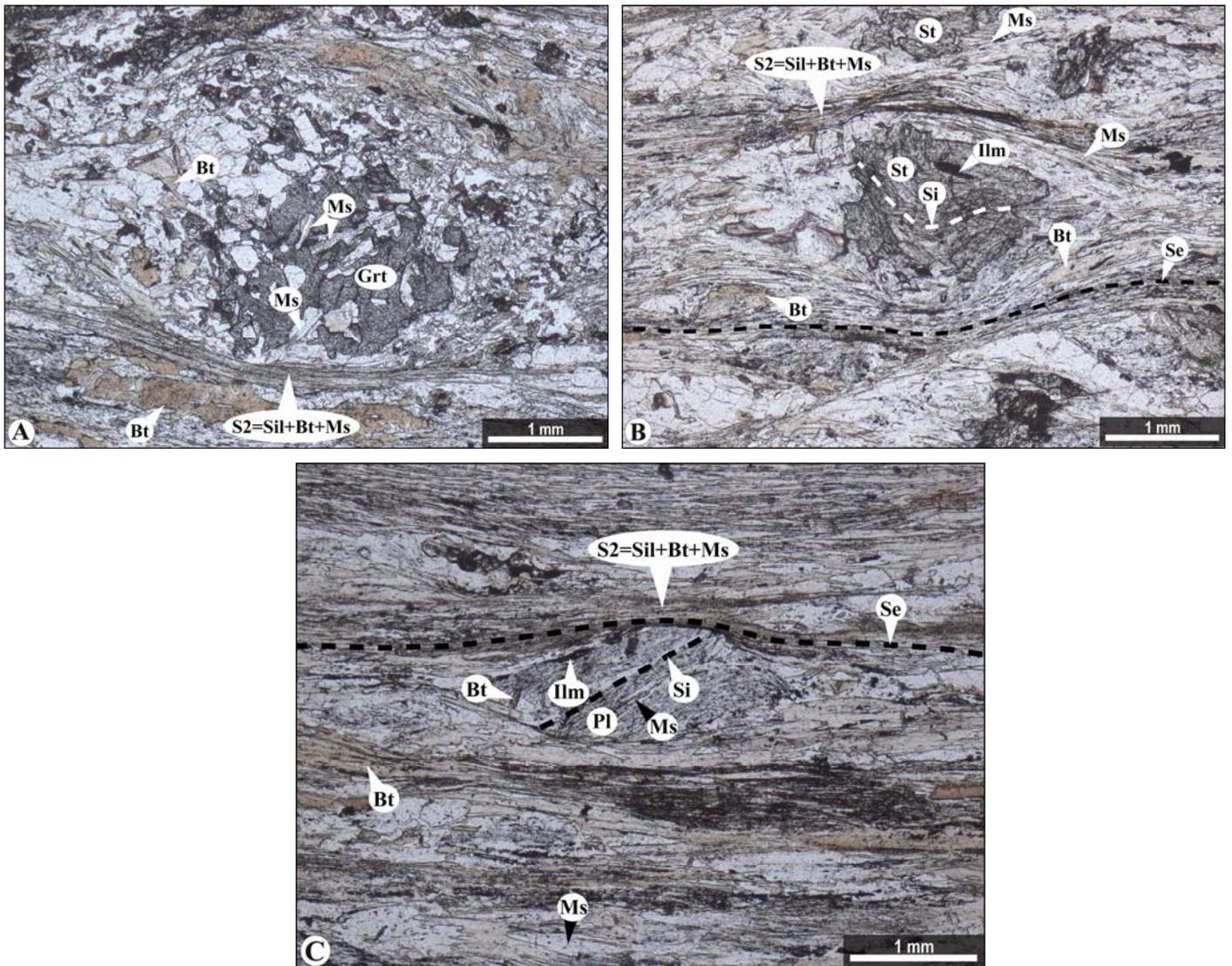


Fig. C.IV-7 : *Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide. A) Grenat anté- S_2 transformé en biotite et muscovite qui ne montrent aucune orientation préférentielle. B) Staurotide anté- S_2 est transformée en muscovite qui est orientée parallèlement à la foliation principale S_2 . C) un plagioclase anté- S_2 . Il est moulé par les plans S_2 , son S_1 est droite à sigmoïdale et est discontinue avec les plans S_2 .*

Plagioclase

Ce minéral se présente en cristaux xénomorphes ayant une taille moyenne de 400 – 600 μm . Il englobe parfois comme inclusions le quartz, l'ilménite, la muscovite et la biotite. Son cœur est le plus souvent riche en inclusions de graphite qui s'organisent fréquemment en

fabriques planaires dont la morphologie et les relations avec la matrice, qui sont assez variables, permettent de distinguer:

Schistosité Phase minérale	S1	S2
Muscovite	—————	
Biotite	—————	
Grenat	————— — — —	
Staurotide	—————	
Sillimanite	————— — — —	
Andalousite	————— — — —	
Quartz	—————	
Plagioclase	————— — — —	
Rutile	—————	
Ilménite	—————	
Graphite	—————	

Fig. C.IV-8: Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide.

- des plagioclases Anté-S₂, peu abondants, ayant une Si courbe et discontinue avec les plans S_e (Fig. C.IV-7C). Un autre type de plagioclase de cette génération est rencontré sous forme d'inclusions dans le grenat.

- des plagioclases Syn-S₂, relativement abondants, incluant une Si courbe suggérant une croissance syn-cinématique.

- des plagioclases Tardi-S₂, peu abondants, légèrement moulés par la foliation principale qui pénètre dans le minéral sans subir de modifications géométriques.

Ces différentes générations de plagioclase présentent tous les intermédiaires possibles, en l'occurrence des plagioclases anté à syn-S₂ et d'autres syn à tardi-S₂. Le plagioclase fait parfois partie des produits de transformation du grenat.

Sillimanite

Elle est très abondante et apparaît sous forme d'un feutrage étroitement lié à la biotite avec laquelle elle forme la foliation principale.

I.3) Zone à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3)

On observe cette zone métamorphique dans la partie inférieure des micaschistes (Fig. C.IV-1). Dans beaucoup d'échantillons des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène, un litage tectonique est bien visible. Il est marqué par l'alternance de niveaux riches en micas et de niveaux composés de quartz et plagioclase et correspond probablement à la transposition d'un ancien litage sédimentaire. Au sein de cette zone métamorphique des micaschistes, nous avons pu observer localement des niveaux plus sombres et plus massifs. Il s'agit de roches à grain très fin avec des cristaux de grenat de petite taille. Les niveaux clairs sont constitués de cristaux de quartz et de plagioclase abondants et irréguliers, et les niveaux sombres sont composés presque intégralement des cristaux aplatis de biotite, de muscovite et de sillimanite souvent juxtaposés. Des veines de quartz à andalousite plissées et boudinées traversent localement la roche. Ces veines de quartz à andalousite s'observent également sous la forme de boudins plissés de tailles décimétriques à métriques, préservés au sein de la foliation principale des micaschistes. On observe un plissement du litage tectonique. Une linéation minérale est matérialisée par l'orientation préférentielle des baguettes de la sillimanite et de la biotite (Fig. C.IV-9B).

Cette zone métamorphique se caractérise par rapport à la précédente par (1) l'apparition supplémentaire du disthène sous forme de prismes trapus; (2) l'apparition d'une nouvelle génération de grenat de petite taille. De même on constate que la proportion de la muscovite diminue dans certaines roches à partir de la partie inférieure de la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène. Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène montrent trois assemblages métamorphiques. L'assemblage 1 (anté-S₂) comprend: grenat + staurotide + disthène + biotite + muscovite + plagioclase + rutile + ilménite + quartz + graphite, l'assemblage 2 est formé pendant le développement de la schistosité principale S₂, il s'agit de la biotite, la muscovite, le plagioclase, l'ilménite, le quartz et la sillimanite. L'assemblage 3 tardif (post-S₂) est marqué par biotite + muscovite + plagioclase + ilménite + quartz +

andalousite. Les minéraux accessoires sont: apatite, monazite, zircon et tourmaline. La chronologie relative de croissance des phases des différents assemblages de cette zone métamorphique est reportée dans le tableau de la figure C.IV-12.

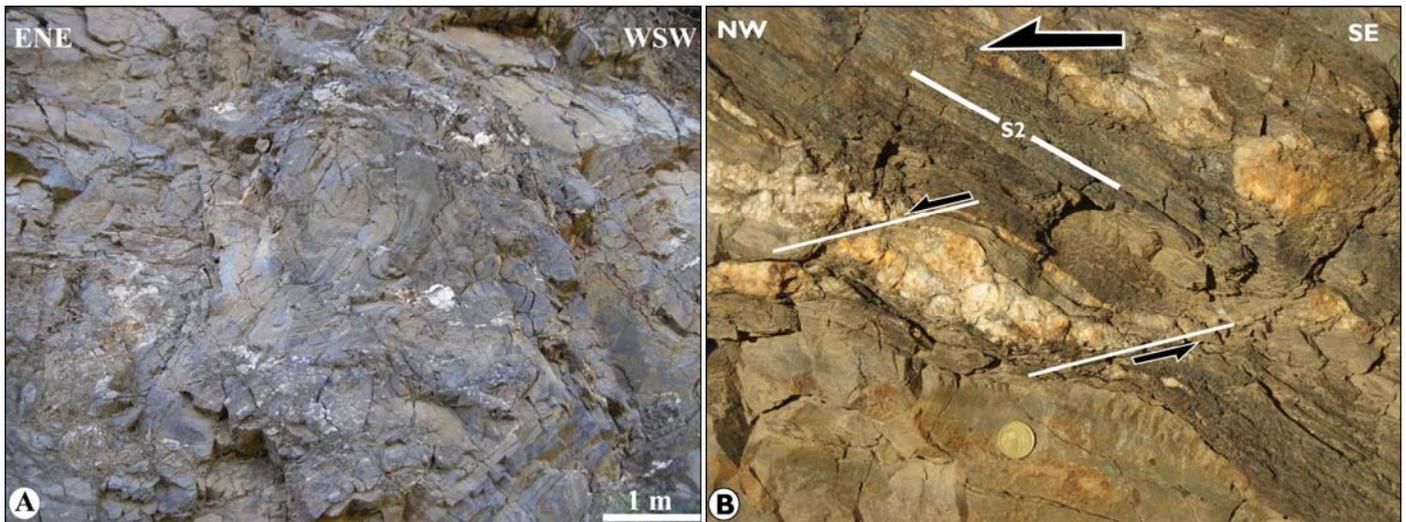


Fig. C.IV-9. Métapelites de la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène. A) Grands plis subsoclineaux d'échelle métrique d'axe NE-SW. **B)** Le cisaillement vers le NW affecte des veines de quartz.

Biotite

Les mêmes générations de biotite (anté, syn et post-S₂) signalées dans la zone à grenat-biotite-staurotide se retrouvent dans la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène où sa quantité modale a significativement augmenté et sa couleur a viré au brun relativement plus foncé. De même, on retrouve également dans cette zone les mêmes textures réactionnelles (la cristallisation de la biotite au détriment du grenat et de la staurotide) précédemment décrites dans la zone antérieure. Les inclusions de biotite sont essentiellement constituées par du graphite et de l'ilménite. On la retrouve à son tour comme inclusion dans les porphyroblastes anté, syn et/ou post-S₂ tels que le grenat, la staurotide, le disthène, l'andalousite et le plagioclase.

Muscovite

Sa quantité a diminué dans cette zone métamorphique. Elle entretient les mêmes relations microstructurales (anté, syn et post-S₂) avec la foliation principale que celles décrites dans la zone à grenat-biotite-staurotide. Parmi les générations post-S₂, on souligne, en plus des types déjà précités dans la zone à grenat-biotite-staurotide, la présence de paillettes de muscovite rétrograde développées au détriment du disthène.

Grenat

Le grenat se présente sous forme de porphyroblastes généralement xénomorphes ayant une taille inférieure (<1 mm) à celle du grenat de la zone à grenat-biotite-staurotide. Il contient en inclusion du graphite, de l'ilménite, du quartz, de la muscovite, la biotite et le rutile. Les mêmes générations de grenat (anté, syn et tardi-S₂) signalées dans la zone à grenat-biotite-staurotide se retrouvent dans la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène.

Le grenat de petite taille est relativement abondant. Ses cristaux sont généralement automorphes, très riches en inclusions de graphite, pouvant englober parfois de l'ilménite et du quartz. On les trouve dans la matrice et en inclusion dans les porphyroblastes de disthène (Fig. C.IV-10B), staurotide (Fig. C.IV-10C), plagioclase (Figs. C.IV-10A et 11A et B), andalousite et biotite. Leur petite taille et l'absence d'une schistosité interne dans ces grenats compliquent les tentatives de détermination de leur croissance par rapport aux plans de foliation S₂. La croissance de ces grenats est assez complexe; malgré leur petite taille, on arrive à distinguer plusieurs générations:

- Une génération anté-S₂, représentée par des grenats en inclusion dans les cristaux de disthène anté-S₂, ou moulés par les plans S_e et dont les bords sont transformés en sillimanite + biotite syn-S₂.
- Une génération pré à syn-S₂, englobée par du disthène, du plagioclase et de la staurotide syn-S₂ (Figs. C.IV-10A et C).
- Une génération tardi à post-S₂ faiblement sécante à discordante sur les plans de foliation S₂.

Le grenat de grande taille montre fréquemment des textures de déstabilisation en biotite, muscovite plus ou moins du quartz et du plagioclase. Les produits de cette réaction sont globalement post-S₂.

Plagioclase

Le plagioclase se présente fréquemment sous forme de gros cristaux xénomorphes dont les inclusions, relativement plus abondantes que dans la zone antérieure, comportent du quartz, biotite, muscovite, disthène, sillimanite, grenat, monazite, graphite et ilménite (Figs. C.IV-11A et B). On retrouve dans la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène les deux générations syn et anté-S₂ signalées dans la zone à grenat-biotite-staurotide avec prédominance de la génération syn-cinématique. Des plagioclases tardifs, post-S₂, sont produits par la transformation du grenat en muscovite + biotite ± ilménite ± plagioclase.

Staurotide

La staurotide, de couleur jaune claire, est xénomorphe à sub-automorphe. Elle montre les mêmes caractéristiques pétrographiques et microstructurales et est impliquée dans les mêmes processus réactionnels que celle décrite dans sa propre zone métamorphique; elle ne s'en distingue que par :

- L'absence de la génération post-S₂.
- Sa croissance aux dépens du disthène. En effet, la staurotide, forme occasionnellement (avec la biotite) une couronne plus ou moins régulière autour du disthène et ce, tout en soulignant la foliation S₂.
- la transformation fréquente de la staurotide en sillimanite et biotite orientées parallèlement à la S₂ (Fig. C.IV-10C).

Localement la staurotide peut présenter une juxtaposition orientée suggérant une croissance épitaxiale avec le disthène ou avec l'andalousite. Néanmoins on ne peut pas exclure des effets de section des bordures réactionnelles. Il faut souligner que dans cette zone métamorphique, on n'a pas observé le développement de l'assemblage staurotide + biotite + ilménite au dépens du grenat.

Disthène

Deux types sont distingués:

- des blastes avec généralement une taille moyenne de 0.4 - 0.6 mm;
- des porphyroblastes de taille moyenne de 1mm - 1.5mm auto à sub-automorphes.

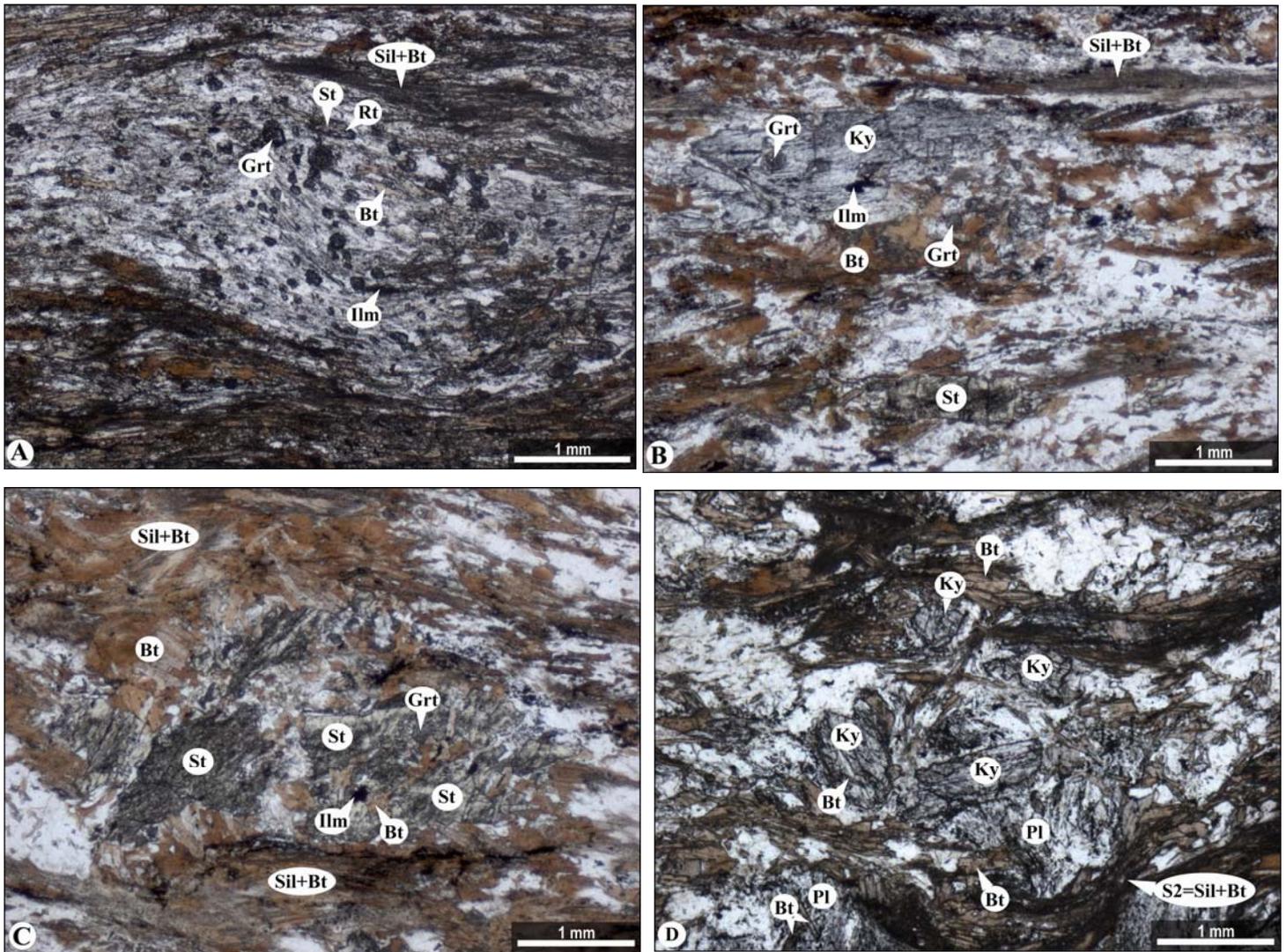


Fig. C.IV-10 : Métapélites à grenat-biotite-staurotite-disthène. **A)** porphyroblaste de plagioclase syn- S_2 , très riche en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille, de biotite, de rutile, de staurotite et d'ilménite. **B)** inclusion de grenat de petite taille dans un disthène syn- S_2 . Les bords du disthène sont transformés en sillimanite + biotite syn- S_2 . **C)** porphyroblaste de staurotite anté- S_2 , très riche en graphite, incluant de cristaux de grenat de petite taille, de biotite et d'ilménite. Les bords de la staurotite sont transformés en sillimanite + biotite syn- S_2 . **D)** porphyroblastes du disthène anté- S_2 .

Le disthène englobe parfois des inclusions de biotite, rutile, ilménite, graphite et quartz parfois orientés; il englobe plus rarement du grenat (Fig. C.IV-10B). On trouve des blastes de disthène sous forme d'inclusions minérales à l'intérieur des porphyroblastes de plagioclase (Figs. C.IV-11A et B). Trois générations sont distinguées : une génération anté- S_2 , une génération syn- S_2 et une autre tardi- S_2 .

Le disthène anté- S_2 (Fig. C.IV-10D) est peu abondant. Il s'agit de porphyroblastes xénomorphes, montrant une extinction roulante; ils sont moulés par les plans S_2 et renferment parfois une schistosité interne courbe à sigmoïde qui est discontinue avec la schistosité externe.

Le disthène syn- S_2 (Fig. C.IV-10B) se présente sous forme des porphyroblastes sub-automorphes orientés parallèlement à la foliation principale.

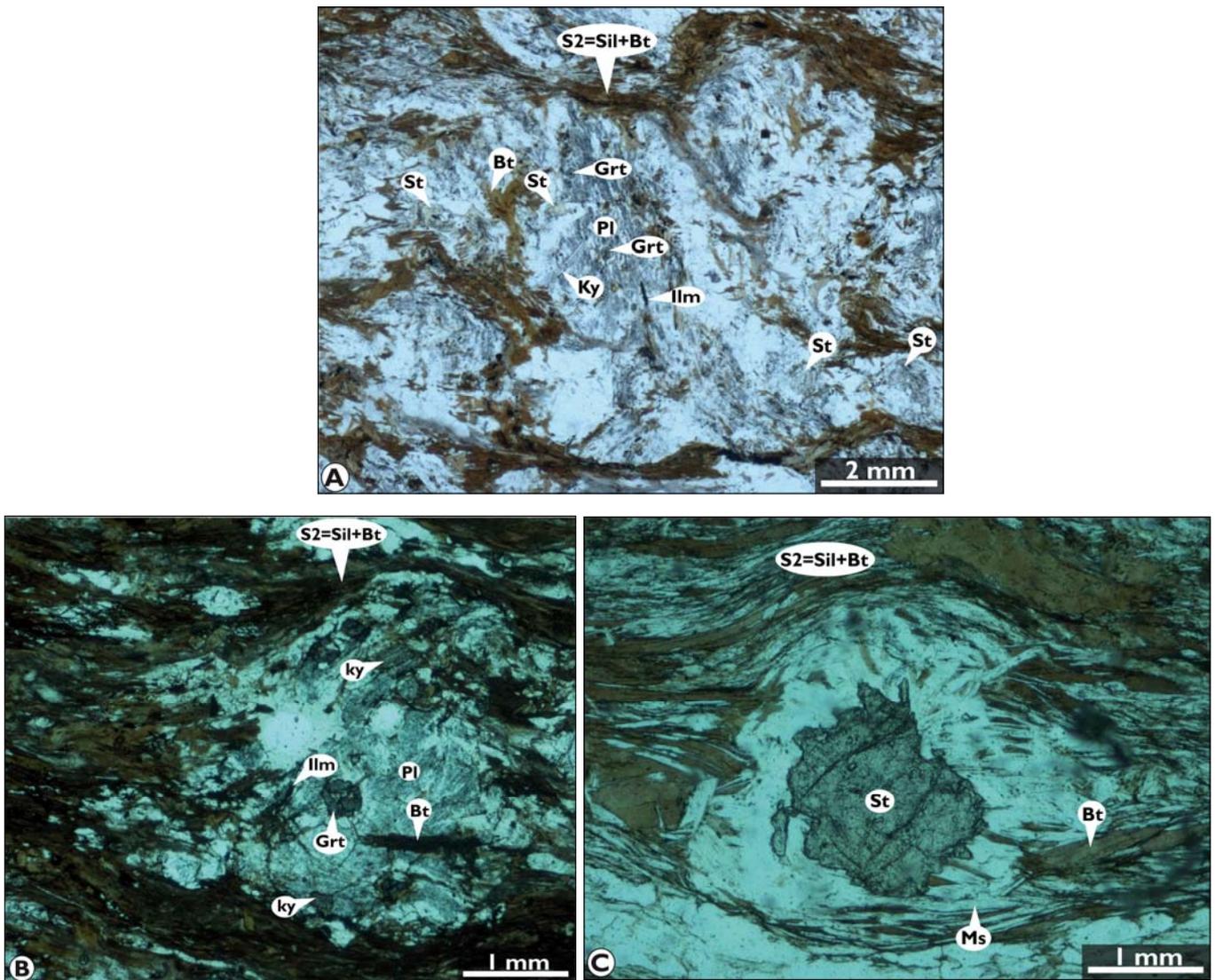


Fig. C.IV-11: Métapelites à grenat-biotite-staurotide-disthène. A) porphyroblaste de plagioclase anté- S_2 , très riche en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille, de biotite, de disthène, de staurotide et d'ilménite. B) inclusion de grenat de petite taille, ilménite, biotite et disthène dans un plagioclase anté- S_2 . C) porphyroblaste de staurotide anté- S_2 . Les bords de la staurotide sont transformés en muscovite syn- S_2 .

Le disthène tardi-S₂ est très rare. Il correspond à des porphyroblastes xénomorphes qui sont légèrement moulés par les plans de la schistosité externe. Ces porphyroblastes présentent une schistosité interne parallèle à la schistosité externe.

Le disthène est souvent transformé en sillimanite (Fig. C.IV-10B). On note également dans cette zone métamorphique, la transformation directe des bords de disthène en staurotide + biotite syn-S₂.

Sillimanite

La fibrolite est le plus souvent associée à la biotite avec laquelle elle souligne la foliation principale S₂ comme dans les zones précédentes.

Schistosité Phase minérale	Schistosité	
	S1	S2
Muscovite	—————	
Biotite	—————	
Grenat	—————	-----
Staurotide	—————	
Disthène	—————	-----
Sillimanite		-----
Andalousite		-----
Quartz	—————	
Plagioclase		-----
Ilménite	—————	
Graphite	—————	

Fig. C.IV-12: Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène.

I.4) Zone à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4)

On observe cette zone métamorphique dans la partie inférieure des micaschistes, près des péridotites (Fig. C.IV-1). Les micaschistes sont remarquables par leur richesse en biotite cristallisée en grands feuillets ainsi que par la présence de grenats rougeâtres, de taille parfois plurimillimétrique. Compte tenu de l'abondance des micas, la schistosité est très bien marquée; elle moule souvent les grenats, et est constituée par la disposition planaire des cristaux de quartz et des plaquettes de phyllosilicates, ainsi que par les aiguilles de sillimanite, qui déterminent une linéation minérale orientée (Fig. C.IV-13A). La roche est très riche en biotite avec quelques muscovites et contient également du quartz, staurotides, grenats et andalousites.

Dans cette zone métamorphique, des veines à quartz, andalousite et/ou muscovite, assez nombreuses, sont présentes. Ces veines sont étroitement liées à des niveaux gréseux de micaschistes. Certaines sont concordantes avec la foliation principale (Fig. C.IV-13A), alors que d'autres montrant exclusivement de l'andalousite sont discordantes sur les plans S_2 . Dans certains échantillons, on observe des critères cinématiques tels que les plis à flanc long/flanc court, les bandes de cisaillement S/C et les veines de quartz sigmoïdes. Ces critères cinématiques indiquent des sens de cisaillement vers le NW (Fig. C.IV-13A).

Trois stades métamorphiques sont identifiés au sein des micaschistes de cette zone métamorphique. Le grenat I, la staurotide, le plagioclase ainsi que ses inclusions de biotite, de muscovite, de rutile et d'ilménite sont les seules reliques d'un premier stade métamorphique (stade M1). Le grenat I est xénomorphe et fracturé; les fractures étant scellées par le développement d'une deuxième génération de grenat (grenat II). Le grenat II est surtout bien représenté dans la matrice où il se trouve probablement en équilibre avec la foliation principale à biotite, muscovite, plagioclase, ilménite et sillimanite. Cet assemblage (grenat II–biotite–muscovite–plagioclase–ilménite–sillimanite) correspond au deuxième stade métamorphique (stade M2). Plus tardivement, la schistosité principale et les structures associées (plis, linéations) sont ensuite reprises par une phase de plissement tardif qui donne lieu à des plis P3, de taille métrique à décimétrique, droits à légèrement déversés vers l'ouest, et dont les axes sont orientés N120 (Fig. C.IV-13B). Ces plis développent rarement une schistosité de plan axial S_3 ; celle-ci présente des plans très espacés, soulignés par des phases minérales des grades métamorphiques faibles. Ce plissement tardif correspond au troisième stade métamorphique identifié (stade M3).

Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène montrent trois assemblages métamorphiques. L'assemblage 1(M1, anté- S_2) comprend: grenat + staurotide ± disthène +

biotite + muscovite + plagioclase \pm rutile + ilménite + quartz + graphie. L'assemblage 2 (M2) s'est formé pendant le développement de la schistosité principale S_2 , il s'agit de la biotite, la muscovite, le plagioclase, l'ilménite, le quartz et la sillimanite. L'assemblage 3 tardif (M3, post- S_2) est marqué par l'assemblage biotite + muscovite + plagioclase + ilménite + quartz + andalousite. Les minéraux accessoires sont: apatite, monazite, zircon et tourmaline.

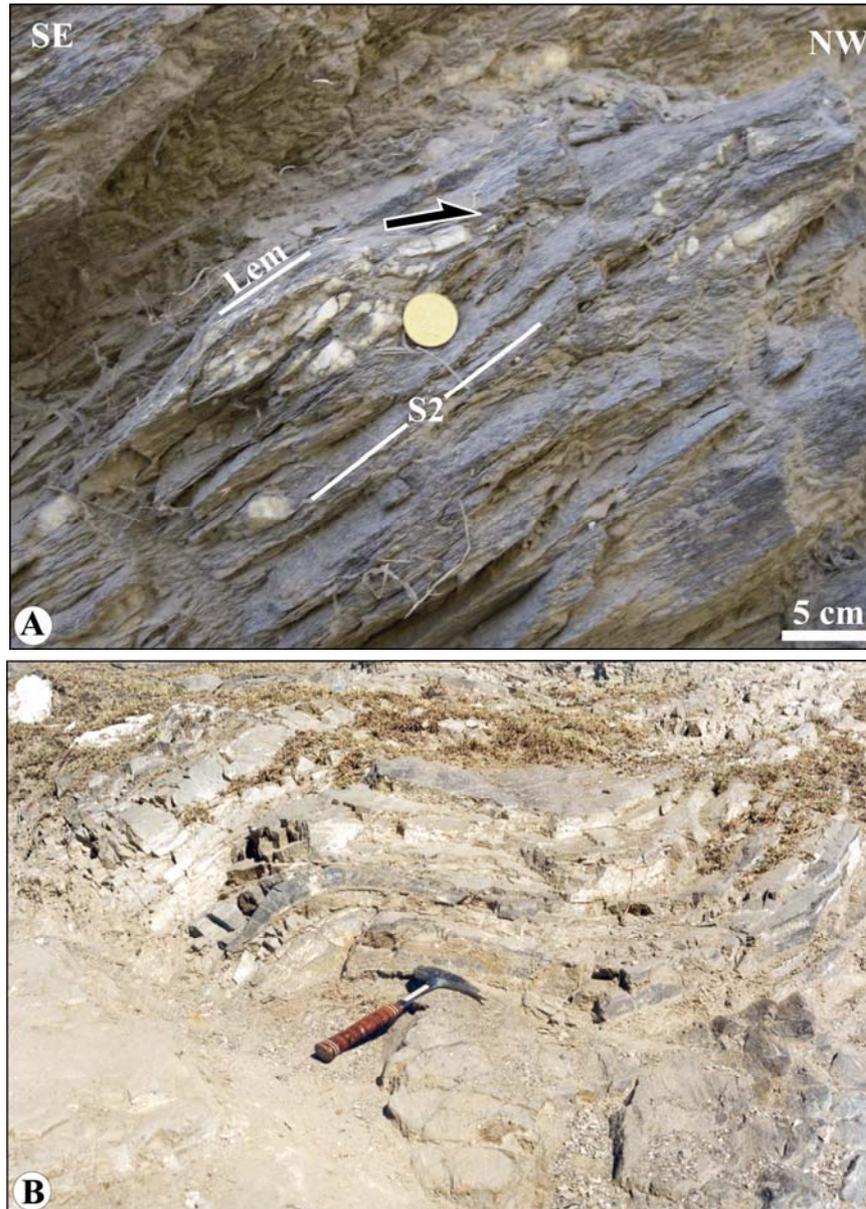


Fig. C.IV-13 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide \pm disthène. A) Linéation d'étirement minéral marqué par l'étirement des baquettes blanchâtres de sillimanite. Veines de quartz cisailées vers le NW. B) Plis P_3 tardifs affectant la foliation principale S_2 .

La chronologie relative de croissance des phases des différents assemblages de cette zone métamorphique est reportée dans le tableau de la figure C.IV-18.

Grenat

Deux types de grenats sont distingués: des grenats de petite taille (0,1 – 0,3 mm) et des grenats porphyroblastiques (taille de 0,8 -1,2 mm, Fig. C.IV-14A).

Le type porphyroblastique est limité à la partie supérieure de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène où il coexiste rarement avec les grenats de petite taille. Il semble représenter une première génération de grenats dans cette zone. Le cœur de ces grenats est plus riche en inclusions que les bordures. On observe souvent des amas allongés de graphite en inclusion, ainsi que des inclusions de biotite, quartz, et ilménite.

Le grenat porphyroblastique montre les mêmes caractéristiques (pétrographiques, microstructurales et réactionnelles) que celles décrites dans le grenat des zones précédentes; il ne s'en distingue que par :

- l'absence de la génération tardi-S₂;
- la réduction de sa taille et son volume modal relativement faible;
- son implication dans une réaction métamorphique affectant ses bords qui se transforment en sillimanite + biotite syn-S₂;
- l'absence de la texture réactionnelle montrant la staurotide + biotite qui se développe sur les bords du grenat.

Le grenat de petite taille est relativement abondant (Figs. C.IV-14B et C). Son apparition coïncide avec la disparition progressive de la muscovite et du grenat porphyroblastique à partir de la partie supérieure de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène.

De nombreux petits grenats se trouvent dans la foliation majeure, en équilibre avec le quartz, la biotite et la sillimanite (S₂). Ces grenats sont généralement automorphes, très riches en inclusions de graphite, et peuvent englober parfois de l'ilménite et du quartz. On les trouve dans la matrice et en inclusion dans les porphyroblastes de disthène, staurotide, plagioclase, andalousite et biotite. Plus souvent, des grains de biotite et des aiguilles de sillimanite se trouvent au contact du grenat et semblent se développer aux dépens de ce minéral. Ces grenats représentent une deuxième génération.

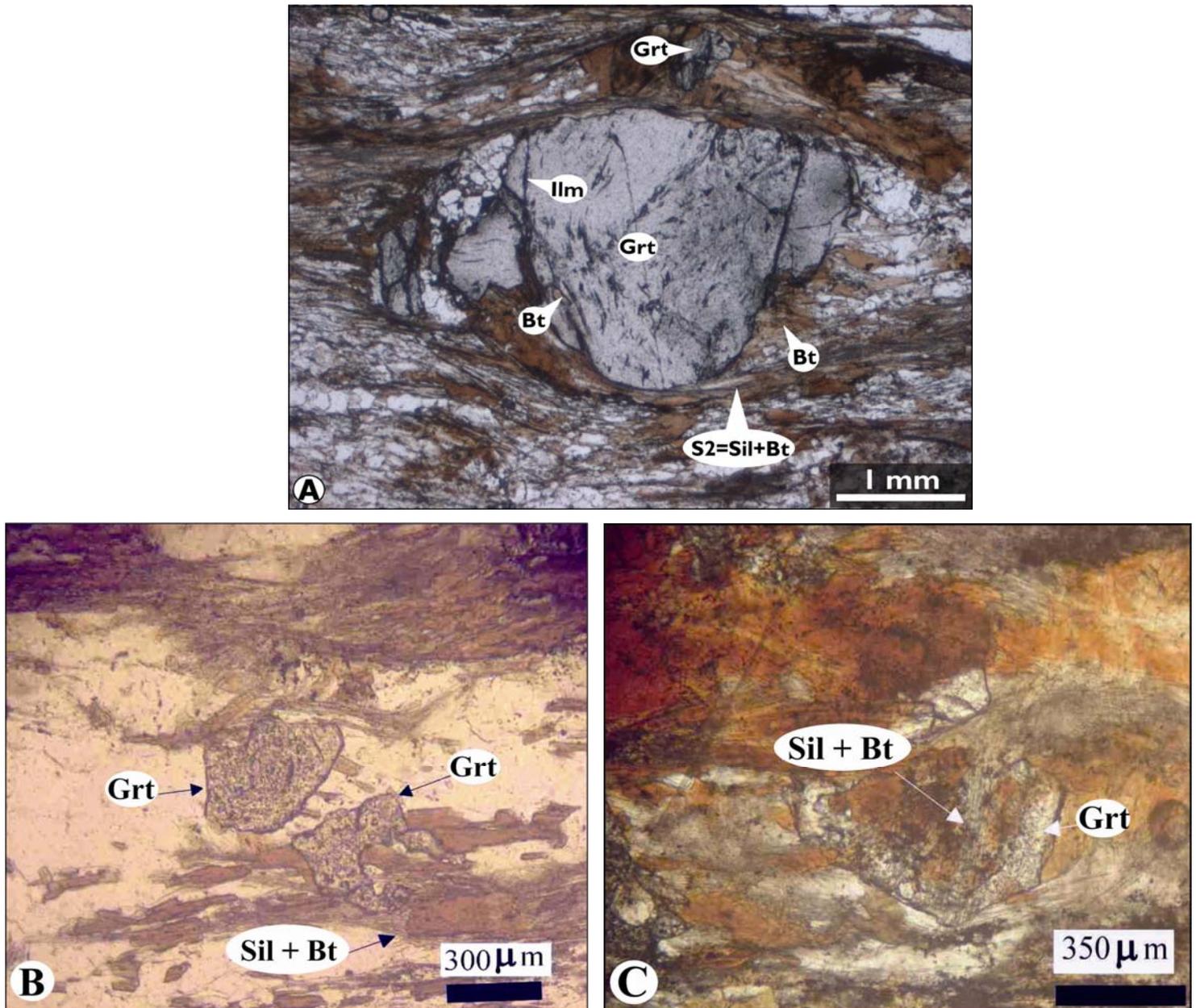


Fig. C.IV-14 : Métapelites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. A) Grenat porphyroblastique anté-S₂. B) Grenat de petite taille post-S₂ et grenat en atoll au cœur duquel il y a de la biotite+ sillimanite+quartz. Les bords des deux grenats sont transformés en sillimanite et biotite syn-S₂. C) Grenats en atoll de petite taille au sein desquels on trouve l'assemblage biotite+ sillimanite qui constitue les produits de leur transformation. Ces mêmes produits de transformation se retrouvent également sur les bords du grenat.

Le grenat de cette génération est souvent transformé sur ses bords en andalousite + biotite (Fig. C.IV-17B). Les transformations les plus remarquables sont celles qui affectent son cœur et gagnent progressivement ses bords lui permettant ainsi d'acquérir une texture en

atoll (Fig. C.IV-14C). Ces textures ont été observées dans les grenats de la matrice et dans ceux inclus dans les plagioclases tardi-S₂. Les produits de la réaction affectant les grenats en inclusion sont constitués par de la biotite ± muscovite ± plagioclase. Ceux dérivant des grenats en atolls de la matrice sont formés par biotite ± muscovite et parfois par biotite ± sillimanite (Fig. C.IV-14C).

Biotite

La biotite est brun rouge. Elle renferme des inclusions de graphite, ilménite et parfois du quartz et de la muscovite. Elle se présente sous forme d'inclusions dans les différentes générations de plagioclase, de grenat, de disthène, de staurotide et d'andalousite.

Sa quantité modale et sa taille (jusqu'à 3 mm) ont considérablement augmenté. La biotite souligne la foliation principale et se développe aussi en intercroissance avec la sillimanite (Fig. C.IV-15D). Des biotites anté et post-S₂, similaires à celles déjà décrites dans les zones précédentes, bien que relativement rares, ont été également rencontrées.

La biotite est ici encore impliquée dans les mêmes processus réactionnels déjà décrits dans les roches des grades relativement plus faibles. D'autres réactions ont été déterminées dans la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène: il s'agit des transformations de la staurotide et du grenat en biotite et fibrolite syn-S₂ (Figs. C.IV-14B et C).

Muscovite

Elle se présente en très faible quantité et elle peut disparaître complètement des roches de la partie inférieure de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. Dans ce cas, on ne retrouve dans ces roches que des petits blastes de micas blancs discordants sur les plans S₂ ou provenant directement des transformations du grenat (biotite+muscovite), de staurotide, de disthène et d'andalousite. Les générations de muscovite des zones à grenat-biotite-staurotide-disthène et grenat-biotite-staurotide se retrouvent, avec les mêmes caractéristiques pétrographiques, dans cette zone avec prédominance de la muscovite syn-S₂.

Staurotide

Sa couleur, sa taille et sa quantité modale restent globalement inchangées dans la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. Ses porphyroblastes xénomorphes à sub-automorphes sont

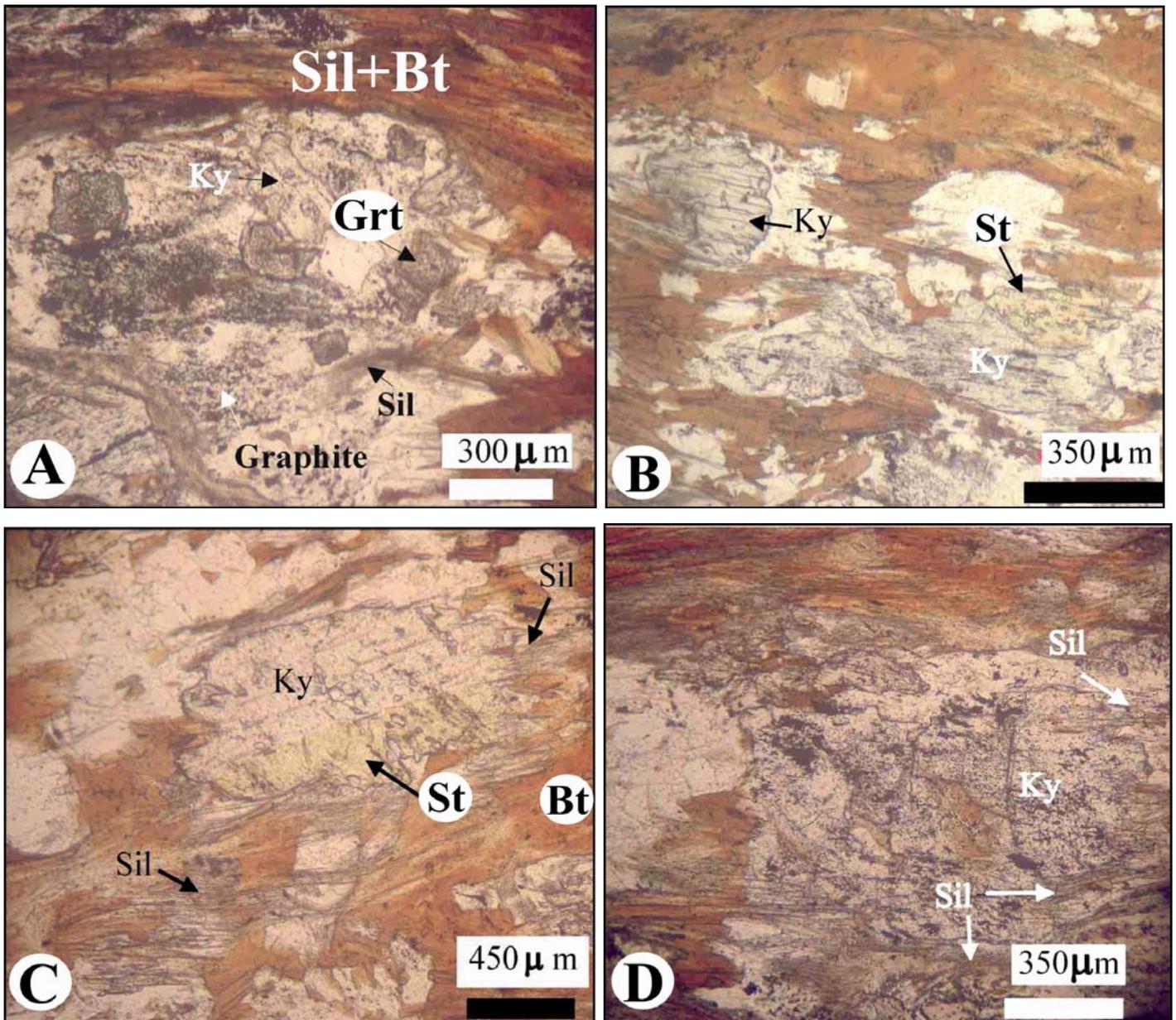


Fig. C.IV-15 : Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. **A)** plagioclase porphyroblastique syn- S_2 très riche en inclusions de graphite, disthène, grenat de petite taille et sillimanite. La sillimanite se localise sur les bords du plagioclase. **B)** Disthène syn- S_2 avec des bords transformés en biotite et sillimanite syn- S_2 . Cette photo montre également les relations d'intercroissance staurotide-disthène. **C)** Intercroissance du disthène avec la staurotide. La staurotide est postérieurement transformée en sillimanite+biotite alors que le disthène est remplacé par la sillimanite; les produits de transformations des deux phases sont syn- S_2 . **D)** Transformation polymorphique du disthène syn- S_2 en sillimanite soulignant les plans S_2 . La photo montre également l'intercroissance de la biotite et la sillimanite qui soulignent la foliation principale.

généralement riches en inclusions de graphite avec moins fréquemment de la biotite, du quartz, de l'ilménite, de la muscovite, du rutile et plus rarement du grenat de petite taille. On la retrouve également en inclusions dans les porphyroblastes de plagioclase et d'andalousite. Les générations (staurotides anté, syn et tardi-S₂) déterminées dans la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène caractérisent également la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. Deux cas de croissance épitaxiale de la staurotide et du disthène (Figs. C.IV-15B et C) ont été rencontrés. La staurotide est souvent partiellement transformée en sillimanite et biotite orientées parallèlement à la S₂ (Figs. C.IV-15C, 17A et D); et/ou en andalousite, biotite et ilménite (Fig. C.IV-16A).

Disthène

Ses prismes auto à sub-automorphes ont une taille moyenne de l'ordre de 1 à 1.5 mm. Il inclut du graphite, de l'ilménite, du rutile, du quartz, de la biotite et plus rarement du grenat. Bien qu'il souligne généralement la foliation principale, on rencontre parfois des blastes de disthène (taille moyenne de 0.5 mm) anté-S₂, moulés et tronqués par les plans S₂, montrant une extinction ondulante et présentant dans certains cas une Si oblique sur les plans Se.

Le disthène est souvent impliqué dans des réactions polymorphiques: la réaction la plus fréquente est celle qui donne naissance à la sillimanite (Figs. C.IV-15B, C et D); le développement de l'andalousite par déstabilisation du disthène est rarement observé. Il disparaît au profit de la sillimanite et de la biotite d'une part et de l'andalousite par simple transformation polymorphique bien visible en lame mince d'autre part. On note également dans cette zone, comme dans le cas de la zone précédente, la transformation directe des bords de disthène en staurotide + biotite syn-S₂.

Sillimanite

La sillimanite est très abondante. Elle apparaît sous forme de fibrolite, le plus souvent associée à la biotite avec laquelle elle souligne la foliation principale (Fig. C.IV-15D). On la trouve assez fréquemment en inclusions dans les porphyroblastes de plagioclase et d'andalousite. La fibrolite forme souvent des agglomérats syn-S₂; ceux-ci montrent parfois sur leurs bords quelques fibres de sillimanite qui les recoupent et qui pénètrent dans les grains de quartz et de plagioclase adjacents. Il s'agit de la fibrolite de type disharmonique (Vernon et Flood, 1977; Vernon, 1987). Cette génération de fibrolite post-S₂ est très probablement métastable; elle s'est probablement développée dans le champ de stabilité de l'andalousite.

La sillimanite syn-S₂, accompagnée de la biotite, se forme le plus souvent au détriment du grenat et de la staurotide (Figs. C.IV-15C, 17A et D). Elle se forme également par transformation polymorphique du disthène.

Les relations entre l'andalousite et la fibrolite sont parfois difficiles à interpréter lorsque ces deux phases sont en contact. Cette relation peut être interprétée en termes d'une transformation polymorphique de l'andalousite en sillimanite.

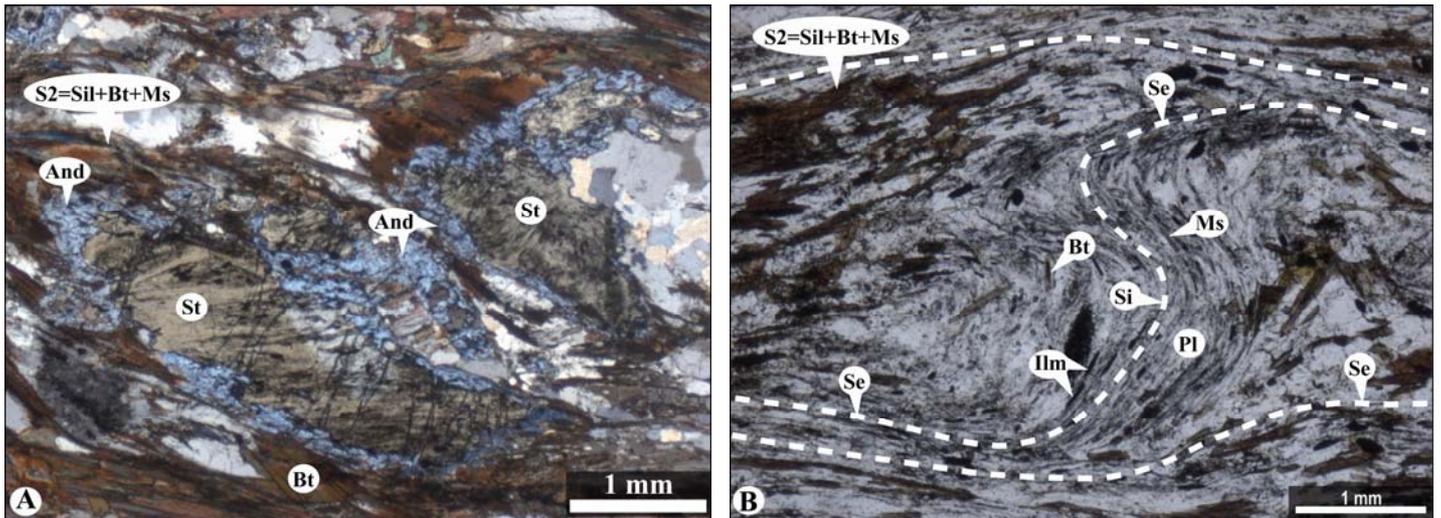


Fig. C.IV-16 : *Métapélites de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène. A) Porphyroblaste de staurotide très riche en graphite, se transformant en andalousite tardive. B) Porphyroblaste de plagioclase syn-S₂, très riches en graphite, incluant de nombreux cristaux d'ilménite, de biotite et de muscovite.*

Plagioclase

Les micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène sont relativement riches en plagioclase de différentes tailles dont le type porphyroblastique peut atteindre une taille moyenne de l'ordre de 1-2 mm. Les porphyroblastes de plagioclase sont très riches en inclusions de nature variée; ils englobent pratiquement toutes les phases de la matrice (biotite, muscovite, quartz, graphite, ilménite, rutile, sillimanite, grenat, disthène et staurotide) à l'exception de l'andalousite (Figs. C.IV-15A, 16B et 17C). Les inclusions de micas, graphite, sillimanite et disthène sont orientées. Plusieurs types de plagioclase porphyroblastique sont distingués: **(a)** des plagioclases dont les macles polysynthétiques sont localisés uniquement sur les bords externes; **(b)** des plagioclases non maclés; **(c)** des plagioclases dont le cœur montre des textures d'intercroissance avec le quartz; **(d)** des plagioclases montrant des macles

réparties sous forme de « patches ». Le plagioclase montre plusieurs générations: des générations anté, syn et tardi-S₂.

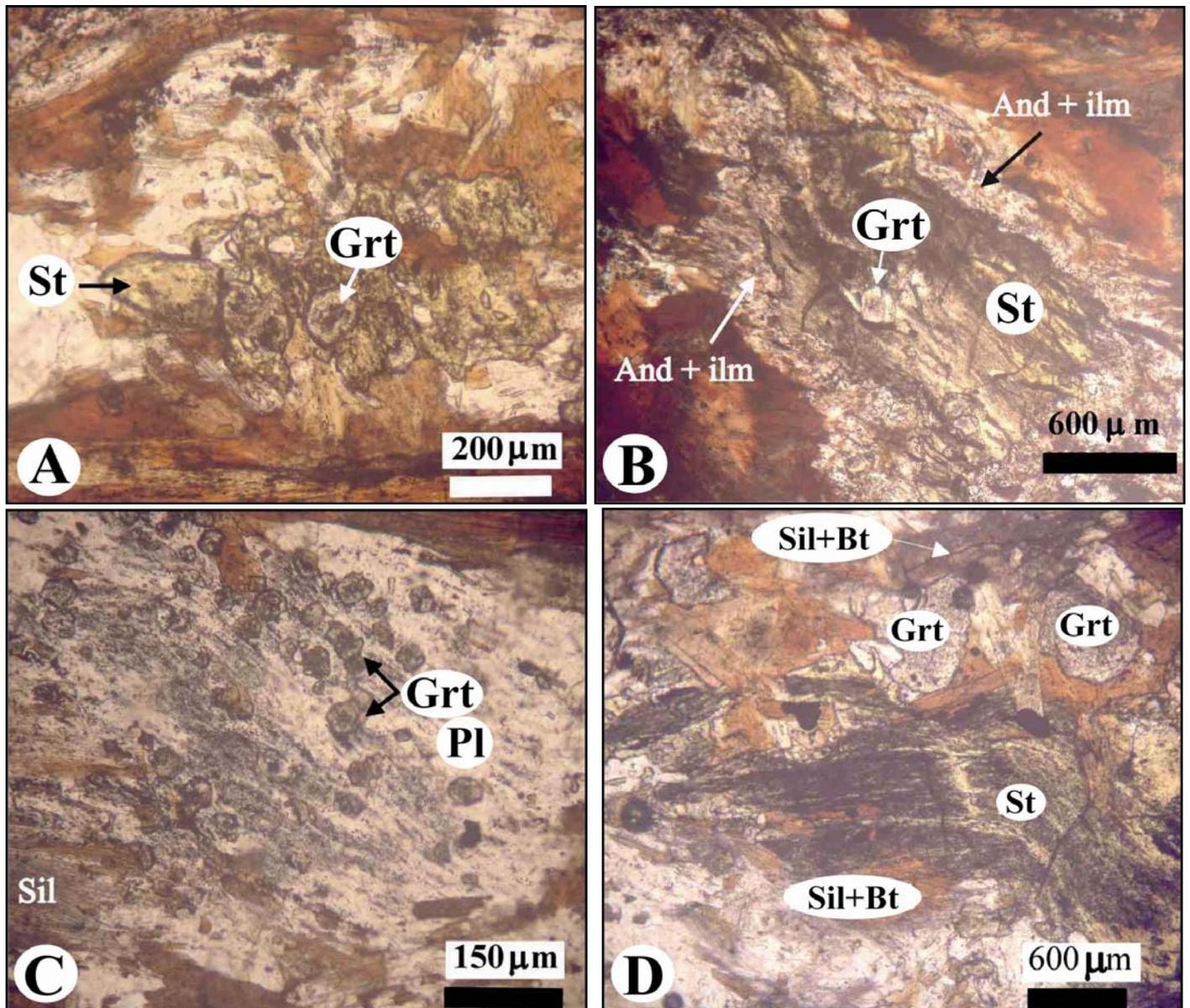


Fig. C.IV-17 : Métapelites de la zone à grenat-biotite-staurotite±disthène. **A)** Grenats des micaschistes de la zone à sillimanite englobés sous forme d'inclusions par la staurotite porphyroblastique. Les bords de cette staurotite sont rétrogradés en biotite et sillimanite. **B)** Staurotite incluant un grenat de petite taille, et dont les bords externes sont transformés en andalousite+ biotite+ilménite. **C)** Porphyroblaste de plagioclase syn-S₂, très riches en graphite, incluant de nombreux cristaux de grenat de petite taille et de la sillimanite qui est localisée sur les bords externes du porphyroblaste. **D)** Transformation de la staurotite et du grenat en biotite et sillimanite syn-S₂.

Le plagioclase anté-S₂, moulé par les plans S₂, englobe une schistosité interne courbe et discontinue avec la matrice. Le silicate d'alumine rencontré comme inclusion dans cette génération est le disthène.

Schistosité Phase minérale	Schistosité	
	S1	S2
Muscovite	—————	
Biotite	—————	
Grenat	—————	
Staurotide	—————	
Disthène	—————	— — —
Sillimanite		— — — — —
Andalousite		— — — — —
Quartz	—————	
Plagioclase		— — —
Ilménite	—————	
Graphite	—————	

Fig. C.IV-18 : Relations métamorphisme-déformation des micaschistes de la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène.

Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux quatre zones métamorphiques des micaschistes

Cette partie est réservée à la description de certaines phases minérales dont les caractéristiques pétrographiques sont peu variables à travers les zones métamorphiques ou tout simplement que nous avons voulu regrouper dans ce paragraphe afin d'éviter les descriptions itératives. Il s'agit de l'andalousite, de la cordiérite, du quartz, de l'apatite, de l'ilménite et du rutile.

Andalousite

L'andalousite est incolore à légèrement rosâtre. Ses cristaux sont généralement de grande taille (taille parfois centimétrique), auto à sub-automorphes, fossilisant des inclusions de graphite, quartz, muscovite, biotite, ilménite, grenat, disthène, sillimanite et staurotide. Parmi ces inclusions, la biotite, l'ilménite et le graphite sont relativement abondants, et lorsqu'ils sont fins, ils donnent souvent un aspect trouble à l'andalousite hôte. L'andalousite cristallise également sous forme de plages donnant l'impression d'envahir les espaces intercrystallins. Trois générations d'andalousite sont distinguées: des andalousites syn, tardi et post-S₂.

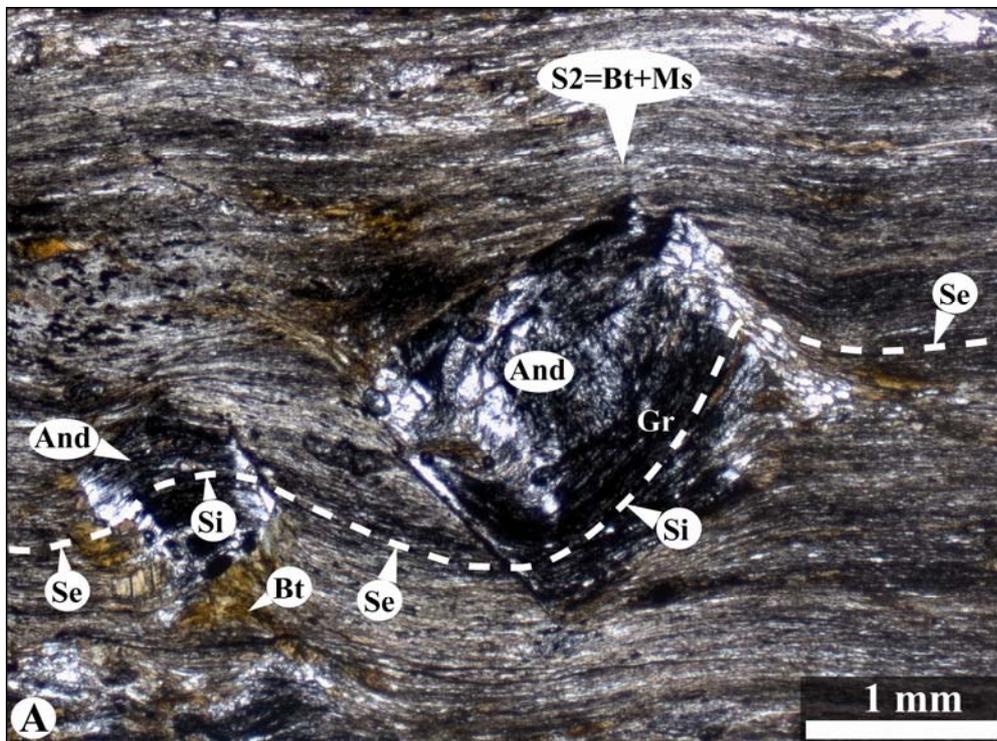


Fig. C.IV-19 : Métapélites de la zone à grenat-biotite. A) Porphyroblaste d'andalousites syn-S₂ très riches en graphite, moulé par les plans Se, Si est courbe et continue avec les plans Se.

L'andalousite tardi-S₂ est moulée par les plans S₂ tout en englobant les fabriques planaires de la matrice qui n'y subissent pas de rotation. La génération post-S₂ est la plus abondante avec des cristaux allongés franchement discordants sur la foliation de la matrice.

Les micaschistes à grenat-biotite montrent des andalousites ayant une Si courbe à sigmoïdale et continue avec les plans Se. Ces andalousites, sont interprétées comme des phases syn-S₂ (Fig. C.IV-19A).

La croissance de l'andalousite, bien qu'elle soit tardi à post-S₂; coïncide donc en partie avec celle :

- des grenats post-D₂ de petite taille de la zone à grenat-biotite-staurotidedisthène et celle à grenat-biotite-staurotide±disthène;
- de la staurotite post-D₂ de la zone grenat-biotite-staurotite;
- de la staurotite tardi -D₂ de l'ensemble des zones métamorphiques;
- du grenat tardi-D₂.

Cependant, il paraît que la cristallisation de l'andalousite est globalement tardive par rapport à celle des phases définissant l'assemblage principal des trois zones métamorphiques (MS2, MS3 et MS4), notamment le grenat et la staurotite ; ceci est attesté par:

- La présence de ces deux dernières phases comme inclusions dans l'andalousite ou comme des phases réactantes ayant donné lieu à ce silicate d'alumine (Figs. C.IV-16A, 17B et D). Ces inclusions, bien qu'étant parfois tardi-S₂, sont englobées par l'andalousite tardi et post-S₂. D'ailleurs, il est à noter que les générations post-D₂ du grenat et de la staurotite sont relativement rares.

- L'implication du grenat, de la staurotite et du disthène dans les réactions décrites plus haut qui produisent l'andalousite.

Quartz

Le quartz de même que les petits blastes de plagioclase se présente en amandes étirées parallèlement à la foliation principale. Dans les domaines relativement compétents tels que les domaines Q (quartzo feldspathique) et les ombres de pression des différents minéraux porphyroblastiques, il recrystallise en montrant des points triples à 120°. Une autre génération de quartz relativement précoce est localement rencontrée dans les microcharnières des plis P₂; on la retrouve également sous forme d'inclusions minérales dans les porphyroblastes anté-S₂.

Cordiérite

Sa présence n'est soupçonnée que grâce à la présence de quelques tâches et nodules jaunâtres de rétrogression typique en muscovite et quartz. La cordiérite fraîche n'a jamais été observée. Un échantillonnage supplémentaire est nécessaire pour confirmer la présence de la cordiérite dans les micaschistes.

Apatite

Sa présence n'est pas systématique. Elle se présente en alignements de gros grains sub-automorphes arrondis. On la rencontre également comme inclusions à l'intérieur des porphyroblastes de grenats et de plagioclases.

Rutile

Le rutile se présente généralement sous forme de petits grains xénomorphes de couleur brun-rouge. Il est le plus souvent présent sous forme d'inclusions dans les porphyroblastes de grenat, staurotide, plagioclase et disthène anté à syn-S₂. Son occurrence dans la matrice est relativement rare. Il y est le plus souvent transformé en ilménite.

Ilménite

L'ilménite est la phase titano-ferreuse la plus abondante. On la trouve aussi bien dans la matrice que comme inclusions dans toutes les générations des différentes espèces porphyroblastiques déjà décrites. Elle souligne la schistosité S₁, la foliation régionale S₂ et les plans de schistosité de fracture S₃. Elle dérive des transformations du rutile et se développe également avec l'andalousite et la biotite au détriment de la staurotide.

Graphite

Il est très abondant dans les micaschistes où il est disséminé en fins cristaux xénomorphes soulignant les plans S₁ et plus généralement la foliation S₂.

I.5) Zone à grenat-biotite±disthène (G)

Introduction

L'unité de Filali est séparée de celle des granulites par l'intermédiaire d'une faille normale ductile (voir chapitre III). Cette dernière limite les formations appartenant au faciès amphibolites et celles appartenant au faciès granulites. Le gneiss migmatitique constitue la base de la série gneissique. Seul le faciès des gneiss qui sont constitués d'une alternance de lits quartzo feldspathiques et de lits sombres riches en biotite et sillimanite, a fait l'objet d'une étude pétrographique car ce genre de roche domine dans la série gneissique.

La série gneissique est constituée de plusieurs variétés de gneiss qui diffèrent essentiellement par la structure. Ainsi, sur le terrain on observe des gneiss à grains fins et à rubanement quartzo feldspathique. Ce faciès est facilement identifiable macroscopiquement. Il s'agit d'une roche à grain fin, grise, dans laquelle on note de nombreuses petites paillettes de biotite et parfois des aiguilles de sillimanite. Le gneiss de ce faciès est toujours intensément déformé, avec une foliation marquée et une linéation d'étirement définie par l'alignement des baguettes de sillimanite et des cristaux de biotite; les biotites sont assez bien organisées en lits séparés par des niveaux quartzo-feldspathiques. Des veines leucocrates plissées y sont parfois identifiables (Fig. C.IV-20B).

Un autre faciès gneissique hétérogène et grossier de couleur gris foncé apparaît également dans cette série gneissique. Ce faciès montre des niveaux sombres micacés qui alternent avec des niveaux clairs quartzo-feldspathiques. Enfin, on remarque un faciès gneissique avec des yeux clairs « gneiss ocellés ». Dans cette roche les biotites sont réparties parmi les quartzs et les feldspaths sans être, le plus souvent, organisés en lits; seuls ceux qui bordent les yeux quartzo-feldspathiques sont disposés en lits. Les bandes de cisaillement S/C et les veines de quartz sigmoïdes indiquent des sens de cisaillement vers le NW (Fig. C.IV-20A).

Cette zone métamorphique se caractérise par rapport à la précédente par: **(1)** l'apparition du feldspath potassique; **(2)** la disparition définitive de la staurotide; **(3)** l'absence de l'andalousite. La foliation dans les gneiss est dessinée par l'alignement des cristaux de biotites et sillimanites, indiquant des paragenèses syn-cinématiques. L'assemblage minéral principal comporte: biotite + sillimanite + plagioclase + feldspath potassique + quartz + graphite + ilménite ± grenat ± disthène ± muscovite ± rutile ± tourmaline ± zircon ± apatite; la muscovite étant une phase tardive.

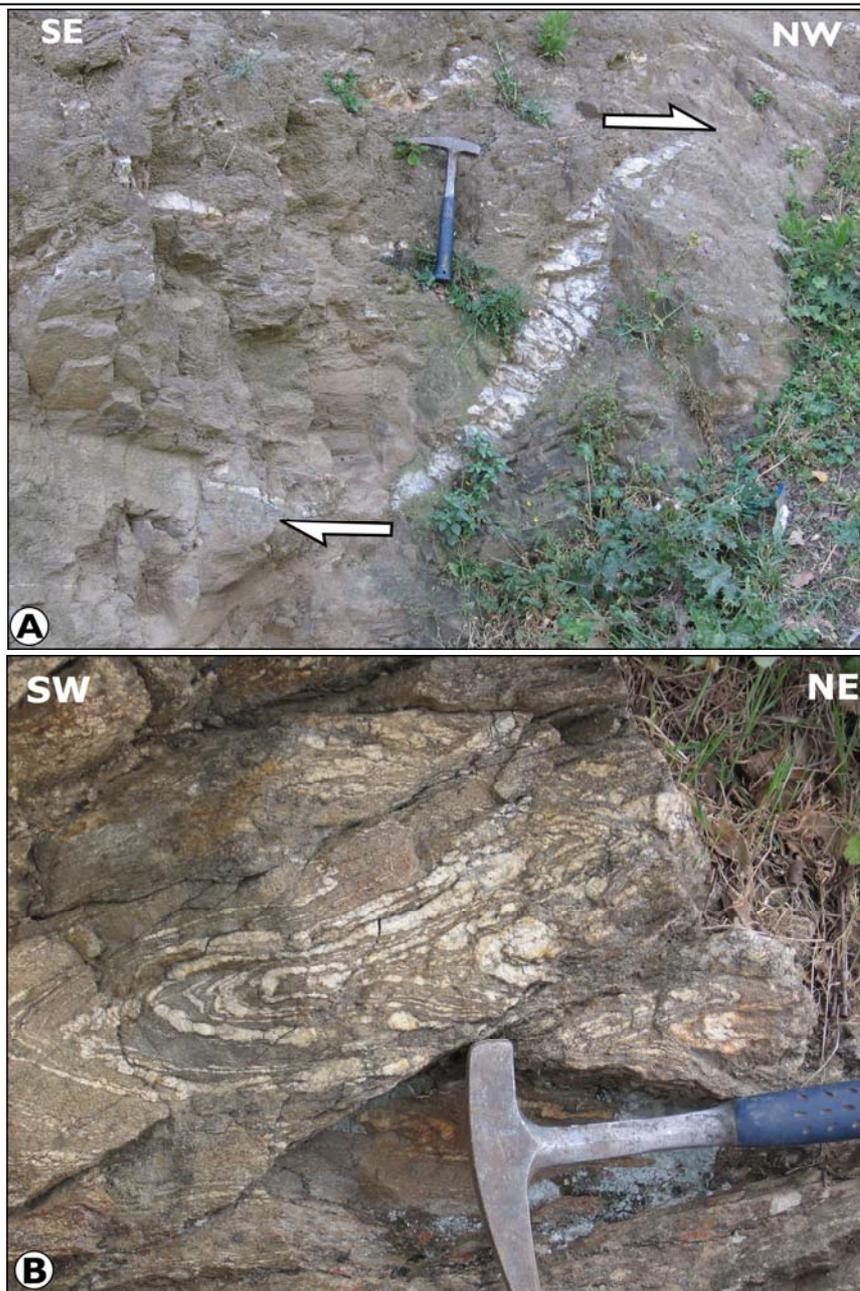


Fig. C.IV-20 : Gneiss de l'unité de Filali. A) Veine de quartz intercalée dans un gneiss à grains fins, cette veine indique un sens de cisaillement vers le NW. B) Plis P2 subisoclinaux centimétriques (la vallée de l'Oued Amter).

Biotite

Les mêmes générations de biotite signalées dans la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène des micaschistes se retrouvent dans la zone gneissique où sa quantité

modale et sa taille (1 mm de longueur) ont significativement augmenté. Les inclusions de la biotite sont essentiellement constituées par du graphite, de l'ilménite et parfois du quartz. On la retrouve à son tour comme inclusion dans les porphyroblastes anté et syn-S₂ du plagioclase (Fig. C.IV-21B). Il faut signaler que la génération post-S₂ de la biotite est très abondante dans cette zone métamorphique. La biotite se trouve souvent en association avec la sillimanite avec laquelle elle dessine la foliation principale S₂ de la roche.

Grenat

Le grenat a une répartition irrégulière, il peut être absent à certains endroits; il se présente sous deux formes de tailles différentes (Fig. C.IV-21A):

- Un grenat porphyroblastique xénomorphe, de grande taille, écrasé, très déformé et renferme des inclusions de graphite, d'ilménite, de biotite et rarement de quartz. La sillimanite forme occasionnellement avec la biotite, le quartz et l'ilménite une couronne plus ou moins régulière autour du grenat et ce, tout en soulignant la foliation S₂.

- Un grenat de petite taille très riche en graphite. On le trouve dans la matrice et en inclusion dans les porphyroblastes de plagioclase (Fig. C.IV-21A et B).

Plagioclase

Il apparaît sous forme des cristaux xénomorphes ayant une taille moyenne de 0,5 mm. Il englobe parfois comme inclusions le quartz, l'ilménite, la muscovite, la biotite, le graphite, la tourmaline, le disthène, la sillimanite, le grenat et l'apatite. Le plagioclase présente parfois des structures antiperthitiques et le plus souvent des macles polysynthétiques. La relation entre la schistosité interne et externe permet de distinguer des plagioclases anté et syn-S₂ (Fig. C.IV-21D).

Feldspath potassique

Le feldspath potassique est très abondant, il se présente sous forme de gros cristaux non perthitiques orientés parallèlement à la foliation principale S₂, ou en gouttelettes à l'intérieur du plagioclase (antiperthite).

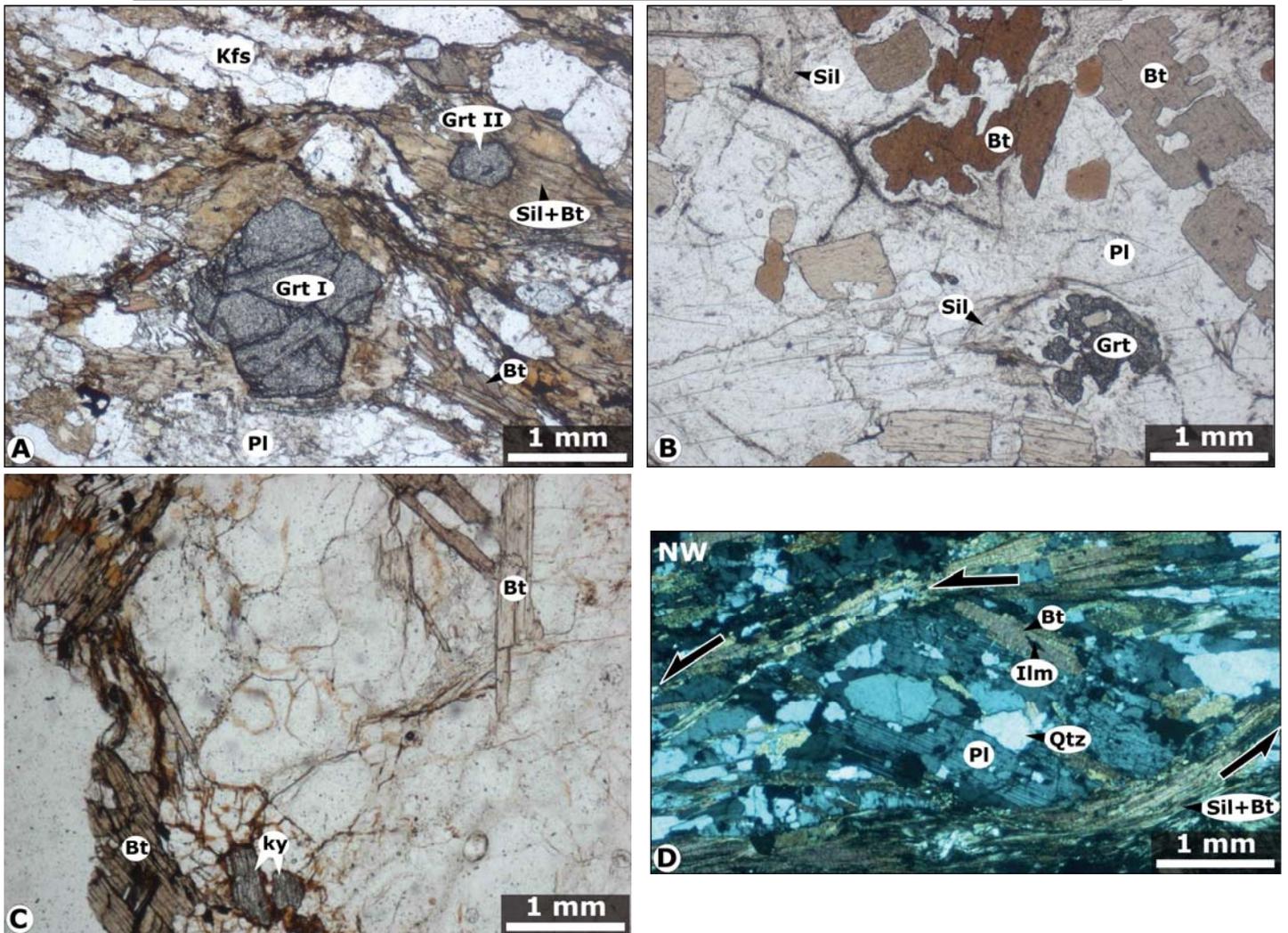


Fig. C.IV-21 : Gneiss de l'unité de Filali. *A) Deux générations de grenat. B) Porphyroblaste de plagioclase renfermant de nombreux cristaux de biotite de grande taille, de grenat et de sillimanite localisée sur les bords externes du porphyroblaste. C) Disthène anté-S₂. D) plagioclase anté-S₂ moulé par les plans S₂, S₁ droite à sigmoïdale et discontinue avec les plans S₂. Les structures S-C' indiquant un cisaillement vers le NW.*

Disthène

Il est très rare dans cette zone gneissique, il apparaît le plus souvent sous forme des petits fragments reliques à l'intérieur des porphyroblastes du plagioclase syn-S₂. On le retrouve parfois dans la matrice (Fig. C.IV-21C) sous forme de prismes surchargés d'ilménite, de graphite, de quartz et de biotite, allongés ayant une longueur considérable.

Sillimanite

La fibrolite est le plus souvent associée à la biotite avec laquelle elle souligne la foliation principale S_2 comme dans les zones précédentes.

I.6) Zone à grenat-biotite-disthène (MG)

Les gneiss migmatitiques affleurent à la base des gneiss, non loin du contact avec les granulites. Ils sont séparés de l'unité granulitique sous-jacente par une faille normale. Ces migmatites présentent quelques intercalations de lentilles d'aprites à grenat déformées (Figs. C.IV-22A et B), de pyroxénites et des granulites de haute pression (Kornprobst, 1974; El Maz, 1989; El Maz et Guiraud, 2001). Une structure rubanée est caractérisée par l'alternance de bandes de leucosomes et de mélanosomes. Ces bandes sont plus ou moins prononcées et définissent la foliation principale des gneiss migmatitiques. La proportion de leucosome et de mélanosome est très variable, même à l'échelle d'un affleurement. Dans certaines roches, le leucosome domine le mélanosome et forme des rubans larges de taille centimétrique. Dans d'autres roches, le mélanosome et le leucosome ont les mêmes proportions, formant des bandes de taille millimétrique à centimétrique. En effet, le mésosome est souvent très rare, indiquant généralement un taux de fusion élevé et une nature très évoluée de ces gneiss migmatitiques. Les leucosomes contiennent généralement du plagioclase, du feldspath potassique, du quartz et localement du grenat, de la biotite, de la fibrolite, de la cordiérite et de l'andalousite. La taille des grains de quartz et feldspath potassique est supérieure à celle des autres minéraux, elle est de l'ordre de un à plusieurs millimètres. Les mélanosomes sont constitués exclusivement de biotite et de fibrolite aux quelles peuvent s'ajouter la cordiérite, le grenat, le plagioclase et/ou le quartz. Leurs cristaux sont généralement plus petits que ceux des leucosomes. La texture migmatitique correspond aux veines et aux ségrégations felsiques qui sont parallèles à la foliation régionale S_2 . Ces lits sont parcourus des veines de quartz et de pegmatites à tourmaline (Fig. C.IV-22C).

Les gneiss migmatitiques montrent trois assemblages métamorphiques. L'assemblage 1 (anté- S_2) comprend: grenat \pm disthène + biotite + plagioclase \pm rutile + ilménite + quartz + graphie. L'assemblage 2 s'est formé pendant le développement de la schistosité principale S_2 , il s'agit de la biotite, le plagioclase, le feldspath potassique l'ilménite, le quartz, (la cordiérite ?) et la sillimanite. L'assemblage 3 tardif (post- S_2) est marqué par l'assemblage biotite + muscovite + plagioclase + (cordiérite ?) + ilménite + quartz + feldspath potassique + andalousite. Les minéraux accessoires sont: apatite, monazite, zircon. La chronologie relative

de croissance des phases des différents assemblages de cette zone métamorphique est reportée dans le tableau de la figure C.IV-24.

Grenat

Localement, une discontinuité entre le cœur et la bordure est observée, suggérant que les deux représentent des générations différentes de grenat (Fig. C.IV-23A).

Le premier type de grenat (Grt I) est relativement rare, les porphyroblastes xénomorphes du grenat (jusqu'à 5 mm de diamètre) sont optiquement zonés et contiennent des inclusions de petite taille (< 0,2 mm) d'apatite, graphite, biotite, plagioclase, rutile, ilménite et quartz. Ces inclusions sont concentrées à l'interface entre le cœur de grande taille (environ 80% du diamètre) et les bordures des cristaux. Dans le cœur du grenat, les inclusions définissent localement une foliation interne (interprétée comme des traces de S₁) qui est souvent discontinue, rarement continue, avec la foliation de la matrice, suggérant une croissance pré à syn-S₂. Les bords du grenat sont généralement riches en inclusions (biotite, plagioclase) qui sont orientées parallèlement avec la foliation principale (Fig. C.IV-23A). Les bords du grenat sont en équilibre textural avec les minéraux de la matrice. Cette génération de grenats (Grt I) montre des bords résorbés par la biotite, le feldspath potassique et des agrégats de sillimanite orientés.

Dans le second type (Grt II), de nombreux petits grenats (0,05 - 0,1mm) se trouvent dans la matrice. Ces grenats sont de petite taille (< à 1,5 mm de diamètre) et contiennent des inclusions de biotite, d'ilménite et de quartz. Ils montrent des bords résorbés par des agrégats de la sillimanite et de la cordiérite orientées parallèlement à la foliation principale S₂ (Fig. C.IV-23B). Ces grenats représentent une deuxième génération (Grt II).

Biotite

Ce minéral est très abondant, il apparaît sous deux formes: Des porphyroblastes sub-automorphes ont une taille moyenne de 0,8 – 1,5 mm et des blastes automorphes ayant une taille moyenne de 0,5 mm. Dans les domaines pélitiques du gneiss, les porphyroblastes de la biotite sont orientés parallèlement à la foliation S₂, et étroitement lié à la fibrolite (Fig. C.IV-23C). Dans les domaines de leucosome, les porphyroblastes de la biotite ont un clivage parallèle à l'orientation des inclusions d'oxydes Fe-Ti. Les blastes sont le plus souvent discordants sur la foliation S₂.

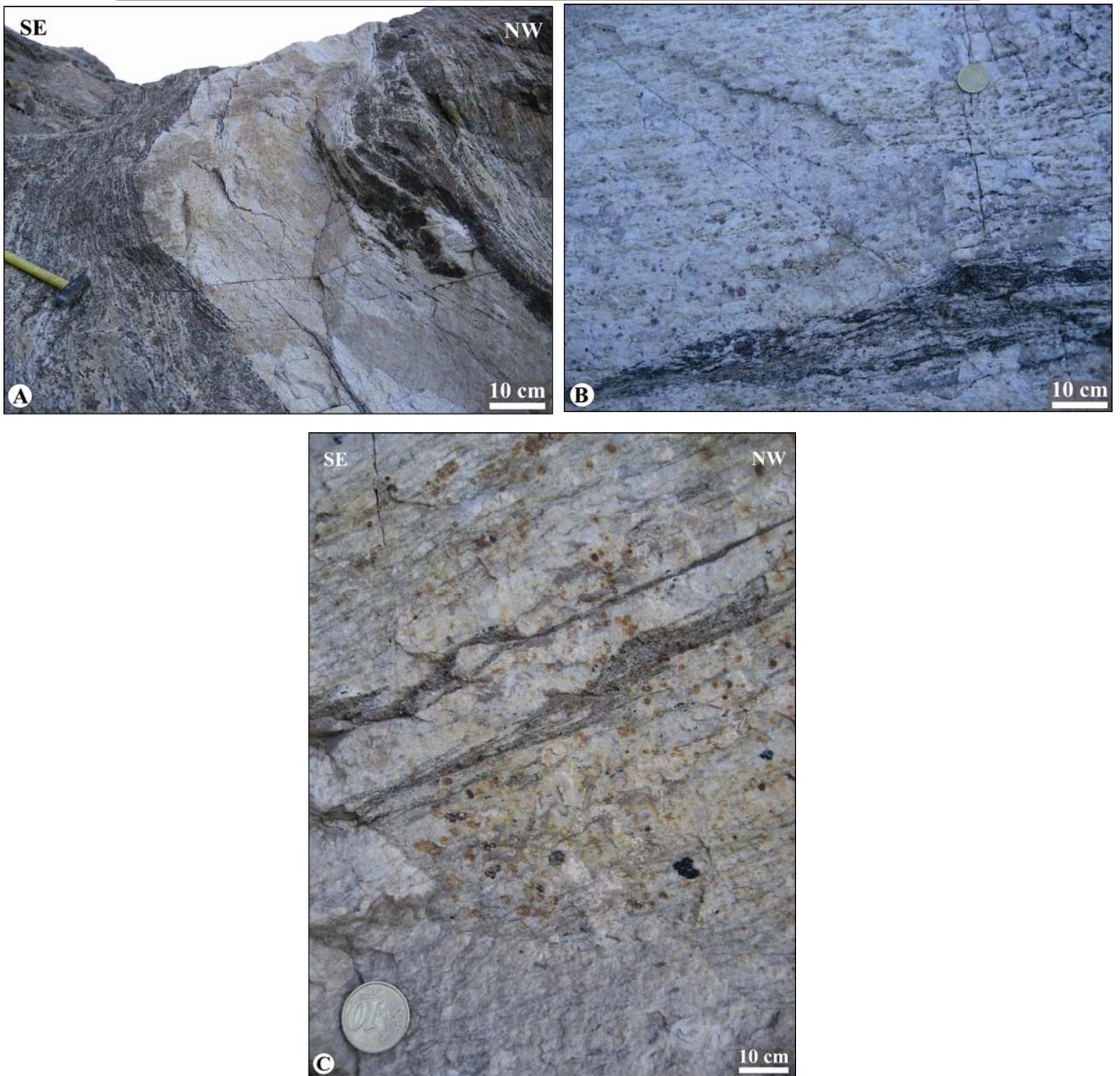


Fig. C.IV-22 : **A)** Filons aplitiques dans des gneiss migmatitiques. Photographie réalisée sur la route entre Filali et Bou Ahmed. **B)** Filon de leptynite: aplitite déformée à grenat de taille millimétrique à centimétrique, orienté parallèlement à la foliation principale des gneiss migmatitiques. **C)** Intercalation de gneiss migmatitique très finement lité et très déformé dans des gros filons de granite à tourmaline et grenat.

Sillimanite

La sillimanite est présentée dans le gneiss migmatitiques par la variété de la fibrolite. Elle est très abondante, elle forme souvent des agglomérats orientés et parfois des textures d'intercroissance avec la biotite (Fig. C.IV-23C). On la retrouve également en inclusions dans les porphyroblastes du feldspath potassique et cordiérite. Dans les veines de leucosome quelques aiguilles de fibrolite sont aussi présents, ils recoupent et pénètrent dans les cristaux du feldspath potassique et plagioclase sans aucune orientation préférentielle.

Cordiérite

La cordiérite est plus abondante dans les leucosomes où elle apparaît sous forme des porphyroblastes pouvant atteindre jusqu'à 2 cm de longueur. Ces porphyroblastes sont le plus souvent sécants sur la foliation principale S_2 . Les porphyroblastes de cordiérite renferment des inclusions de feldspath potassique, biotite, ilménite, sillimanite et quartz. Ces inclusions, parallèles à légèrement oblique à la foliation principale S_2 , suggèrent une croissance syn à tardi- S_2 . Parfois, la présence de la cordiérite n'est soupçonnée que grâce à la présence de quelques tâches et nodules jaunâtres de rétrogression typique des cordiérites en muscovite et quartz.

Feldspath potassique

Le feldspath potassique est très abondant dans les migmatites. Il se présente le plus souvent sous forme des porphyroblastes orientés parallèlement à la foliation principale S_2 (Fig. C.IV-23C). Ces porphyroblastes englobent des inclusions de biotite, graphite, ilménite, grenat et apatite. Parfois, il apparaît sous forme de gros yeux dans la matrice. Dans certains cas, le feldspath potassique développe des myrméckites. Le feldspath potassique apparaît aussi sous forme de phénocristaux sub-automorphes très riches en inclusions qui se concentrent généralement au cœur des minéraux.

Plagioclase

Le plagioclase est peu abondant, il apparaît le plus souvent sous forme des petits blastes maclés. Ces blastes se présentent en amandes étirées parallèlement à la foliation S_2 . On le retrouve également sous forme d'inclusions minérales dans les porphyroblastes de feldspath potassique et de grenat. Certains porphyroblastes de plagioclase contiennent des inclusions de

disthène, biotite, quartz, rutile et ilménite. Ces inclusions sont légèrement obliques et continues, parfois discontinues, avec la foliation principale S_2 , suggérant une croissance pré à syn- S_2 .

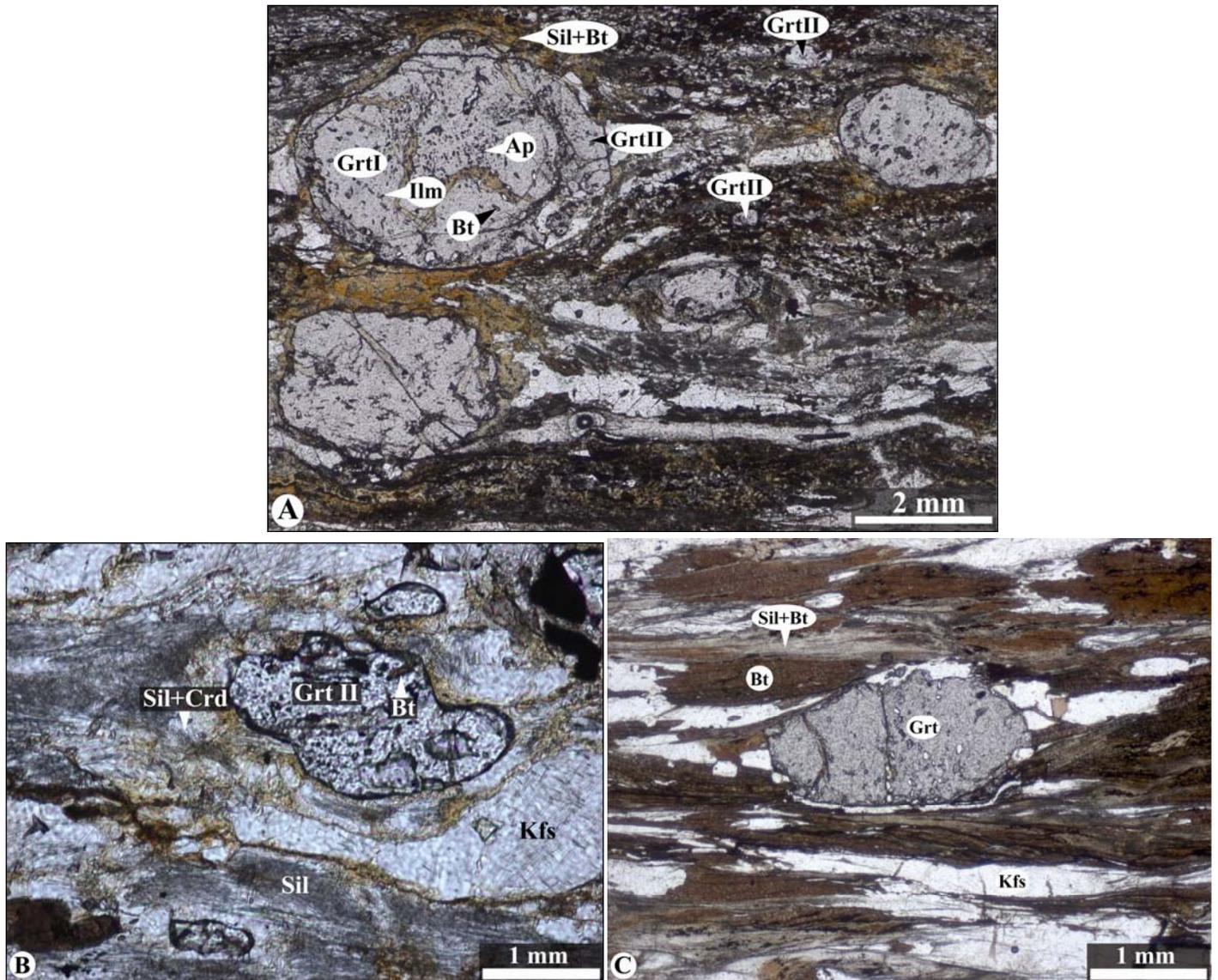


Fig. C.IV-23 : Gneiss migmatitiques. *A) Deux générations de grenat (GrtI et GrtII) ont suggéré par la distribution bimodale de la taille de grains. B) Transformation de grenat de la deuxième génération (GrtII) en cordiérite et sillimanite. C) Porphyroblaste de grenat dans une foliation à biotite-sillimanite.*

Andalousite

L'andalousite apparaît sous une forme ellipsoïdale parallèle à légèrement discordante par rapport à la foliation principale S_2 . Quelques porphyroblastes d'andalousite englobent des inclusions de biotite et des aiguilles de sillimanite orientées parallèlement à la foliation S_2 . Ces caractéristiques microstructurales indiquent que ces cristaux d'andalousite ont une croissance tardi à post- S_2 .

Etude pétrographique et microstructurale de quelques phases minérales communes aux gneiss et gneiss migmatitiques

Muscovite

La muscovite se présente sous forme de lamelles arrangées obliquement à la foliation principale S_2 . Elle se développe également au détriment de l'andalousite, feldspath potassique, plagioclase et cordiérite.

Quartz

Le quartz est très abondant; il se présente sous forme des petits blastes étirés parallèlement à la foliation gneissique. Parfois, le quartz recristallise tout en montrant des joints irréguliers (migration des joints). On observe également que les joints de sous grains du quartz sont écheguiés.

Zircon

Le zircon est peu abondant. Il apparaît le plus souvent sous forme de petits cristaux sphériques dispersés dans la matrice. On le retrouve également comme inclusions dans les porphyroblastes de grenat, plagioclase, disthène et biotite. Parfois, le zircon apparaît sous forme de cristaux sub-automorphes allongés d'une taille de 0,2 mm de longueur.

Tourmaline

La tourmaline, de couleur bleutée, est très abondante. Elle se présente sous forme de gros cristaux xénomorphes pouvant atteindre une taille de 4 mm. Ces cristaux sont parfois boudinés dans le plan de foliation principale. Elle est le plus souvent très riche en graphite et ilménite qui se concentrent généralement au centre des minéraux. On la rencontre parfois à

l'intérieur du plagioclase. La tourmaline se présente, dans certaines roches, sous forme de blastes sécants sur la foliation principale.

Oxydes Fe-Ti

Le graphite est l'opaque le plus représenté dans ces roches. Le rutile est moins abondant. Il apparaît le plus souvent sous forme de petits cristaux xénomorphes à l'intérieur des porphyroblastes de grenat. L'ilménite est assez abondante, elle se présente généralement sous forme des porphyroblastes qui pénètrent dans les agrégats de sillimanite et de biotite. On la retrouve également en inclusions dans les porphyroblastes de grenat, de feldspath potassique et de biotite.

Schistosité		
Phase minérale	S1	S2
Muscovite		- - -
Biotite	—————	
Grenat	—————	
Disthène	—————	
Sillimanite	————— - - - ?	
Andalousite		- - - - -
Cordiérite		- - - - -
Plagioclase	————— - - -	
Feldspath potassique	—————	
Liquide	—————	
Quartz	—————	
Rutile	—————	
Ilménite	—————	
Graphite	—————	

Fig. C.IV-24 : Relations métamorphisme-déformation des gneiss migmatitiques.

En résumé, nous déduisons que le gneiss migmatitique avait un assemblage qui est composé par grenat, disthène, biotite, plagioclase, muscovite, quartz, rutile et ilménite pendant le développement de la schistosité S1. Un assemblage contenant une deuxième

génération de grenat qui est en équilibre avec sillimanite, biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, ilménite et probablement cordiérite a été cristallisé pendant le développement de la foliation principale S₂.

II. Relation entre stades métamorphiques et stades de déformation

Considérées dans leur ensemble, les métapélites de l'unité de Filali présentent les indices d'une évolution métamorphique polyphasée. Depuis la zone à grenat-biotite des micaschistes jusqu'à la zone à grenat-biotite-disthène des gneiss migmatitiques, on observe des reliques des minéraux d'un stade métamorphique ancien préservées au sein des porphyroblastes d'une part, et, d'autre part, des minéraux moulés par la fabrique métamorphique principale des roches et renfermant parfois une schistosité interne courbe à sigmoïde qui est discontinue avec la schistosité externe. Ces minéraux correspondent à un stade métamorphique M1. Ces reliques d'un stade métamorphique ancien n'apparaissent pas dans toutes les lames étudiées du fait de la forte transposition correspondant au développement de la fabrique planaire principale S₂ des roches de l'unité de Filali. Dans la zone à grenat-biotite des micaschistes la foliation S₁ est marquée par un assemblage à grenat + biotite + muscovite + plagioclase + quartz + ilménite. Dans la zone à grenat-biotite-staurotide, l'assemblage associé à M1 est composé de grenat + staurotide + biotite + muscovite + plagioclase + quartz + ilménite. Dans la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène et la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène cette foliation S₁ est marquée par un assemblage à grenat + staurotide + disthène + biotite + muscovite + plagioclase + quartz + rutile + ilménite. Dans la zone à grenat-biotite-disthène du gneiss et des gneiss migmatitiques, la foliation S₁ est constituée par un assemblage à grenat + disthène + biotite + plagioclase + quartz + ilménite + rutile.

Nous interprétons cette différence de paragenèse d'une zone métamorphique à l'autre comme le résultat d'un gradient métamorphique marqué par une augmentation du degré métamorphique depuis le sommet vers la base de l'unité (vers les péridotites de Béni Bousera). Cette évolution a été également suggérée par les observations de [Kornprobst \(1974\)](#), [El Maz \(1989\)](#), [El Maz et Guiraud. \(2001\)](#) et [Negro et al. \(2006\)](#). Nous proposons que cette zonation métamorphique traduirait un gradient crustal plus ou moins normal de l'unité de Filali sur les péridotites de Béni Bousera. La géométrie actuelle implique que le contact tectonique qui sépare ces deux unités est une faille normale qui abaisse les métapélites de Filali par rapport aux granulites et péridotites sous-jacentes ([El Maz et Guiraud, 2001](#)). Il faut toutefois considérer le fait que la géométrie actuelle est le résultat de la déformation D₂, qui a complètement effacé les marqueurs de l'épisode de déformation D₁. L'épisode métamorphique M1 qui affecte donc essentiellement l'unité de Filali serait associé à un

métamorphisme prograde. Dans les roches de l'unité de Filali, cet épisode est associé à la foliation S_1 . D'après nos observations microstructurales, cette foliation est probablement contemporaine de l'épisode d'épaississement crustal D1, engendré par la tectonique compressive, correspondant à l'empilement tectonique des nappes dû à la collision continentale, probablement varisque, entraînant le métamorphisme de MP-MHT dans les métapélites de l'unité de Filali.

Le gneiss présente une foliation principale migmatitique qui est composée de grenat (petite taille), sillimanite (fibrolite), biotite, K-feldspath, plagioclase, quartz, ilménite et probablement cordiérite. Dans les micaschistes, la foliation principale contient des assemblages syntectoniques composés de sillimanite (fibrolite) + biotite + muscovite à la base et andalousite + biotite + muscovite au sommet de l'unité. Ces assemblages correspondent à un stade métamorphique M2 et ils sont développés sous des conditions de HT-BP. Les données géochronologiques disponibles de la littérature montrent que les âges de clôture (refroidissement) dans l'unité de Filali sont autour de 20-25 Ma (Ar-Ar sur biotite et muscovite, [Montigny in Michard et al., 2006](#)).

L'ensemble de la pile tectonique du massif de Béni Bousera, une fois formée, est affecté par l'épisode métamorphique M2 de type HT-BP qui suggère un amincissement crustal (tectonique extensive post-orogénique et exhumation des unités métamorphiques) dû à l'étirement de la croûte dans un contexte d'extension post-orogénique pendant Oligo-Miocène que nous associons à l'épisode de déformation D2. Il est marqué par le développement de structures de cisaillement à toutes les échelles. Dans l'unité de Filali, M2 est visible dans la majorité des roches étudiées et il est marqué par des plans de cisaillement associés à la cristallisation de biotite et de sillimanite. Cette déformation s'accompagne également du développement de la linéation minérale marquée par l'orientation préférentielle des minéraux dans le plan de foliation telles que des paillettes de biotite et des aiguilles de sillimanite ou bien par l'alignement de zones abritées entourant des porphyroblastes de grenat et/ou finalement par la linéation de crénelation parallèle aux axes de plis P2 et marquée par microplissement de la foliation. Les microstructures de D2 observées dans les lames minces et sur le terrain de l'unité de Filali, les bandes de cisaillement, la linéation d'étirement minérale, et les veines de quartz, sont cohérentes avec les structures mésoscopiques observées dans les granulites et les péridotites de Béni Bousera ([voir chapitre II](#)). Tous ces indices structuraux indiquent globalement un étirement d'orientation NW-SE à N-S associé à des sens de cisaillement vers le Nord-Ouest (NW) et le Nord (N), respectivement.

III. Caractérisation chimique des minéraux

L'étude pétrographique a permis de dresser un inventaire des paragenèses des métapelites de l'unité de Filali, et de reconstituer les étapes de son évolution métamorphique. Dans le chapitre suivant nous préciserons les conditions pression-température associées aux deux épisodes tectonométamorphiques M1 et M2 identifiés. La première étape consiste à acquérir des données analytiques sur la chimie des minéraux. Ensuite nous utiliserons ces données pour estimer les conditions thermobarométriques.

III.1. Acquisition des données

Afin de caractériser la nature et les hétérogénéités potentielles des minéraux, des analyses chimiques quantitatives in-situ des éléments majeurs ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA-SX100 (Microsonde Ouest, Brest, France) avec un temps de comptage de 20s par élément. Le potentiel d'accélération était de 15KV pour un courant de 20nA. Les standards utilisés sont des phases minérales naturelles et synthétiques. Le fonctionnement de ce type d'instrument est basé sur l'analyse du rayonnement émis (rayons X) par les atomes des minéraux situés à la surface d'une lame mince polie, soumis à un faisceau électronique incident d'un diamètre micrométrique. Le volume de l'échantillon analysé, bombardé par un faisceau d'électrons, est représenté par une poire d'interaction de 3 microns de diamètre. Chaque élément constitutif du minéral émet alors un rayonnement X 'émergent' enregistré par un des cinq détecteurs. Une correction sur l'effet de l'absorption, de la fluorescence et du numéro atomique permet d'accéder au rayonnement 'primaire'. L'utilisation de relations diverses permet de déterminer la concentration des éléments dans l'échantillon, fonction du rayonnement primaire émis par l'élément dans l'échantillon et le témoin. La taille de poire (< 3 microns) fait que les minéraux trop petits sont impossibles à analyser: l'analyse résultante étant celle d'un mélange. Les proportions des oxydes suivants ont été analysées: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, Cr₂O₃, ZnO, P₂O₅ et K₂O.

III.2. Calcul des formules structurales

Les formules structurales des différents minéraux analysés ont été calculées avec le programme FS (M. Guiraud, 1991 non publié) sur la base de 12 oxygènes pour les grenats, 10 oxygènes et 2 OH pour les micas, 8 oxygènes pour les feldspaths, 48 oxygènes pour les staurotides, 18 oxygènes pour les cordiérites, 3 oxygènes pour les ilménites, 5 oxygènes pour

les silicates d'alumine et 12 oxygènes et 1 OH pour les épidotes. Le Fe^{3+} est estimé sur la base de 2 cations pour les ilménites et sur la base de 8 cations pour les grenats. Pour les silicates d'alumine tout le fer est sous forme Fe^{3+} . Des autres symboles (mole/proportions atomiques) ont été utilisés également dans ce chapitre: $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; $X_{\text{Ab}} = \text{Na}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; $X_{\text{An}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; $X_{\text{Or}} = \text{K}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; $\text{Alm} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Grs} = \text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Prp} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $X_{\text{Ms}} = \text{K}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$; $X_{\text{Pg}} = \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca} + \text{K})$; $\text{Al}^{\text{VI}} = (\text{Al} + \text{Si}) - 4$; $X_{\text{Ti}} = \text{Ti}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; $X_{\text{Zn}} = \text{Zn}/(\text{Fe} + \text{Mg})$; pfu – unité par formule.

III.3. Variabilité chimique des minéraux

Parmi les lames minces étudiées optiquement pour l'unité de Filali, 8 ont fait l'objet d'analyses à la microsonde électronique. Les lames 23A et 23B correspondent à des micaschistes à grenat-biotite (MS1), la lame 26B à un micaschiste à grenat-biotite-staurotide (MS2), les lames 27, 30 et 32 correspondent à des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3), la lame 34B à un micaschiste à grenat-biotite-staurotide±disthène et la lame 18 correspond à un échantillon de gneiss migmatitique (MG : grenat-biotite-disthène).

Le grenat

Les grenats des roches métamorphiques peuvent présenter trois types de zonations: une zonation normale, une zonation normale avec bordures enrichies en Mn, et une zonation inverse (de diffusion). Ces différentes zonations sont essentiellement basées sur la distribution de Mn, car cet élément est fortement fractionné dans le grenat (De Bethune *et al.*, 1965, 1968, 1975 ; Atherton et Edmunds, 1966 ; Kurat et Scharbert, 1972 ; Lopez Ruiz *et al.*, 1975, 1976 ; Petrakakis, 1986).

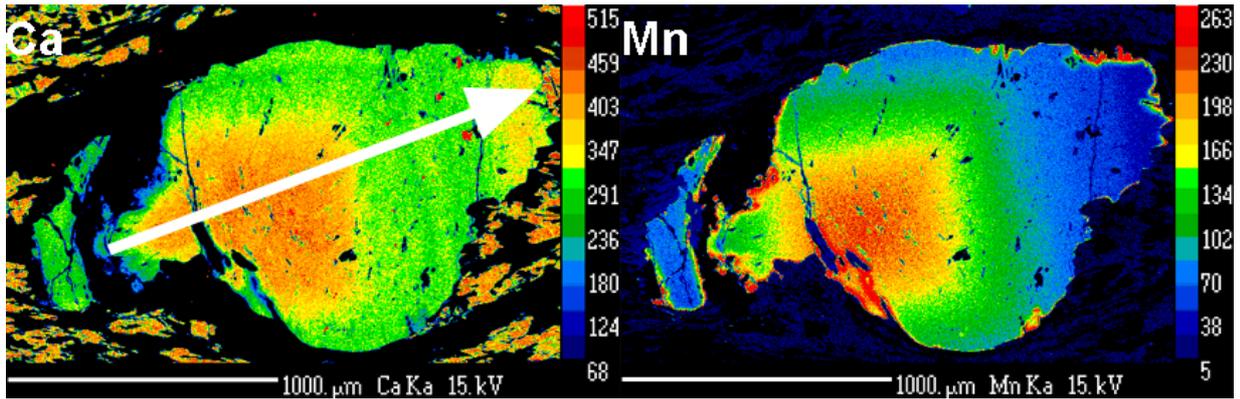
Dans tous les échantillons des micaschistes et de gneiss migmatitique, le grenat est généralement de l'almandin avec la composition suivante: X_{Alm} : 0,68 - 0,78; X_{Prp} : 0,04 - 0,13; X_{Grs} : 0,04 - 0,23; X_{Sps} : 0,03 - 0,17 (tableau C.IV-1). La composition chimique du grenat varie en fonction du degré métamorphique. La différence de taille et de degré de transformation du grenat rendent la comparaison entre les différents échantillons difficile. Dans les micaschistes à grenat-biotite, le X_{Fe} décroît légèrement du cœur vers la bordure (de 0,94-0,95 à 0,91) accompagné d'une importante diminution du X_{Grs} de 16-17 à 8%, alors que le X_{Sps} est relativement constant (de 8 à 12%). Dans le grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotide, le X_{Fe} , X_{Grs} restent relativement constants (0,91-0,93 et 9-13%, respectivement);

alors le X_{Sps} du cœur du grenat a légèrement diminué de 16–17 % dans le grenat des micaschistes à grenat-biotite à 7-8 % dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide.

Dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène, le grenat est moins riche en Fe ($X_{\text{Fe}} = 0,90$) que celui des micaschistes à grenat-biotite et micaschistes à grenat-biotite-staurotide. Le X_{Grs} est similaire à celui du grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotide, alors que le X_{Sps} est légèrement plus élevé (12 -13% à 15 -17%) du cœur des cristaux vers les bordures. Les compositions chimiques des grenats de ces zones métamorphiques (zone à g-bi, zone à g-bi-st et zone à g-bi-st-ky) ne reflètent pas une zonation de croissance. Cette variabilité chimique traduit probablement une rééquilibration partielle des minéraux, pendant le trajet rétrograde. Dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4), les grenats montrent clairement une zonation chimique du centre (Alm62-69 Grs18-24 Sps6-10 Prp3-5) vers la bordure (Alm69-72 Grs14-18 Sps2-6 Prp5-9) des cristaux (Fig. C.IV-25). Cette zonation de croissance, caractérisée par une décroissance de la teneur en spessartine et le rapport X_{Fe} du centre vers la bordure du minéral, est accompagnée d'une augmentation parallèle en almandin et en pyrope. Systématiquement, les grenats avec une zonation de croissance caractérisent les roches ayant subi un métamorphisme prograde (Spear et al., 1983).

Dans le gneiss migmatitique (Fig. C.IV-26), les porphyroblastes de grenat sont zonés optiquement (cœur représente 80% du diamètre et les bordures représentent 20%). D'après les cartes de distribution des éléments Fe, Mg, Ca et Mn et le profil du grenat (Fig. C.IV-26), le cœur de grand grenat montre une zonation chimique significative; la composition moyenne est: X_{Alm} : 0,75; X_{Prp} : 0,08; X_{Grs} : 0,06; X_{Sps} : 0,10. Le cœur de grenat montre une diminution, en forme de cloche vers les bords, de spessartine et X_{Fe} et une augmentation de grossulaire, suivie d'une augmentation de spessartine et X_{Fe} et une diminution de grossulaire (Alm 74 → 78 → 73, Prp 7 → 11, Grs 5 → 8 → 5, Sps 13 → 7 → 10, $X_{\text{Fe}} = 0,91 \rightarrow 0,87 \rightarrow 0,89$). Leurs bords se caractérisent par une zonation contrastée avec une partie intérieure plate et des bords externes zonés (Alm77→78, Prp 14→6, Grs 8→4→6, Sps 2→11, $X_{\text{Fe}} = 0,85 \rightarrow 0,93$). Cette zonation montre une diminution de la composition en pyrope vers les bords externes, accompagnée par une augmentation dans la composition en almandin et spessartine. Ces caractéristiques sont généralement typiques de grenats de grade élevé qui sont affectés par une rééquilibration de HT et ré-homogénéisation par la diffusion pendant le chemin rétrograde (Spear, 1988).

Les petits grenats (Grt II) sont globalement plus riches en almandin et spessartine. Mais ils ne diffèrent pas radicalement de la composition des bordures des porphyroblastes. La distribution clairement bimodale des tailles des grenats recouvre donc des compositions chimiques bimodales. Cela peut signifier que les deux générations ont cristallisé à des périodes et des conditions physico-chimiques différentes.



Micaschiste à g-bi-st±ky (MS4)

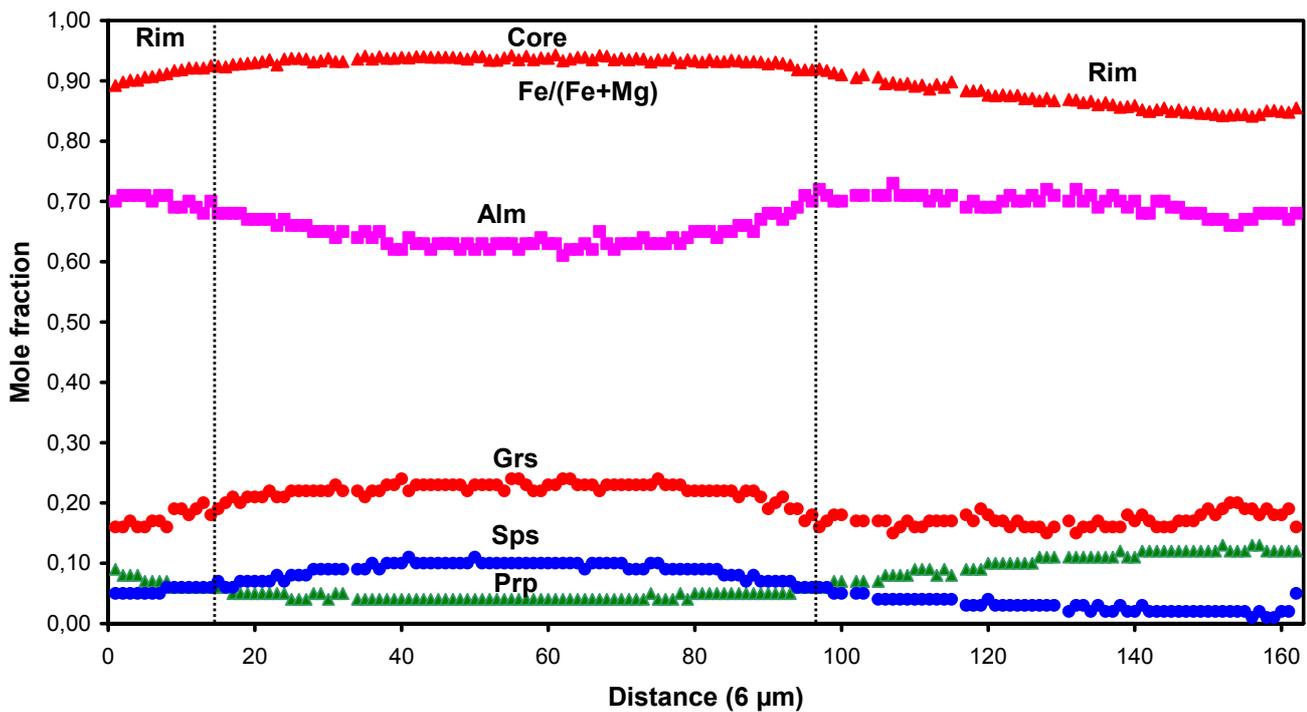


Fig. C.IV-25 : Cartographie des rayons-X des éléments Mn et Ca et profil des proportions d'almandin, pyrope, grossulaire, spessartine et X_{Fe} montrant la zonation de croissance du grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.

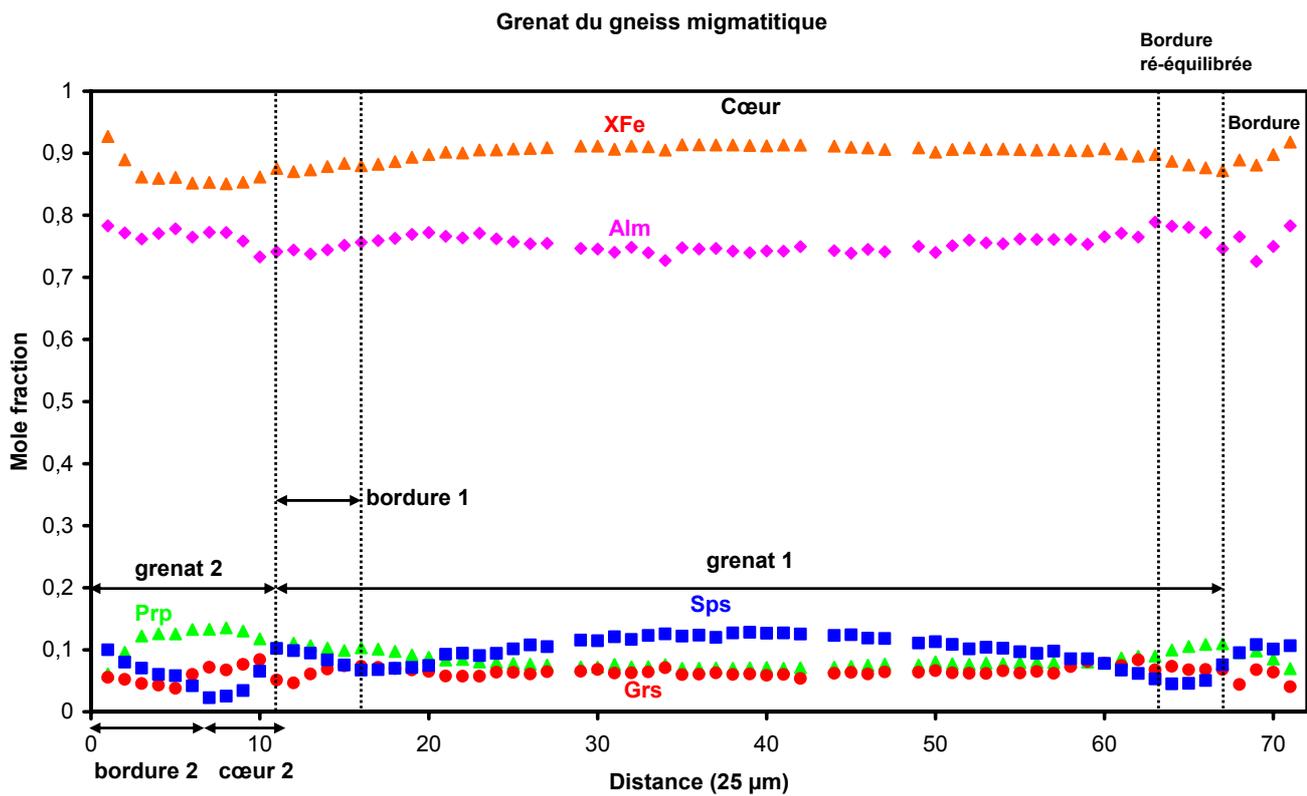
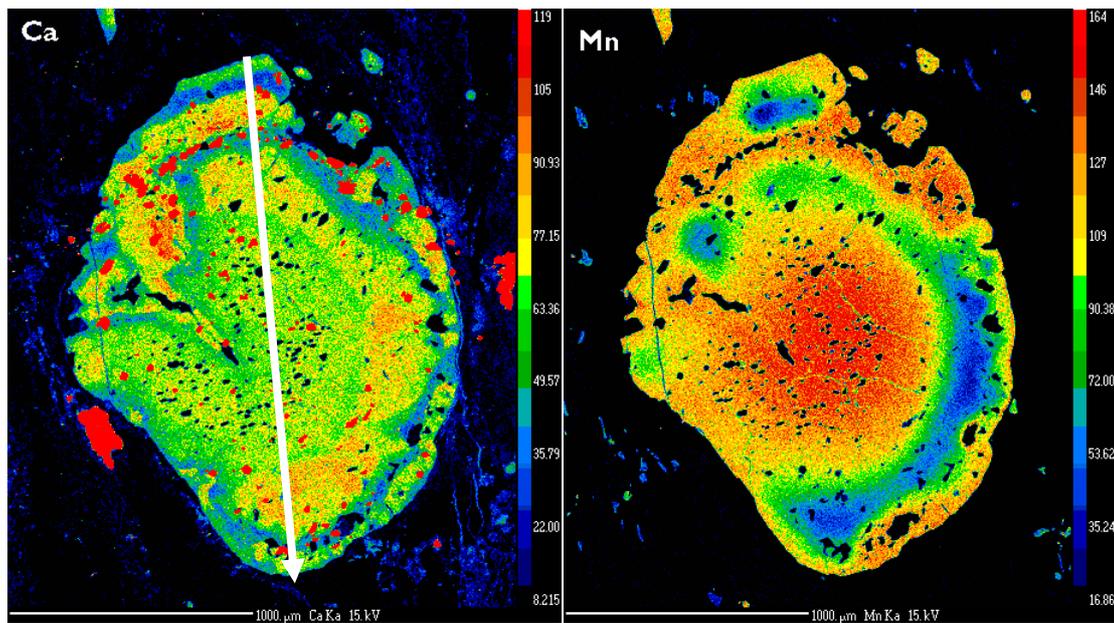


Fig. C.IV-26 : Cartographie des rayons-X des éléments Mn et Ca et profile des proportions d'almandin, pyrope, grossulaire, spessartine et X_{Fe} montrant la zonation du grenat de gneiss migmatitiques de l'unité de Filali

La biotite

Des analyses des biotites ont été acquises sur des échantillons des micaschistes et gneiss migmatitiques de l'unité de Filali. Les biotites analysées présentent une composition assez hétérogène (Fig. C.IV-27A et B). Dans l'ensemble la majorité des points sont regroupés autour d'une composition de $X_{Fe} = 0,60 - 0,70$; $Al^{VI} = 0,32 - 0,68$ c.pfu; X_{Ti} varie entre $0,05 - 0,12$ (Fig. C.IV-27A). Généralement, les biotites qui se présentent sous forme d'inclusion dans les différentes générations du plagioclase, du grenat et de l'andalousite sont moins riches en Fe et en Ti par rapport aux biotites de la matrice. La teneur en Ti augmente régulièrement avec le degré métamorphique depuis la zone à grenat-biotite jusqu'à la zone à grenat-biotite-staurotide-disthène où elle atteint une valeur de $0,22$ Ti c.pfu. Ensuite, la teneur en Ti chute dans la zone à grenat-biotite-staurotide±disthène ($0,18$ Ti c.pfu) et puis, elle atteint un maximum dans la zone à grenat-biotite-disthène ($0,26$ Ti c.pfu).

Les observations pétrographiques effectuées suggèrent qu'il y a trois générations de biotites dans les micaschistes, la première est développée à l'intérieur des porphyroblastes de grenats, plagioclases et andalousites (biotites anté- S_2), la seconde correspondant à la biotite de la foliation principale S_2 et la troisième correspondant à la biotite tardive développée aux dépens des grenats. Les analyses effectuées ne permettent pas de distinguer trois groupes de composition. La variabilité chimique observée sur les diagrammes de la figure C.IV-27A et B n'est pas corrélée avec les trois habitus de biotite identifiés au microscope. Cette variabilité chimique traduit probablement une rééquilibration partielle des minéraux pendant le trajet rétrograde.

La muscovite

La composition chimique des micas blancs des échantillons des micaschistes est homogène et ne présente pas de zonation. Il s'agit de muscovite (X_{Ms} comprise entre $0,91$ et $0,95$). Leur teneur en Si^{4+} s'étale entre $3,00$ et $3,13$ c.pfu avec une grande majorité des analyses entre $3,00$ et $3,05$ c.pfu (Fig. C.IV-28A). Dans tous les échantillons des micaschistes, la muscovite montre des teneurs en paragonite stables, inférieures à 10% ($X_{Na} = 0,05 - 0,09$, Fig. C.V-28B). Les muscovites des micaschistes montrent un rapport X_{Fe} autour de $0,42$ et $0,73$, le Ti est similaire dans tous les échantillons ($Ti = 0,01 - 0,03$ c.pfu). Le rapport X_{Na} diminue avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme (Fig. C.IV-28B). Par contre, on n'observe pas une nette évolution entre X_{Fe} , Ti et le degré du métamorphisme. Comme dans le cas de la biotite les analyses ne forment pas trois groupes de composition différente et

que toutes les muscovites observées en lame mince ne présentent pas le même habitus, cette variabilité chimique traduit une rééquilibration des minéraux pendant le métamorphisme.

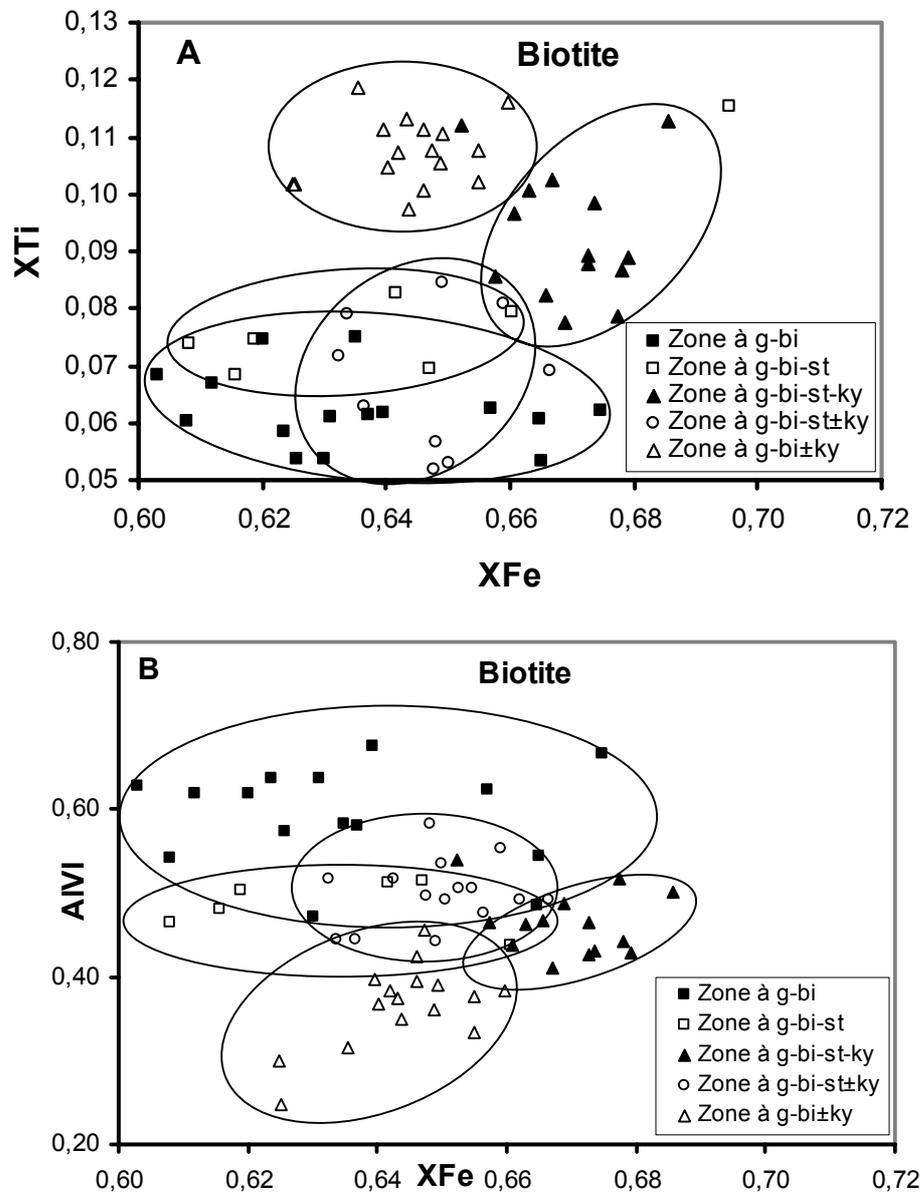


Fig. C.IV-27 : Compositions chimiques de biotites des micaschistes de l'unité de Filali. **A)** X_{Fe} par rapport à X_{Ti} et **B)** X_{Fe} par rapport à Al^{VI} .

Le plagioclase

Dans l'échantillon 23B, situé dans la zone des micaschistes à grenat-biotite, le X_{An} varie entre 0,23 et 0,38. Les plagioclases des micaschistes à grenat-biotite-staurotide (échantillon

26B), la teneur en anorthite varie entre 0,16 – 0,24. Les plagioclases des échantillons (27, 30 et 32) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène ont une composition très variable en X_{An} . En effet, les porphyroblastes sont zonés avec un $X_{An} = 0,26 – 0,33$ dans le cœur et un $X_{An} = 0,37 – 0,54$ dans la bordure (Fig. C.IV-29).

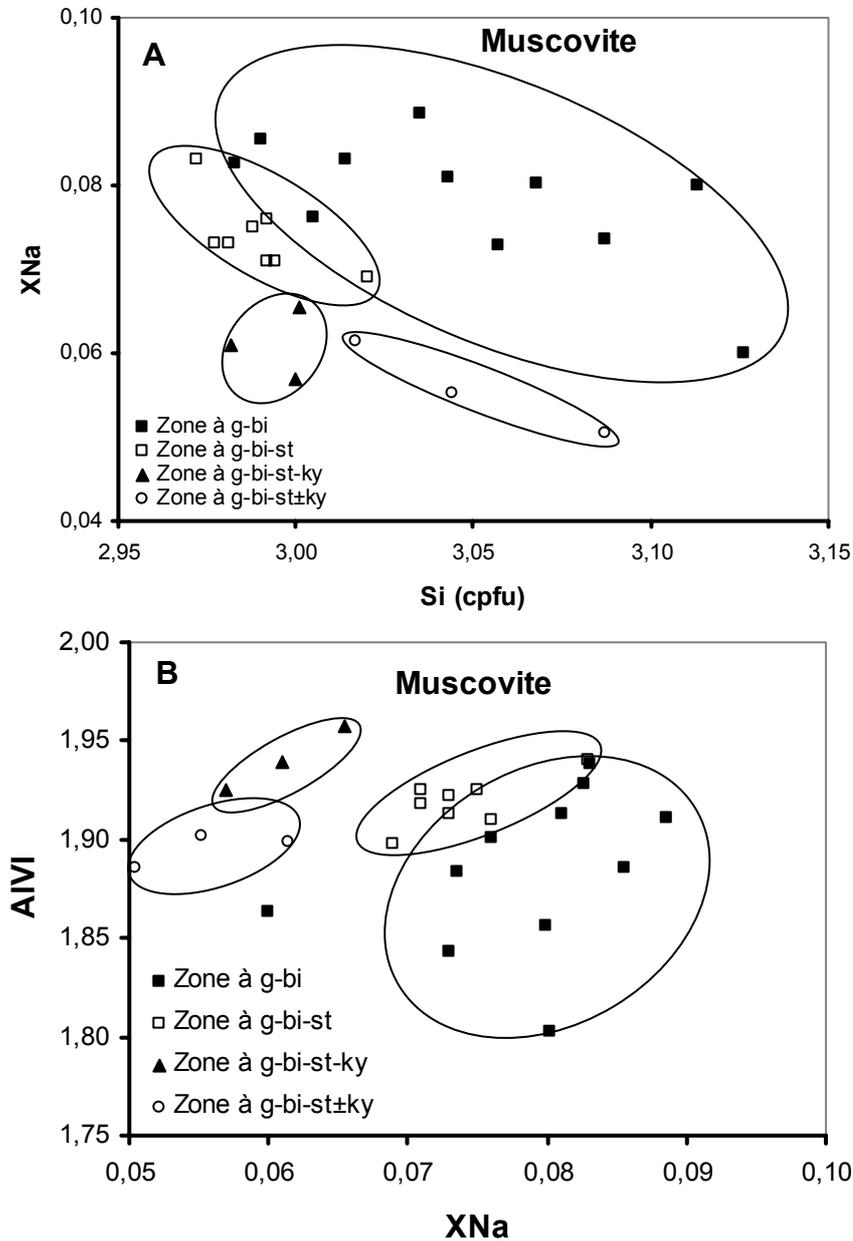


Fig. C.IV-28 : Compositions chimiques de muscovites des micaschistes de l'unité de Filali. **A)** Si par rapport à X_{Na} et **B)** X_{Na} par rapport à Al^{VI} .

Dans la matrice les plagioclases ont une composition très élevée en X_{An} (0,39 – 0,45). Dans l'échantillon 34B des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène, le X_{An} varie

entre 0,29 et 0,39. Le X_{An} est le plus élevé dans l'échantillon 18 du gneiss migmatitique, il varie entre 0,51 et 0,53. On ne peut pas établir une relation entre la composition chimique et la position texturale du plagioclase par rapport à la schistosité principale S_2 , d'autre part aucune évolution significative ne s'observe avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme.

La staurotide

Les staurotides analysées, dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide, grenat-biotite-staurotide-disthène et grenat-biotite-staurotide±disthène, présentent une composition assez homogène à l'échelle régionale (Fig. C.IV-30A et B). Le X_{Fe} varie entre 0,83-0,87, la teneur en Zn est variable dans les trois zones métamorphiques: elle varie entre 0,12–0,18 c.pfu dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide, entre 0,06–0,33 c.pfu dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène et 0–0,04 dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène. La teneur en Zn ne montre aucune corrélation avec le X_{Fe} (Fig. C.IV-30B).

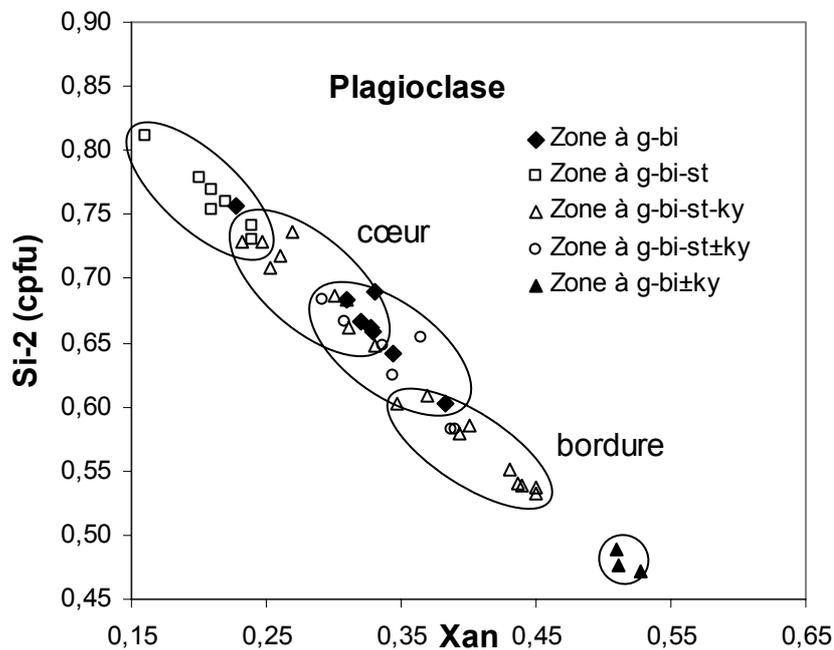


Fig. C.IV-29 : Compositions chimiques de plagioclases des micaschistes et de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.

La teneur en Mn varie entre 0,07 – 0,15 c.pfu, elle est moins élevée dans les micaschistes à sillimanite (0,07 – 0,10 c.pfu). La teneur en Ti est stable dans un même échantillon, elle varie à l'échelle régionale entre 0,11 – 0,21 c.pfu. On ne peut pas établir une relation évidente entre le X_{Fe} , la teneur en Zn et celle en Ti et la position régionale de l'échantillon d'une part, et, d'autre part entre les staurotides anté, syn et post- S_2 au sein d'un même échantillon.

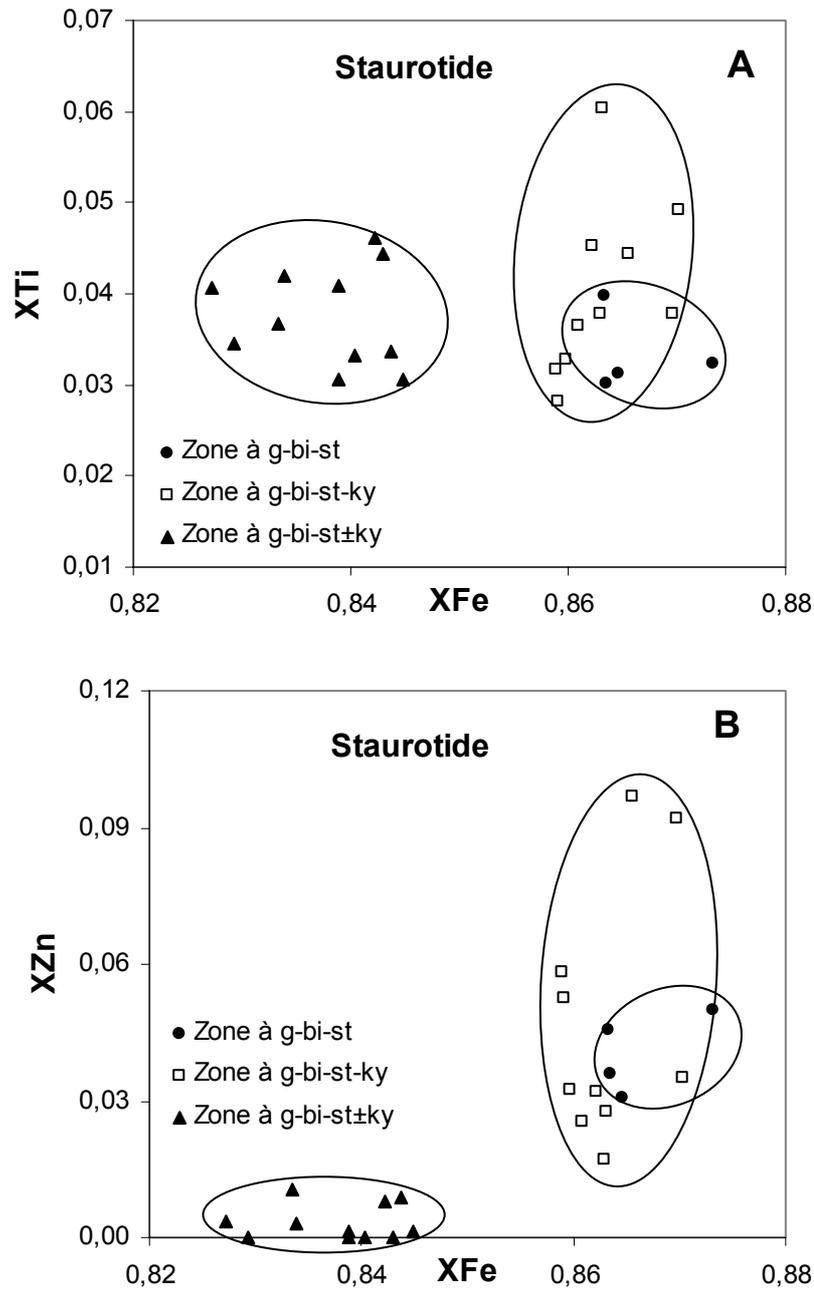


Fig. C.IV-30 : Compositions chimiques de staurotides des micaschistes de l'unité de Filali. A) X_{Fe} par rapport à X_{Ti} et B) X_{Fe} par rapport à X_{Zn} .

La cordiérite

La cordiérite n'est présente que dans l'échantillon du gneiss migmatitique, sa composition chimique est homogène. Le $X_{Fe} = 0,56 - 0,57$. La teneur en Na est comprise entre 0,04 et 0,07 c.pfu. La cordiérite contient aussi des faibles quantités de Mn (0,03 – 0,04 c.pfu). La somme des éléments mineurs Na, Mn, Ca et K est comprise entre 0,09 - 0,12 c.pfu.

Les silicates d'alumine

Les trois silicates d'alumine, présents dans les micaschistes et le gneiss migmatitique, analysés sont purs et ne contiennent que des traces de Fe (de l'ordre 0,003 – 0,026 c.pfu). La somme de la teneur en éléments mineurs Cr, Mg, Ca et Na est comprise entre 0,002 et 0,016 c.pfu.

L'ilménite

L'ilménite est présente le plus souvent sous forme d'inclusion à l'intérieur des porphyroblastes de grenat, plagioclase, staurotide et andalousite. On la retrouve également, rarement, dans la matrice. La proportion de la pyrophanite varie entre 0,01 et 0,12. On ne peut pas mettre en évidence une variation régionale significative, mais la proportion de la pyrophanite des ilménites de la matrice est plus élevée (0,05 – 0,12) par rapport à celle des ilménites incluses dans les grenats, les plagioclases, les staurotides et les andalousites (0,01 – 0,06). Le X_{Mn} des ilménites incluses dans les grenats (0,01 – 0,03) est moins élevée par rapport à celles incluses dans les autres minéraux (0,03 – 0,06).

Le rutile

Le rutile est présent le plus souvent sous forme d'inclusions dans les porphyroblastes du grenat, plagioclase, staurotide et andalousite. La quantité de Fe est faible, elle varie entre de 0,02 et 0,09 c.pfu.

Le feldspath potassique

Le feldspath potassique n'est présent que dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène et le gneiss migmatitique. Il contient une importante proportion d'albite, entre 0,09 et 0,18. Le X_{Or} augmente en s'approchant des périclites, de 0,90 - 0,91 dans les

micaschistes à disthène à 0,85 - 0,86 dans les feldspaths de la matrice du gneiss migmatitique. Le X_{Or} est compris entre 0,82 et 0,83 dans les feldspaths potassiques qui entourent les grenats du gneiss migmatitique.

échantillon	g		st		bi		mu		cd	pl	ksp	ilm
	XFe	Sps	XFe	Zn	XFe	AlVI	XNa	AlVI	XFe	An	Xor	py
23B (MS1)	0,91-0,95	8-12			0,60-0,67	0,47-0,68	0,06-0,09	1,80-1,94		0,23-0,38		0,05
26B (MS2)	0,91-0,93	7-12	0,86-0,87	0,12-0,18	0,62-0,70	0,39-0,52	0,07-0,08	1,90-1,94		0,16-0,24		0,03-0,05
30 (MS3)	0,90	12-17	0,86-0,87	0,06-0,33	0,65-0,69	0,43-0,54	0,06-0,07	1,93-1,96		0,25-0,54	0,90-0,91	0,12
34B (MS4)	0,88-0,94	2-10	0,83-0,84	0-0,04	0,63-0,67	0,44-0,58	0,05-0,06	1,89-1,90		0,29-0,39		0,01-0,06
18 (MG)	0,85-93	2-13			0,62-0,66	0,25-0,46			0,56-0,57	0,51-0,53	0,82-0,86	0,03

Tableau C.IV-1. Résumé de la composition chimique des minéraux des micaschistes et des gneiss migmatitique de l'unité de Filali.

**ESTIMATIONS DES CONDITIONS P-T DES ROCHES
MÉTAMORPHIQUES DE L'UNITÉ DE FILALI**

IV. Estimations des conditions P-T des métapelites de l'unité de Filali

IV.1. Introduction

Il est possible sur l'affleurement, en présence de minéraux métamorphiques, de déterminer des paragenèses et de se faire une idée du champ P-T moyen des conditions qu'a pu subir une roche. Cependant, si cette évaluation qualitative peut se faire macroscopiquement et rapidement sur le terrain, elle n'en reste pas moins très approximative comme le témoigne la grandeur des espaces P-T qui délimitent les différents faciès métamorphiques (Fig. C.IV-31).

La notion de gradient métamorphique s'est imposée sur l'observation de terrain du métamorphisme avec un degré croissant. Reportés dans l'espace P-T, on observe une ligne, évolution régulière reliant les pics de métamorphisme rencontrés par les roches. En résumé, les trois gradients principaux (HP/BT, MP/HT, HT/BP) correspondent chacun à un contexte géologique différent, respectivement de subduction, d'épaississement crustal puis de métamorphisme de contact ou d'amincissement crustal.

Les données de pétrologie ont été utilisées pour déterminer l'histoire P-T de la roche. Une telle exploitation repose sur les notions classiques de la pétrologie métamorphique (équilibres, réactions, conditions P-T), dont l'application aux systèmes naturels ne peut se faire sans grandes précautions. Divers outils peuvent être utilisés pour les déterminations quantitatives des conditions métamorphiques P-T. La combinaison de telles méthodes avec des études de déformation associées et des données géochronologiques disponibles permet de compléter leur interprétation et implication pour l'évolution géodynamique d'une chaîne de montagne.

IV.2. L'apport de la pétrologie métamorphique pour l'estimation P-T

IV.2.1. Méthodes d'estimations des conditions pression-température

Les estimations quantitatives de la pression et de la température d'un épisode tectonométamorphique d'une roche sont déterminées par application des méthodes géothermo-barométriques qui reposent essentiellement sur la notion d'équilibre et de réactions interminérales.

L'analyse des équilibres de phase est avant tout la description de la géométrie d'un ensemble de réactions univariantes dans l'espace P-T, de façon à expliciter les successions possibles d'associations divariantes. En dehors du choix du système d'analyse, cette méthode

a une limite majeure: la position des courbes de réaction dans l'espace P-T dépend en effet de la composition réelle des phases, puisque la plupart des réactions ne mettent pas en jeu des

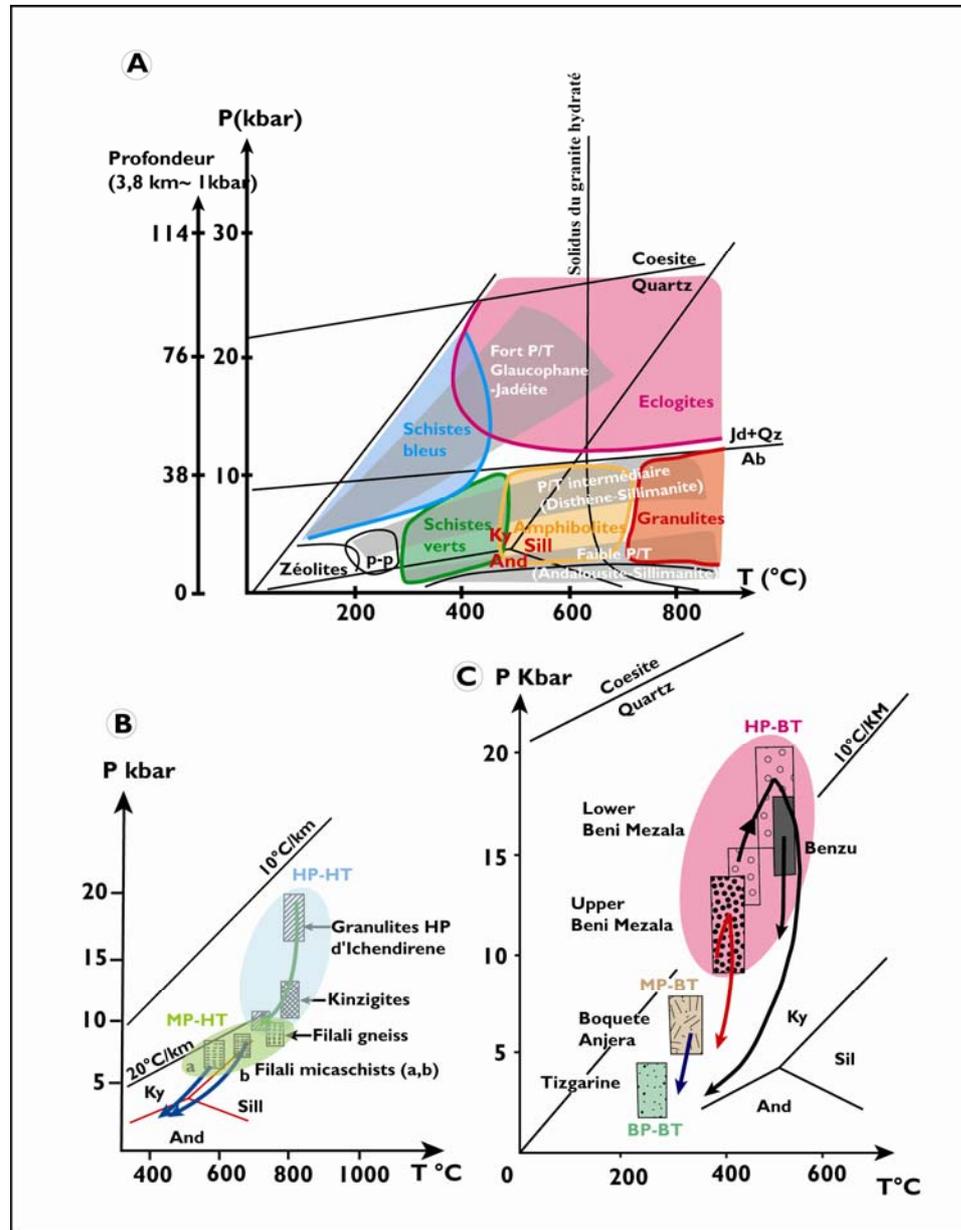


Fig. C.IV-31 : A) Grille des faciès métamorphiques dans un diagramme P-T. Les 3 grands gradients métamorphiques principaux sont également représentés sur cette figure. Le gradient de HP-BT caractéristique des zones de subduction. Le gradient de BP-HT caractéristique de métamorphisme de contact, amincissement crustal et arcs magmatiques. Enfin, un gradient intermédiaire de type MP-HT correspond à un gradient de type collision. B et C) différents trajets P-T que peut-on trouver dans le complexe Sebide.

phases à composition constante mais des phases dont la composition évolue au cours de la réaction (réaction continues di- ou multivariantes). Au cours d'une réaction minérale s'effectue un échange de matière ou d'énergie entre les différentes parties d'un système; ainsi les calculs thermométriques ou barométriques exploitent la dépendance thermique ou barométrique de la distribution des éléments entre les phases connues (solides ou liquides).

Dans la présente étude, deux méthodes indépendantes de thermobarométrie ont été utilisées. Ces méthodes peuvent être basées sur un ou plusieurs équilibres. Tout d'abord, l'approche des pseudosections, puis les estimations basées sur l'approche par thermobarométrie multi-équilibre. Les incertitudes sur P et T sont données à 2σ , c'est-à-dire 95% de niveau de confiance. Elles correspondent à l'incertitude des modèles de solutions solides des données microsonde pour les estimations basées sur la méthode par thermobarométrie multi-équilibre, et à l'intervalle de confiance lié à l'incertitude des données thermodynamiques pour une composition chimique donnée pour les pseudosections.

IV.2.2. La thermobarométrie des pseudosections

Généralités

Depuis le début des années 90, de nombreux progrès concernant la connaissance des propriétés thermodynamiques des minéraux, l'élaboration de bases de données thermodynamiques, de modèles de solution solide associés et le développement de l'approche des pseudosections ont révolutionné la pétrologie métamorphique. De nombreux travaux ont montré que cette approche est une méthode extrêmement capitale et utile pour fournir en détail des informations P - T - X pour une variété des environnements métamorphiques (par exemple. Powell et al., 1998; Vance et Mahar, 1998; White et al., 2001; Cononolly et Petrin, 2002; White et al., 2002, 2003, 2004, 2005, 2007, 2008; Harris et al., 2004; Evans, 2004; Johnson et Brown, 2004; Pelletier et al., 2005; Kelsey et al., 2005; Stipska et Powell, 2005; Dziggel et al., 2006; Diener et al., 2007, 2008; Powell et Holland, 2008; Millonig et al., 2008; Mahan et al., 2008).

Les pseudosections P - T sont basées sur le principe de la minimisation de l'énergie libre de Gibbs du système. On cherche alors à calculer l'assemblage de phases le plus stable, celui qui minimise la somme des potentiels chimiques des constituants, en fonction de P , T et de la composition du système. Si l'observation en lame mince nous permet de considérer que tous les minéraux de la roche sont à l'équilibre, on utilisera la composition de la roche totale, et à l'inverse si l'équilibre n'est pas atteint dans toute la roche, sur la base des textures (la présence de textures coronitiques par exemple), alors on travaillera uniquement sur les phases que l'on suppose à l'équilibre, l'application de la règle des phases (variance) permet de connaître les

champs, lignes ou points, dans l'espace P-T de stabilité des paragenèses. Cette méthode a pour objet de mieux étudier des champs de P-T, de stabilité des différentes paragenèses et l'évolution métamorphique dans le temps, d'un diagramme de phases approprié pour obtenir la distribution à l'équilibre des assemblages de minéraux et leur composition pour une composition globale donnée.

Les pseudosections P-T sont des diagrammes de phases quantitatifs qui correspondent à la représentation dans un domaine tridimensionnel T, P, X des champs de stabilité des phases, c'est-à-dire des champs de plus faible énergie de Gibbs de la ou des phase(s). Elles sont construites en utilisant le logiciel THERMOCALC, fréquemment mis à jour, et la base de données de [Powell et Holland \(1988, 1994\)](#), à partir d'une composition globale fixée de la roche. Les pseudosections sont capables de calculer la position, dans l'espace P-T d'un champ qui correspond à un assemblage minéral à l'équilibre pour une composition globale donnée. En outre, elles illustrent où les «nouveaux» minéraux sont ajoutés et les "anciens" sont perdus pour un assemblage minéral. Les pseudosections permettent également de calculer les compositions et les proportions modales des minéraux stables dans des champs P-T ou $T/P-X$, où X représente la variation de la composition chimique de par exemple H_2O ou $Fe/(Fe + Mg)$. Le gros avantage de l'approche des pseudosections est que le paramètre de la composition globale de la roche apporte des contraintes supplémentaires sur les conditions P-T, ces contraintes ne sont pas disponibles dans la thermobarométrie conventionnelle ([Powell et Holland, 2008](#)).

IV.2.3. La notion d'équilibre minéralogique

Les roches métamorphiques présentent des assemblages minéralogiques qui reflètent autant la composition chimique globale de la roche que les conditions physiques (pression-température) qu'elle rencontre au cours de son évolution. Dans le cas idéal où toute la roche se rééquilibrerait instantanément lors des variations des conditions pression-température, il serait impossible de reconstituer son évolution. Mais la rééquilibration n'est jamais complète et il est très courant d'observer au sein d'une roche métamorphique les reliques de plusieurs assemblages minéralogiques formés successivement au cours du temps. Ces assemblages vont chacun refléter une étape de l'évolution métamorphique.

Par conséquent, une roche métamorphique prise dans son ensemble ne reflète normalement pas un équilibre métamorphique complet. La notion d'équilibre doit plutôt être considérée à l'échelle des minéraux. Identifier les assemblages à l'équilibre est assez aisé lorsque les minéraux formés successivement dans différentes conditions P-T sont de natures

différentes, et surtout si des microstructures permettent de les distinguer. Cette distinction est beaucoup plus délicate lorsque plusieurs générations d'une même phase minéralogique coexistent dans la roche. Le risque est alors d'utiliser des minéraux qui ne sont pas contemporains pour estimer les conditions d'un équilibre qui ne reflète pas une réalité.

Lorsque ces phases forment des groupes aux chimismes bien contrastés, on peut supposer que chaque groupe marque une étape donnée de l'évolution de la roche. Mais lorsque la composition chimique évolue de manière graduelle (comme dans le cas d'une cristallisation pendant une diminution progressive de pression), il devient difficile de déterminer quelles sont les compositions minéralogiques à utiliser pour les calculs. En outre, des travaux récents (De Andrade, comm. orale – RST 2008) ont mis en évidence que même les minéraux en contact ne sont pas forcément à l'équilibre, tandis qu'il peut exister des minéraux physiquement séparés dans la lame, mais contemporains et à l'équilibre thermodynamique. Il ressort de ces quelques remarques qu'il convient d'être très critique à chaque étape de l'étude, dans le choix des minéraux et des analyses.

IV.3. Calcul des pseudosections P-T et des isoplèthes

IV.3.1. Comment Thermocalc va résoudre les problèmes d'équilibre minéralogique

La constante d'équilibre est directement corrélée à l'enthalpie libre de la réaction par la relation :

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K \quad (1)$$

Où ΔG^0 est la variation d'enthalpie libre ou Energie de Gibbs de la réaction, R est la constante du gaz parfait et K est la constante d'équilibre.

Dans l'équation (1), l'enthalpie libre est fonction avec la température et la pression :

$$\Delta G^0 = \Delta H_{f(298)} - T \Delta S_{(298)} + P \Delta V_{(298)} \quad (2)$$

Avec $\Delta H_{f(298)}$ est la variation d'enthalpie de formation à l'état standard, $\Delta S_{(298)}$ est la variation de l'entropie à l'état standard et $\Delta V_{(298)}$ est la variation du volume à l'état standard. Les valeurs de $\Delta H_{f(298)}$, $\Delta S_{(298)}$ et $\Delta V_{(298)}$ sont calculées directement par Thermocalc à partir des valeurs fournies dans la base de donnée (Holland et Powell, 1985; Holland et Powell, 1990; Holland

et Powell, 1998). Le terme K dans l'équation (1) peut être décrit mathématiquement par la relation:

$$K = \frac{\prod_{i=1}^n (a_{\text{produits } i})^{\rho_{\text{produits } i}}}{\prod_{i=1}^n (a_{\text{réactants } i})^{\rho_{\text{réactants } i}}} \quad (3)$$

Où $\rho_{\text{produits/réactants}}$ est le coefficient stœchiométrique de la réaction de la solution solide du composé dans la réaction et, a est l'activité de cette solution solide. K décrit l'évolution d'une réaction en fonction d'un rapport de l'activité des produits et réactants; si une réaction n'a pas encore commencé, $K = 0$; si elle va à sa limite, K tend vers l'infini (∞). L'activité (a) est la concentration thermodynamique efficace, et se rapporte généralement à l'abondance molaire d'une phase. L'activité de la solution solide dans laquelle la composition des minéraux est variable se rapporte à la composition du minéral via la relation entre activité et composition (a - X):

$$a_k^e = (X_k^e \gamma_e)^\alpha \quad (4)$$

Où a_k^e est l'activité de la phase k dans une solution solide e , X_k^e est la proportion molaire du e dans k , γ_e est le coefficient d'activité de la solution solide e , et α est le site d'occupation (le nombre d'atomes qui peuvent se mélanger sur le site). Dans les phases où le mélange entre les pôles purs de la solution solide est idéal, $\gamma = 1$; dans le cas où le mélange est non idéal, γ est fonction avec la température et la pression. La méthode utilisée par Thermocalc pour le formuler est décrite par Powell et Holland (1993).

Pour un équilibre complexe comportant des phases qui sont des solutions solides, la relation d'équilibre peut être décrite en termes d'un ensemble des réactions indépendantes sous la forme de l'expression eq. (1) écrite entre les pôles purs de toutes les phases participantes. A ce stade, la dimension d'espace de la solution solide d'un ensemble des équations sera égal au nombre d'inconnues (activités des pôles purs de la solution solide, P et T) moins le nombre des équations.

Les calculs des pseudosections sont fondés sur le théorème de Duhem. Ces calculs ajoutent un ensemble des équations de balance de masse à des relations d'équilibre de la matrice décrit ci-dessus qui rapportent le pourcentage molaire de chaque composant dans la

composition globale, à l'abondance molaire de chaque pôle pur dans chaque phase et à la proportion modale de chaque phase minérale. Le résultat est que l'ensemble des équations décrivant l'équilibre et les relations de balance de masse vont toujours avoir deux dimensions.

Les minéraux naturels ne sont généralement pas purs et se présentent le plus souvent sous la forme de solutions solides complexes (un grenat n'est jamais pur et peut être par exemple composé d'un mélange de grossulaire et de spessartine, autre exemple les Tschermakite dans les clinopyroxènes, etc.....). Le coefficient d'activité γ_e est donc présent dans l'expression eq. (4) pour prendre en compte la différence entre un état parfait de la matière, représenté par des minéraux purs, pour lequel $a_k^e = (X_k^e)^\alpha$ ($\gamma_e = 1$), et la réalité.

Par conséquent, une solution linéaire dans l'espace P-T n'exige qu'une seule variable, comme la proportion modale d'une phase ou la valeur de la composition chimique d'une seule variable de la phase minérale (par exemple la teneur en Fe de grenat) doit être spécifiée, tandis que la solution, à un point donné, exige que les deux variables soient précisées. Les papiers de [Powell et al. \(1998\)](#) et [Spear \(1988a\)](#), font référence sur le sujet, ont révélé la possibilité d'appliquer le théorème de Duhem où le principe de fonctionnement et des descriptions détaillées sont abordés en détail.

Malheureusement, les solutions solides peuvent être très compliquées. De ce fait, les relations a-x ne sont que très rarement linéaires et nécessitent d'être modélisées pour fournir une estimation exploitable.

IV.3.2. Stratégie pour la construction des pseudosections P-T

Les pseudosections P-T sont composées par des lignes qui permettent de replacer les limites des champs de stabilité entre les paragenèses dont les limites sont l'apparition/disparition d'un minéral, des isoplèthes en mode zéro, (lignes calculées en fixant la proportion modale d'une phase dans un assemblage donné à zéro), ou sont soit des lignes d'une réaction univariante. Les pseudosections sont construites en calculant initialement des champs de stabilité des phases de plus faible variance (c'est-à-dire l'assemblage le plus stable qui a le plus grand nombre de phases), et en travaillant progressivement à travers les assemblages de variance plus élevée qui en suivent.

Dans la présente étude, les pseudosections ont été calculées dans le système chimique relativement complexe MnNCKFMASHTO en utilisant le logiciel Thermocalc ([Powell & Holland, 1988](#)) et une version actualisée de base de données thermodynamiques [Holland et Powell \(1998\)](#). Les modèles activité-composition sont ceux de [Holland & Powell, \(2000\)](#).

Dans les roches métapélitiques, les composants indispensables sont: MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O, TiO₂ et Fe₂O₃. Plus le nombre de composants sera grand, plus le nombre de pôles purs et/ou de modèles de solutions solides sera important, et plus le diagramme de phases sera complexe. Dans ce modèle, le système chimique prend en compte toutes les composantes des éléments majeurs qui présentent dans les phases des échantillons étudiés. En effet, le Mn est principalement présent dans le grenat, le Na et Ca sont concentrés dans le plagioclase et le feldspath potassique et, TiO₂, qui va permettre de suivre l'évolution des minéraux titanifères rutile et ilménite. Le titane est un élément commun de la biotite dans les métapélites et Ti fut donc introduit dans la structure de la biotite en utilisant le site d'occupation et des paramètres d'interaction de [White et al. \(2000\)](#). Le Fe₂O₃ est présente dans la structure du grenat, biotite et ilménite. Néanmoins, la topologie des pseudosections impliquant le Fe₂O₃ dépend fortement de la quantité de cet élément (Fe₂O₃) dans la composition de la roche. Les fluides sont de l'eau pure, ils sont considérés en excès avec le quartz et la muscovite dans tous les calculs sauf les pseudosections du gneiss migmatitique. Le fluide H₂O pur utilisé dans les calculs est probablement qu'une approximation de la composition réelle de liquide. La présence du graphite dans les échantillons indique que, en réalité, le fluide est un C-O-H fluide, et permet d'envisager que l'activité d'eau est inférieure à 1.0 ([Connolly et Cesare, 1993](#)).

Avant de commencer le calcul des pseudosections P-T dans le modèle MnO, Na₂O, CaO, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O, TiO₂ et Fe₂O₃, les roches pour lesquelles une pseudosection est construite sont étudiées attentivement en lame mince, afin de déterminer s'il y a un ou des minéraux qui ne participent pas à l'équilibre. En effet, il s'agit de déterminer la composition effective de la roche qui va être introduite dans le logiciel Perpl_X. Si tous les minéraux apparaissent à l'équilibre, la composition effective va être celle de la roche. Par contre, si des minéraux sont manifestement hérités, et ne participent donc pas à l'équilibre considéré, ils vont être soustraits à la roche totale. Dans ce cas, la composition effective est différente de celle de la roche totale. En suite, les composants sont introduits dans le logiciel sous forme de moles d'oxydes. Les abréviations suivantes seront utilisées pour les différentes phases qui présentent dans les pseudosections: grenat (g), staurotide (st), chloritoïde (ctd), biotite (bi), muscovite (mu), chlorite (chl), plagioclase (pl), paragonite (pa), cordiérite (cd), feldspath potassique (ksp), disthène (ky), sillimanite (sill), andalousite (and), épidote (ep), quartz (q), ilménite (ilm), hématite (hem), magnétite (mt), le liquide silicaté (liq), eau (H₂O).

Dans le système chimique MnNCKFMASHTO une ligne univariante doit, selon la règle de phase de Gibbs, être un équilibre entre neuf phases minérales (en plus du quartz, de la muscovite et de l'eau qui sont en excès). Les minéraux impliqués dans les relations de phases dans les micaschistes sont : grenat, staurotide, biotite, silicate d'alumine, plagioclase,

paragonite, chlorite, rutile, ilménite, chloritoïde, épidote et hématite. Compte tenu du nombre de constituants indépendants, la plupart des paragenèses ont des variances élevées.

IV.3.3. Thermobarométrie des isoplèthes

Les isoplèthes de compositions d'un minéral sont des lignes à travers des champs P-T dans une pseudosection. Les isoplèthes de compositions mesurées d'un minéral peuvent être calculées avec Thermocalc. Elles permettent d'évaluer les conditions P-T de croissance des minéraux. Contrairement aux isoplèthes en mode zéro, les isoplèthes de compositions d'un minéral sont calculées, en fixant une valeur particulière d'une variable de composition de ce minéral, généralement celle qui reflète la composition mesurée à la microsonde électronique de ce dernier dans l'échantillon en question.

La composition chimique vraie d'un minéral est alors un mélange entre plusieurs pôles purs. Les variables de la composition d'un minéral sont un ensemble de variables indépendantes qui décrivent algébriquement l'intervalle complet de ce minéral dans un espace de composition. Par exemple, la composition du grenat dans les métapélites est une solution solide qui varie généralement dans le cas du métamorphisme régional entre quatre pôles purs : grossulaire $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, spessartine $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ et pyrope $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$; le grenat a une composition générale $(\text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. La relation la plus fiable d'équilibre à utiliser pour la thermobarométrie des isoplèthes dans le faciès des amphibolites des roches métapélitiques est généralement présente entre le cœur de porphyroblastes du grenat (la composition est mesurée par microsonde) et de la composition chimique de la roche totale (mesurée par un spectromètre ICP-AES). Il y a deux raisons pour lesquelles cette relation est toujours la plus fiable:

1- Des valeurs pour un minéral de composition individuelle variable (par exemple la teneur en Mn et Ca de grenat) plotent comme des contours sur les pseudosections P-T. Pour établir le point P-T à partir duquel le minéral a commencé sa croissance, les isoplèthes de compositions mesurées des minéraux (par exemple du grenat) sont posées sur les pseudosections pour évaluer les conditions P-T de croissance des minéraux. Une intersection entre deux courbes de composition doit être trouvée. Pour évaluer la précision de l'estimation P-T, le point d'intersection de ces deux isoplèthes (Grs et Sps) se trouve dans l'ellipsoïde des incertitudes, dans ce cas la composition de la phase analysée peut être considérée comme ayant été en équilibre avec la composition globale de la roche sur le point d'intersection dans le diagramme P-T. Or, il est important que tous les variables de compositions tracées

représentent le même équilibre. Si tous les variables d'une composition ont été analysés d'un seul point d'analyse d'une phase de composition complexe, ils sont beaucoup plus susceptibles de représenter un équilibre unique que ceux qui proviennent des analyses de plusieurs phases différentes. Le grenat est, parmi autres, l'un des minéraux les plus communs dans les métapélites qui a plus de deux variables indépendantes de composition qui sont mesurables par des analyses à la microsonde, ce critère le rendant idéal pour la thermobarométrie des isoplèthes.

2- Dans les métapélites, le grenat est le minéral qui préservera sa composition de croissance, en raison de sa diffusivité intragranulaire très faible en dessous de 700 °C (Evans, 2004). Cela applique un double effet sur l'utilisation des pseudosections dans la description de l'équilibre entre les minéraux et la roche totale. **1)**, cela signifie que l'histoire P-T de la croissance du grenat peut être conservé dans l'intervalle de la composition du grenat, à condition que la roche n'a pas été réchauffée au-dessus de 700°C (Tracy, 1982; Spear, 1988b; Chakraborty et Ganguly, 1992). **2)**, la faible diffusivité intragranulaire du grenat provoque le minéral à être effectivement éloigné de la composition de la roche globale; dans ce cas les éléments du grenat Fe, Mg, Ca, Mn, Al et Si ne sont pas disponibles pour la croissance des autres minéraux (ou même plusieurs grenat). Par conséquent, la composition globale de la roche totale ne sera pas une description précise du système chimique qui fonctionnait à tout moment après la croissance du grenat. Cela signifie que seulement la composition de la croissance du grenat peut être utilisée à la thermobarométrie des isoplèthes, sauf si les calculs sont faits pour estimer les effets du fractionnement des cristaux résultant de la croissance du grenat.

Dans le cas idéal, si la composition d'une partie du grenat analysée a subi une croissance en équilibre avec la composition chimique de la roche totale utilisée pour le calcul, dans ce cas, l'intersection des deux isoplèthes sera à un point dans le champ P-T où le grenat a commencé sa croissance. De cette manière, la composition du grenat peut être utilisée en conjonction avec la composition globale de la roche dans laquelle il a cristallisé pour générer des informations sur l'évolution métamorphique P-T de la roche. Cependant, le déséquilibre entre la composition du grenat et celle de la roche globale peut aussi être un résultat important et utile. Cela impliquerait que la composition chimique mesurée ne représente pas la composition globale effective qui était en opération au moment de la croissance du grenat. Les estimations des vecteurs du changement dans la chimie de la composition effective de la roche totale peuvent être faites, et peuvent éventuellement être liées à des autres causes géologiques que l'histoire P-T, tels que: le métasomatisme et le fractionnement des cristaux.

IV.4. Acquisition des données

L'utilisation de tels champs pour déduire les conditions P-T de croissance des minéraux dans une roche naturelle requiert une composition globale effective, que nous définissons comme la composition de la roche disponible à l'assemblage de phases lors de la réaction. En utilisant des compositions globales analysées par ICP-AES, des analyses des minéraux et par répartition quantitative des éléments par cartographie des rayons X avec une microsonde électronique. Pour les analyses de la roche totale, il faut bien choisir l'échantillon qui est considéré comme un échantillon représentatif de la roche. La détermination de l'échantillon représentatif peut poser un problème, comme les hypothèses sont faites sur la relation entre les échelles de la taille entre les différents minéraux de la roche et le degré de l'hétérogénéité dans la composition de la roche. La nature de ces hypothèses doit être reconnu et justifié pour maintenir l'intégrité de la modélisation.

IV.4.1. Obtention de données sur la composition de la roche globale

Toutes les pseudosections ont été calculées à partir des compositions globales analysées par ICP-AES (Acme Laboratoire, Canada). Les résultats des analyses chimiques des éléments majeurs d'une roche sont donnés en pourcentage poids d'oxydes. Afin d'utiliser ces données dans les calculs des pseudosections, il faut les convertir en pourcentages molaires (sur cent). Le pourcentage molaire s'obtient en divisant le pourcentage poids par le poids moléculaire d'oxyde. Les minéraux contenant du fer contiennent généralement à la fois des ions Fe^{2+} et des ions Fe^{3+} . Le problème de la spéciation du fer se pose lorsque l'on utilise des analyses microsonde ou des analyses par rayon X ou ICP-AES (comme ici) car c'est le fer total que l'on mesure. Pour évaluer la proportion de Fe^{3+} dans les minéraux, on fait donc en général une estimation. Des avancées récentes concernant le cas des chlorites, basées sur l'utilisation de la spectroscopie XANES, ont confirmé que les approximations qui sont généralement faites sont réalistes (Vidal et al., 2006). Cependant, ces mêmes auteurs reconnaissent que des problèmes de répartition du Fe^{3+} restent encore mal compris, et difficilement corrigibles. Pour convertir la proportion de Fe_2O_3 en FeO , on fait tout d'abord extraire tous les éléments en traces de la composition de la roche. Ensuite, on va remettre les pourcentages de toutes les analyses à un total de 100%.

Pour convertir le Fe_2O_3 en FeO , on a selon l'équation suivante:



$$n(\text{Fe}) = n(\text{FeO}) = 2 * n(\text{Fe}_2\text{O}_3),$$

$$\text{Avec: } n(\text{FeO}) = m(\text{FeO})/M(\text{FeO}) \text{ et } n(\text{Fe}_2\text{O}_3) = m(\text{Fe}_2\text{O}_3)/M(\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

$$\text{On sait que: } M(\text{FeO}) = 56 + 16 = 72 \text{ g/mole et } M(\text{Fe}_2\text{O}_3) = 112 + 48 = 160 \text{ g/mole}$$

$$\text{Alors: } n(\text{FeO}) = 2 * m(\text{Fe}_2\text{O}_3)/M(\text{Fe}_2\text{O}_3) = m(\text{FeO})/M(\text{FeO})$$

$$\Leftrightarrow m(\text{FeO}) = 2 * m(\text{Fe}_2\text{O}_3) * M(\text{FeO})/M(\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

$$\Leftrightarrow m(\text{FeO}) = 2 * 72/160 * m(\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

$$\Leftrightarrow m(\text{FeO}) = 0,9 * m(\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

$$\Leftrightarrow \mathbf{m(\text{FeO}) = m(\text{Fe}_2\text{O}_3)/1,11}$$

Après, on va remettre la somme des analyses à une somme de 100%. Ça veut dire, on multiplie le pourcentage de chaque élément majeur de la roche totale fois cent et on le divise par la somme (la somme de tous les éléments après la conversion du Fe_2O_3 en FeO). Néanmoins, pour certains composants, comme P_2O_5 , qui est principalement porté par l'apatite et la monazite, ou Cr_2O_3 qui est présent en faible quantité dans certains minéraux, le choix d'ajouter ou non le composant peut s'avérer crucial. Cependant, certains constituants (par exemple Cr_2O_3) ne sont toutefois présents qu'en faible quantité dans les minéraux et la roche totale et peuvent être négligés. L'apatite contient une forte proportion de P_2O_5 et CaO , la présence de cette phase aura une incidence sur la proportion globale de CaO qui est disponible au sein du système MnNCKFMASHTO. Par conséquent, si l'apatite est observée dans l'échantillon, P_2O_5 doit être retiré de la composition chimique de la roche totale utilisée dans le Thermocalc et CaO doit être recalculé.

$$\text{On a: } \text{CaO (disponible)} = \text{CaO (total)} - \text{CaO (apatite)}, \text{ avec } \text{CaO (ap)} = 3,33 \text{ P}_2\text{O}_5$$

Lors de la soustraction, les valeurs des composants seront modifiées pour ramener les pourcentages de composition à un total de 100 %, tout en respectant les proportions initiales et la composition de la roche est calculée en pourcentages molaires (en mole).

Les pseudosections ont été construites en utilisant les composants indispensables suivants: MnO , Na_2O , CaO , K_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O , TiO_2 et Fe_2O_3 . Pour calculer

la quantité du Fe_2O_3 (O) qu'on va être introduite dans le logiciel Perple_X (logiciel THERMOCALC). En sachant que, le Fe^{3+} est principalement présent dans les grenats, les ilménites et les biotites, il faut calculer le rapport $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ (avec Fe^{2+} recalculé est égale à $(1 - \text{Fe}^{3+}) \cdot \text{F}^{2+}$) de ces minéraux. Nos analyses chimiques montrent que le fer est sous forme de $\text{FeO}_{\text{total}}$, la surestimation de Fe^{3+} dans des biotites est de 10% (Guidotti et Dyar, 1991). A fin de surmonter cette difficulté d'analyse qui émane du partage de $\text{F}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, nous avons procédé à deux relations pour calculer F^{3+} à partir de la valeur de Fe^{2+} en formule structurale, dosé à la microsonde électronique:

- La première relation s'écrit comme suit:

$$X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{lame}} = X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{grenat}} * P (\text{grt}) + X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{biotite}} * P (\text{bt}) + X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{ilménite}} * P (\text{ilm})$$

P : représente la quantité modale en % poids de chaque minéral dans la lame.

$X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{a}}$: représente le rapport $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ en % poids du minéral a dans la lame.

- La deuxième relation s'écrit comme suit:

$X_{\text{Fe}^{3+}}^{\text{lame}} = 2 * \text{Fe}_2\text{O}_3 / (2 * \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$, FeO : représente le Fe^{2+} dans la roche totale ($\text{FeO} = \text{FeO} - 2 * \text{Fe}_2\text{O}_3$).

A partir de cette relation, on obtient la quantité du Fe_2O_3 disponible pour les calculs des pseudosections.

Malgré que ce système chimique soit complexe, il est encore simple à utiliser pour l'exploitation des métapelites. L'analyse à la microsonde électronique de chaque échantillon est capitale pour déterminer les composants qui sont présents dans les minéraux.

IV.4.2. Obtention de données sur la composition du grenat

Les grenats des roches métamorphiques peuvent présenter trois types de zonations: 1) une zonation de croissance, 2) une zonation de diffusion, et 3) la combinaison des deux zonations (1 et 2). Ces différentes zonations sont essentiellement basées sur la distribution de Mn, car cet élément est fortement fractionné dans le grenat. Dans ce grenat cartographié (Fig. C.IV-32), les cartes de distribution montrent clairement une zonation de croissance, caractérisée par une décroissance de la teneur en spessartine du centre vers la bordure du minéral, accompagnée d'une augmentation parallèle en almandin et en pyrope.

Systématiquement, les grenats avec une zonation de croissance, caractérisent les roches ayant subi un métamorphisme prograde.

Parfois, les compositions chimiques des grenats ne reflètent pas une zonation de croissance mais plutôt une zonation de diffusion. Cette zonation traduit une rééquilibration partielle des minéraux, probablement pendant le trajet rétrograde. Ce type de zonation est présent dans la bordure du grenat de la figure C.IV-33. Ce schéma de zonation est assez courant dans les grenats métamorphiques, la figure C.IV-33 montre des cartes de la distribution des éléments du grenat de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.

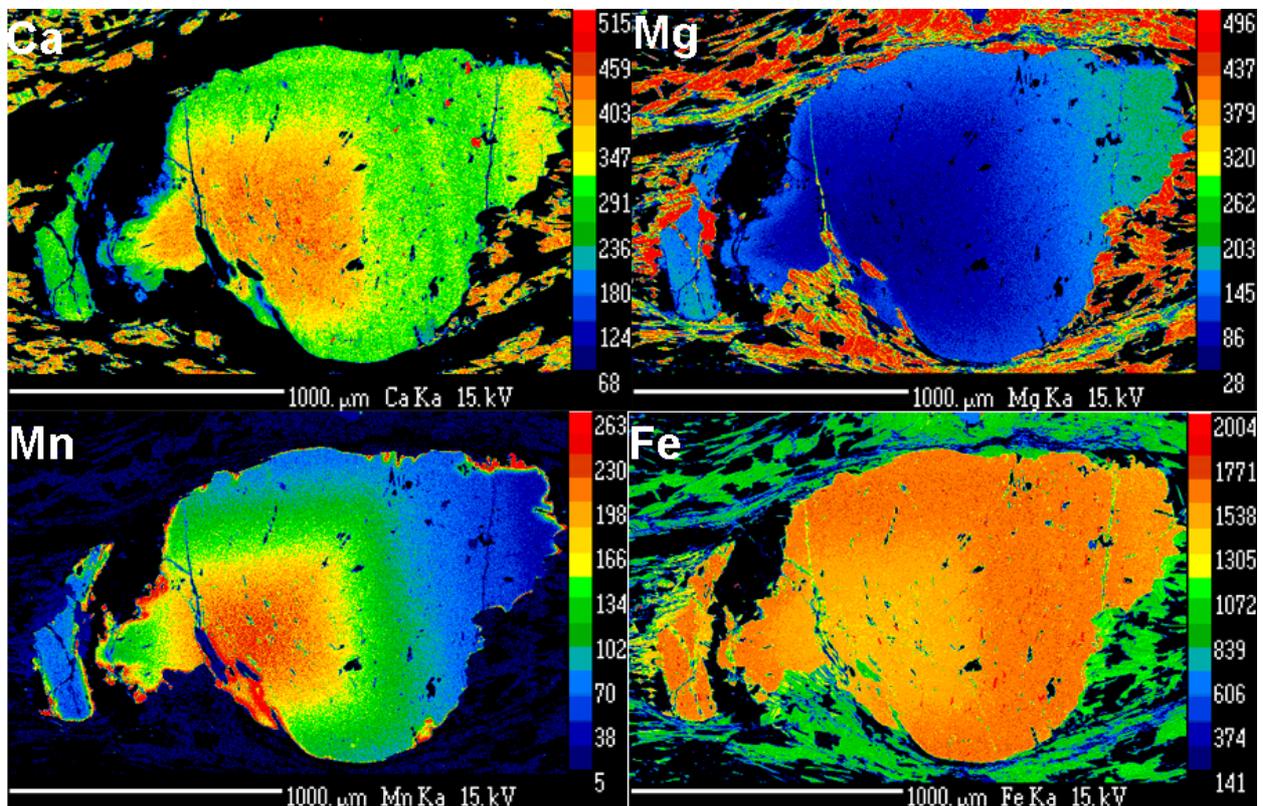


Fig. C.IV-32 : Grenat des micaschistes à grenat-biotite-staurotite±disthène de l'unité de Filali : Cartes de distribution quantitative des éléments Fe, Mg, Mn et Ca par cartographie des rayons X avec une microsonde électronique.

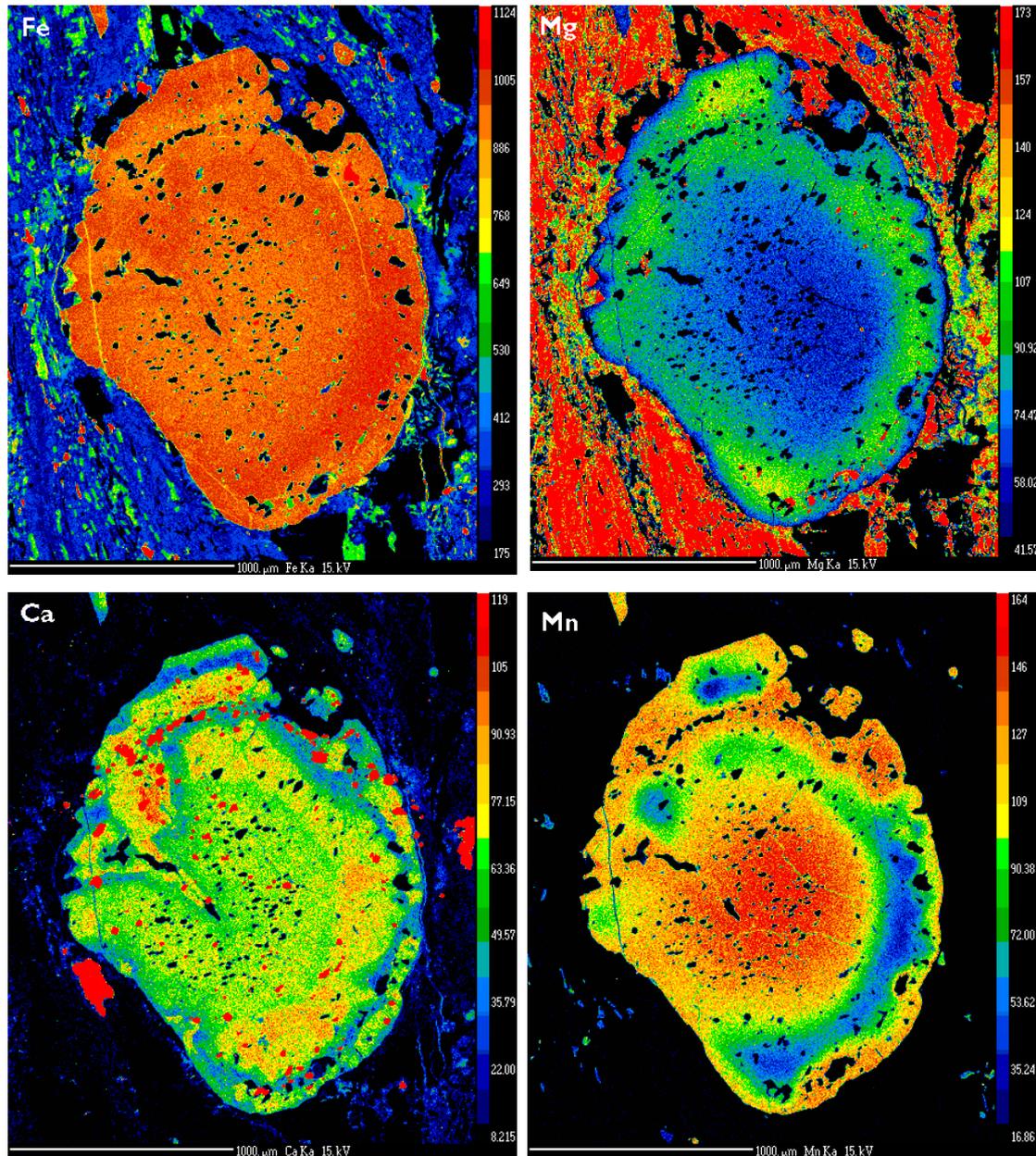


Fig. C.IV-33 : Cartographie des rayons-X des éléments Fe, Mg, Ca et Mn et Ca montrant la zonation du grenat de gneiss migmatitiques de l'unité de Filali.

D'après les cartes de ce grenat, les cœurs montrent une zonation; leurs bords sont zonés et montrent une diminution de la composition en pyrope vers les bords externes, accompagnée par une augmentation dans la composition en almandine et spessartine. Ces caractéristiques sont généralement typiques de grenats de grade élevé qui sont affectés par une rééquilibration de HT et ré-homogénéisation par la diffusion pendant le chemin rétrograde (Spear, 1988).

IV.5. Sources d'erreurs dans le calcul des isoplèthes

L'exactitude est la caractéristique qui indique si les résultats sont proches de la température ou de la pression réelle du métamorphisme. Elle est généralement assez difficile à déterminer sans les expériences dont les données thermodynamiques des phases présentes (ex. Activités, coefficients d'activité, entropie, enthalpie,.....etc) parfaitement déterminées. Pour cela, il est important de reconnaître chaque source d'erreur associée à la thermobarométrie, et comprendre comment ces sources influencent sur l'exactitude et la précision des résultats.

IV.5.1. Données thermodynamiques

La première d'entre elles est l'incertitude sur les propriétés thermodynamiques. L'ensemble de données thermodynamiques exigé telles que l'enthalpie, l'entropie, etc, est raisonnablement bien connu pour la plupart des minéraux selon la base de donnée de [Holland et Powell \(1985, 1990, 1998\)](#). L'énorme avantage de la base de données proposée par ces auteurs est de posséder des incertitudes dans le calcul des enthalpies de formation ($\Delta_f H$) de tous les pôles purs des minéraux. Ces incertitudes peuvent être surtout de propager ensuite avec THERMOCALC dans les calculs des conditions P-T (les autres bases connaissent aussi les σ , mais souvent ne les propagent pas). Ces incertitudes peuvent être propagées à travers tous les calculs avec le logiciel Thermocalc pour donner des incertitudes sur les valeurs de P et T calculées et les compositions des minéraux. L'enthalpie de formation est une valeur constante des pôles purs de chaque phase minérale, cependant, sa valeur réelle est généralement assez mal contrainte expérimentalement.

En raison de ces points, il est évident que les estimations P-T puissent être très dépendantes des modèles a-x. Par conséquent, il est certainement trop optimiste de compter qu'une évaluation des conditions P-T pour une paragenèse minérale donne la pression et la température exactes auxquelles la paragenèse s'est formée. Au mieux, les méthodes géothermobarométrique sont capables de délimiter un certain champ P-T dans lequel une paragenèse minérale s'est probablement formée.

Cependant, il est possible que des incertitudes sur une évaluation des conditions P-T puisse être de l'ordre de 100°C et/ou de quelques kilobars, et rendent l'histoire tectonométamorphique d'une roche ou d'une région donnée plutôt ambiguë.

IV.5.2. Modèles activité-composition (a-x)

Les modèles activité-composition (a-x) des minéraux sont un ensemble de paramètres qui décrivent les effets de mélange entre les pôles purs d'une solution solide sur les propriétés thermodynamiques. Les modèles a-x sont considérés comme le plus grand contributeur à l'erreur dans la thermobarométrie (Hodges et Mckenna, 1987; Kohn et Spear, 1991) et peuvent avoir une forte influence sur le résultat d'une évaluation de conditions P-T. Pour la plupart des minéraux, il n'y a souvent pas d'accord sur les modèles (a-x). Parfois, plusieurs interprétations différentes peuvent conduire à des estimations de P et de T très éloignées. Ceci résulte du fait que la plupart des déterminations des paramètres d'interaction sont empiriques.

IV.5.3. Erreur aléatoire

Des erreurs peuvent en effet être perpétrées lors de l'une ou de l'autre des quatre phases du déroulement classique des opérations, à savoir: la mesure; la transmission de l'information; le stockage de l'information; le traitement de l'information (prétraitement et analyse). Il est donc indispensable, avant d'utiliser des séries de données, de se préoccuper de leur qualité et de leur représentativité en utilisant diverses techniques en général de type statistique ou graphiques.

Une erreur de mesure est définie comme étant la différence entre la vraie valeur (qui est l'idéal recherché, mais qui n'est en principe et malheureusement jamais connue) et la valeur mesurée. Il est commode, tant pour les présenter que pour différencier la façon de les aborder, de considérer deux types d'erreur: les erreurs aléatoires et les erreurs systématiques.

Des erreurs aléatoires, ou indéterminées, lorsqu'un système de mesure est poussé à son maximum de sensibilité. Elles affectent la précision des données et sont non corrélées. Ce type d'erreur est dû à des raisons nombreuses et variées, généralement inconnues, affectant différemment chaque mesure individuelle. Ces erreurs étant inévitables, il faut en estimer l'importance afin de pouvoir en tenir compte lors de l'évaluation de l'incertitude finale. Il existe de nombreuses sources d'erreurs aléatoires, mais les deux principales sources d'erreurs aléatoires sont des erreurs analytiques et géologiques. Celles-ci servent à limiter la précision avec laquelle la composition des roches et des minéraux peuvent être mesurées, et avec laquelle la composition des minéraux peut être modélisé. Par conséquent, l'analyse des erreurs aléatoires fournit d'importants contrôles sur la validité de la modélisation de la composition utilisée dans le calcul des chemins P-T de la zonation de grenat (Evans, 2004).

IV.5.3.1. Erreur analytique

En grande majorité, les compositions des minéraux sont mesurées à la microsonde électronique. Des erreurs analytiques se réfèrent à la précision de mesure de la composition des roches et des minéraux utilisés en thermobarométrie. En général, la précision sur une mesure effectuée dans des conditions optimales est sensiblement égale ou inférieure à 1% de la valeur mesurée. Ce type d'erreur est considéré comme aléatoire, et se distingue de l'erreur systématique, car il décrit l'incertitude sur une valeur qui change d'un calcul à l'autre (par exemple, la composition du grenat), plutôt que d'une valeur qui reste constante (par exemple, les propriétés thermodynamiques des pôles purs de grenat).

Des erreurs systématiques se produiront toujours dans le même sens et avec la même valeur dès lors qu'on est dans les mêmes conditions de mesure. Elles affectent la fiabilité des données et sont totalement corrélées. On parle aussi d'inconsistance. Supposons qu'aucune erreur aléatoire n'affecte les mesures. La différence entre la vraie valeur et la valeur mesurée, si elle existe, est alors due à une erreur systématique. Elles sont le plus souvent liées à la calibration de l'appareil de mesure qui n'est pas parfaite ou à un phénomène extérieur qui perturbe la mesure (erreur d'appareillage...). Elles s'éliminent par réglages ou par mode opératoire adapté.

IV.5.3.2. Erreur géologique

Des erreurs géologiques font référence à des erreurs introduites dans les calculs par des processus chimiques. Ces erreurs agissent sur les résultats des conditions P-T estimées par la thermobarométrie des isoplèthes. L'origine des erreurs géologiques est le plus souvent lié à 1) l'état de non équilibre entre les minéraux, 2) la composition réelle des phases, puisque la plupart des réactions ne mettent pas en jeu des phases à composition constante mais des phases dont la composition évolue au cours de la réaction (réaction continues di- ou multivariantes), et 3) des variations de la composition globale effective de la roche totale provoquées par le fractionnement des minéraux. Ce type d'erreur n'est certainement pas systématique, mais il peut être minimisé grâce à des méthodes d'échantillonnage.

[Chernoff et Carlson \(1997\)](#) et [Hirsch et al. \(2003\)](#) ont montré que les éléments Ca et Mn de grenat peuvent être contrôlés par l'hétérogénéité locale de la composition chimique de la roche totale. Cela signifie que deux porphyroblastes de grenat qui se sont développés simultanément peuvent avoir des compositions différentes, et par conséquent ne seront pas en équilibre. Cela est contredit à l'hypothèse de la thermobarométrie des isoplèthes qui conçoit

que tous les grenats qui ont subi une croissance contemporaine, auront la même composition chimique. De toute évidence, l'influence de ce type d'erreur géologique doit être évaluée avant d'estimer les conditions P-T par la thermobarométrie des isoplèthes.

La donnée acquise précédemment nécessite souvent un traitement préalable afin de la rendre pertinente et exploitable. Il s'agit pour l'essentiel de la conversion de la mesure effectuée en une grandeur qui soit géologiquement significative. Avant de pouvoir exploiter les données et bien qu'elles soient dans un format adéquat, il importe de contrôler la fiabilité et la précision de ces dernières. Le contrôle permet de valider les données avant leur exploitation.

IV.6. Conclusions sur les sources d'erreurs

En résumé et par ordre croissant d'importance sur les effets, les différentes sources d'erreurs sont:

- 1- Imprécision sur les analyses à la microsonde électronique;
- 2- Erreur sur les déterminations des variations de volume $V_r V$;
- 3- Incertitude sur les calibrations expérimentales;
- 4- Incertitudes sur les modèles d'activités des minéraux;
- 5- Incertitude géologique à partir d'hétérogénéité des compositions.

V. Application de la thermobarométrie des pseudosections aux métapelites de Filali

V.1. Micaschistes de l'unité de Filali

V.1.1. Zone à grenat-biotite (MS1)

Dans les micaschistes à grenat-biotite, la schistosité S_1 est marquée par un assemblage à grenat + biotite + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz \pm chlorite (phase M1). La schistosité principale S_2 , qui s'est développée durant le stade de déformation D_2 (phase M2), est marquée par un assemblage à biotite + muscovite + plagioclase + andalousite + ilménite + quartz. Les minéraux utilisés pour estimer les conditions P-T sont à l'équilibre, en se basant sur des observations texturales et de l'étude paragenétique entre les minéraux. La présence de minéraux hydratés nous incite à ajouter l'eau en tant que composant à la modélisation. La composition chimique effective utilisée dans cette modélisation est celle de la roche totale de l'échantillon 23B (Tableau C.IV-2). Cet échantillon est assez pauvre en fer, magnésium et aluminium par rapport aux autres échantillons des micaschistes.

Les minéraux impliqués dans les relations de phases dans les micaschistes à grenat-biotite sont: grenat, staurotide, biotite, silicate d'alumine, plagioclase, muscovite, chlorite, rutile, ilménite, épidote, feldspath potassique et quartz. Compte tenu du nombre de constituants indépendants, toutes les paragenèses ont des variances élevées (variance = 3, 4 et 5). Le calcul de la pseudosection montre que les champs divariants sont affectés par les variations de composition globale observées dans les micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali.

La pseudosection des micaschistes à grenat-biotite calculée montre que la staurotide est stable à des températures comprises entre 530-625°C et à des pressions inférieures à 8 kbar. Le grenat est stabilisé par MnO et il est présent avec la biotite et la muscovite (μ , q et H_2O sont en excès) dans tous les champs de la pseudosection. À des hautes températures (>565°C) et à des basses pressions (< 4 kbar), le feldspath potassique est stable et remplace la muscovite par la réaction suivante (Fig. C.IV-34):



La paragenèse, où la sillimanite coexiste avec le feldspath potassique et la muscovite est présente dans cette pseudosection comme une ligne, est stable à des températures > à 640°C et à des pressions comprises entre 3-4 kbar. Le rutile se retrouve avec l'ilménite sur une bande étroite de P et T (Fig. C.IV-34), après il est remplacé par l'ilménite à une pression < 8 kbar et

une température $> 420^{\circ}\text{C}$, la paragonite est remplacé par le plagioclase à des températures supérieures à 620°C et à des pressions inférieures à 5,5 kbar. La fusion partielle hydratée apparaît à des températures supérieures à environ de 650°C .

Sample	MS1	MS2	MS3	MS4	MG
<i>Weight percent oxides</i>					
SiO₂	64,19	56,86	56,14	55,39	
Al₂O₃	16,11	21,38	22,49	23,99	
Fe₂O₃	6,74	7,33	7,39	8,90	
MgO	1,65	1,88	1,88	2,03	
CaO	1,63	0,75	1,33	1,41	
Na₂O	1,17	1,44	0,94	0,93	
K₂O	3,14	5,05	4,50	3,21	
TiO₂	0,83	0,94	0,91	1,02	
P₂O₅	0,117	0,157	0,131	0,223	
MnO	0,12	0,07	0,12	0,15	
Cr₂O₃	0,014	0,018	0,020	0,019	
O					
Total	95,71	95,88	95,85	97,27	
<i>Mole percent oxides in the model system MnNCKFMAS</i>					
SiO₂	74,07	67,89	67,18	65,71	58,05
Al₂O₃	10,95	15,04	15,86	16,77	19,30
FeO	5,86	6,59	6,66	7,95	9,78
MgO	2,84	3,35	3,35	3,59	3,76
CaO	1,82	0,70	1,48	1,42	0,47
Na₂O	1,31	1,67	1,09	1,07	0,57
K₂O	2,31	3,85	3,43	2,43	4,14
TiO₂	0,72	0,84	0,82	0,91	3,54
MnO	0,12	0,07	0,12	0,15	0,10
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	99,71
<i>Mole percent oxides in the model system MnNCKFMASHTO</i>					
H₂O	-	-	-	-	3,45
SiO₂	74,04	67,87	67,14	65,7	56,06
Al₂O₃	10,95	15,04	15,85	16,77	18,64
FeO	5,86	6,59	6,66	7,94	9,44
MgO	2,84	3,35	3,35	3,59	3,63
CaO	1,82	0,70	1,48	1,42	0,45
Na₂O	1,31	1,67	1,09	1,07	0,55
K₂O	2,31	3,84	3,43	2,43	4,00
TiO₂	0,72	0,84	0,82	0,91	3,42
MnO	0,12	0,07	0,12	0,15	0,10
O	0,03	0,03	0,07	0,02	0,26
Total	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00

Tableau C.IV-2: Compositions chimiques de la roche totale utilisées pour les différentes modélisations (en mole %) dans les métapelites de l'unité de Filali. La composition globale de l'échantillon de gneiss migmatitique est calculée à partir des proportions et des compositions des minéraux.

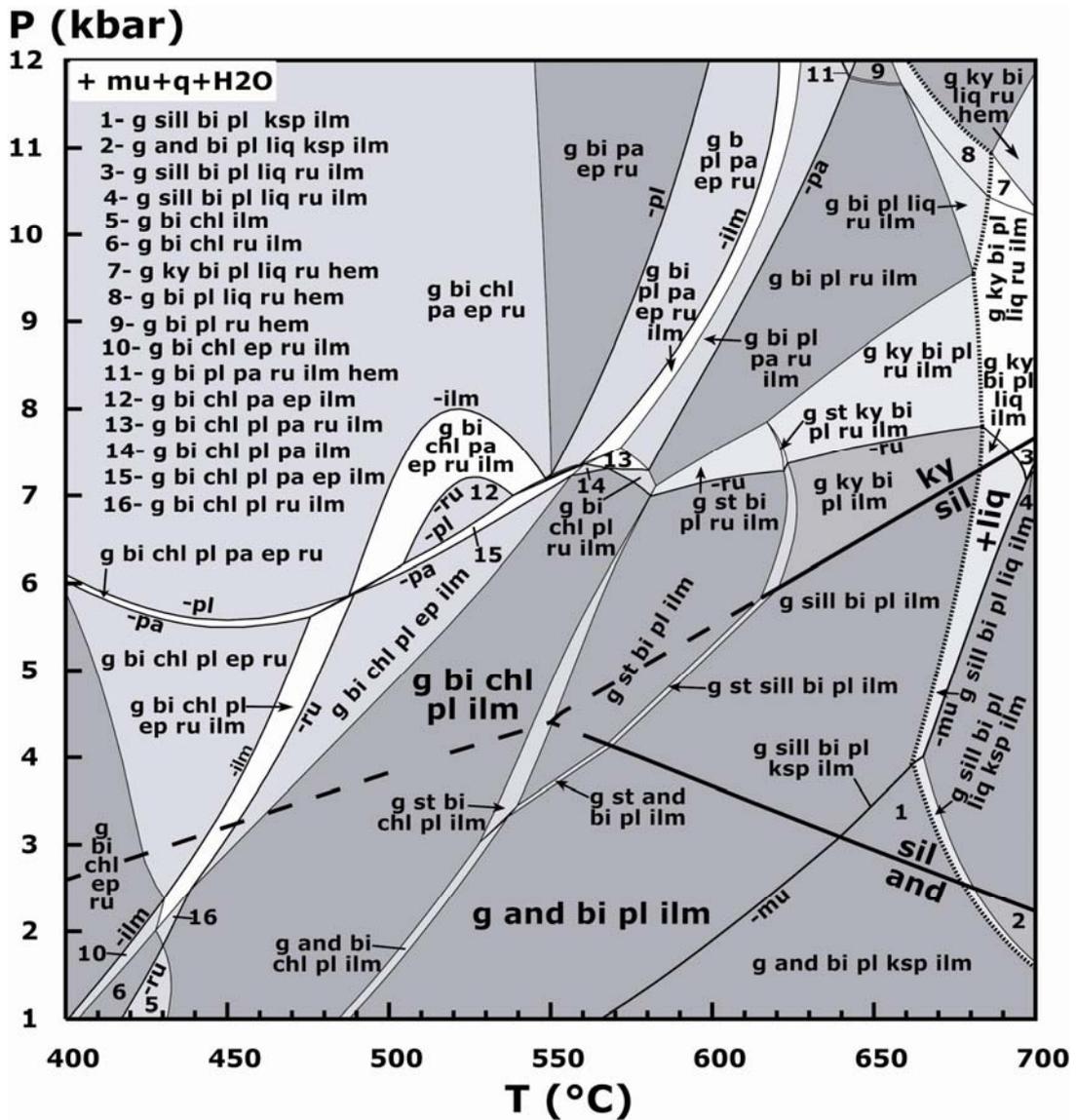


Fig. C.IV-34 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite : $MnO = 0.12$, $Na_2O = 1.31$, $CaO = 1.82$, $K_2O = 2.31$, $FeO = 5.86$, $MgO = 2.84$, $Al_2O_3 = 10.95$, $SiO_2 = 74.07$, $TiO_2 = 0.72$, $O = 0.03$ en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (eau) sont en excès).

Le calcul des isoplèthes dans une pseudosection permet de mettre une contrainte supplémentaire sur l'évolution métamorphique de la roche. L'intersection des isoplèthes de la composition du centre de grenat (Grs, Sps) nous a permis d'estimer les conditions P-T d'équilibration de l'assemblage associé à la schistosité S_1 , alors que la composition mesurée des isoplèthes du plagioclase et de la biotite de la matrice (an, Al^{VI} respectivement) nous a permis de contraindre les conditions P-T de l'assemblage syn- S_2 .

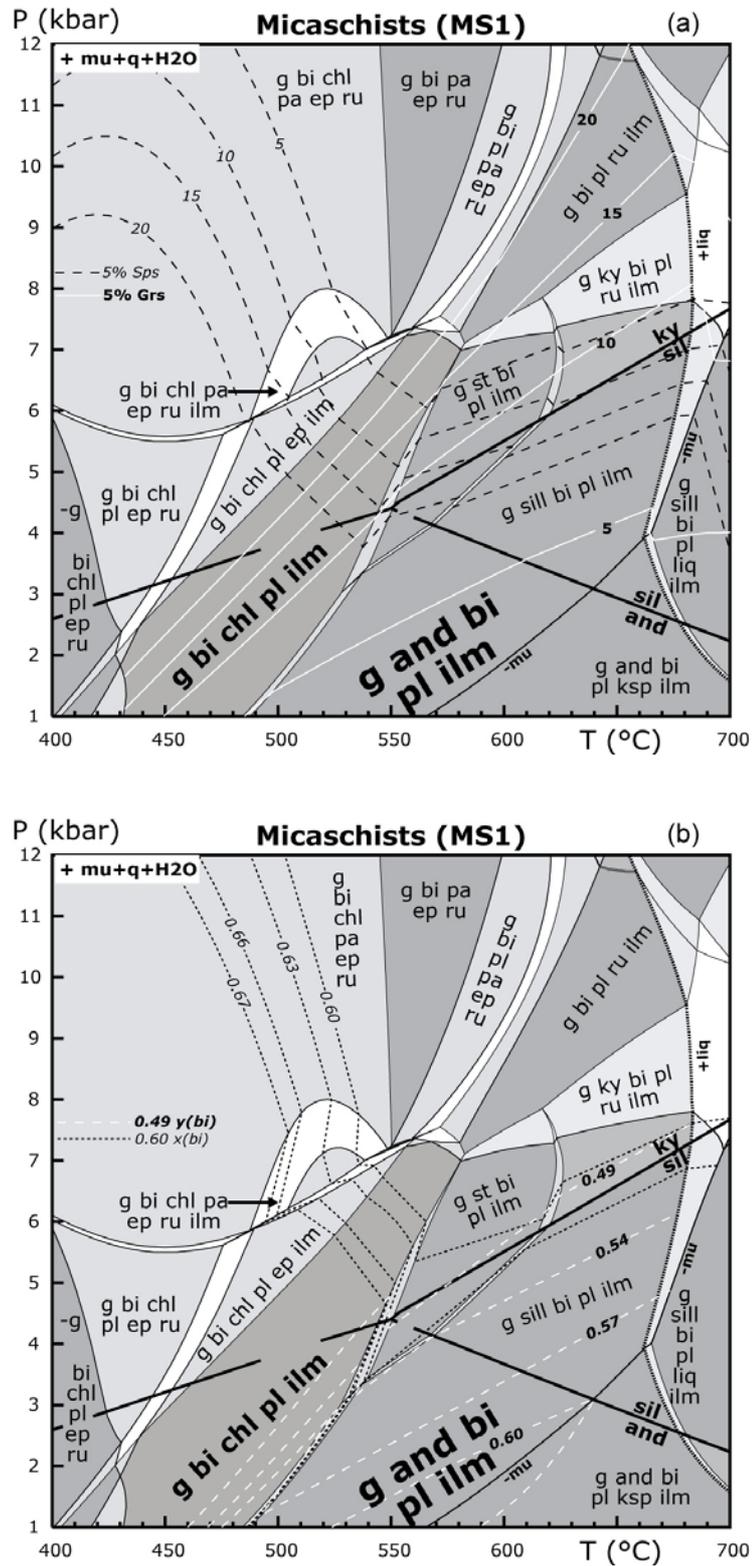


Fig. C.IV-35 : (a) Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps) et (b) de la biotite ($x_{(bi)} = X_{Fe}$, $y_{(bi)} = Al^{VI}$) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali.

La position absolue des isoplèthes dans l'espace PT est sujette à des incertitudes importantes. Ces incertitudes sont dues à la précision des paramètres thermodynamiques, mais également en grande partie à l'influence des constituants supplémentaires dans la structure du minéral. La modélisation réalisée dans les micaschistes à grenat-biotite en prenant pour composition chimique effective celle de la roche totale de l'échantillon 23B (Tableau C.IV-2) permet l'intersection des isoplèthes du grenat (Grs 16 et Sps 8). L'intersection des deux isoplèthes considérés (Fig. C.IV-35a) dans le champ à grenat-biotite-chlorite-plagioclase-ilménite (sauf pour l'isoplèthe Grs8 qui se croise avec les isoplèthes Sps en dehors de ce champ).

A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t des micaschistes à grenat-biotite

Pression et température ont été estimées via le calcul d'une pseudosection en utilisant le logiciel THERMOCALC 3.32 (Powell & Holland, 1988). Dans le champ quintavariant à g-bi-chl-pl-ilm (phase M1), correspond à la foliation antérieure S₁, l'intersection des isoplèthes de la composition du cœur de grenat (Grs 16, Sps 8) indique des conditions d'équilibration d'environ 550°C, 5.5 kbar (Fig. C.IV-35). L'assemblage g-and-bi-pl-ilm (phase M2), contemporaine avec le développement de la schistosité principale S₂, est stable dans un grand champ P-T. L'utilisation de la composition des isoplèthes n'a donné aucun résultat utile, car de nombreuses variables de la composition des valeurs calculées ne sont pas similaires à celles observées, et montrent peu de variation dans l'intervalle P-T d'intérêt. Par conséquent, nous pouvons conclure que la foliation principale dans les micaschistes à grenat-biotite est développée à des températures de 500 - 600°C et des pressions < 3,5 kbar (Fig. C.IV-35). Ceci suggère que, après la période correspondant à la croissance du grenat, la roche a subi une évolution P-T rétrograde dominée par une décompression sub-isotherme (Fig. C.IV-36).

B. Estimation des conditions P-T des minéraux des micaschistes à grenat-biotite: approche par la thermobarométrie multi-équilibre

Nous avons vu qu'à P et T données, le système chimique tend naturellement vers un état d'équilibre dans lequel son énergie libre de Gibbs est minimale. Il en découle qu'à l'équilibre, toutes les réactions possibles entre les phases ont eu lieu et qu'elles sont terminées: l'enthalpie libre de réaction (ΔGr) de chacune d'entre elles est nul. Pour estimer les conditions métamorphiques correspondant à la croissance des paragenèses minérales, nous avons utilisé la méthode des multi-équilibres qui permet de calculer la position dans l'espace P-T des différents équilibres intervenant entre les minéraux présents dans la paragenèse. Pour

Le logiciel THERMOCALC permet de calculer une série de réactions entre les pôles purs des phases minérales présentes dans le domaine PT suggéré. Il utilise les données thermodynamiques de la base de données fournie avec le programme. Il cherche une série de réactions indépendantes parmi les réactions calculées. Pour chaque résultat on obtient une valeur d'incertitude (écart type) et d'un paramètre diagnostique nommé "**sigfit**", résultat du test statistique χ^2 , doit être inférieur à la valeur suggérée par le logiciel. Ce paramètre indique si le résultat du calcul peut être retenu ou pas. Le programme peut ne pas réussir à calculer une série de réactions indépendantes, à cause de la pauvreté minéralogique de la paragenèse ou à cause d'une mauvaise estimation des valeurs d'activité des différents pôles purs.

Sample	Independant set of reactions	Result
Zone à g-bi	1) $3\text{east} + 6\text{q} = \text{py} + \text{phl} + 2\text{mu}$ 2) $\text{phl} + \text{east} + 6\text{q} = \text{py} + 2\text{cel}$ 3) $\text{py} + \text{gr} + \text{mu} = 3\text{an} + \text{phl}$ 4) $\text{gr} + \text{alm} + \text{mu} = 3\text{an} + \text{ann}$ 5) $3\text{an} + \text{ann} + 3\text{geik} = \text{py} + \text{gr} + \text{mu} + 3\text{ilm}$ 6) $3\text{an} + \text{ann} + 3\text{pnt} = \text{gr} + \text{spss} + \text{mu} + 3\text{ilm}$	P = 5,4 ± 1,4 kbar T = 516 ± 99 °C cor = 0,826 sigfit = 0,67 (1,54)

Tab. C.IV-3: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté-S₂ (grenat + biotite + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz + graphite) des micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1 σ .

L'activité de l'almandin, du pyrope et du grossulaire dans le grenat a été calculée suivant le modèle de [White et al. \(2007\)](#). L'activité des pôles purs du plagioclase et feldspath potassique a été calculée suivant le modèle de [Holland & Powell \(2003\)](#). L'activité des pôles purs de la muscovite et la paragonite a été calculée suivant le modèle de [Coggon & Holland \(2002\)](#). Celle des pôles purs de la biotite suivant le modèle de [White et al. \(2007\)](#). Pour le calcul de l'activité des pôles purs de la staurotite et de la cordiérite on a utilisé le modèle de [Holland & Powell \(1998\)](#).

Les résultats représentatifs de ces calculs pour la paragenèse du pic de métamorphisme dans les micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali sont représentés dans le [Tableau C.IV-3](#). Les incertitudes représentent la valeur de 1 σ , c'est-à-dire 95% de niveau de confiance. Les conditions PT du métamorphisme obtenues par l'approche de la thermobarométrie multi-

équilibre sont estimées à $P = 5,4 \pm 1,4$ kbar, $T = 516 \pm 99^\circ\text{C}$. Les incertitudes sur ces estimations sont élevées ($\pm 1,4$ kbar, $\pm 99^\circ\text{C}$).

C. Conclusion

La pseudosection calculée, ainsi que les relations de phases et les microstructures associées, permettent de proposer un chemin horaire en décompression au sein des micaschistes à grenat-biotite de l'unité de Filali (Fig. C.IV-36). La phase M_1 du métamorphisme s'effectuerait à moyenne pression (MP) et moyenne température (MT), alors que la phase M_2 prendrait place à basse pression (BP) et haute température (HT). Ces dernières estimations sont basées sur la cristallisation Syn- S_2 de l'andalousite observée dans cette zone métamorphique. L'allure de chemin obtenu dans les micaschistes à grenat-biotite est assez similaire avec les données antérieures proposées par El Maz et Guiraud (2001). De plus cette évolution témoigne d'un gradient métamorphique relativement élevé. L'approche par la thermobarométrie multi-équilibre ne donne pas des résultats plus précis du pic du métamorphisme (P-T).

V.1.2. Zone à grenat-biotite-staurotide (MS2)

Dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide, la schistosité S_1 est marquée par la cristallisation de l'assemblage grenat + staurotide + biotite + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz + graphite (phase M1). La schistosité principale S_2 est définie par l'alignement de biotite, muscovite, plagioclase, sillimanite, quartz, graphite et ilménite (phase M2). Ces deux paragenèses permettent de contraindre précisément une portion de l'évolution métamorphique de cette roche. La pseudosection P-T (Fig. C.IV-37) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide a été calculée à partir d'une composition globale dérivée par ICP-AES de l'échantillon 26B (Tableau C.IV-2). Dans cette pseudosection le grenat est stable à partir de $\sim 460^\circ\text{C}$ pour des pressions inférieures à 5,5 kbar. La stabilité de la paragonite est prédite à des basses températures et des pressions élevées, tandis que la stabilité du plagioclase est prédite à des températures élevées et des pressions faibles. Il y a une zone sur laquelle l'assemblage paragonite-plagioclase est stable, cette zone se limite par des températures de $400 - 650^\circ\text{C}$ et des pressions de 6 - 12 kbar. En dehors de cette zone le plagioclase remplace la paragonite, en effet le Na de la composition globale est incorporé par le plagioclase et la muscovite. On s'aperçoit également à partir de cette pseudosection qu'il y a sur une petite bande à des températures et des pressions plus élevées où on n'observe ni de la paragonite ni du plagioclase. Dans ce cas, le Na et Ca de la composition chimique de la roche sont incorporés dans la muscovite \pm le grenat à ces conditions. Cette situation est le

résultat d'un faible contenu de la roche en Na et Ca. La staurotide est stable entre ca. 3 et 8 kbar et 540 °C à 640 °C. La stabilité du rutile est limitée à des pressions supérieures à 8 kbar pour des températures entre 530 et 650°C, mais elle s'étend jusqu'aux des pressions de 1,0 kbar pour des températures inférieures à 425°C d'un côté, et, supérieures à 530-650°C d'autre côté.

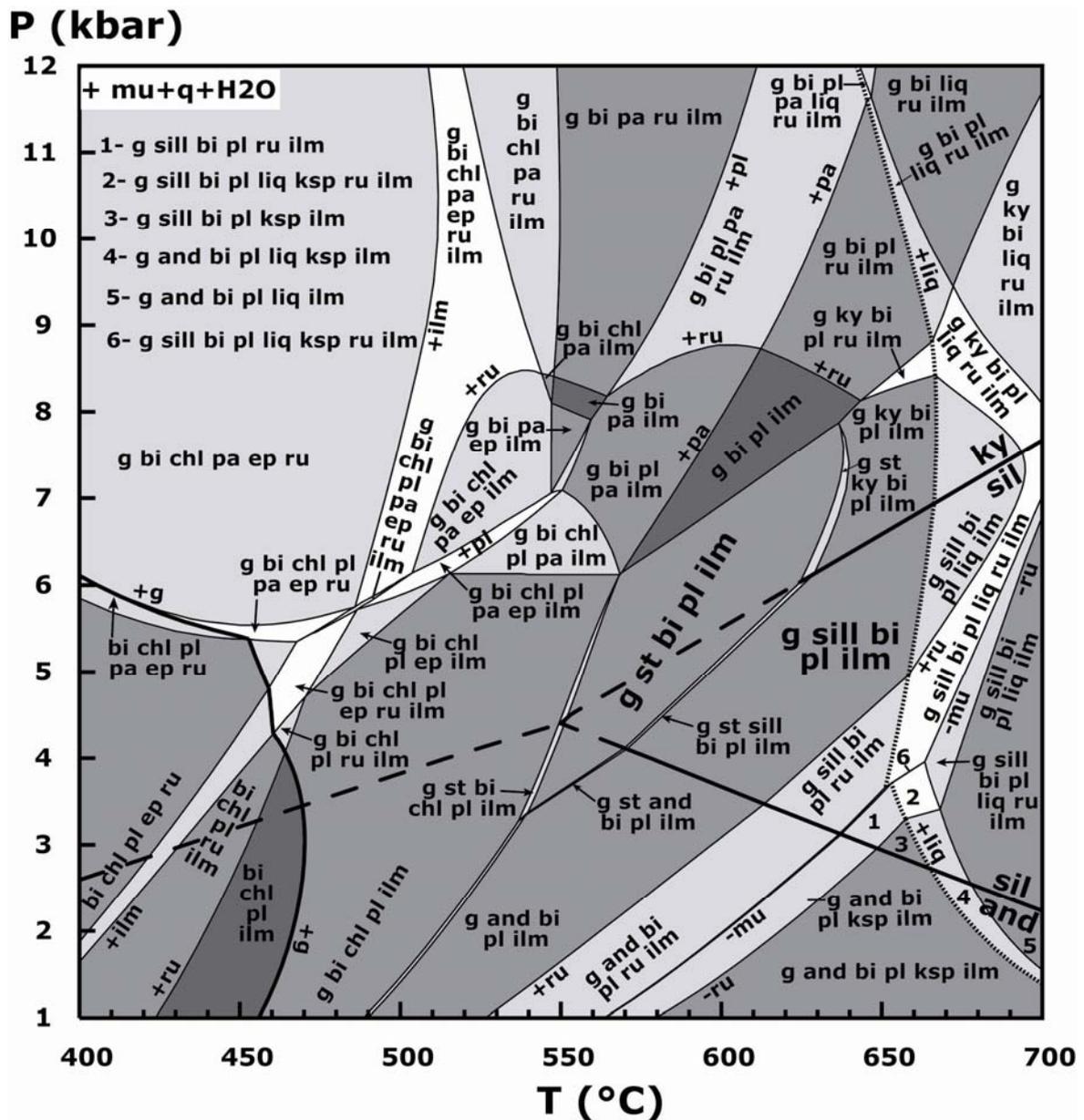


Fig. C.IV-37 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide: $MnO = 0.07$, $Na_2O = 1.67$, $CaO = 0.70$, $K_2O = 3.85$, $FeO = 6.59$, $MgO = 3.35$, $Al_2O_3 = 15.04$, $SiO_2 = 67.89$, $TiO_2 = 0.84$, $Fe_2O_3 = 0.03$ en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (eau) sont en excès).

L'ilménite est stable partout dans le diagramme au-delà d'une ligne entre 1,0 kbar; 400°C et 12 kbar; 500°C. La pseudosection montre que l'assemblage rutile-ilménite, est stable sur des domaines très étroits en dehors du domaine à $T > 500^\circ\text{C}$ et $P > 9$ kbar. Comme dans la zone précédente, la fusion partielle hydratée apparaît à des températures supérieures à environ de 650°C.

A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t des micaschistes à grenat-biotite-staurotide

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

(a) Le pic du métamorphisme est marqué principalement par la présence de grenat et staurotide. Due à l'importante rétro-morphose, les relations texturales ne sont pas suffisantes à elles seules pour déterminer avec exactitude l'assemblage au pic du métamorphisme. Néanmoins, nous suggérons qu'il se compose de g-st-bi-mu-pl-ilm-q.

(b) La foliation principale se caractérise par l'association sill-bi-mu-pl-ilm. Cet assemblage est délimité à haute température par les lignes où disparaissent le liquide et le rutile et à moyenne température par la ligne où disparaît la staurotide (Fig. C.IV-37).

On s'aperçoit à partir de la pseudosection que, les isoplèthes de la fraction molaire du spessartine dans le grenat (X_{Sps}) sont parallèles à la ligne où apparaît le grenat ("+g", Fig. C.IV-38). Les isoplèthes de compositions mesurées sont posées sur la pseudosection pour évaluer les conditions P-T de croissance des paragenèses des phases M1 et M2 de cette zone métamorphique. En effet, les isoplèthes de compositions mesurées du cœur de grenat (Grs 10 et Sps 7) et celles de compositions mesurées de la biotite ($X_{\text{Fe}} = 0,61$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0,47$), qui est en inclusion dans le plagioclase, permettent d'estimer les conditions P-T de la paragenèse de la phase M1 (Fig. C.IV-38). Les isoplèthes du plagioclase de la matrice (an) sont utilisées pour délimiter les conditions P-T de croissance des minéraux de la phase M2. La transformation des bords de grenat en staurotide suggère que la staurotide se forme sur la partie en décompression du chemin P-T. En effet sur cette partie le mode de grenat diminue, comme le suggère la position des isoplèthes de X_{Sps} .

La pseudosection (Fig. C.IV-38) a été construite avec les isoplèthes de la fraction molaire du spessartine (X_{Sps}) et grossulaire (X_{Grs}) dans le grenat (Fig. C.IV-38a), X_{an} et X_{Fe} , Al^{VI} dans le plagioclase et la biotite, respectivement (Fig. C.IV-38b). Ces isoplèthes sont alignées d'une façon linéaire, l'intersection de la composition mesurée des isoplèthes du cœur de grenat (Grs10, Sps7) et celles de la biotite (inclusion dans le plagioclase, $X_{\text{Fe}} = 0,61$, $\text{Al}^{\text{VI}} = 0,47$) a donné des conditions P-T de 6,0 kbar, 580°C. Cette intersection se produit dans le

champ à g-st-bi-mu-pl-ilm-q (phase M1), correspond à la schistosité antérieure S₁, ce champ est quintavariant dans le système MnNCKFMASHTO. La présence des inclusions de biotite, muscovite, plagioclase, ilménite et quartz au sein du grenat est compatible avec les relations

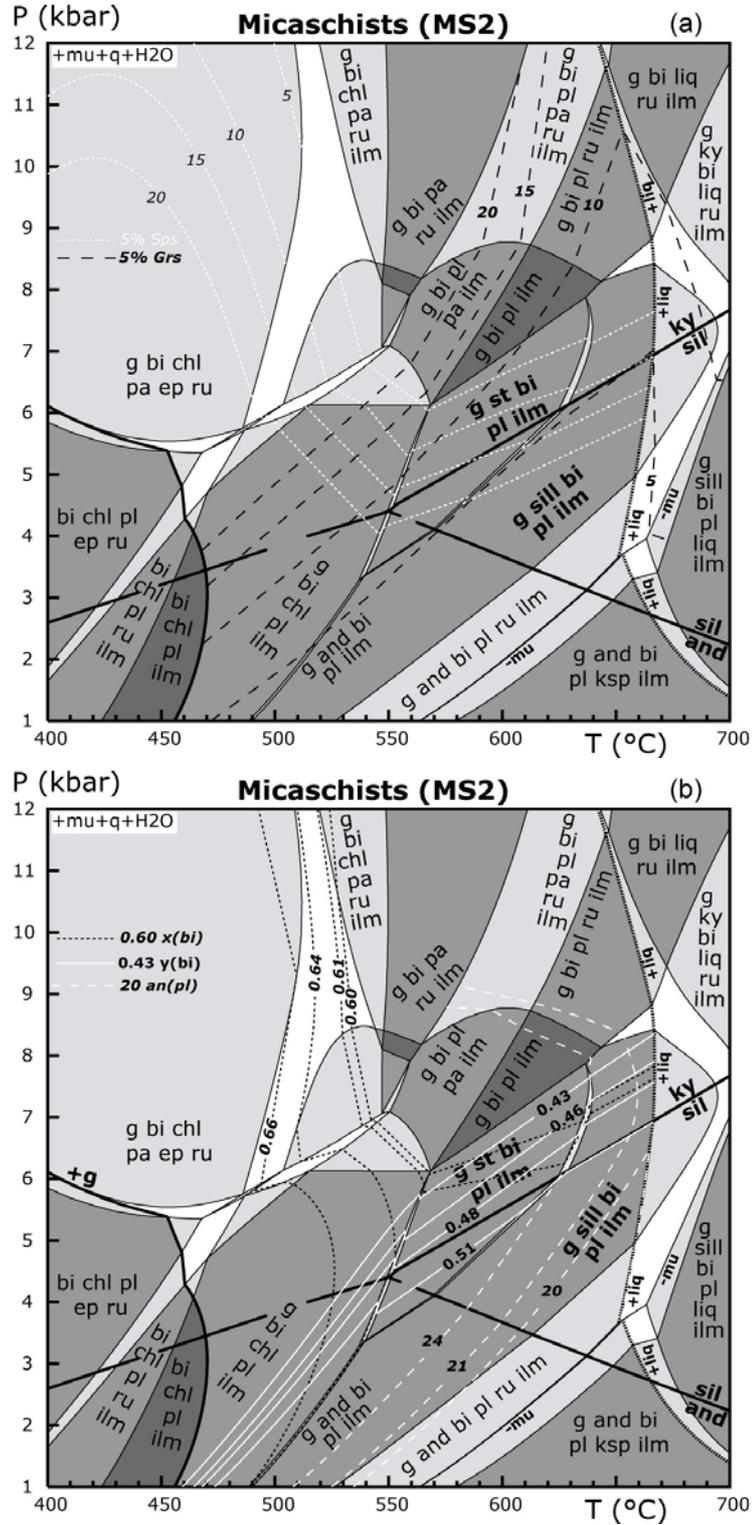


Fig. C.IV-38 : Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps (a)) et de la biotite ($x(bi) = X_{Fe}$, $y(bi) = Al^{VI}$) et du plagioclase ($ca(pl) = an$, (b)) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide de l'unité de Filali.

Les métapélites à grenat-biotite-staurotide ont enregistré un chemin horaire en décompression avec un léger réchauffement durant leur exhumation et une évolution à basse pression (BP) pour des températures élevées (Fig. C.IV-39).

B. Estimation des conditions P-T des minéraux des micaschistes à grenat-biotite-staurotide: approche par la thermobarométrie multi-équilibre

L'approche par thermobarométrie multi-équilibres en utilisant la composition de la bordure des cristaux de grenat et celle des minéraux de la matrice (méthode décrit par Powell & Holland, 1994) a été appliquée à cet échantillon des micaschistes à grenat-biotite-staurotide. L'utilisation du programme THERMOCALC et les modèles d'activité utilisés pour les différents minéraux sont discutés dans la partie V.1.1.B. Le résultat obtenu pour la paragenèse du pic de métamorphisme est représenté dans le Tableau C.IV-4. Les incertitudes représentent la valeur 1σ , ça veut dire 95 % de niveau de confiance.

Les conditions P-T calculées pour les micaschistes à grenat-biotite-staurotide sont de $568 \pm 50^\circ\text{C}$ et $6,1 \pm 1,4$ kbar. Ces conditions sont cohérentes avec les estimations par la thermobarométrie des isoplèthes. Les résultats ont une relativement faible incertitude. Le résultat est très sensible à l'activité du grossulaire, il est obtenu pour une activité de $\text{H}_2\text{O} = 1,0$.

Sample	Independent set of reactions	Result
Zone à g-bi-st	1) $3\text{east} + 6\text{q} = \text{py} + \text{phl} + 2\text{mu}$	P = $6,1 \pm 1,4$ kbar T = 568 ± 50 °C cor = -0,057 sigfit = 0,81 (1,42)
	2) $\text{phl} + \text{east} + 6\text{q} = \text{py} + 2\text{cel}$	
	3) $5\text{py} + 2\text{mst} + 23\text{cel} = 23\text{east} + 76\text{q} + 4\text{H}_2\text{O}$	
	4) $2\text{ann} + \text{mu} + 6\text{q} = \text{alm} + 3\text{fcel}$	
	5) $6\text{fst} + 7\text{ann} + 24\text{fcel} = 23\text{alm} + 31\text{mu} + 12\text{H}_2\text{O}$	
	6) $\text{phl} + 3\text{an} = \text{py} + \text{gr} + \text{mu}$	
	7) $\text{ann} + 3\text{an} = \text{gr} + \text{alm} + \text{mu}$	
	8) $3\text{east} + 3\text{ilm} + 6\text{q} = \text{py} + \text{ann} + 2\text{mu} + 3\text{geik}$	
	9) $2\text{ann} + \text{mu} + 3\text{pnt} + 6\text{q} = \text{spss} + 3\text{fcel} + 3\text{ilm}$	

Tab. C.IV-4: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté- S_2 (grenat + staurotide + biotite + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz + graphite) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1σ .

C. Conclusion

Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide de l'unité Filali ont subi un métamorphisme de type MHT-MP et une évolution P-T caractérisée par une décompression à des moyennes à hautes températures (MHT) et une recristallisation sous des conditions de plus basse pression ($\approx 5,0$ kbar). Cette évolution a eu lieu à hautes températures.

V.1.3. Zone à grenat-biotite-staurotide-disthène (MS3)

Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité Filali comprennent deux sortes de paragenèses minérales: Une paragenèse associée à la schistosité S_1 à g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q (phase M1) et une paragenèse associée à la schistosité principale S_2 avec grenat, sillimanite, biotite, muscovite, plagioclase, quartz et ilménite (phase M2).

Une pseudosection P-T a été calculée à partir de la composition globale analysée par ICP-AES de l'échantillon 30 (micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène). Les relations de phase ont été modélisées dans le système MnNCKFMASHTO (mu, q et H_2O sont en excès) en utilisant le logiciel THERMOCALC 3.1. La partie HP-BT du diagramme ($< 580^\circ\text{C}$, < 12 kbar; Fig. C.IV-40) est caractérisée par l'absence de la biotite. Le grenat disparaît à une température inférieure à $\sim 450^\circ\text{C}$. La paragonite est stable à HP-BT, tandis que le plagioclase est stable plutôt à BP-HT. La stabilité du plagioclase et de la paragonite varie significativement avec l'augmentation de la concentration d'Al et Ca de la composition globale de la roche. La staurotide est stable à d'environ 3-8,5 kbar, 520 - 620°C . L'ilménite disparaît à hautes pressions et basses températures ($< 535^\circ\text{C}$, < 12 kbar), le rutile disparaît à des températures $> 500^\circ\text{C}$ et des pressions $< 8,5$ kbar. L'andalousite est stable sur un très large champ de pression et température (< 4 kbar, $> 480^\circ\text{C}$; Fig. C.IV-40), la sillimanite est stable à des températures supérieures à 565°C et des pressions inférieures à 7,5 kbar, et le disthène est stable à des températures supérieures à 620°C et des pressions supérieures à 5,5 kbar. Par conséquent, les silicates d'alumine ne sont pas stables au point triple, en bon accord avec les arguments de Pattison (2001) qui a montré que, les silicates d'alumine ne sont pas stables au point triple dans les métapélites moins riches en Al. La paragenèse g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q, présente dans l'échantillon 30, est trivariante dans le système MnNCKFMASHTO.

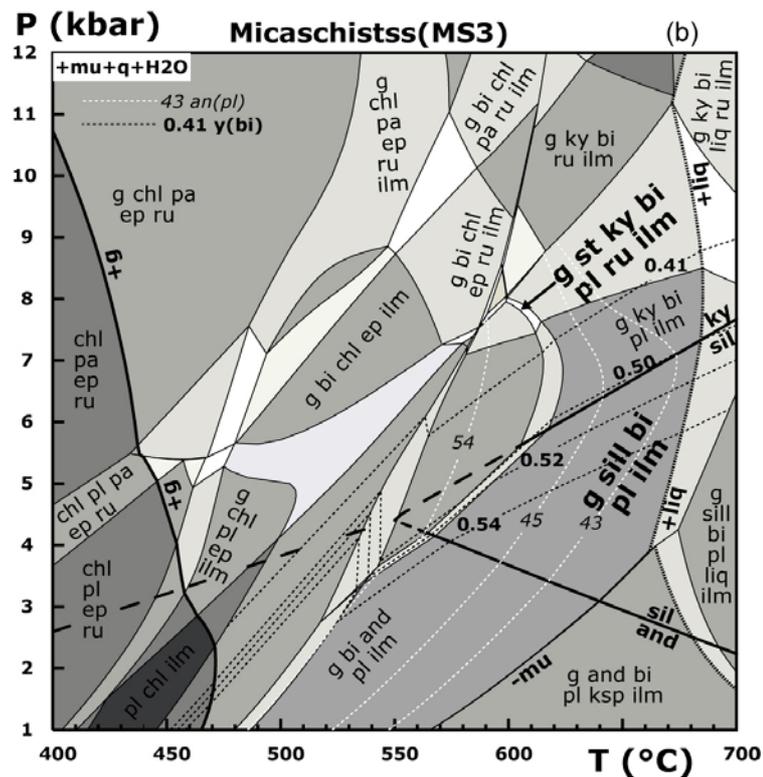
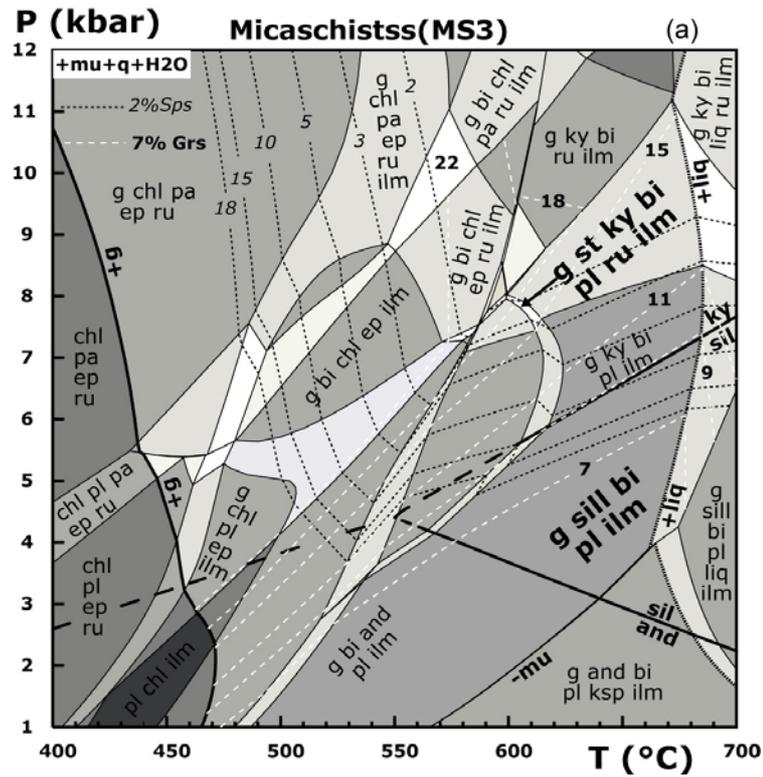


Fig. C.IV-41 : Calculs des isoplèthes de grenat (*Grs* et *Sps*, **(a)**) et de la biotite ($y(bi) = Al^{VI}$) et du plagioclase ($an(pl) = ca$, **(b)**) de l'échantillon de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité de Filali.

A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène

L'assemblage syn-S₁, g-st-ky-bi-mu-pl-ru-ilm-q, est stable dans un petit champ de 7,5-8 kbar, 600-615°C (Fig. C.IV-40). La position correspondant à la composition mesurée des isoplèthes du plagioclase et de la biotite de la matrice (an₄₃₋₄₅, Al^{VI} = 0,52 - 0,54 respectivement) nous a permis de contraindre les conditions P-T de l'assemblage syn-S₂ (g, bi, mu, sill, pl, ilm, q) à 5-6,5 kbar, 620-680°C (Fig. C.IV-41b). La composition mesurée des isoplèthes du bord de grenat (Grs₉, Sps₁₅₋₁₇) ne permet pas de déterminer les conditions P-T de stabilité de la paragenèse anté-S₂ parce que les grenats anté-S₂ présentent une zonation de diffusion.

B. Estimation des conditions P-T des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène: approche par la thermobarométrie multi-équilibre

L'utilisation du programme THERMOCALC et les modèles d'activité utilisés pour les différents minéraux sont discutés dans la partie V.1.1.B. Le résultat obtenu pour la paragenèse du pic de métamorphisme dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité de Filali est représenté dans le [Tableau C.IV-5](#). Les incertitudes représentent la valeur 1σ, ce qui veut dire 95 % de niveau de confiance.

Les conditions PT calculées des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène montrent une faible incertitude. La température est de 604°C (±21 °C), la pression est estimée à 6.9 (±1,1 kbar). Le résultat est très sensible à l'activité du grossulaire, il est obtenu pour une activité de H₂O élevée (1,0). Les conditions P-T enregistrées dans l'échantillon 30 représentent les conditions qui ont subi la roche avant le développement de la foliation principale. L'évolution PT des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène est alors dominée par une décompression accompagnée d'une augmentation de température et de baisse de pression. Le résultat obtenu ainsi que le type d'évolution sont compatibles avec les résultats de la thermobarométrie des isoplèthes.

C. Conclusion

Dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène, la paragenèse grenat-staurotide-disthène-biotite-muscovite-plagioclase-rutile-ilménite-quartz, associée à la foliation S₁, s'est équilibrée autour de 600°C et entre 7 et 8 kbar. Les conditions obtenues pour S₂ (grenat-biotite-muscovite-sillimanite-plagioclase-ilménite-quartz) varient entre 620- 680°C,

5-6.5 kbar. L'évolution P-T des assemblages anté et syn-S₂ sont caractérisées par un chemin horaire en décompression avec un réchauffement durant leur exhumation (Fig. C.IV-42).

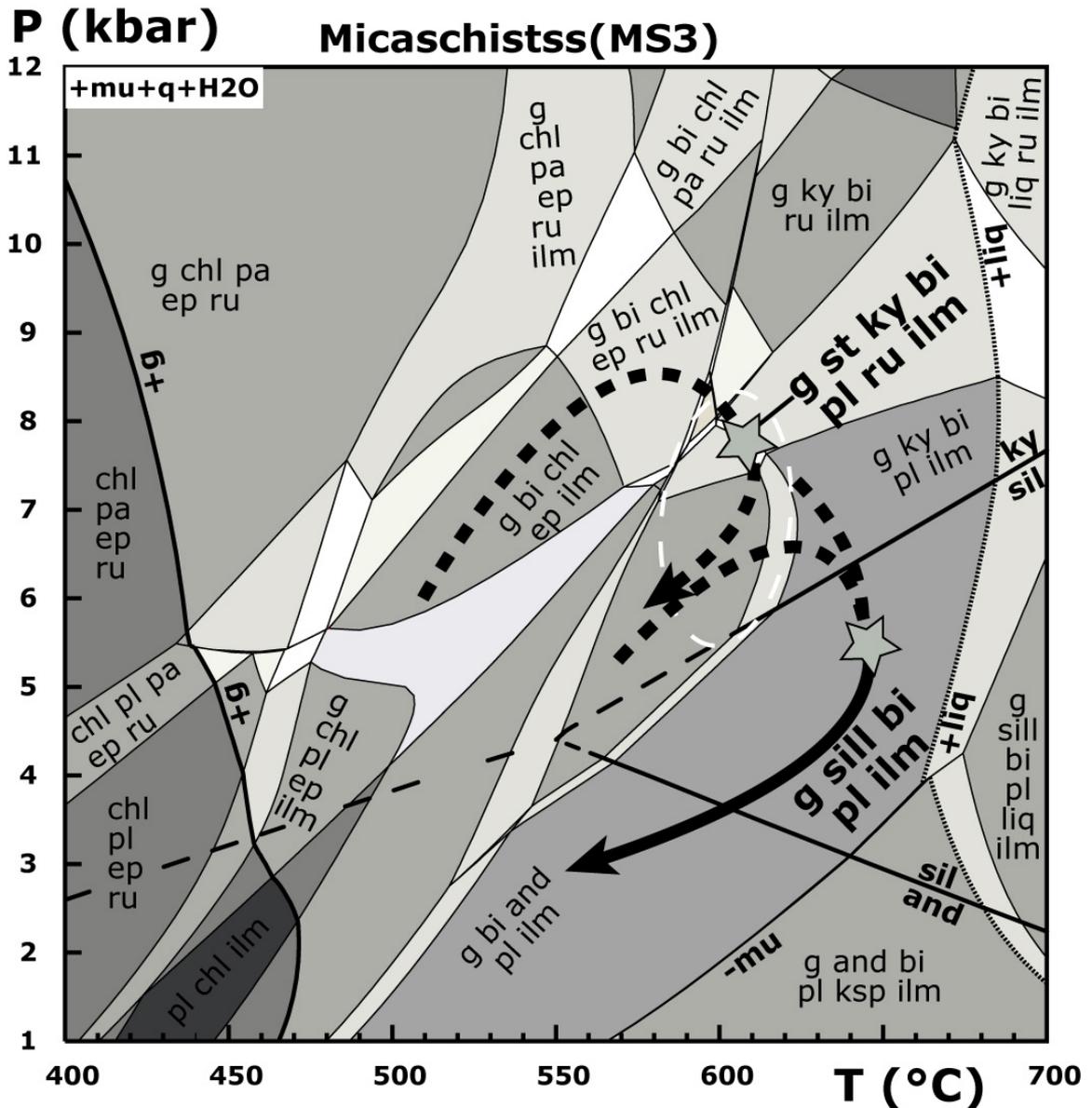


Fig. C.IV-42 : Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre ($P = 6,9 \pm 1,1$ kbar et $T = 604 \pm 21^\circ\text{C}$), de l'assemblage anté-S₂ dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotite-disthène. Les conditions P-T de l'assemblage anté et syn-S₂ sont indiquées par les deux étoiles grises.

Sample	Independent set of reactions	Result
Zone à g-bi-st-ky	1) $gr + q + 2ky = 3an$	P = 6,9 ± 1,1 kbar T = 604 ± 21 °C cor = 0,166 sigfit = 1,14 (1,45)
	2) $3ilm + 2q + ky = alm + 3ru$	
	3) $6fst + 75an = 25gr + 8alm + 12H_2O + 96ky$	
	4) $3east + 6q = py + phl + 2mu$	
	5) $7phl + 12ky = 5py + 3east + 4mu$	
	6) $ann + q + 2ky = alm + mu$	
	7) $6mst + 75an = 8py + 25gr + 12H_2O + 96ky$	
	8) $2spss + 2phl + mu + 6ru = 6pnt + 3east + 9q$	

Tab. C.IV-5: L'estimation des conditions métamorphiques de la paragenèse anté-S₂ (grenat + staurotide + disthène + biotite + rutile + plagioclase + muscovite + ilménite + quartz + graphite) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide-disthène de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1σ et l'activité de H₂O est égale 1.

V.1.4. Zone à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4)

L'étude des relations texturales des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène met en évidence le caractère essentiellement syn-S₁ de l'assemblage grenat, disthène, staurotide, biotite, muscovite, plagioclase, rutile, ilménite et quartz. La cristallisation de cet assemblage est antérieure par rapport à la foliation principale S₂ qui est définie par l'orientation préférentielle de la sillimanite (fibrolite), biotite, muscovite, plagioclase, quartz et ilménite. L'assemblage syn-S₂ est probablement en équilibre avec le grenat (bordures des cristaux).

La pseudosection P-T (Fig. C.IV-43) a été calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale analysée par ICP-AES de l'échantillon 34B (MS4, Tableau C.IV-2). La muscovite, le quartz et le fluide (H₂O) sont en excès, la fusion partielle hydratée apparaît à des températures supérieures à environ de 660° C (Fig. C.IV-43). Le grenat disparaît à basse température (~ 500°C). Le chloritoïde est réservé aux basses températures ~ 550°C), la composition de la roche de cet échantillon est très ferreuse (X_{Fe} = 0,69). La staurotide est stable à d'environ 3-11,5 kbar et 515-630 °C. Le feldspath potassique est stable à des températures supérieures à 565°C et à des pressions inférieures à 4,5 kbar. La paragonite est stable à HP-BT (> 3 kbar, < 615 °C), tandis que le plagioclase est stable plutôt dans la partie de BP-HT (< 6,5 kbar, < 550°C) du diagramme. L'ilménite disparaît à HP-BT (> 6,5 kbar, < 550 °C) et le rutile est stable à HT-BP (> 460°C, < 8 kbar). La cristallisation de la sillimanite peut être due à une augmentation de la température et/ou une baisse de pression.

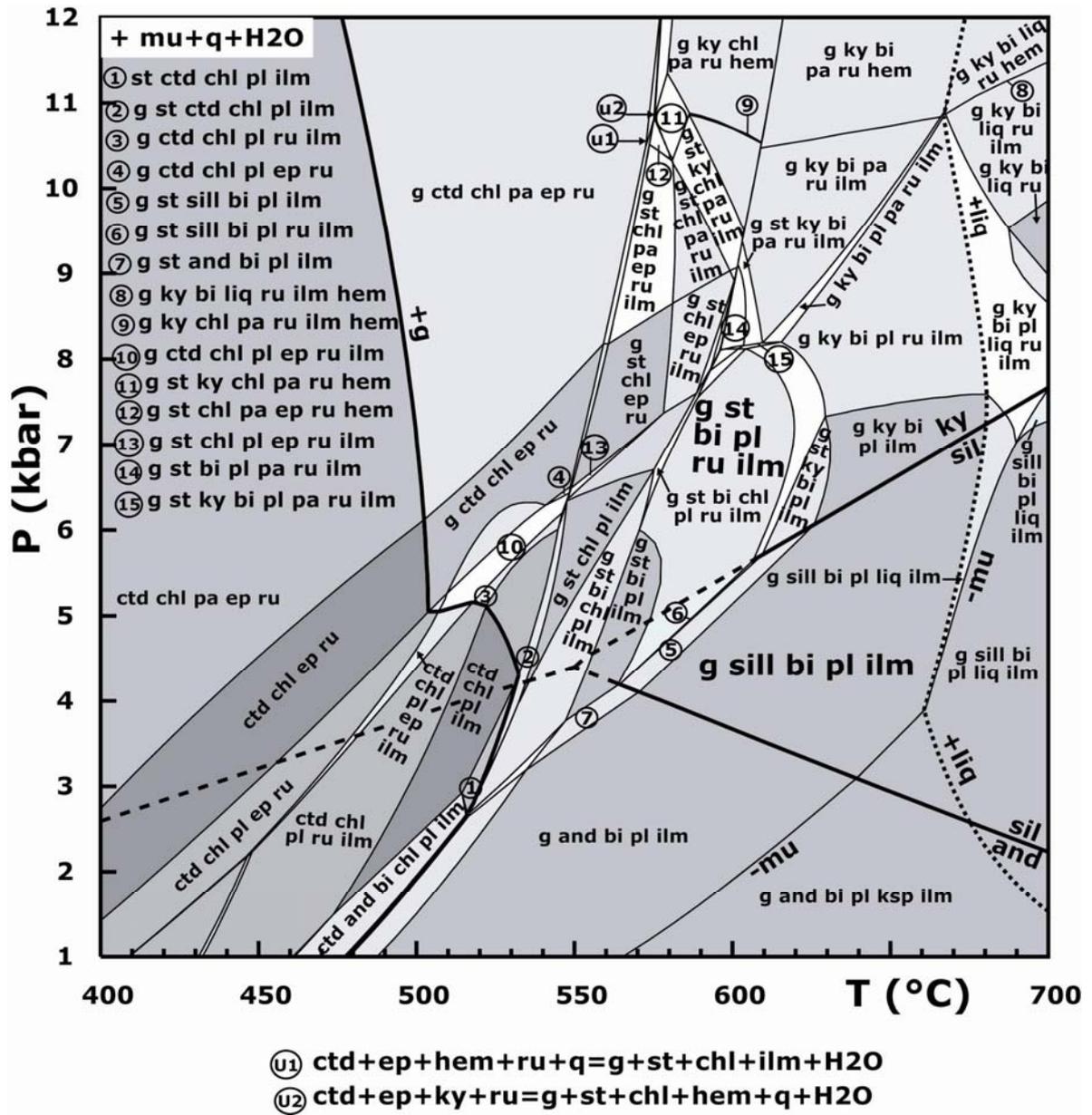


Fig.C.IV-43 : Pseudosection calculée à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène: MnO = 0.15, Na₂O = 1.07, CaO = 1.42, K₂O = 2.43, FeO = 7.94, MgO = 3.59, Al₂O₃ = 16.77, SiO₂ = 65.70, TiO₂ = 0.91, Fe₂O₃ = 0.02 en utilisant le logiciel THERMOCALC (v. 3.32) dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (H₂O) sont en excès).

La paragenèse à grenat–disthène–staurotide–biotite–muscovite–plagioclase–rutile–ilménite–quartz est trivariante dans le système MnNCKFMASHTO. On observe que la présence de Fe₂O₃ dans la structure du grenat, biotite et ilménite déplace le champ g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q vers de plus hautes pressions et élargit considérablement le champ de stabilité

de cette paragenèse (Fig. C.IV-44). En effet, si on augmente la quantité de Fe_2O_3 de 0,01 à 0,02 mol %, les équilibres se déplacent de 0.5 kbar vers de hautes pressions (Fig. C.IV-44). Le calcul du rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ dans la roche à partir d'analyse des minéraux à la microsonde électronique donne des valeurs de 0,003 et 0,005 mol% pour des valeurs de Fe_2O_3 de 0,01 et 0,02, respectivement. Ces valeurs montrent que le Fe^{3+} représente une faible quantité (0,3 et 0,5 mol%) du fer total dans la roche.

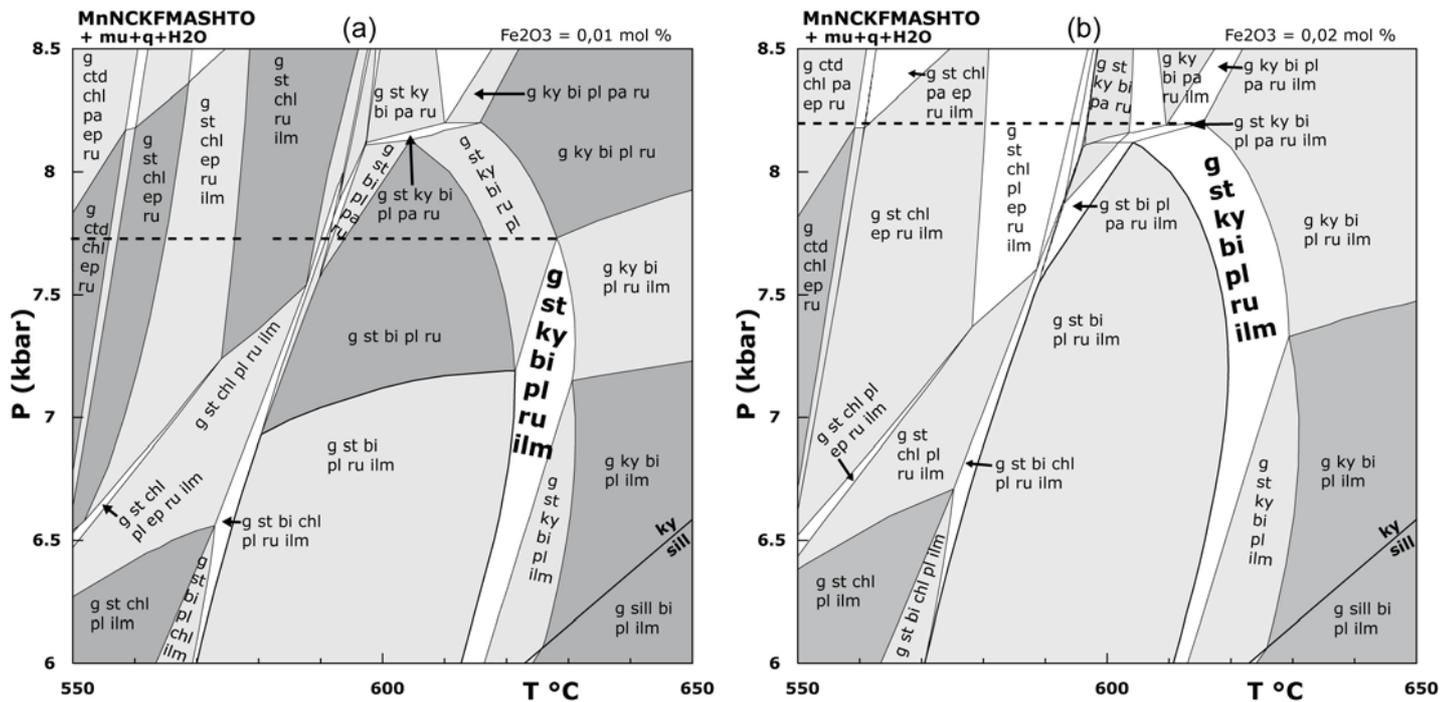


Fig.C.IV-44 : Pseudosection P-T calculée dans le système MnNCKFMASHTO (muscovite, quartz et fluide (H_2O) sont en excès) à partir de la composition globale des micaschistes à grenat-biotite-staurotite±disthène, montrant l'effet de la quantité de Fe_2O_3 sur la topologie du diagramme. La composition globale de la roche est : **(a)** $\text{MnO} = 0.15$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.07$, $\text{CaO} = 1.42$, $\text{K}_2\text{O} = 2.43$, $\text{FeO} = 7.94$, $\text{MgO} = 3.59$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.77$, $\text{SiO}_2 = 65.70$, $\text{TiO}_2 = 0.91$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.01$ et **(b)** : $\text{MnO} = 0.15$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.07$, $\text{CaO} = 1.42$, $\text{K}_2\text{O} = 2.43$, $\text{FeO} = 7.94$, $\text{MgO} = 3.59$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.77$, $\text{SiO}_2 = 65.70$, $\text{TiO}_2 = 0.91$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.02$. Les lignes en pointillés représentent la pression maximale de stabilité de la paragenèse g-ky-st-bi-pl-ru-ilm-mu-q- H_2O dans les deux cas (a et b).

A. Estimations des conditions P-T et trajet P-T-t des micaschistes à grenat-biotite-staurotite±disthène

Le calcul des isoplèthes dans une pseudosection permet de mettre une contrainte supplémentaire sur l'évolution P-T de la roche. On s'aperçoit à partir de la figure C.IV-45b

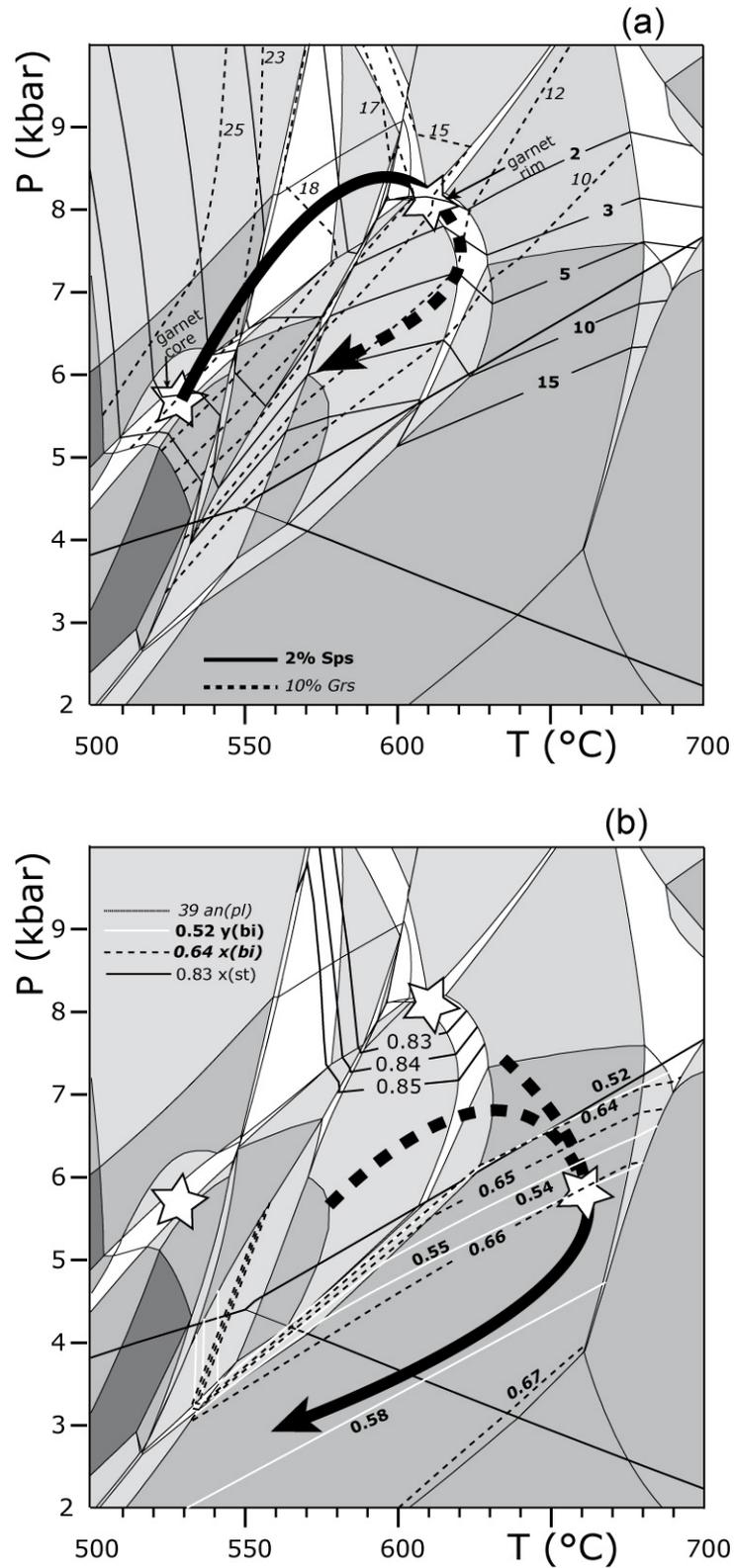


Fig. C.IV-45 : **a)** Calculs des isoplèthes de grenat (Grs et Sps,) et **b)** la staurotide (X_{Fe}), la biotite ($x(bi) = X_{Fe}$, $y(bi) = Al^{VI}$) et du plagioclase ($an(pl) = ca$) de l'échantillon (BB34B) de la zone métamorphique des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.

que les isoplèthes de X_{Fe} dans la staurotide de la paragenèse g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q ont une disposition barométrique. Les analyses chimiques de la staurotide, de l'échantillon des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±dithène, montrent que le X_{Fe} augmente du cœur vers la bordure de ce minéral. Ceci est en accord avec l'évolution P-T-t dominée par une décompression.

La composition mesurée des isoplèthes du grenat (Grs, Sps) nous a permis d'estimer les conditions de la cristallisation du cœur et du bord de ce minéral. L'intersection des isoplèthes correspondant à la composition du cœur du grenat (Grs23, Sps10) indique des conditions d'équilibration d'ordre de 5,8 kbar, 530°C. Cette intersection se produit dans le champ à g-ctd-chl-pl-ep-ru-ilm (Fig. C.IV-45a). L'assemblage syn-S1 suggère une équilibration dans le champ g-ky-st-bi-pl-ru-ilm (6-8 kbar, 600-620°C). L'intersection des isoplèthes mesurés du bord du grenat (Grs15, Sps <3) indique que l'assemblage est équilibré dans la partie supérieure du champ g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q, avec des conditions P-T d'ordre de 8 kbar, 610°C (Fig. C.IV-45a). Les conditions P-T de l'assemblage g-sill-pl-bi-mu-pl-ilm-q, contemporain au développement de la schistosité principale S_2 , sont de l'ordre de 5,8 kbar, 660 °C, ces conditions sont contraintes par l'intersection des isoplèthes du plagioclase et de la biotite de la matrice (an39; $X_{Fe} = 0,66$, $Al^{VI} = 0,55$ respectivement; Fig. C.IV-45b). Ceci suggère que, pendant la période correspondant à la croissance du grenat, la roche a subi une évolution P-T prograde qui a été suivie par une décompression avec un réchauffement durant l'exhumation (Fig. C.IV-46).

B. Estimation des conditions P-T des minéraux des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±dithène: approche par la thermobarométrie multi-équilibre

L'utilisation du programme THERMOCALC et les modèles d'activité utilisés pour les différents minéraux sont discutés dans la partie **V.1.1.B**. Les résultats obtenus pour la paragenèse du pic de métamorphisme et celle syn- S_2 dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±dithène de l'unité de Filali sont représentés dans le [Tableau C.IV-6](#). Les incertitudes représentent la valeur 1σ (95 % de niveau de confiance).

Les conditions P-T calculées pour l'assemblage g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q, qui correspond à la schistosité S_1 , dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±dithène (échantillon 34B) montrent que, la température est de 624°C avec une moyenne incertitude (± 20 °C) et la pression est plus élevée autour de 7,4 kbar avec une faible incertitude (± 1 kbar).

Sample	Independant set reactions	Result
Zone à g-bi-st±ky (MS4) (Assemblage anté-S2 = g-ky-st-bi-mu-pl-ru-ilm-q) aH2O = 1	1) $gr + q + 2ky = 3an$	P = 7.4 ± 1.0 kbar
	2) $3ilm + 2q + ky = alm + 3ru$	T = 624 ± 20 °C
	3) $3pnt + 2q + ky = spss + 3ru$	cor = -0.177
	4) $3east + 6q = py + phl + 2mu$	sigfit = 0.84 (1.42)
	5) $3phl + 4ky = py + 3east + 4q$	
	6) $ann + q + 2ky = alm + mu$	
	7) $8py + 31gr + 24mu + 6mst = 24east + 93an + 12H2O$	
	8) $46py + 69ann + 12fst = 85alm + 69east + 42q + 24H2O$	
	9) $py + ann + 4ru = east + 3ilm + geik + 4q$	
Zone à g-bi-st±ky (MS4) (Assemblage syn-S2 = g-sill-pl-bi-mu-pl-ilm-q) aH2O = 1	1) $3east + 6q = py + phl + 2mu$	P = 5.9 ± 1.2 kbar
	2) $east + cel = phl + mu$	T = 670 ± 50 °C
	3) $7phl + 12sill = 5py + 3east + 4mu$	cor = 0.590
	4) $2ann + mu + 6q = alm + 3fcel$	sigfit = 0.43 (1.49)
	5) $4ann + 3fcel + 12sill = 5alm + 7mu$	
	6) $4phl + 3geik + 3fcel + 12sill = 5py + 3ilm + 7mu$	
	7) $py + 3pnt + 3fcel = spss + 3ilm + 3cel$	

Tab. C.IV-6: L'estimation des conditions métamorphiques des assemblages anté ($P = 7,4 \pm 1,0$ kbar, $T=624 \pm 20^\circ\text{C}$) et syn- S_2 ($P=5,9 \pm 1,2$ kbar, $T=670 \pm 50^\circ\text{C}$) des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1σ .

Les conditions P-T de l'assemblage grenat-biotite-plagioclase-sillimanite-ilménite (+muscovite, quartz, fluide (H_2O)) correspondant à la foliation principale S_2 sont changées d'une forte incertitude. Différents pôles purs appliquent des influences opposées sur le résultat final, ce qui se traduit par des incertitudes importantes sur ce résultat (notamment sur l'estimation de la température). L'incertitude est surtout liée à la valeur d'activité du grossulaire de grenat. On doit considérer qu'il s'agit d'un assemblage en déséquilibre chimique, peut être les compositions des bordures des grenats ne sont pas complètement en équilibre avec la paragenèse de la foliation principale (sillimanite-biotite-muscovite-plagioclase-ilménite-quartz). La température calculée sur l'assemblage g (bordures)-bi-pl-sill-ilm (+mu, q, fluide (H_2O)) est de $670 \pm 50^\circ\text{C}$, la pression autour de $5,9 \pm 1,2$ kbar. Ce résultat des conditions PT de l'assemblage syn- S_2 des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène est obtenu pour une activité de H_2O égale à 1.

C. Conclusion

Les conditions PT dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène sont de 610°C , 8 kbar pour la paragenèse grenat – disthène – staurotide – biotite – muscovite – plagioclase – rutile - ilménite définissant la foliation S_1 (Fig. C.IV-43). Ces conditions sont compatibles avec les estimations par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre

(610°C, 7,4 kbar). Les conditions obtenues pour S₂ (grenat-biotite-muscovite-sillimanite-plagioclase-ilménite-quartz) sont d'ordre de 660 °C, 5,8 kbar. La roche a subi une évolution P-T prograde (MP-MHT) suivi par une décompression (BP-HT) avec un réchauffement durant son exhumation (Fig. C.IV-46).

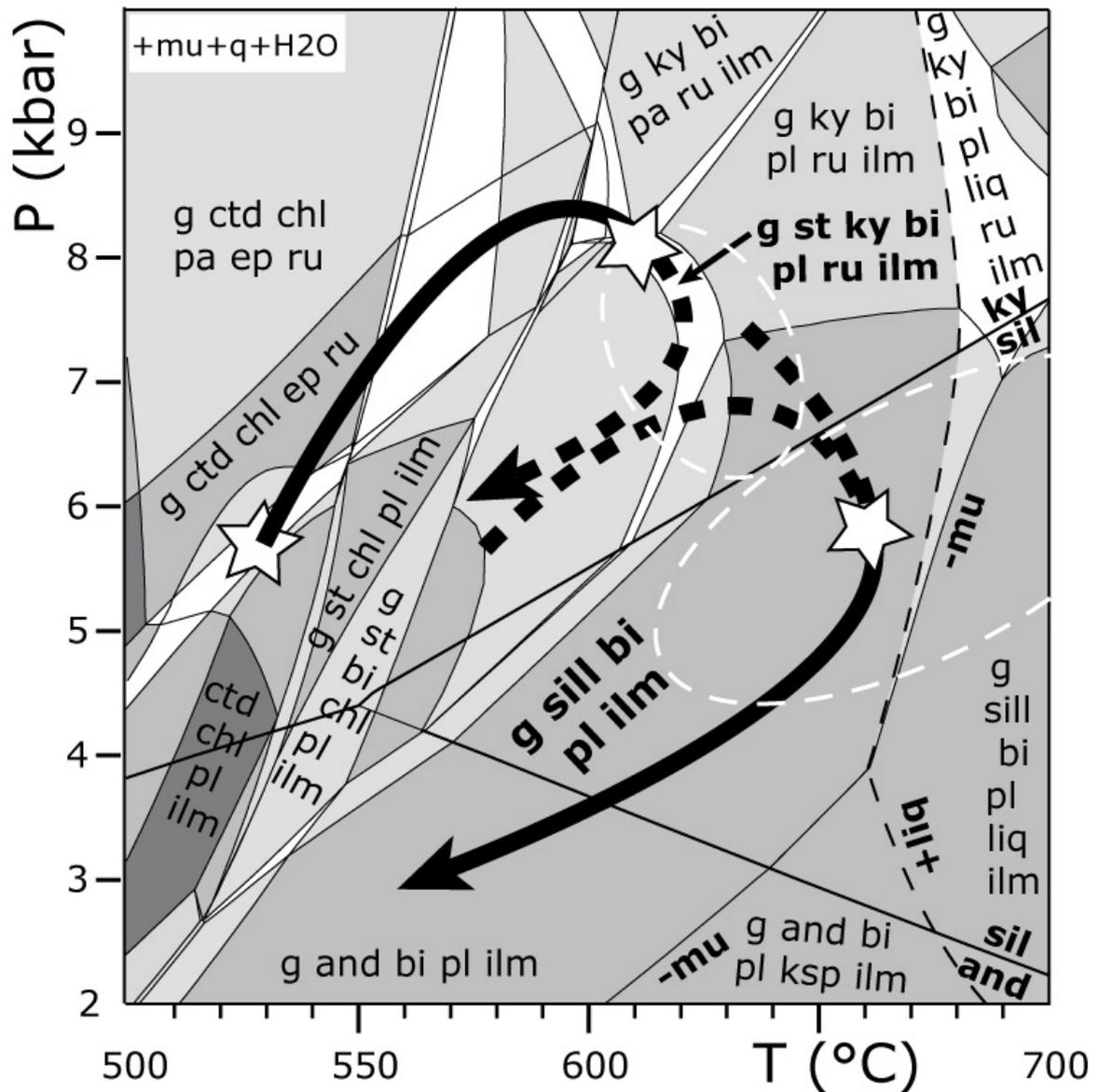


Fig. C.IV-46 : Le trajet P-T et l'incertitude 2 σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (avPT) des assemblages syn-S1 (g-ky-st-bi-pl-ru-ilm; 7.4 ± 1.0 kbar et $T = 624 \pm 20^\circ\text{C}$) et des assemblages syn-S2 (g-sil-bi-pl-ilm; 5.9 ± 1.2 kbar, $670 \pm 50^\circ\text{C}$), dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène. Les conditions P-T de l'assemblage Syn-S1 et syn-S2 déterminées par les isoplèthes sont indiquées par les deux étoiles blanches.

V.2. Gneiss migmatitique de l'unité de Filali Zone à grenat-biotite-disthène (MG)

La partie inférieure de l'unité de Filali est formée par du gneiss migmatitique. Dans cette roche un assemblage contenant grenat, disthène, biotite, plagioclase, muscovite, quartz, ilménite et rutile a eu lieu pendant le développement de la schistosité S1. Un autre assemblage contenant une deuxième génération de grenat (grenat de petite taille et les bords des porphyroblastes de grenat) qui est en équilibre avec sillimanite, biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, ilménite et probablement cordiérite. Cet assemblage a cristallisé au cours du développement de la foliation principale S2. La différence de composition entre les deux générations de grenat, ainsi que le caractère contrasté de l'orientation de leurs inclusions, suggèrent que les deux générations ont cristallisé à des événements tectonométamorphiques différents et des conditions P-T différentes. La zonation des parties extérieures du cœur et du bord des gros cristaux de grenats (et en particulier l'augmentation de spessartine) sont interprétées comme le résultat d'un rééquilibrage par diffusion due à une résorption partielle des cristaux qui a conduit au développement de S1 et S2, respectivement. Cela signifie que la roche a enregistré une évolution polycyclique.

La pseudosection P-T du gneiss migmatitique (Fig. C.IV-47) a été calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale calculée à partir des proportions et des compositions des minéraux de l'échantillon 18 (Tab. C.IV-1). La quantité de H₂O dans le système a été estimée de manière que les paragenèses soient raisonnablement hydratées (c-à-d, elles contiennent une petite quantité de fluide (H₂O) libre, ~ 5 mol %) au solidus. Dans cette pseudosection P-T, le solidus saturé en H₂O (marqué '+liq') est sub-isotherme à environ 660-700°C, à des pressions supérieures à 4 kbar. Le fluide (H₂O) libre disparaît à des températures d'environ 5-20°C plus élevées que celle du solidus pour des pressions supérieures à 3 kbar (marqué '-H₂O'). Le grenat disparaît dans la partie de HP-BT du diagramme (< 500 °C), la biotite disparaît, comme le grenat, dans la partie de HP-BT (< 570°C) et dans la partie de BP-HT (< 2,5 kbar, > 610°C). Le chloritoïde est réservé aux basses températures et des pressions plus élevées (< 590°C, <12 kbar), alors que la cordiérite est limitée aux basses pressions et les températures plus élevées (< 5 kbar, > 500°C). La staurotide est stable entre 510-625°C et 3,5-12 kbar. La position de la stabilité des champs à cordiérite dépend du rapport X_{Fe} de la composition globale de la roche. En effet, pour une valeur de X_{Fe} plus élevée, le calcul de la pseudosection montre que la cordiérite est présente dans le gneiss migmatitique. Pourtant la pseudosection ne montre jamais des champs à cordiérite et staurotide dans la roche, ce veut dire que d'une façon théorique, la staurotide n'est pas stable en présence de cordiérite (Fig. C.IV-47). Ceci implique que la staurotide a probablement cristallisé avant l'apparition de la cordiérite. En d'autres termes, la composition de la roche totale n'est probablement pas exactement la composition effective de la roche à

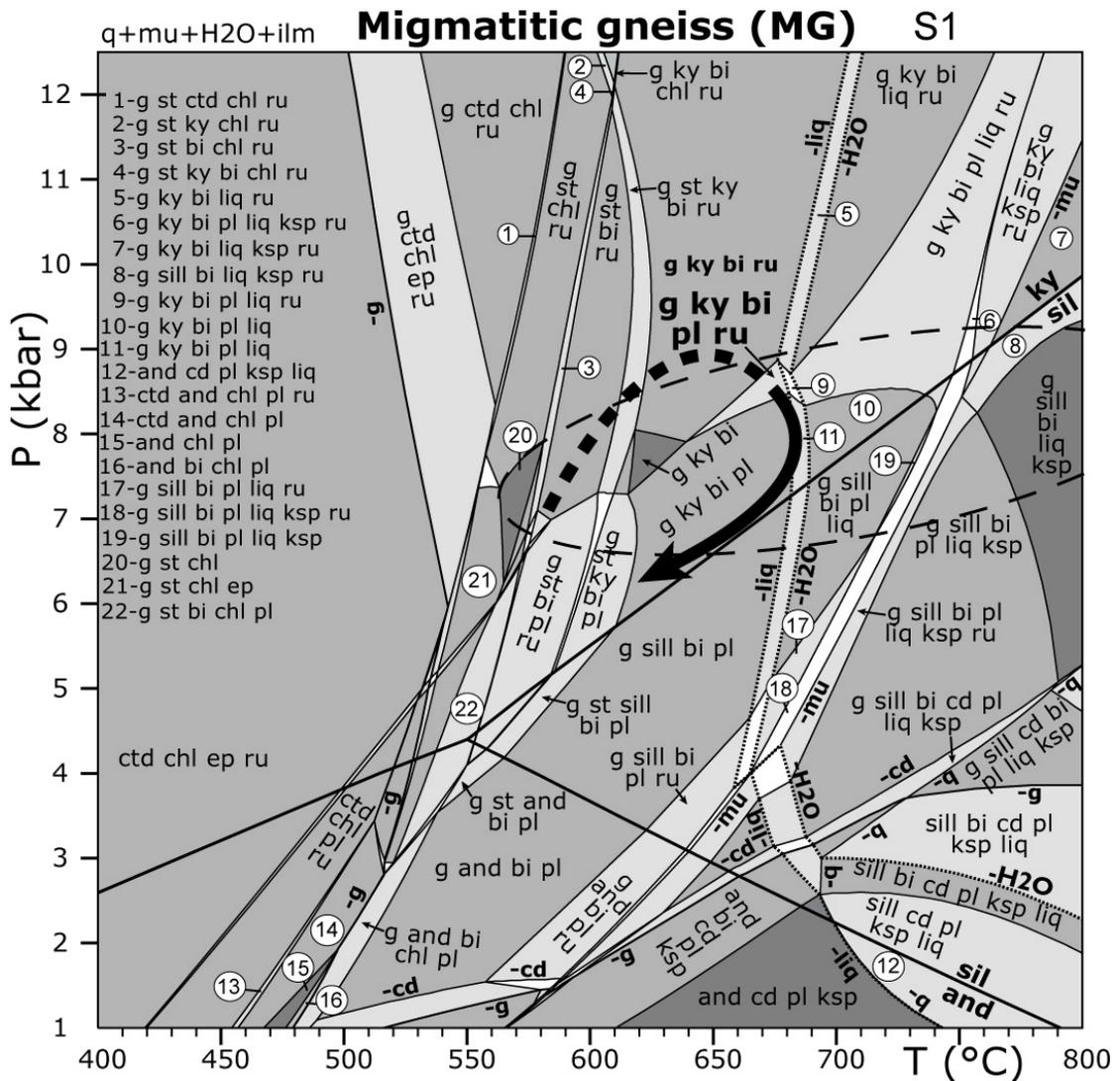


Fig.C.IV-47 : Pseudosection calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale de l'échantillon (18) de gneiss migmatitique ($\text{SiO}_2 = 52.78$, $\text{TiO}_2 = 3.22$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17.55$, $\text{FeO} = 8.89$, $\text{MgO} = 3.42$, $\text{MnO} = 0.09$, $\text{CaO} = 0.43$, $\text{NaO}_2 = 0.52$, $\text{K}_2\text{O} = 3.76$, $\text{O} = 0.25$, $\text{H}_2\text{O} = 9.09$). Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (avPT) des assemblages syn-S1 (g-ky-bi-pl-ru-ilm; 7.9 ± 1.2 kbar, $705 \pm 117^\circ\text{C}$) dans le gneiss migmatitique. La couleur blanche correspond aux champs di et trivariants (7 et 6 phases, respectivement); le gris clair- champs quadrivariants (5 phases); le gris intermédiaire- champs quintivariants (4 phases); le gris foncé- champs sextivariants (3 phases). Certains champs ne sont pas étiquetés, dans un souci de clarté, leurs assemblages peuvent être déduits des assemblages des champs adjacents. H_2O est absente à HT au-delà de la ligne - H_2O .

T_{\max} pendant la phase M_2 du métamorphisme. Le fractionnement compositionnel de cette roche après la première phase M_1 du métamorphisme a donc probablement favorisé la cristallisation de la cordiérite après M_2 . Tous les champs du diagramme contiennent la muscovite sauf dans la partie de HT±BP où le feldspath potassique est stable à la place de la muscovite. L'ilménite est présente dans tous les champs de la pseudosection.

Si on augmente progressivement la température d'un matériel solide composé d'un assemblage de minéraux silicatés, cet assemblage passe entièrement ou partiellement de la phase solide à la phase liquide: Le processus de fusion partielle. Les roches de haut grade qui ont subi une fusion partielle perdent inévitablement une certaine quantité de liquide (White et Powell, 2002). Or, la perte du liquide du système modifie effectivement la composition globale de la roche, ce qui à leur tour modifie les champs de stabilité des assemblages dans une pseudosection P-T (White et al., 2004).

Pour une évaluation précise des conditions PT avant la fusion partielle, il faut réintégrer le liquide perdu dans la composition globale. Par conséquent, la composition globale mesurée est une représentation adéquate pour évaluer les conditions PT du pic et le chemin rétrograde pendant le métamorphisme, en supposant que la perte du liquide a eu lieu au moment ou à proximité du pic de métamorphisme. Il est important de souligner que le choix adéquat de la composition globale est essentiel pour obtenir de résultats fiables des conditions PT si l'on utilise la méthode des pseudosections.

La roche observée représente donc une sorte de "restite", après une probable perte d'une partie du liquide lors de son passage au pic métamorphique. Sa composition minéralogique est celle que la roche acquiert lorsqu'elle recristallise au solidus, pendant de son refroidissement. Le calcul de la pseudosection pour la composition analysée nous permet donc d'approcher uniquement cette dernière étape de recristallisation de la roche, correspondant à son passage "rétrograde" au solidus. Néanmoins, la topologie des pseudosections impliquant le liquide, ainsi que la composition des phases concernées dépend fortement de la quantité du fluide (H_2O) dans la composition de la roche. Or, cette teneur n'est pas connue. Le liquide fractionne fortement H_2O et la perte du liquide résulte en une sous-saturation du système en H_2O .

La pseudosection calculée avec des teneurs du fluide de 9,09 mol% (Fig. C.IV-47) est utilisée pour estimer les conditions de l'assemblage syn-S1. Elle ne reflète donc probablement pas la réalité lors de l'évolution rétrograde. Nous avons donc exploré l'effet de la quantité de H_2O sur la topologie du diagramme (Fig. C.IV-48). Ce diagramme est une pseudosection T-X, où X est la teneur en H_2O dans la composition de la roche. Il a été calculé à 5.5 kbar, une valeur moyenne estimée à partir des conditions métamorphiques des unités voisines

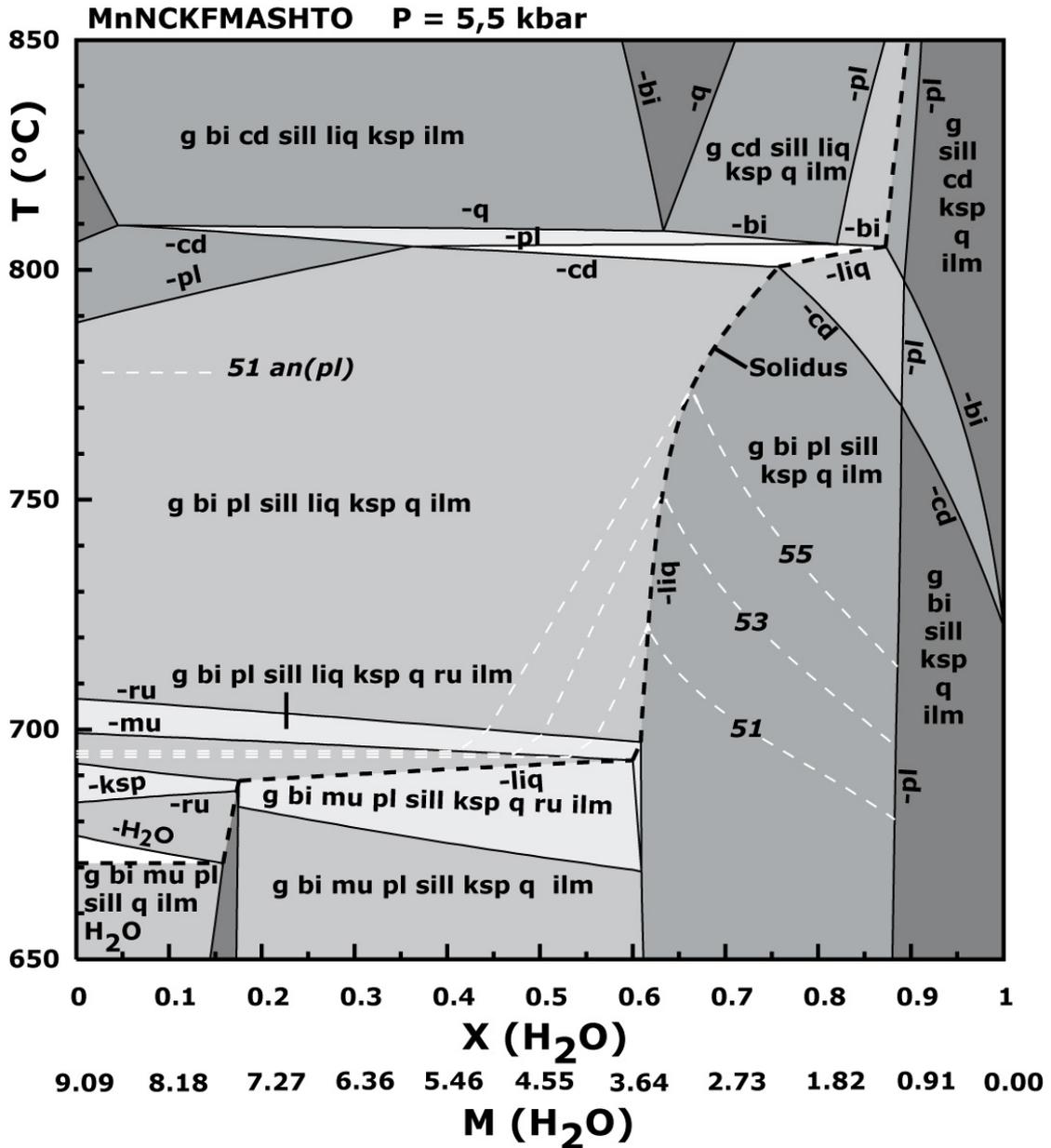


Fig. C.IV-48 : Pseudosection $T-X_{(H_2O)}$, avec les isoplèthes X_{an} du plagioclase, calculée dans le système MnNCKFMASHTO à une pression de 5,5 kbar, montrant l'effet de la quantité de H_2O sur la topologie du diagramme dans le gneiss migmatitique. La composition globale de la roche est : $MnO = 0.09$, $Na_2O = 0.52$, $CaO = 0.43$, $K_2O = 3.76$, $FeO = 8.89$, $MgO = 3.42$, $Al_2O_3 = 17.55$, $SiO_2 = 52.78$, $H_2O = 9.09$, $O = 0.25$ à $X = 0$ et $MnO = 0.10$, $Na_2O = 0.57$, $CaO = 0.47$, $K_2O = 4.14$, $FeO = 9.78$, $MgO = 3.76$, $Al_2O_3 = 19.30$, $SiO_2 = 58.06$, $H_2O = 0.00$, $O = 0.27$ à $X = 1$.

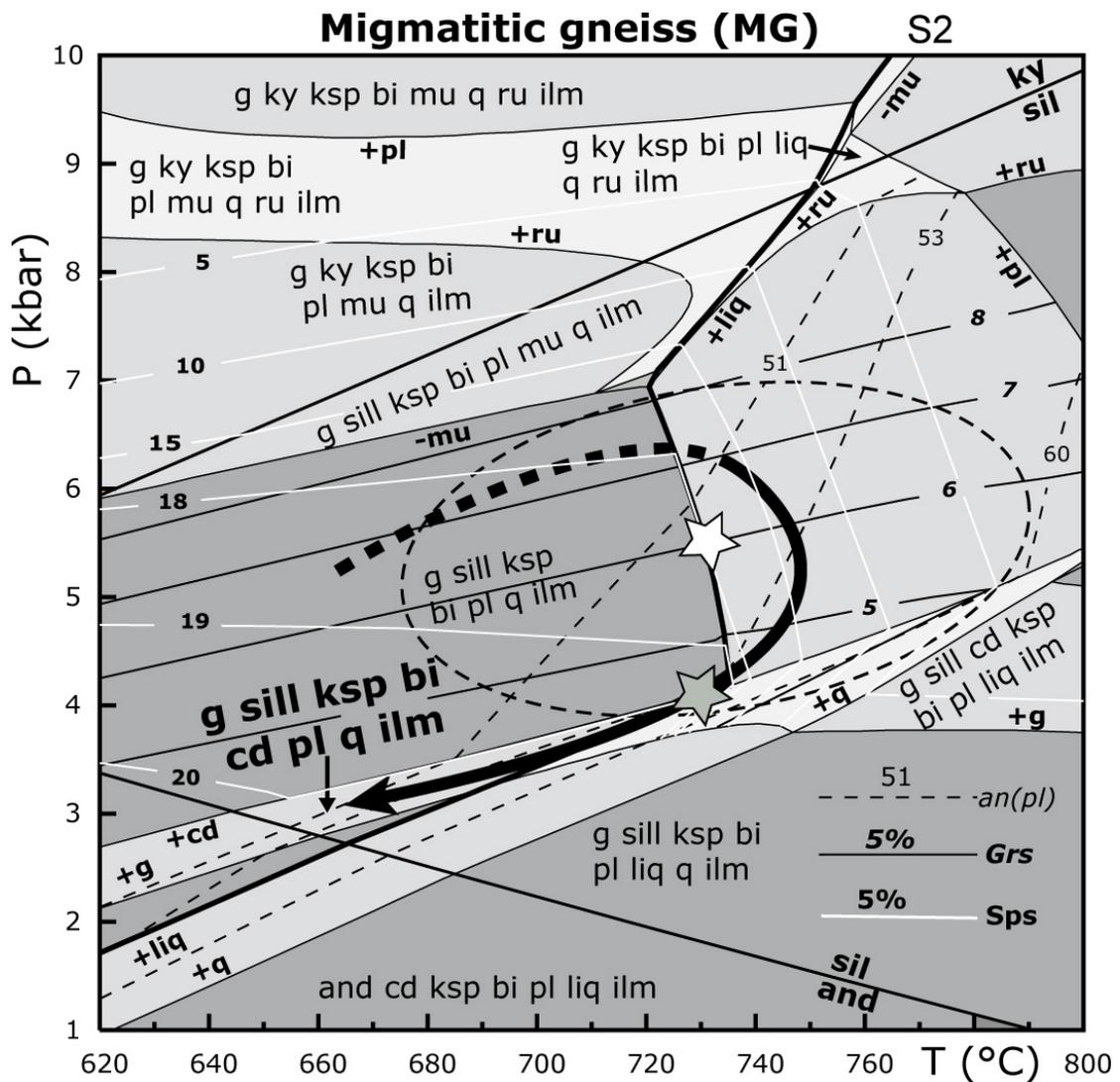


Fig. C.IV-49: Pseudosection P-T calculée dans le système MnNCKFMASHTO, à partir de la composition globale de l'échantillon (18) de gneiss migmatitique: MnO = 0.10, Na₂O = 0.55, CaO = 0.45, K₂O = 4.00, FeO = 9.44, MgO = 3.63, Al₂O₃ = 18.64, SiO₂ = 56.06, H₂O = 3.45, O = 0.26. Elle a été profilée avec les isoplèthes de composition du grenat et plagioclase afin d'obtenir des contraintes sur les conditions P-T et sur le chemin P-T suivi par l'échantillon. L'assemblage syn-S₂ est écrit en grande taille. Les conditions PT de l'assemblage syn-S₂ sont indiquées par les deux étoiles blanche et grise en utilisant l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (av(PT)) et les isoplèthes, respectivement. Le trajet P-T et l'incertitude 2σ (ellipsoïde en pointillé) des estimations des conditions métamorphiques de l'assemblage Syn-S₂, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre. Les abréviations des minéraux sont: bi, biotite; cd, cordiérite; g, grenat; ilm, ilménite; ksp, feldspath potassique; ky, disthène; liq, liquide; mu, muscovite; pl, plagioclase; q, quartz, ru, rutile; sill, sillimanite; and, andalousite.

(micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) et granulites). La paragenèse syn-S₂ observée (g-bi-sill-pl-ksp-ilm-q) n'est stable au solidus que pour des teneurs de H₂O entre

2.27 et 3.64 mol% ($2.27 < M(H_2O) < 3.64$). Pour estimer plus précisément les températures du passage du solidus et la teneur en H_2O de la roche, nous avons calculé des isoplèthes de la teneur en anorthite du plagioclase. Le modèle prédit des compositions observées (an51-53) au solidus entre 720 et 750°C ce qui correspond à un $M(H_2O)$ de 3.45. Cette valeur a ensuite été utilisée pour recalculer la pseudosection $P-T$ dans le même système chimique MnNCKFMASHTO à partir de la composition globale de l'échantillon du gneiss migmatitique (tableau C.IV-2), avec une teneur fixe de H_2O (Fig. C.IV-49). Cette pseudosection nous a permis de calculer les conditions $P-T$ de l'assemblage syn-S2 (Fig. C.IV-49).

A. Estimations des conditions $P-T$ et trajet $P-T-t$ de gneiss migmatitique

Les calculs des équilibres de minéraux ont été calculés dans le système $MnO-N_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-O$ (MnNCKFMASHTO) en utilisant le logiciel THERMOCALC (Powell et Holland, 1988, Powell et al., 1998; mise à jour 3.32) et la base de données thermodynamiques cohérente de Holland et Powell (1998, mise à jour nov. 2003). Les phases considérées sont biotite, cordiérite, grenat, ilménite, feldspath potassique, liquide, muscovite, plagioclase, quartz, rutile, sillimanite et disthène. Les relations activité-composition ($a-x$) utilisées dans ce modèle sont pour la biotite, le grenat et le liquide suivant White et al. (2007); muscovite, Coggon et Holland (2002); feldspath potassique et plagioclase, Holland et Powell (2003), et; cordiérite, Holland et al. (1998).

La figure C.IV-49 est une pseudosection $P-T$ calculée avec une quantité estimée de H_2O (3,45 mol%). Elle représente les équilibres de minéraux appropriés pour la composition globale de la roche (échantillon 18, tableau C.IV-1), à la suite de la déshydratation de la roche associée à la perte du liquide (cf. Thompson, 1982; White et Powell, 2002). Cette pseudosection nous a permis de calculer les conditions $P-T$ de l'assemblage Syn-S2. Dans ce modèle, le grenat est stable à des pressions supérieures à 2,2-3,8 kbar, le plagioclase est stable à des pressions inférieures à 9,5 kbar. La cordiérite est stable à des pressions inférieures à ~ 5,5 kbar et le rutile est stable à des pressions supérieures à ~ 7 kbar.

L'assemblage syn-S₁ à g-ky-bi-pl-ru-ilm-q est quadrivariant dans le système MnNCKFMASHTO, il est stable dans un petit champ à 640-680°C; 8-9 kbar (Fig. C.IV-47). Le caractère migmatitique de l'échantillon suggère que la fusion partielle s'est effectuée pendant le deuxième événement tectonométamorphique. La quantité disponible de H_2O joue un rôle important sur les relations de phase impliquant le liquide silicaté. Dans le cas présent, la quantité a été estimée à partir d'une pseudosection $T-M(H_2O)$ (Fig. C.IV-48) en utilisant la présence de l'assemblage observé sur le solidus comme une contrainte. L'assemblage g-sill-

ksp-bi-pl-q-ilm est stable au solidus à ca. 730°C et entre 4 et 7 kbar. Si on considère que la cordiérite est en équilibre avec cet assemblage syn-S₂, les conditions d'équilibration sont du côté de basse pression de cet intervalle, à environ ca. 4 kbar, 730°C. A ces conditions, les compositions calculées des bordures de grenat (Grs7-5) et plagioclase (an51-53) sont en accord avec celles observées (Fig. C.IV-49).

L'absence d'élément de preuve de réhydratation importante suggère que toute la quantité du liquide est migrée hors du volume d'équilibration considérée dans cette étude (Spear et al., 1999; White et Powell, 2002). L'étude métamorphique réalisée dans le gneiss migmatitique, a montré que les conditions métamorphiques P-T des assemblages syn-S₁ et syn-S₂ sont caractérisées par un chemin horaire en décompression avec un refroidissement durant leur exhumation (Fig. C.IV-49).

B. Estimation des conditions P-T des minéraux de gneiss migmatitique: approche par la thermobarométrie multi-équilibre

L'utilisation du programme THERMOCALC et les modèles d'activité utilisés pour les différents minéraux sont discutés dans la partie III.1.1.B. Les résultats obtenus pour la paragenèse du pic de métamorphisme et celle qui régnait pendant le développement de la foliation principale S₂ dans le gneiss migmatitique de l'unité de Filali sont représentés dans le Tableau C.IV-7. Les incertitudes représentent la valeur 2 σ , ça veut dire 95 % de niveau de confiance.

Les conditions PT calculées de l'assemblage du pic de métamorphisme (g-bi-ky-pl-ru-ilm-q-H₂O) de gneiss migmatitique sont de l'ordre 705°C pour 7.9 kbar. Les incertitudes de la température sont élevées ($\pm 117^\circ\text{C}$) et celles de la pression sont moyennes (± 1.2 kbar). Le calcul des conditions PT de l'assemblage syn-S₂ (g (bordure)-bi-sill-pl-ksp-ilm-q-H₂O) donne des températures de l'ordre 732°C pour des pressions 5.5 kbar. Les incertitudes calculées pour la température et la pression de cet assemblage sont $\pm 47^\circ\text{C}$, ± 1.3 kbar, respectivement. Ces estimations des assemblages anté et syn-S₂ sont en accord avec les résultats obtenus à partir de la pseudosection (Fig. C.IV-49).

C. Conclusion

En conclusion, l'ensemble des estimations thermobarométriques et des observations pétrographiques suggèrent que le gneiss migmatitique est affecté par une première phase de métamorphisme syn-pic pression établie dans le champ de stabilité du disthène. Les

conditions P-T du paroxysme thermique n'ont pas dû excéder 670°C (pour P = 8.5 kbar). Une évolution métamorphique en décompression aboutit ensuite au développement du grenat et feldspath potassique dans le leucosome avec évidence de la fusion partielle par le biais de la réaction : biotite + sillimanite + quartz = grenat + feldspath potassique + liquide. Cette dernière réaction amène le gneiss à subir une phase de migmatisation à basse pression qui s'est manifestée dans le domaine de stabilité de la sillimanite sous des conditions P-T de 730°C et 4 kbar. Le gneiss subi finalement un refroidissement à basse pression dans le champ de stabilité de la sillimanite et l'andalousite ayant donné lieu au développement de la cordiérite par la mise en jeu de la réaction: grenat + silicate-Al + quartz + H₂O = cordiérite et ce en cours de l'évolution thermique rétrograde qui s'achève dans le faciès schistes verts.

Sample	Independant set reactions	Result
Gneiss migmatitique (Assemblage anté-S2 = g-ky-bi-pl-ru-ilm-q) aH2O = 1	1) gr + q + 2ky = 3an 2) alm + 3ru = 3ilm + 2q + ky 3) spss + 3ru = 3pnt + 2q + ky 4) 3phl + 4ky = 3east + py + 4q 5) phl + alm = ann + py 6) phl + alm + 4ru = 3ilm + geik + east + 4q	P = 7.9 ± 1.2 kbar T = 705 ± 117 °C cor = 0.558 sigfit = 0.95 (1.54)
Gneiss migmatitique (Assemblage syn-S2 = g(bordure)-sill-bi-pl-ksp-ilm-q) aH2O = 1	1) gr + q + 2sill = 3an 2) 3east + py + 2gr + 6q = 3phl + 6an 3) 7phl + 12an = 3east + 4san + 5py + 4gr + 4H ₂ O 4) 2ann + 3an + 3q = 2san + gr + 2alm + 2H ₂ O 5) 3ilm + 3phl + 4gr + 12sill = 3geik + 3east + 12an + alm 6) 6pnt + 2ann + 3an + 3q = 6ilm + 2san + gr + 2spss + 2H ₂ O	P = 5.5 ± 1.3 kbar T = 732 ± 47 °C cor = 0.246 sigfit = 0.41 (1.54)

Tab. C.IV-7: L'estimation des conditions métamorphiques des assemblages anté ($P = 7.9 \pm 1.2$ kbar, $T = 705 \pm 117^\circ\text{C}$) et syn- S_2 ($P = 5.5 \pm 1.3$ kbar, $T = 732 \pm 47^\circ\text{C}$) de gneiss migmatitique de l'unité de Filali par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre (la signification des abréviations est dans l'annexe IV). L'incertitude est égale à 1σ .

VI. Bilan de l'étude métamorphique des métapélites de Filali

Les métapélites de l'unité de Filali présentent deux types de paragenèses associés à deux foliations S_1 et S_2 . En s'approchant du massif des péridotites, une première schistosité (S_1) est associée à des paragenèses allant de grenat - biotite; grenat – biotite - staurotide; grenat – biotite – staurotide - disthène; grenat – biotite –staurotide ± disthène; grenat - biotite - disthène. Ces paragenèses sont préservées dans toutes les zones métamorphiques. La rééquilibration métamorphique associée à la déformation D2 en extension se marque par le

développement d'une foliation principale S_2 dans des conditions de basse pression-haute température (BP-HT). Cet événement, associé au métamorphisme de BP-HT, est particulièrement prononcé dans les niveaux inférieurs du complexe Sebtime et près des péridotites de Béni Bousera. Cette déformation affecte également les granulites et les mylonites à spinelle-grenat des péridotites de Béni Bousera, ce qui implique que la formation de la pile tectonique du Massif de Béni Bousera peut être contemporaine du développement de la schistosité principale. Cette deuxième schistosité (S_2) est associée à des paragenèses à biotite-andalousite loin des péridotites et sillimanite-biotite près des péridotites, ce qui reflète une progression à partir du faciès schistes verts au faciès amphibolite. Le grade métamorphique de terrain augmente vers les péridotites pour les deux schistosités.

Les pseudosections calculées, ainsi que les microstructures associées, permettent de proposer une évolution polyphasée dans les métapélites de l'unité de Filali. Un épisode prograde de MP (MS4) a suivi par un chemin horaire en décompression. La phase $M1$ du métamorphisme s'effectuerait à moyenne pression et haute température (MP-HT), alors que la phase $M2$ prendrait place à basse pression et haute température (BP-HT). Cette décompression est à rattacher à la présence d'une zone de cisaillement majeure en extension vers le NW qui fait monter les péridotites par rapport aux granulites et les métapélites de l'unité de Filali sus-jacentes, dans le massif de Béni Bousera. Les contraintes temporelles pour ce détachement majeur sont, d'une part, la formation de la principale foliation durant le Miocène (voir chapitre V) et, d'autre part, l'emplacement des péridotites durant l'Oligo-Miocène (Zindler et al., 1983; Polvé, 1983; Montigny in Michard et al., 1991; Blichert-Toft et al., 1999, Pearson and Nowell, 2004).

Les résultats des calculs des conditions $P-T$ associées à la schistosité (S_1) indiquent un gradient de 5.5 kbar et 550 °C dans les micaschistes à grenat-biotite jusqu'à ~ 8.5 kbar et 670°C dans le gneiss migmatitique (zone à grenat-biotite-disthène, Fig. C.IV-50). Ces conditions représentent donc un gradient métamorphique de type barrovien. Dans la partie inférieure de l'unité de Filali (zone des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène et gneiss migmatitique (zone à grenat-biotite-disthène)), les roches enregistrent un pic de métamorphisme pour (S_1) à $P = 8-8.5$ kbar et $T = 610-670^\circ\text{C}$ qui impliquent une profondeur d'environ 30 km. Les conditions $P-T$ associées à la schistosité (S_2) évoluent entre 650-750°C dans le gneiss migmatitique et 550-600°C dans les micaschistes à grenat-biotite, toutes les zones métamorphiques sont équilibrées à des pressions similaires comprises entre 3 et 6 kbar. Ces conditions montrent une profondeur d'environ 10 à 20 km et sont caractéristiques des gradients de haute température/basse pression de type Abukuma. Ces résultats montrent que, le gradient géothermique s'accroît en passant du stade de déformation D1 au stade D2. En effet, le gradient apparent associé à la schistosité (S_1) atteint une valeur de 20-24°C/km. Ce

gradient évolue vers des valeurs élevées dans l'assemblage associé à la schistosité (S_2), il atteint une valeur de 45-50°C/km. En conséquence, la déformation D2 a entraîné un fort amincissement des unités initialement beaucoup plus épaisses dû à la remontée des péridotites chaudes. Pendant le métamorphisme de BP-HT, la différence entre les températures atteintes dans la partie supérieure de l'unité (micaschistes à grenat-biotite (MS1), 550°C) et la partie inférieure, la plus profonde, (gneiss migmatitique, 750°C) est de l'ordre de 200°C, ce qui donne une épaisseur de 10 km de la section crustale de l'unité de Filali.

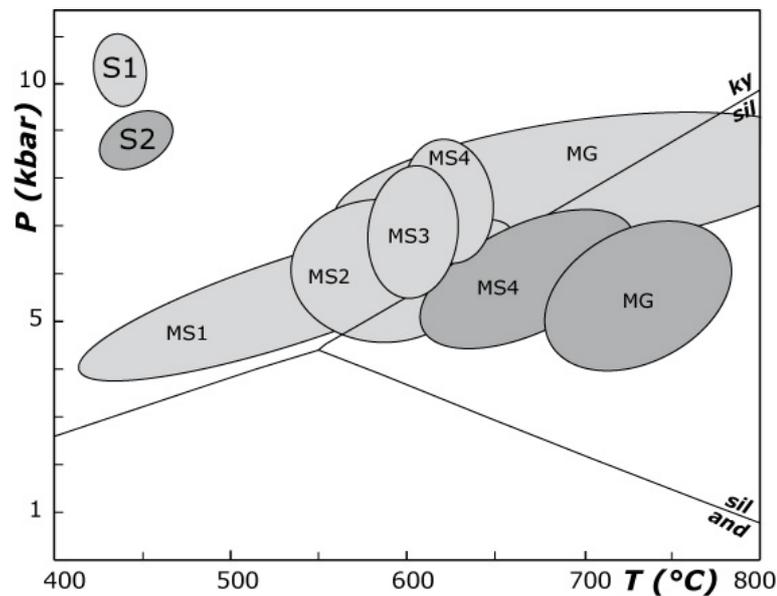


Fig. C.IV-50 : Les incertitudes 2σ (ellipsoïdes) des estimations des conditions métamorphiques des assemblages Syn-S1 et Syn-S2 des métapélites de Filali, par l'approche de la thermobarométrie multi-équilibre. Les ellipsoïdes de couleur gris clair correspondent aux incertitudes des conditions de l'assemblage Syn-S1 et les ellipsoïdes de couleur gris foncé correspondent aux incertitudes des conditions de l'assemblage Syn-S2.

Dans les métapélites, les estimations pression-température montrent que le pic de métamorphisme (pic de pression pour S1) est suivi d'une rééquilibration dans des conditions de BP-HT associée probablement au début de l'exhumation contemporaine de la déformation D2 le long de chemins variés. Cette déformation marque donc en partie l'exhumation des roches depuis les conditions d'enfouissement maximales jusqu'aux conditions plus superficielles correspondant à la paragenèse M2. Les micaschistes à grenat-biotite a subi une décompression quasi isotherme jusqu'aux des pressions < 3.5 kbar et moyennes températures.

Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide, grenat-biotite-staurotide±disthène montrent cependant une décompression avec un léger réchauffement durant leur exhumation et une évolution à basse pression (BP) pour des températures élevées en bon accord avec l'évolution rétrograde des unités de HP-HT sous-jacentes (granulites). Le gneiss migmatitique montre aussi un réchauffement durant celle-ci. L'évolution métamorphique en décompression des métapélites est suggérée par des réactions syn à post-S₂:

- (1) la transformation du grenat en biotite et muscovite,
- (2) la transformation de la staurotide en andalousite dans les micaschistes et,
- (3) du grenat en cordiérite et sillimanite dans le gneiss migmatitique.

Cette décompression est également compatible avec les relations entre les silicates d'alumine qui montrent des transformations polymorphique du disthène en andalousite ou en sillimanite et de la sillimanite en andalousite. La transformation du rutile en ilménite est compatible avec l'existence de cette décompression.

La séquence de cristallisation des trois silicates d'alumine disthène, sillimanite puis andalousite contredit celle décrite par [El Maz et Guiraud \(2001\)](#) qui conçoit une croissance précoce de l'andalousite par rapport à celle du disthène. Ces auteurs avancent une évolution métamorphique qui s'initie à BP puis gagne la MP et finalement elle s'achève à BP. L'étude que nous avons menée montre par contre que la croissance de l'andalousite est tardive.

Trois épisodes métamorphiques peuvent être mis en évidence dans les métapélites de l'unité de Filali:

- 1) un épisode syn-S₁ de MP-MHT correspondant à la zonation métamorphique d'affinité barrovienne,
- 2) un épisode métamorphique syn-S₂ de BP-HT à andalousite dans les micaschistes à grenat-biotite et à sillimanite dans les autres zones métamorphiques,
- 3) un épisode post-S₂ de BP-MT à andalousite.

L'ensemble des données métamorphiques suggère donc que la structure tectonométamorphique des métapélites de Filali est le résultat de la superposition de deux histoires métamorphiques distinctes. Une histoire ancienne visible dans toutes les zones métamorphiques. La seconde phase est correspond à la reprise en extension de l'édifice tectonique (D₂). La reprise en extension tectonique associée à la déformation D₂ a aminci fortement l'ensemble de la pile et entraîne l'exhumation du Massif.

Chapitre V

**APPORTS DES DATATIONS U-TH-PB SUR MONAZITE A LA
RECONSTITUTION DE LA CHRONOLOGIE DE
L'EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DES
METAPELITES DE FILALI**

Sommaire

Sommaire	235
I. Géochronologie	237
I.1. Principes généraux	237
I.2. Méthode de datation utilisée	239
I.2.1. Caractéristiques chimiques et minéralogiques de la monazite.....	240
I.2.2. Datation in situ U-Th-Pb (LA-ICP-MS)	2433
II. Résultats	243
II.1. Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité de Filali	243
II.1.1. Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4)	243
II.2.1. Le gneiss migmatitique (MG).....	246
III. Discussion	250

Les chapitres précédents ont permis de préciser les modalités cinématiques et métamorphiques de l'évolution tectonique du Massif de Béni Bousera. Dans les métapelites de l'unité de Filali, deux phases de déformation successives ont été identifiées. La première correspond à l'épaississement crustal (D1) de la séquence lithostratigraphique de l'unité formée par les micaschistes et le gneiss. Les marqueurs microstructuraux observés montrent des reliques d'un stade métamorphique antérieur qui ont été conservées localement. L'âge de ce métamorphisme ancien est inconnu. Le second épisode tectonique correspond à une déformation (D2) en cisaillement vers le nord ouest, visible dans l'ensemble de la pile tectonométamorphique. L'amincissement tectonique associé à cette déformation se développe dans la continuité de l'empilement. Les estimations thermobarométriques suggèrent en effet une évolution métamorphique rétrograde pendant la phase de déformation D2, qui correspond à l'exhumation de l'unité. L'âge de cet épisode est bien contraint, il est Oligo-Miocène. En effet, les données géochronologiques publiées jusqu'à présent, dans les métapelites de l'unité de Filali, notamment les datations K-Ar et Ar-Ar effectuées par [Michard et al. \(1983, 2006\)](#) et [Saddiqi \(1995\)](#) sur biotites et muscovites s'échelonnent entre 22-20 Ma. Ces âges (de refroidissement) correspondent à l'exhumation de l'unité de Filali qui est associée à la phase de déformation extensive D2.

Afin de préciser la chronologie de l'évolution tectonique de l'unité de Filali, nous avons mis en œuvre une étude géochronologique des minéraux associés à chacun des 2 épisodes métamorphiques reconnus, en utilisant la technique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICP-MS) sur la monazite. La méthodologie et les résultats sont présentés dans les paragraphes ci-dessous. Ces données seront ensuite intégrées dans la synthèse d'ensemble qui est l'objet du chapitre VI.

I. Géochronologie

I.1. Principes généraux

Les isotopes sont des atomes qui ont le même nombre de protons mais un nombre différent de neutrons. Ils partagent donc le même nombre atomique A et une masse atomique Z différente comme par exemple les deux isotopes de l'uranium, de même nombre atomique (92), mais de masses atomiques différentes (${}_{92}^{235}\text{U}$ et ${}_{92}^{238}\text{U}$).

Certains éléments dans les roches (ignées, sédimentaires et métamorphiques) et minéraux contiennent des isotopes qui sont naturellement radioactifs (éléments père P), c'est à dire que leur nucleus se désintègre spontanément en un isotope d'un autre élément (élément fils F*). Si cet isotope est lui-même instable, le processus continue jusqu'à ce qu'un isotope stable soit formé.

Le taux de désintégration radioactive est caractéristique de chaque isotope. Ces taux sont indépendants de tous paramètres chimiques ou physiques. La probabilité qu'un noyau d'un isotope se désintègre dans une période de temps donné est une constante (λ , constante de désintégration). Après la cristallisation du minéral (fermeture du système), le nombre d'isotopes radioactifs décroît selon une loi exponentielle avec émission d'un rayonnement (α , γ , β^- ou β^+) caractéristique de la réaction nucléaire tel que :

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (1)$$

Le premier membre de l'équation correspond à l'activité du noyau radioactif. N étant le nombre d'atomes radioactifs présent à l'instant t et λ la constante de désintégration. En intégrant (1) :

$$-\ln N = \lambda t + a \quad (2)$$

À $t = 0$, $-\ln N_0 = a$, alors l'équation (2) devient :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3)$$

Dans cette équation, N_0 désigne la quantité d'atomes radioactifs initialement incorporés dans le système. Or, en supposant que le système est clos depuis sa fermeture à l'âge t recherché; de (3) il découle l'égalité :

$$N_0 = P + F^* \quad (4)$$

Avec F^* le nombre d'éléments fils radiogéniques, alors en combinant (3) et (4) il vient :

$$F^* = N (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

On peut déduire l'âge (t) de fermeture du système dans le cas où aucun atome F n'existe initialement. Dans ce cas on écrit :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{F^*}{N} + 1 \right] \quad (6)$$

La demi-vie ($T_{1/2}$) est le temps nécessaire pour qu'un élément radioactif perde la moitié de son activité par désintégration naturelle. La demi-vie s'exprime en fonction de la constante de désintégration tel que :

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (7)$$

Suivant les systèmes isotopiques, la demi-vie varie de fractions de seconde à des milliards d'années. En géochronologie, les isotopes radioactifs doivent avoir une demi-vie comparable aux périodes de temps mesurées. La demi-vie doit être suffisamment longue pour qu'il reste suffisamment d'isotopes pères lors de la mesure, mais également suffisamment courte pour que des isotopes fils se soient formés.

I.2. Méthode de datation utilisée

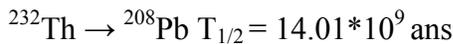
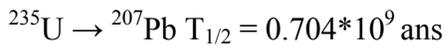
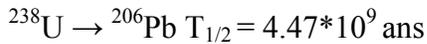
Le raffinement des trajets P-T-t est aussi le résultat d'une meilleure précision sur le paramètre temps (t) grâce aux développements analytiques récents en géochronologie (LA-ICPMS). De nombreux thermo-chronomètres permettent de dater les conditions proches du pic de métamorphisme et l'évolution rétrograde. Ils sont basés sur des phases accessoires, comme le zircon ou la monazite, ou des phases majeures communes dans les roches métamorphiques, comme le grenat, l'amphibole et la muscovite.

Il faut être capable d'évaluer l'effet de la superposition de plusieurs événements sur la minéralogie et les microstructures en obtenant des âges absolus sur les différentes paragenèses et/ou phases de déformation. Ceci est d'autant plus fréquent dans les contextes polymétamorphiques, où les zircons et les monazites peuvent conserver un héritage et développer plusieurs domaines d'âges différents à l'échelle cristalline, ce qui rend l'interprétation des analyses isotopiques (K-Ar et Ar-Ar) conventionnelles délicate (e.g. [Williams *et al.*, 1999](#)).

Dans cette étude, on a utilisé la méthode U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICPMS) sur monazite pour dater les différents événements métamorphiques, et la compréhension de l'évolution crustale de l'unité de Filali dans le massif de Béni Bousera. Cette méthode est particulièrement bien adaptée aux contextes polymétamorphiques et peut être utilisée comme aide à l'interprétation de données isotopiques conventionnelles ([Suzuki *et al.*, 1994](#); [Cocherie *et al.*, 1998](#); [Williams *et al.*, 1999, 2002](#); [Montel *et al.*, 1996, 2000](#); [Crowley et Ghent, 1999](#); [Terry *et al.*, 2000](#); [Shaw *et al.*, 2001](#))

L'objectif de notre étude est de dater les différentes phases de déformation et de métamorphisme identifiées à la fois au cours de l'étude pétrographique, microstructurale et

analytique des métapelites (d'âge Paléozoïque) de l'unité de Filali. Notre approche s'est focalisée sur un échantillon des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) et un autre de gneiss migmatitique (MG) qui, comme nous l'avons observé au chapitre IV, ont enregistré une évolution tectonométamorphique polyphasée. Un métamorphisme barrovien de MP-HT et un métamorphisme de BP-HT (exhumation). Ces deux métamorphismes se sont équilibrés à haute température (> 600°C, cf chapitre IV). Dater l'âge de ces métamorphismes nécessite d'utiliser un système isotopique qui a une température de fermeture élevée, tel que le système isotopique U-Th-Pb. Dans ce système, deux isotopes de l'Uranium et un isotope du Thorium sont radioactifs et se désintègrent en différents isotopes radiogéniques du Plomb avec des demi-vies ($T_{1/2}$) différentes :



Ce système isotopique est très bien adapté pour des événements géologiques de plusieurs dizaines de millions à milliards d'années.

1.2.1. Caractéristiques chimiques et minéralogiques de la monazite

La monazite est un phosphate de terres rares (TR) légères (du La au Gd) monoclinique renfermant de grandes quantités de Th. La structure de la monazite se caractérise par la succession des tétraèdres PO_4 avec un atome métallique équidistant de neuf atomes d'oxygène. Sa géométrie observable dans les roches est montrée sur la figure C.V-1. La formule générale de la monazite s'écrit : $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}) \text{PO}_4$. Un autre phosphate de terres rares, TR lourdes et Y accompagne souvent la monazite. Il s'agit du xénotime, la formule de ce phosphate s'écrit : YPO_4 . Les éléments analysés des spectres d'émission électronique caractéristiques de la monazite, du xénotime et du zircon sont exposés sur le tableau C.V-1.

La monazite est un minéral accessoire, elle est représentée dans les roches magmatiques du type granite leucocrate alumineux, les roches métamorphiques de haut grade, et les roches partiellement fondues comme par exemple les migmatites. La monazite apparaît souvent en association avec le zircon, le xénotime, la biotite, l'apatite, l'allanite et la magnétite. Elle cristallise à partir des liquides magmatiques issus de la fusion partielle ou à partir des fluides hydrothermaux. Dans les roches d'origine sédimentaire, la monazite se forme sous l'effet des

transformations métamorphiques combinant des conditions de pression et température voisines de l'isograde du grenat. Il a été empiriquement montré que la monazite se comporte en système clos, et que les phénomènes de diffusion restent très limités jusqu'à des températures de 700°C (Cocherie et al., 1998) voir même 900°C en l'absence des circulations fluides (Braun et al., 1998).

Xénotime			Monazite			Zircon					
Elément	%Masse	%Atomiq.	Elément	%Masse	%Atomiq.	Elément	%Masse	%Atomiq.	Elément	%Masse	%Atomiq.
O K	21,67	51,44	O K	20,51	52,9	O K	17,2	50,18	O K	23,24	53,18
P K	20,76	25,46	F K	1,06	2,31	P K	19,48	29,37	Si K	17,77	23,16
Fe K	1,82	1,24	P K	19,4	25,85	La L	18,57	6,24	Zr L	58,99	23,67
Co K	1,26	0,81	Ca K	1,43	1,47	Ce L	39,44	13,14			
Y L	43,15	18,43	Ag L	5,32	2,04	Th M	5,31	1,07			
Gd L	2,33	0,56	La L	16,42	4,88						
Dy L	5,53	1,29	Ce L	35,85	10,56						
Yb L	3,48	0,76									
Totaux	100,000			100,00			100,00			100,00	

Tab. C.V-1 : Les éléments analysés, avec les spectres en dispersion d'énergie, de la monazite, du xénotime et du zircon des micaschistes (MS4) et du gneiss migmatitique (MG) de l'unité de Filali. Ces analyses sont obtenues au microscope électronique à balayage avec O (SiO₂), P (GaP), Fe (Fe), Co (Co), Y (Y), Gd (GdF₃), Dy (Dy F₃), Yb (YbF₃), F (MgF₂), Ca (Wollastonite), Ag (Ag), La (LaB₆), Ce (CeO₂), Th (ThO₂), Si (SiO₂) et Zr (Zr).

Ses propriétés optiques sont similaires à celles du zircon et du xénotime, ce qui la rend difficilement repérable en microscope optique. La difficulté de distinguer entre ces minéraux en analyse optique classique justifie l'usage du MEB (Microscope Electronique à Balayage) ou de la sonde électronique, pour analyser les détails de la structure de chaque minéral. Ces outils révèlent

souvent une zonation chimique, associée à des variations de compositions chimiques au cours de la cristallisation.

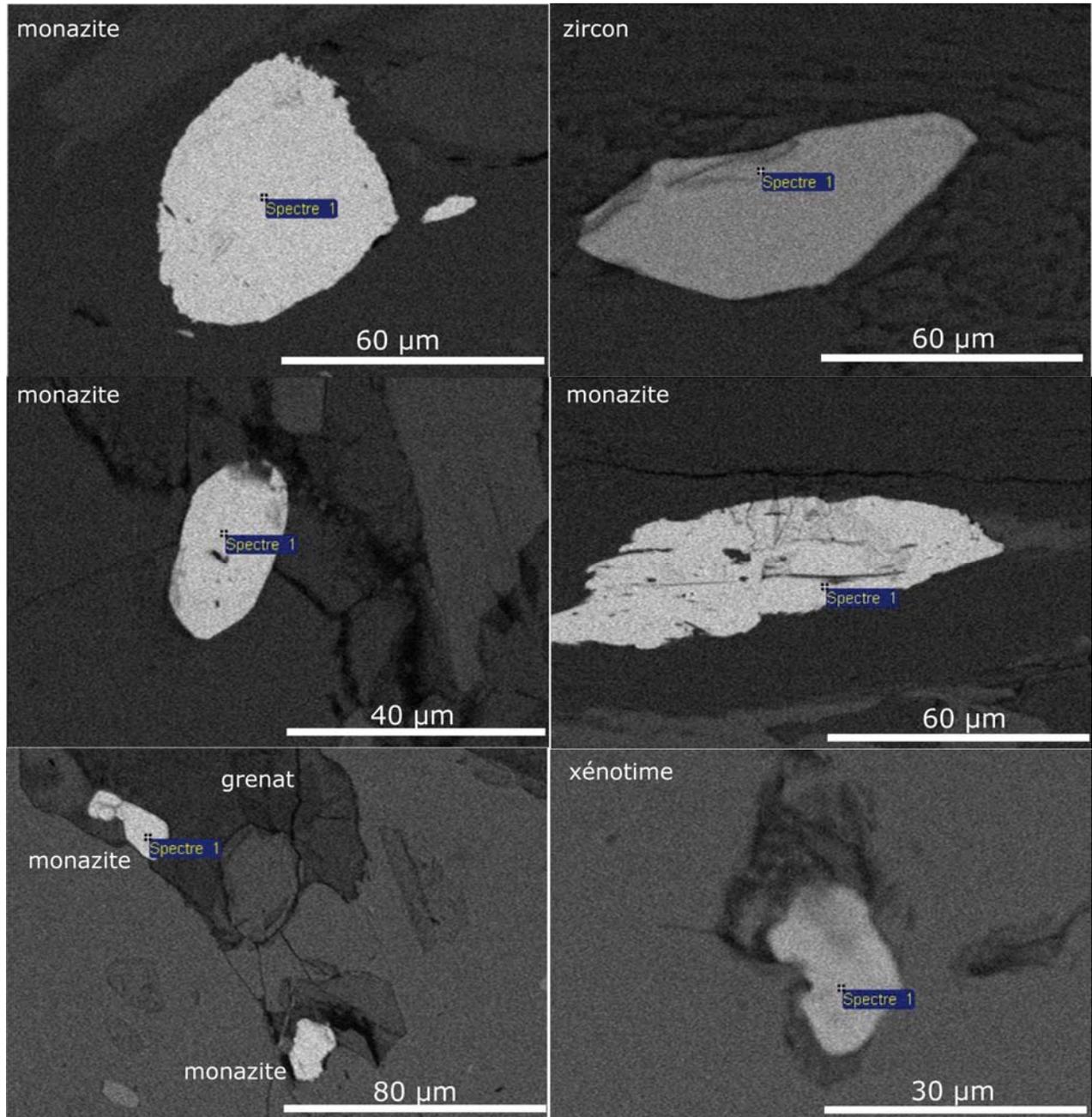


Fig. C.V-1: Images électrons secondaires des monazites, du xénotime et du zircon des micaschistes (MS4) et de gneiss migmatitique (MG) de l'unité de Filali.

1.2.2. Datation in situ U-Th-Pb (LA-ICP-MS)

Cette partie de thèse a été réalisée en collaboration avec Marc Poujol de Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118 Université Rennes 1, France.

Au cours de ce travail, nous avons utilisé la méthode de la géochronologie in situ U-Th-Pb sur monazite. Les analyses ont été effectuées directement en lames minces à l'aide d'une technique d'analyse multi-élémentaire d'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à source plasma (LA-ICP-MS), au Laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand, France.

Les analyses ont été réalisées en utilisant un instrument ICP-MS de type Agilent 7500 spectromètre combiné à un système laser excimer 193nm Resonetics M-50E entièrement piloté par ordinateur et équipé d'un laser ATL à durée d'impulsion ultra-courte (<4ns). Les diamètres d'impacts ont été réglés à 7 μm avec des taux de répétition de 1 Hz (pour la monazite).

Les données ont été corrigées pour les fractionnements U-Pb et Th-Pb et pour le biais de masse par mesure répétitive de standard de la monazite Moacir (Gasquet et al., 2010). La réduction des données a été réalisée avec un progiciel GLITTER® développé par «Macquarie Research Ltd.» (Jackson et al., 2004). Les âges et les diagrammes Concordia sont obtenus en utilisant le programme Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Toutes les erreurs indiquées dans les tableaux 2 et 3 sont calculées à un sigma (1σ), mais seulement où les données sont combinées pour les analyses de régression ou bien pour calculer des moyennes pondérées, les résultats sont donnés à 2σ .

II. Résultats

II.1. Âge des épisodes métamorphiques identifiés dans l'unité de Filali

II.1.1. Les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4)

L'échantillon (34b) analysé provient des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) de l'unité de Filali. Il appartient au niveau apparemment le plus métamorphique des micaschistes. Il est toujours possible d'observer des reliques des stades précoces de métamorphisme sous forme des inclusions à l'intérieur des porphyroblastes (grenat, plagioclase, staurotide et disthène). Les analyses des lames minces révèlent deux assemblages minéralogiques dans les micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène. L'assemblage 1 (épisode M1) a eu lieu avant le développement de la foliation principale (S_2). Il est composé de grenat, disthène, staurotide, biotite, muscovite, plagioclase, rutile, ilménite, monazite, graphite et quartz.

L'assemblage 2 (épisode M2) est contemporain au développement de la foliation principale, il est défini par l'orientation préférentielle de la sillimanite (fibrolite), biotite, muscovite, plagioclase, quartz, monazite, graphite et ilménite.

Les images par électrons rétrodiffusés (MEB) des monazites issues de l'échantillon des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali (Fig. C.V-1) permettent de distinguer deux populations de monazites. La première est en inclusion dans les plagioclases et les staurotides et comporte des proportions plus élevées en Terres Rares lourdes. Cette génération est rare et de petite taille (< 20 µm). La seconde population de monazites est localisée en position interstitielle dans la matrice avec la sillimanite, la biotite, le plagioclase, le quartz et l'ilménite. Elle présente des grains xénomorphes de 20-70 µm de diamètre avec des limites irrégulières. En raison de la petite taille des grains de la monazite rencontrés à l'intérieur des plagioclases et des staurotides des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène, les mesures U-Th-Pb à l'ablation laser (LA-ICP-MS) n'ont été possibles que sur cinq grains de monazite (< 20 µm de diamètre). Les valeurs corrigées des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ avec les âges dérivés sont résumées dans le tableau C.V-2.

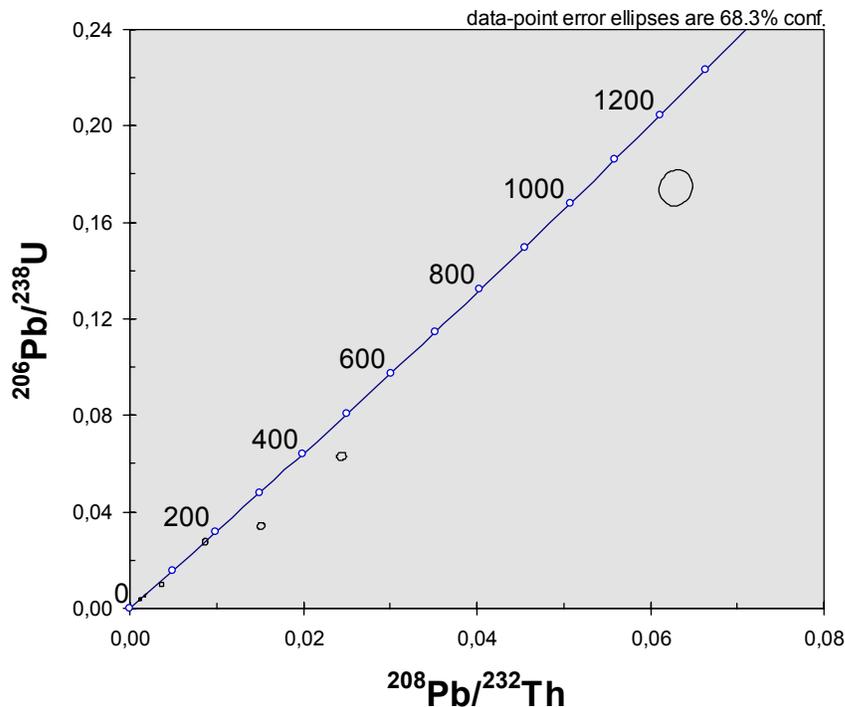


Fig. C.V-2 : Diagramme concordia pour les monazites qui sont en inclusions dans les plagioclases et les staurotides des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène de l'unité de Filali.

Ces monazites donnent des résultats chronologiques très hétérogènes. On obtient des âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuels qui s'étalent de 74,3 Ma à 487,6 Ma et de 63,4 Ma à 394,2 Ma, respectivement. Une seule analyse de monazite a donné un âge $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plus vieux de 1234,1 et 1036,2 Ma, respectivement (Tab. C.V-2). Ce grain a sans doute été affecté par une perte en Pb à une date inconnue. La dispersion des points sur la droite de régression dans le diagramme concordia ne permet pas d'exploiter ces analyses (Fig. C.V-2). Cette perturbation apparente du chronomètre U-Th-Pb peut être liée à des imperfections minérales ou à des zones affectées par des pertes en Pb, et à la présence de Pb commun. Cette situation entraîne un «vieillessement» du résultat. L'âge de cette génération de la monazite est difficile à préciser davantage avec ces analyses, toutefois les valeurs mentionnées ci-dessus suggèrent que la population de la monazite est plus vieille (anté-alpin) que celle de la matrice.

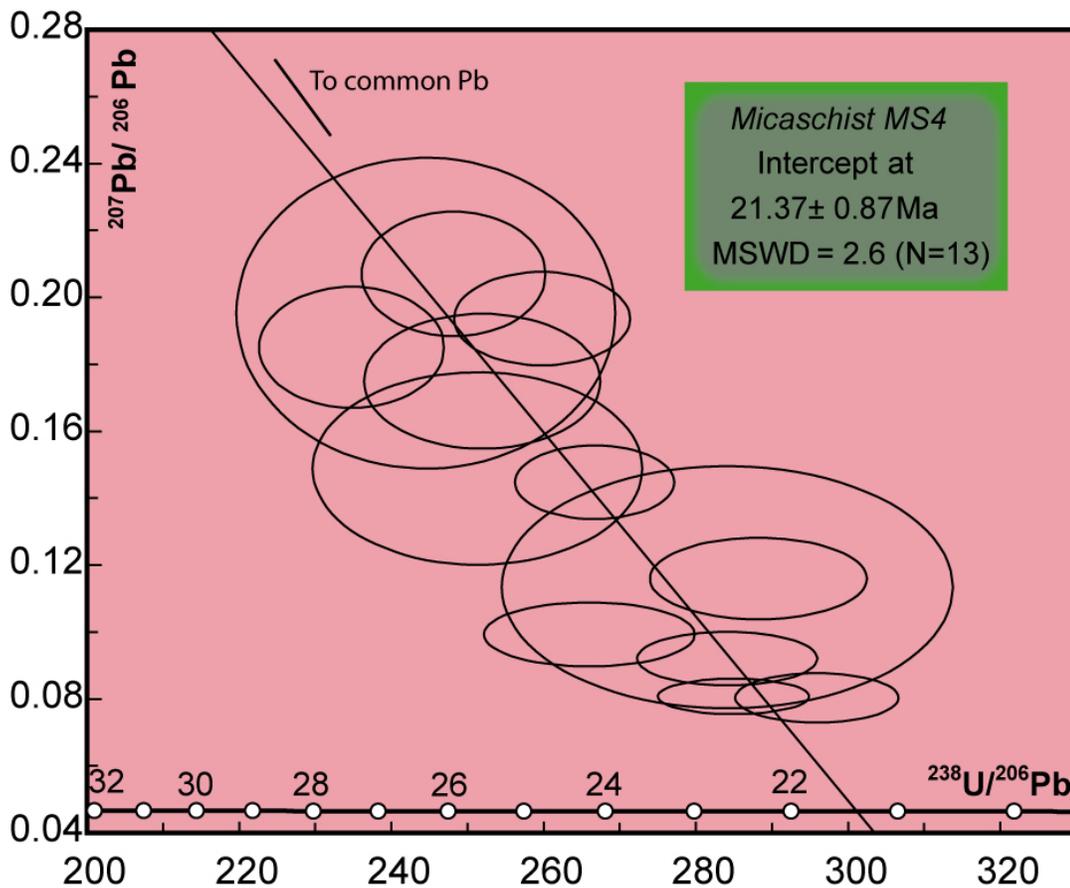


Fig. C.V-3 : Diagramme Tera-Wasserburg avec les analyses ayant livré un âge concordant à $21,37 \pm 0,87$ Ma pour les monazites de la matrice des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) de l'unité de Filali analysées par LA-ICP-MS.

Les monazites qui appartiennent à la paragenèse associée à l'épisode métamorphique M2 sont plus riches en Th, avec une teneur de 3203 et 44209 ppm (Tab. C.V-2). 13 mesures ont été effectuées sur 11 grains des monazites différents (Tab. C.V-2). Les âges moyens $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ calculés sur l'ensemble du spot (13 analyses) sont de $24,3 \pm 1,7$ et $23,4 \pm 2,2$ Ma, respectivement (1σ). Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenus sont compris entre 27,4 et 21,8 Ma et les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ entre 26,4 et 19,9 Ma pour les valeurs extrêmes (voir tableau C.V-2). Ces deux séries d'âges sont très cohérents, bien qu'un certain décalage est observé entre les âges Pb-U et Pb-Th obtenus sur les grains individuels. Cette convergence des âges semble indiquer que cette population de monazite n'a pas subi de perturbation susceptible d'entraîner une modification de la composition isotopique. Cependant, des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ un peu élevés, 38,3-31,3 Ma et 38,5-34,0 Ma (Tab. C.V-2), respectivement sont obtenus sur trois analyses de monazites. Ces âges peuvent être liés à la présence en excès de Pb commun (Pbc) intégré dans le Pb total. Cet élément n'étant pas incorporé dans le réseau cristallin lors de la formation du minéral. Cependant, plusieurs phénomènes, tels que la dégradation du réseau cristallin par métamictisation (cas du zircon par exemple), des variations de composition chimique par rapport à la forme stœchiométrique (notamment l'incorporation de Ca dans le réseau de la monazite), ou bien la présence d'inclusions et de fractures sont des sources potentielles de Pbc. Enfin, d'autres minéraux (sphène et apatite par exemple) incorporent des quantités non négligeables de Pbc lors de leur formation. Ces âges peuvent être également liés à la présence d'excès en ^{206}Pb dû à un excès en ^{230}Th (Schärer, 1984).

Toutes les analyses des monazites de la deuxième génération sont représentées sur un diagramme concordia de Tera-Wasserburg sur lequel toutes les analyses sont dispersées (Fig. C.V-3). Si la ligne de discordance est effectuée à une valeur de 0,837 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) correspondant à la valeur de Pb commun calculée à 21 Ma en utilisant le modèle à un stade de Stacey et Kramers (1975), l'âge d'intercept résultant est de $21,4 \pm 0,9$ Ma (MSWD = 2,6 ; Fig. C.V-3). L'âge calculé à partir de la moyenne pondérée $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ n'est pas bien contraint dans ce cas avec une valeur de $21,9 \pm 1,1$ Ma (MSWD = 28) parce que toutes les données sont dispersées. Cet âge de $21,4 \pm 0,9$ Ma est identique, dans une barre d'erreur, à celui donné par les monazites situées dans la matrice de gneiss migmatitique (MG). Par conséquent, nous concluons que ces monazites ont été cristallisées à ca. 21 Ma.

II.2.1. Le gneiss migmatitique (MG)

L'échantillon 18 est un gneiss migmatitique prélevé de la partie inférieure de l'unité de Filali. Il appartient au niveau apparemment le plus métamorphique de l'unité, non loin du contact

avec les granulites. Le gneiss migmatitique de l'unité de Filali présente deux types de paragenèses associées à deux foliations S_1 et S_2 . Une première schistosité (S_1) est associée à une paragenèse à grenat, disthène, biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, rutile, graphite et ilménite (épisode M1). La rééquilibration métamorphique associée à la déformation D2 en extension se marque par le développement d'une schistosité principale S_2 qui est composée par la sillimanite (fibrolite), biotite, plagioclase, quartz, feldspath potassique, graphite et, par une quantité mineure d'ilménite (épisode M2), cet assemblage est probablement en équilibre avec la cordiérite. Les quantités importantes de leucosomes des migmatites évoquent un taux de fusion partielle important.

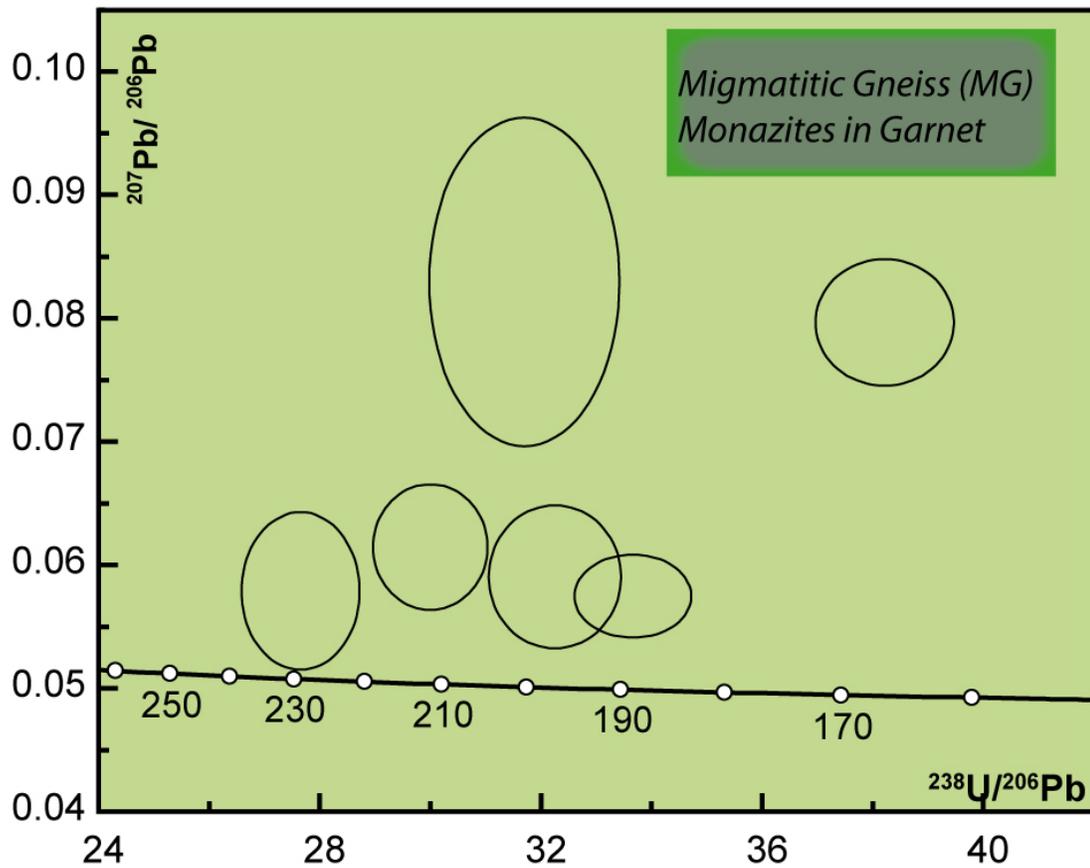


Fig. C.V-4 : Diagramme Tera-Wasserburg pour les monazites qui sont en inclusions dans les grenats de gneiss migmatitique (MG) de l'unité de Filali analysées par LA-ICP-MS.

L'étude des relations texturales de la monazite par rapport à l'ensemble des espèces minérales associées, et l'usage du MEB permettent de distinguer deux générations de monazites. La première est en inclusion dans les grenats, les grains de cette génération sont de petite taille (< 20 μm). Les monazites de cette génération sont associées à l'assemblage de l'épisode M1. La seconde génération de monazites est localisée dans la matrice. Elle présente des grains xénomorphes (30-80 μm de diamètre; Fig. C.V-1). Cette génération est en équilibre avec l'assemblage associé à la foliation principale S2.

Les grains de deux générations de monazite ont été analysés et les résultats obtenus sont indiqués dans le tableau C.V-3. Un diagramme est utilisé pour représenter les résultats : le diagramme de Tera-Wasserburg (1974), pour lequel les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont reportés respectivement en abscisse et en ordonnée. Dans ce type de diagramme, les rapports mesurés corrigés du bruit de fond et de la discrimination de masse, mais non de plomb commun sont rapportés. En effet, ce mode de représentation permet de bien visualiser la présence de plomb commun et les pertes en plomb. La présence de plomb commun déplace les points sur une ligne plus verticale et plus à droite que la discordia.

Vingt-huit points ont été analysés sur 19 grains différents de la monazite. On s'aperçoit une grande différence de la teneur en Th entre les deux générations de monazite. La teneur en Th des monazites incluses dans les grenats est de l'ordre de 1049 et 9758 ppm alors que les monazites de la matrice sont plus riches en Th, avec une teneur de 13420 et 45537 ppm (tableau C.V-3). Cette différence est confirmée lorsque les données sont représentées dans un diagramme Concordia de Terra Wasserburg (Fig. C.V-4 et 5).

Un seul grain de monazite (m2-grt1, tableau C.V-3) a été inclus dans le calcul de l'âge discordia de la deuxième génération de monazite (matrice), malgré il a été localisé dans un porphyroblaste de grenat. Ce grain de monazite a été situé sur la périphérie d'un porphyroblaste de grenat, et par conséquent il pourrait être affecté par l'événement alpin de la deuxième génération de monazite.

Les analyses U-Th-Pb effectuées sur cinq grains des monazites à l'intérieur de deux porphyroblastes de grenat ont donné des âges hétérogènes et vieux (Tab. C.V-3). L'ensemble des analyses effectuées sur les monazites de la première génération ont donné des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ compris entre $229,1 \pm 3,53$ et $166,5 \pm 2,22$ Ma et des âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ entre $257,8 \pm 3,22$ et $156,4 \pm 1,79$ Ma (1σ , Tab. C.V-3). Tous les âges des analyses effectuées sur les monazites dans les grenats sont discordants dans le diagramme concordia (Fig. C.V-4). La variabilité des

résultats peut probablement être liée à un comportement complexe de Pb dans les grains de la monazite (incorporation de plomb commun et/ou perte de Pb). Ceci ne permet pas de calculer l'âge de ces monazites. L'âge de cette génération de la monazite est difficile à préciser avec ces analyses, toutefois les valeurs mentionnées ci-dessus suggèrent qu'il n'est pas alpin et plus vieux que l'âge des grains de la monazite de la matrice. Il est probable qu'il soit donc hercynien, mais on ne peut pas l'affirmer, ni rejeter cette hypothèse.

Les analyses effectuées sur les grains de la monazite interstitielle ont donné des âges homogènes. Elles s'alignent sur une Discordia, donnant un âge intercept de $21,3 \pm 0,5$ Ma (MSWD = 1,8; Fig. C.V-5) si la discordance est effectuée à une valeur commune $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 0,837 calculée à 21 Ma en utilisant le modèle à un stade de [Stacey et Kramers \(1975\)](#).

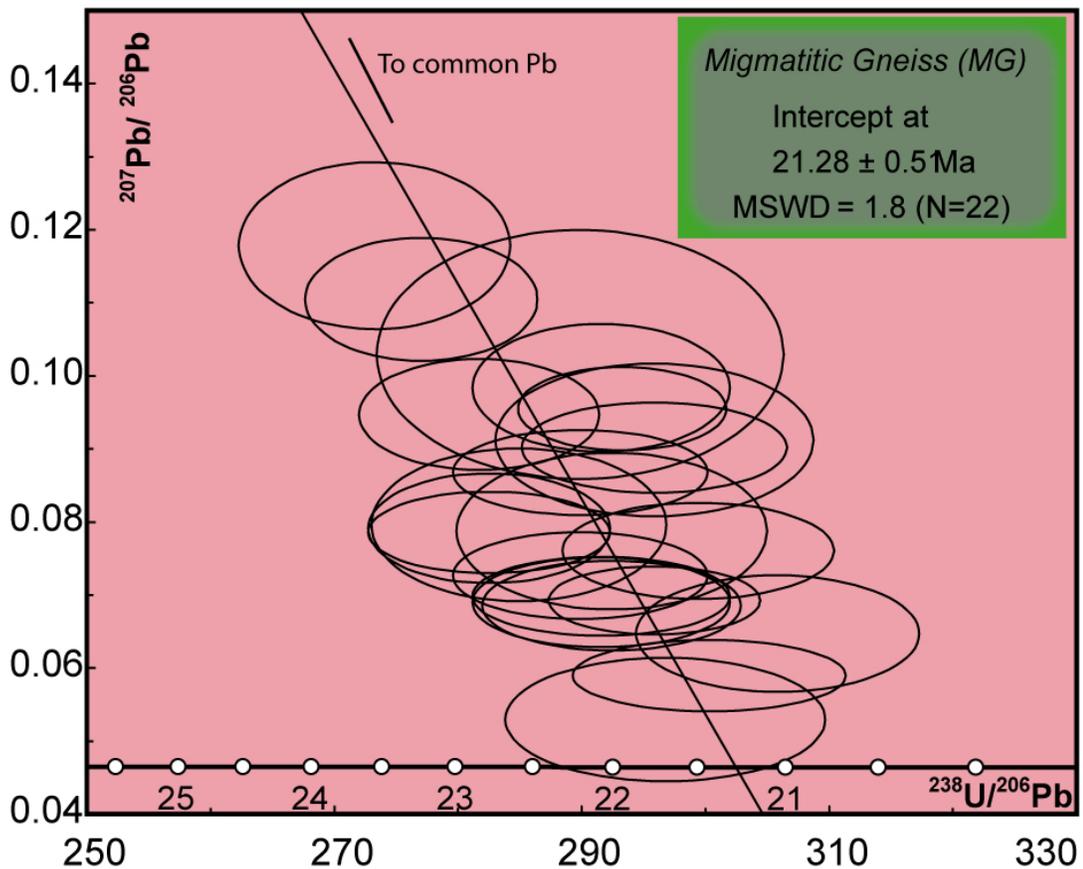


Fig. C.V-5 : Diagramme Tera-Wasserburg avec les analyses ayant livré un âge concordant à $21,28 \pm 0,51$ Ma pour les monazites de la matrice analysées par ablation laser (LA-ICP-MS) de gneiss migmatitique de l'unité de Filali.

Vingt-un points LA-ICP-MS ont donné des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ concordants (Tab. C.V-3) avec un âge concordia (Ludwig, 1998) de $21,28 \pm 0,51$ Ma (95% intervalle de confiance, MSWD = 1,8; Fig. C.V-5). Les âges moyens $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ sont de $22,2 \pm 0,3$ Ma et $22,0 \pm 0,3$ Ma, respectivement (2σ). Notez que l'âge Discordia ($21,3 \pm 0,5$ Ma) est comparable à celui obtenu avec la moyenne pondérée $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ de $21,95 \pm 0,11$ Ma (MSWD = 0,31, N = 21).

L'étude des relations texturales montre que les grains de la monazite datés sont situés dans la matrice et associés aux minéraux définissant la foliation principale S2 comme la sillimanite, la biotite, le plagioclase, le quartz, le feldspath potassique et l'ilménite. L'ensemble des analyses effectuées sur ces cristaux permet de définir un âge ca. 21 Ma interprété comme l'âge de recristallisation de la monazite durant l'épisode métamorphique alpin à partir de réactions mettant en jeu les phosphates et silicates de terres rares. La néoformation s'est effectuée pendant le stade de déformation D2.

III. Discussion

La teneur en U, Th et Pb dans la monazite, et leur interprétation géochronologique, indiquent de la superposition d'au moins deux événements tectonométamorphiques distincts dans les roches métamorphiques du massif de Béni Bousera. Dans les métapélites de l'unité de Filali, certains cristaux préservent un âge plus vieux (170-250 Ma), anté-alpin. D'autres cristaux de la population principale de la monazite, composée essentiellement de grains interstitiels ont été néocristallisés par un événement jeune pendant le cycle métamorphique Alpin (21 Ma). Ceci est confirmé par des teneurs en Th très élevées de la plupart des monazites dans les micaschistes et le gneiss migmatitique de l'unité de Filali (Tab. C.V-2 et 3).

Les observations pétrographiques peuvent être utilisées pour corréler les données chronologiques aux événements géologiques. Dans cette étude, nous avons identifié, à l'échelle de la lame mince, la succession de deux événements métamorphiques dans les métapélites (micaschistes et gneiss migmatitique) de l'unité de Filali :

- i) un premier de MHP-HT (M1) associé à la schistosité S1, et
- ii) un second de BP-HT associé à la schistosité S2 (M2).

Les âges anté-alpin (170-250 Ma) sont obtenus sur des monazites incluses dans le grenat de gneiss migmatitique. Alors que, l'âge alpin (21 Ma) est obtenu sur des monazites de la matrice. Ces monazites sont associées aux assemblages de la schistosité principale S2 des métapélites de l'unité de Filali. Cette schistosité S2 est développée pendant le stade de déformation D₂ qui est caractérisé par une direction d'étirement d'orientation NW-SE associée à des sens de cisaillement vers le NW.

Dans les micaschistes de l'unité de Filali, la schistosité principale S2 est composée par des assemblages syn-tectoniques. Ces assemblages sont constitués par andalousite + biotite + muscovite au sommet et sillimanite + biotite + muscovite à la base de l'unité. Ils sont développés sous des conditions de HT-BP de 3 kbar, 550°C à 6 kbar, 650°C (El Maz et Guiraud, 2001; notre étude). Dans le gneiss migmatitique, la foliation principale contient le grenat de petite taille, la sillimanite (fibrolite), probablement la cordiérite, la biotite, le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz et l'ilménite. Localement, des rares porphyroblastes de grenat sont présents, ainsi que des reliques du disthène et du rutile. Les conditions P-T sont de 9 kbar, 680°C pour l'assemblage à disthène et de 3-4 kbar, 650-750°C pour l'assemblage à sillimanite-cordiérite. Ceci suggère que le développement de la foliation principale est associé avec une décompression.

Les relations texturales montrent que les monazites datées sont rétrogrades et ont cristallisé à des températures inférieures à 650-750°C (température maximale des métapélites de l'unité de Filali où les cristaux de la monazite se situent). La monazite rétrograde a déjà été décrite par Lanzirotti et Hanson (1996) qui ont identifié deux générations métamorphiques de la monazite dans le Schiste Wepawaug (sud du Connecticut), il semble avoir cristallisé le long du chemin P-T prograde et rétrograde respectivement (à partir de faciès amphibolites à schistes verts).

L'évolution métamorphique des métapélites de l'unité de Filali

Dans les cristaux de la monazite des métapélites de l'unité de Filali, deux événements géochronologiques sont identifiés:

i) un âge anté-alpin (170-250 Ma) enregistré dans certains cristaux inclus dans le grenat des métapélites de l'unité de Filali. Il est probable qu'il soit donc hercynien, mais on ne peut pas l'affirmer, ni rejeter cette hypothèse. Dans tous les cas, des âges U-Th-Pb hercyniens (284 ± 27 Ma) sont obtenus sur des grains de monazites en inclusions dans les grenats des granulites (Kinzigites) de Béni Bousera (Montel et al., 2000), et des âges U-Pb SHRIMP (297 ± 17 Ma)

sont obtenus sur les cœurs de zircon des granulites de la cordillère Bétique (Sanchez Rodriguez, 1998). Ces âges confirment l'événement précoce hercynien suggéré dans le complexe Sébtide-Alpujarride inférieure (Bernard Griffith et al., 1977; Michard et al., 1997; Bouybaouène et al., 1998; Zeck et Whitehouse, 2002; Whitehouse et Platt, 2003).

ii) un âge plus jeune alpin (21 Ma) dans la monazite granoblastique de la matrice. Les âges alpins sont en bon accord avec les âges obtenus dans le complexe Sébtide-Alpujarride de la chaîne Bético-Rifaine :

(a) des âges K/Ar et Ar/Ar (25 et 20 Ma) sur phengite et muscovite des métapélites, Permo-Triasique, des Sébtides supérieures (unité de Federico, Michard et al., 1983; Saddiqi, 1995), et des âges Ar/Ar ($24 \pm 0,4$ Ma) sur une phengite rétrograde fortement substituée en association avec de la carpholite ferromagnésien (Fe-Mg) dans le complexe Alpujarride (Monié et al., 1991). De plus, des âges K/Ar et Ar/Ar (24,6 et 19,8 Ma) obtenus sur des biotites des granulites de Béni Bousera (Michard et al., 1983, 1991, 2006; Saddiqi, 1995), et des âges K/Ar et Ar/Ar (22-20 Ma) effectuées sur biotites et muscovites des métapélites de l'unité de Filali (Sébtides inférieures, Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995).

(b) des âges U-Th-Pb (21 Ma) obtenus sur la monazite rétrograde des schistes de HP-BT de Béni-Mezala (Sébtides supérieures, Janots et al., 2006), 100 km au nord de Béni-Bousera, et des âges U-Th-Pb (< 32 Ma) sont obtenus sur des monazites de la matrice et sur des bordures du zircon des granulites Bético-rifaine (Montel et al., 2000; Whitehouse et Platt, 2003).

Ces âges indiquent que l'exhumation des unités du complexe Sébtide-Alpujarride s'est effectuée pendant Oligocène supérieur - Miocène inférieur. D'autre part, les données géochronologiques (Sm-Nd et Lu-Hf) effectuées sur des couples grenat-clinopyroxène dans les pyroxénites incluses dans les péridotites indiquent des âges Oligo-Miocène dans les péridotites aussi bien au Maroc (Béni Bousera) qu'en Espagne (Ronda) (Zindler et al., 1983; Reisberg et al., 1989; Kumar et al., 1996; Blichert-Toft et al., 1999; Pearson et Nowell, 2004).

En outre, les données géochronologiques disponibles de la littérature montrent que tous les âges de clôture (refroidissement) dans le complexe Sébtide-Alpujarride sont autour de 20 Ma, quelle que soit la méthode isotopique (U-Pb sur zircon, Ar-Ar sur amphibole, phengite et biotite, Rb-Sr sur muscovite) (Michard et al., 1983; Monié et al., 1994; Saddiqi, 1995; Sosson et al., 1998; Platt et Whitehouse, 1999). Ainsi, les unités du complexe Sébtide-Alpujarride ont été exhumées durant Oligo-Miocène (25-20 Ma). Cet âge reflète probablement le pic de température

(Sanchez Rodriguez, 1998; Platt et Whitehouse, 1999; Platt et al, 2003a). Ces données indiquent que l'âge de l'événement HT-BP est Oligocène et que l'ensemble des unités du domaine d'Alboran a été rapidement exhumé à Oligocène-Miocène inférieur.

D'autre part, l'âge (21 Ma) obtenu sur les deux échantillons de l'unité de Filali indique que l'exhumation de l'unité de Filali est contemporaine à la mise en place des péridotites de Béni-Boussera et de Ronda (Cordillères Bétiques). En effet, ces deux derniers massifs ont fourni des âges globalement compris entre 25-20 Ma (Zindler et al., 1983; Blichert-Toft et al., 1999; Pearson et Nowell, 2004), synchrones de la phase d'amincissement affectant la partie Ouest de la Méditerranée Occidentale. L'ensemble suggère donc l'existence d'une phase d'extension qui coïncide avec l'ouverture du bassin d'Alboran à Oligocène supérieur-Miocène. Cet âge s'insère bien dans un modèle de retrait de slab et d'une migration vers l'Ouest de l'extension (Jolivet and Faccenna, 2000; Gutscher et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Duggen et al., 2004; Lacombe and Jolivet, 2005).

Analyses_#	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Echantillon 34b								Age (Ma)	
				Pb207/Pb206	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb207/U235	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb206/U238	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb208/Th232	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb206/U238	Pb208/Th232
Monazites de la matrice													
mz_06b	67	5834	45324	0,1937	0,0057	0,103	0,003	0,0039	0,0001	0,0012	0,00002	24,8	23,7
mz_07b	5	619	3203	0,1135	0,0148	0,055	0,007	0,0035	0,0002	0,0012	0,00004	22,7	24,8
mz_08b	6	722	2921	0,1954	0,0190	0,110	0,010	0,0041	0,0002	0,0013	0,00004	26,3	25,9
mz_10b	50	4957	37337	0,1161	0,0050	0,056	0,002	0,0035	0,0001	0,0011	0,00002	22,3	21,1
mz_11b	33	3502	20544	0,1449	0,0045	0,075	0,002	0,0038	0,0001	0,0011	0,00002	24,1	23,0
mz_12b	50	4433	38928	0,0922	0,0033	0,045	0,002	0,0035	0,0001	0,0011	0,00001	22,7	21,2
mz_15b	58	5314	44209	0,0809	0,0022	0,039	0,001	0,0035	0,0001	0,0010	0,00001	22,6	20,9
mz_17b	13	882	4042	0,3572	0,0141	0,293	0,010	0,0060	0,0001	0,0019	0,00004	38,3	38,5
mz_09-2b	23	1599	10440	0,4088	0,0274	0,282	0,017	0,0050	0,0002	0,0017	0,00004	32,2	34,0
mz_05-2b	38	2900	21333	0,2443	0,0094	0,164	0,006	0,0049	0,0001	0,0012	0,00002	31,3	24,5
mz_19b	43	3651	22767	0,1852	0,0074	0,109	0,004	0,0043	0,0001	0,0013	0,00002	27,4	26,4
mz_21b	43	3637	32866	0,0805	0,0030	0,038	0,001	0,0034	0,0001	0,0010	0,00001	21,8	20,7
mz_22b	33	2742	18849	0,2071	0,0076	0,115	0,004	0,0040	0,0001	0,0012	0,00002	25,9	24,7
mz_06-2b	43	4982	30137	0,0994	0,0039	0,051	0,002	0,0038	0,0001	0,0010	0,00001	24,2	19,9
mz_07-2b	29	2901	18032	0,1751	0,0082	0,096	0,004	0,0040	0,0001	0,0012	0,00002	25,5	23,3
mz_08-2b	9	884	5255	0,1490	0,0118	0,082	0,006	0,0040	0,0001	0,0013	0,00003	25,6	25,9
mz_10-2b	22	2130	14235	0,2163	0,0140	0,110	0,007	0,0037	0,0001	0,0013	0,00003	23,7	25,7
Monazite dans les plagioclases et les staurotides													
mz_09b	2	79	329	0,4746	0,0545	0,647	0,062	0,0099	0,0007	0,0037	0,00018	63,4	74,3
mz_16b	0	0	0	0,9345	0,0336	22,468	0,651	0,1744	0,0050	0,0630	0,00127	1036,2	1234,1
mz_18b	10	93	381	0,7348	0,0270	3,465	0,103	0,0342	0,0009	0,0151	0,00030	216,8	303,5
mz_20b	10	113	699	0,7946	0,0367	3,025	0,109	0,0276	0,0009	0,0087	0,00020	175,6	175,3
mz_05b	83	468	2068	0,7688	0,0149	6,685	0,123	0,0631	0,0011	0,0244	0,00035	394,2	487,6

Tab. C.V-2: Synthèse des résultats de l'étude géochronologique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICP-MS) Ar/Ar sur les monazites prélevées des micaschistes à grenat-biotite-staurotide±disthène (MS4) de l'unité de Filali. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma).

Echantillon 18												Age (Ma)				
Analyse#	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb207/Pb206	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb206/U238	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb207/U235	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb208/Th232	$\pm 1\sigma$ (%)	Pb208/Th232	$\pm 1\sigma$ (Ma)	Pb206/U238	$\pm 1\sigma$ (Ma)	
Monazites de la matrice																
Grain	Spot															
mz_05a	m12 spot1	40	3441	31033	0,0727	0,0024	0,0035	0,0001	0,035	0,001	0,0011	0,00001	22,1	0,3	22,2	0,3
mz_06a	m12 spot2	39	3347	30419	0,0690	0,0025	0,0034	0,0001	0,033	0,001	0,0011	0,00001	22,0	0,3	22,1	0,3
mz_07a	m12 spot3	17	1542	13420	0,0797	0,0043	0,0035	0,0001	0,039	0,002	0,0011	0,00001	21,9	0,3	22,6	0,4
mz_09a	M12 spot5	30	2314	24229	0,0792	0,0031	0,0035	0,0001	0,039	0,001	0,0011	0,00001	21,9	0,3	22,8	0,4
mz_10a	m44	44	3885	33293	0,0947	0,0031	0,0036	0,0001	0,046	0,001	0,0011	0,00001	21,9	0,3	22,8	0,3
mz_29a	m25	23	1881	17736	0,0984	0,0036	0,0034	0,0001	0,046	0,002	0,0011	0,00001	21,7	0,3	22,1	0,3
mz_30a	m25 bis	49	3918	38010	0,0868	0,0024	0,0035	0,0001	0,041	0,001	0,0011	0,00001	21,7	0,3	22,2	0,3
mz_31a	m23	58	5557	41747	0,0693	0,0019	0,0034	0,0000	0,032	0,001	0,0011	0,00001	22,1	0,3	21,7	0,3
mz_32a	m23 grain1	60	6048	42412	0,0590	0,0020	0,0033	0,0001	0,027	0,001	0,0011	0,00001	22,2	0,3	21,4	0,3
mz_35a	m23 grain2	47	3662	35793	0,0686	0,0025	0,0034	0,0001	0,032	0,001	0,0011	0,00001	22,0	0,3	22,0	0,3
mz_38a	m14 grain2	58	6517	38485	0,0955	0,0023	0,0034	0,0000	0,045	0,001	0,0011	0,00001	21,8	0,3	21,9	0,3
mz_40a	m17	51	3755	38876	0,0786	0,0023	0,0035	0,0001	0,038	0,001	0,0011	0,00001	22,0	0,3	22,8	0,3
mz_41a	m18	58	4436	43920	0,0788	0,0044	0,0034	0,0001	0,037	0,002	0,0011	0,00001	21,9	0,3	22,0	0,4
mz_42a	m22	32	2248	23793	0,1179	0,0047	0,0037	0,0001	0,059	0,002	0,0011	0,00001	22,1	0,3	23,5	0,4
mz_46a	m24	69	7731	45537	0,0761	0,0027	0,0033	0,0001	0,035	0,001	0,0011	0,00001	22,1	0,3	21,5	0,3
mz_47a	m46	53	5138	36876	0,0902	0,0025	0,0034	0,0001	0,042	0,001	0,0011	0,00001	22,0	0,3	21,7	0,3
mz_48a	m12 spot 6	30	3294	19730	0,0530	0,0035	0,0034	0,0001	0,025	0,002	0,0011	0,00002	22,1	0,3	21,7	0,4
mz_49a	m18 bis	43	2882	33870	0,0913	0,0043	0,0034	0,0001	0,043	0,002	0,0011	0,00001	22,0	0,3	21,8	0,4
mz_50a	m20	31	2200	23821	0,0648	0,0033	0,0033	0,0001	0,029	0,001	0,0011	0,00001	22,0	0,3	21,1	0,4
mz_51a	m22 bis	47	2641	37107	0,1105	0,0035	0,0036	0,0001	0,055	0,002	0,0011	0,00001	21,9	0,2	23,3	0,3
mz_52a	m23 gr.3 bis	50	3862	38010	0,0699	0,0022	0,0034	0,0001	0,033	0,001	0,0011	0,00001	21,7	0,2	22,1	0,3
Monazites dans les grenats																
mz_17a	m2 grt1	7	1914	486	0,1030	0,0070	0,0035	0,0001	0,049	0,003	0,0025	0,00011	51,2	2,3	22,2	0,5
mz_19a	m3 gr.1 grt2	37	460	3794	0,0797	0,0021	0,0262	0,0004	0,287	0,007	0,0078	0,00009	156,4	1,8	166,5	2,2
mz_20a	m3 gr.2 grt2	20	294	1458	0,0830	0,0055	0,0316	0,0007	0,361	0,023	0,0096	0,00017	193,8	3,4	200,2	4,4
mz_21a	m3 gr.2 bis grt2	106	1023	9758	0,0575	0,0014	0,0297	0,0004	0,235	0,006	0,0091	0,0001	183,8	2,0	188,8	2,4
mz_22a	m4 grt2	33	245	2821	0,0591	0,0024	0,0310	0,0005	0,252	0,010	0,0105	0,00012	211,0	2,4	196,9	2,9
mz_25a	m5 grt2	60	510	5056	0,0615	0,0021	0,0333	0,0005	0,282	0,009	0,0100	0,00012	201,1	2,3	211,4	2,9
mz_26a	m6 grt2	18	178	1049	0,0579	0,0026	0,0362	0,0006	0,289	0,013	0,0128	0,00016	257,8	3,2	229,1	3,5

Tab. C.V-3 : Synthèse des résultats de l'étude géochronologique U-Th-Pb par ablation laser (LA-ICP-MS) Ar/Ar sur les monazites prélevées de gneiss migmatitique (MG) de l'unité de Filali. Les âges sont donnés en millions d'années (Ma).

Chapitre VI

**L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MASSIF DE BENI
BOUSERA ET DE L'ARC BETIQUES-
RIF DANS LE CADRE DE LA MEDITERRANEE
OCCIDENTALE**

Sommaire

Sommaire	258
I. Synthèse, discussion et implications géodynamiques.....	260
I. 1. Synthèse des données structurales des Sébtides inférieures dans le Rif interne	260
I. 2. L'évolution tectonométamorphiques des Sébtides inférieures	263
I. 3. Données géochronologiques du métamorphisme de l'unité de Filali	266
II. Implications géodynamiques	268
II. 1. Interprétation tectonique.....	268
II. 2. Evolution contrastée des Sébtides inférieures et supérieures	271
II. 3. Implications géodynamiques	274

I. Synthèse, discussion et implications géodynamiques

Les données structurales et métamorphiques acquises dans le Rif interne (Sébtides inférieures) au cours de cette étude, ainsi que les données géochronologiques acquises et celle de la littérature, apportent de nouvelles contraintes pour reconstituer la formation et l'évolution de la pile tectonique qui constitue le massif de Béni Bousera. La première partie de ce chapitre est consacrée à la confrontation des nouvelles données présentées dans les chapitres précédents avec les données déjà disponibles, ainsi qu'aux corrélations avec les cordillères Bétiques, afin d'intégrer l'évolution cinématique du Massif de Béni Bousera dans le cadre plus général de l'Arc Bétiques-Rif. Nous discuterons ensuite de l'apport de ces données à la compréhension de l'évolution géodynamique de cette partie de la chaîne alpine au sein du système tectonique de la Méditerranée Occidentale.

I.1. Synthèse des données structurales des Sébtides inférieures dans le Rif interne

Le but principal de l'étude structurale des roches métamorphiques du Massif de Béni Bousera était d'identifier la succession des différents stades de déformation dans les différentes unités métamorphiques et ainsi de comprendre leurs relations. Cette étude a été menée sur différentes coupes dans les différentes unités du massif, une coupe schématique interprétative est illustrée dans la figure C.VI-1. Quatre stades de déformation ont été identifiés dans les Sébtides inférieures (Béni Bousera et Ceuta): Deux stades compressifs (D1 et D3), et deux autres extensifs (D2 et D4). Les stades D1 et D2 sont associés à des structures ductiles, alors que les stades D3 et D4 appartiennent à la tectonique cassante. Les stades D2, D3 et D4 caractérisent l'exhumation du Massif.

Le premier stade de déformation, D1 est associé au développement de la foliation S1. Dans les métapelites de l'unité de Filali, à l'échelle de la lame mince, la foliation S1 est parfois reconnaissable dans des domaines préservés d'une déformation postérieure importante. On la trouve dans les microcharnières des plis P2, dans les porphyroblastes (grenats, en particulier) et exceptionnellement en crénulation de clivage limitée par une S2 très pénétrative. La foliation S1 porte les reliques de minéraux de moyenne pression (staurotide, disthène, ... – voir plus loin). Le stade D2 est principalement caractérisé par la formation de la foliation principale S2. Celle-ci affecte une grande épaisseur de roches. Elle porte une linéation d'étirement, caractérisée par une direction d'étirement d'orientation NW-SE à N-S associée à des sens de cisaillement vers le NW et le N, respectivement. La direction de la foliation S2 dans les métapelites de l'unité de Filali est cohérente avec celle des granulites et les péridotites sous-jacentes (Fig. C.VI-1). Les directions de la foliation N110,

loin du contact avec les granulites, deviennent parallèles au contact croûte (granulites)/manteau (péridotites) avec une direction N140-170 près des granulites (Fig. C.VI-1). Cette rotation progressive vers le contact croûte/manteau est probablement liée au cisaillement dextre vers le nord-ouest de la partie supérieure à l'échelle de l'ensemble des Sébtides inférieures. Dans les péridotites ce stade de déformation est associé à un gradient de déformation qui se traduit par le développement des mylonites à spinelle-grenat près de la bordure du massif des péridotites, au contact des roches crustales. Contrairement aux péridotites, les critères cinématiques sont bien présents dans les granulites et les micaschistes et gneiss de Filali et montrent un sens de cisaillement vers le nord-ouest (Kornprobst, 1974; Reuber et al., 1982; Saddiqi et al., 1988; Chalouan et Michard, 2004; Negro et al., 2006, notre étude). La continuité structurelle entre les micaschistes, gneiss, granulites et la mylonite à spinelle-grenat des péridotites, c'est à dire la même direction de la linéation d'étirement et le même pendage et direction de la foliation principale (Fig. C.VI-1), implique que le développement de la foliation des péridotites (mylonite) est contemporain avec celui de la foliation régionale dans les unités crustales. Cela nous a permis de nous baser sur les critères cinématiques observés dans les granulites pour contraindre la cinématique du contact croûte/manteau. Le sens de cisaillement vers le NW généralisé soutient l'idée que le contact croûte/manteau est une zone de cisaillement ductile en extension à une échelle kilométrique avec un sens de cisaillement vers le nord-ouest, avec une composante dextre (Fig. C.VI-1). Cette zone est présente sur plus de 20 km de longueur et fait monter les péridotites par rapport aux granulites et les métapélites de l'unité de Filali sus-jacentes. Elle est le principal marqueur de la tectonique régionale.

Tardivement par rapport à D2 est amorcée une déformation D3. D'après la littérature des Cordillères Bétiques en Espagne, la déformation D3 correspond au stade compressif (chevauchement), d'ampleur locale, et l'évolution enregistrée correspond à l'insertion de plusieurs lentilles de péridotites dans le complexe Alpujarride-Sébtide inférieure (Espagne et Ceuta, Polvé, 1983; Esteban et al., 2008; Tubia et al., 1997).

Le stade de déformation (D4) est représenté par un réseau de failles extensives à moyen pendage, ces failles affectent les unités tectoniques des Sébtides inférieures (Ghomarides et métapélites de Filali). Ces failles extensives sont liées à l'extension qui a affecté l'ensemble du domaine d'Alboran durant le Miocène.

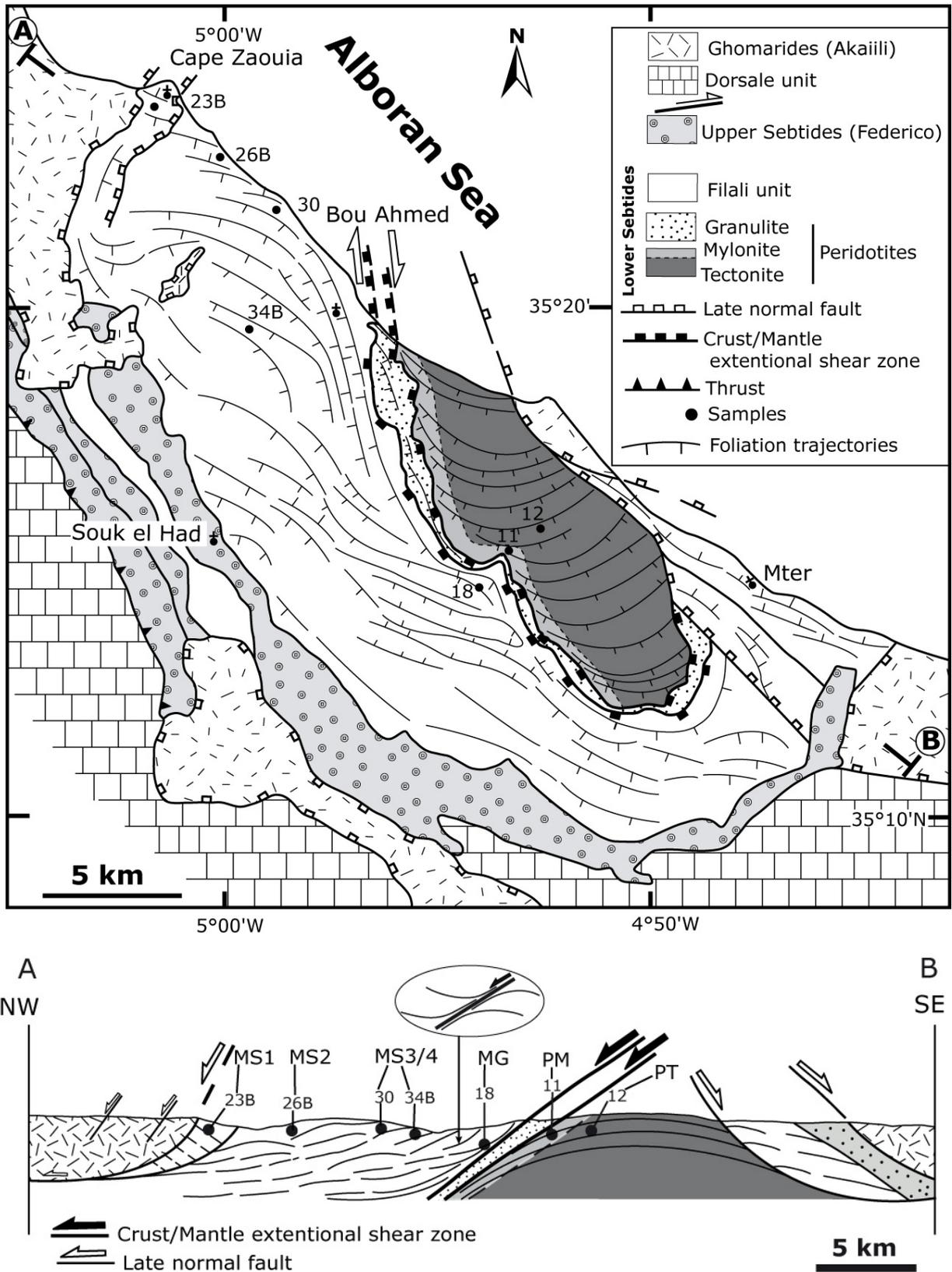


Fig. C.VI-1 : Carte de la trajectoire de foliation principale et coupe schématique interprétative des unités Sébttides dans le massif de Béni Bousera.

I.2. L'évolution tectonométamorphique des Sébtides inférieures

Afin de comprendre l'évolution du Massif de Béni Bousera, nous avons tenté d'associer leur évolution métamorphique à la succession des différents stades de déformation identifiés.

Les métapélites de l'unité de Filali présentent deux types de paragenèses associés à deux foliations S_1 et S_2 . En s'approchant du massif des péridotites, une première schistosité (S_1) est associée à des paragenèses allant de grenat - biotite; grenat - biotite - staurotide; grenat - biotite - staurotide - disthène à grenat - biotite - disthène. Cette séquence paragenétique est caractéristique d'une zonation métamorphique barrovienne, associée au stade D1 et à une évolution métamorphique prograde déduite de la succession paragenétique à l'échelle des échantillons individuels et de la zonation chimique des grenats. Cette zonation va de la zone à grenat-biotite (MS1) jusqu'à la zone à grenat-biotite-disthène (MG), est témoin d'une augmentation du degré métamorphique vers les péridotites (Fig. C. VI-2).

Dans les micaschistes de l'unité Filali, la foliation principale S_2 contient des assemblages syntectoniques contenant andalousite + biotite + muscovite dans la partie supérieure et la sillimanite fibrolitique + biotite + muscovite dans la partie inférieure de l'unité. Ces assemblages sont développés sous des conditions de HT-BP allant de 6 kbar, 650 °C à 3 kbar, 550 °C (El Maz et Guiraud, 2001; notre étude).

Le gneiss de l'unité de Filali est constitué par une foliation principale migmatitique contenant le grenat de petite taille, la sillimanite fibrolitique, la cordiérite?, la biotite, le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz et l'ilménite. Les conditions P-T de cet assemblage sont de l'ordre de 3-4 kbar, 650-750 °C. El Maz et Guiraud (2001) ont obtenu des conditions P-T de 7 kbar, 780 °C pour cet assemblage. Cela suggère que le développement de la foliation principale a été associé à une décompression et que le grade métamorphique augmente vers les péridotites. Les estimations des conditions P-T indiquent que la déformation D2 accompagne l'exhumation progressive des roches de l'unité de Filali, granulites et mylonites des péridotites de Béni Bousera comme le suggère l'allure des trajets rétrogrades reportés sur la figure C.VI-3.

Les conditions P-T maximales (c'est à dire celles de la zone à grenat-disthène du gneiss migmatitique (MG)) du métamorphisme prograde dans les métapélites de l'unité de Filali sont de 670°C, 8.5 kbar. En considérant un gradient de pression normal des matériaux crustaux (3.8 km/kbar), ces conditions suggèrent un gradient thermique faible, de 20°C/km, qui situe l'évolution métamorphique du côté de la limite des pressions élevées du régime barrique de moyenne P/T.

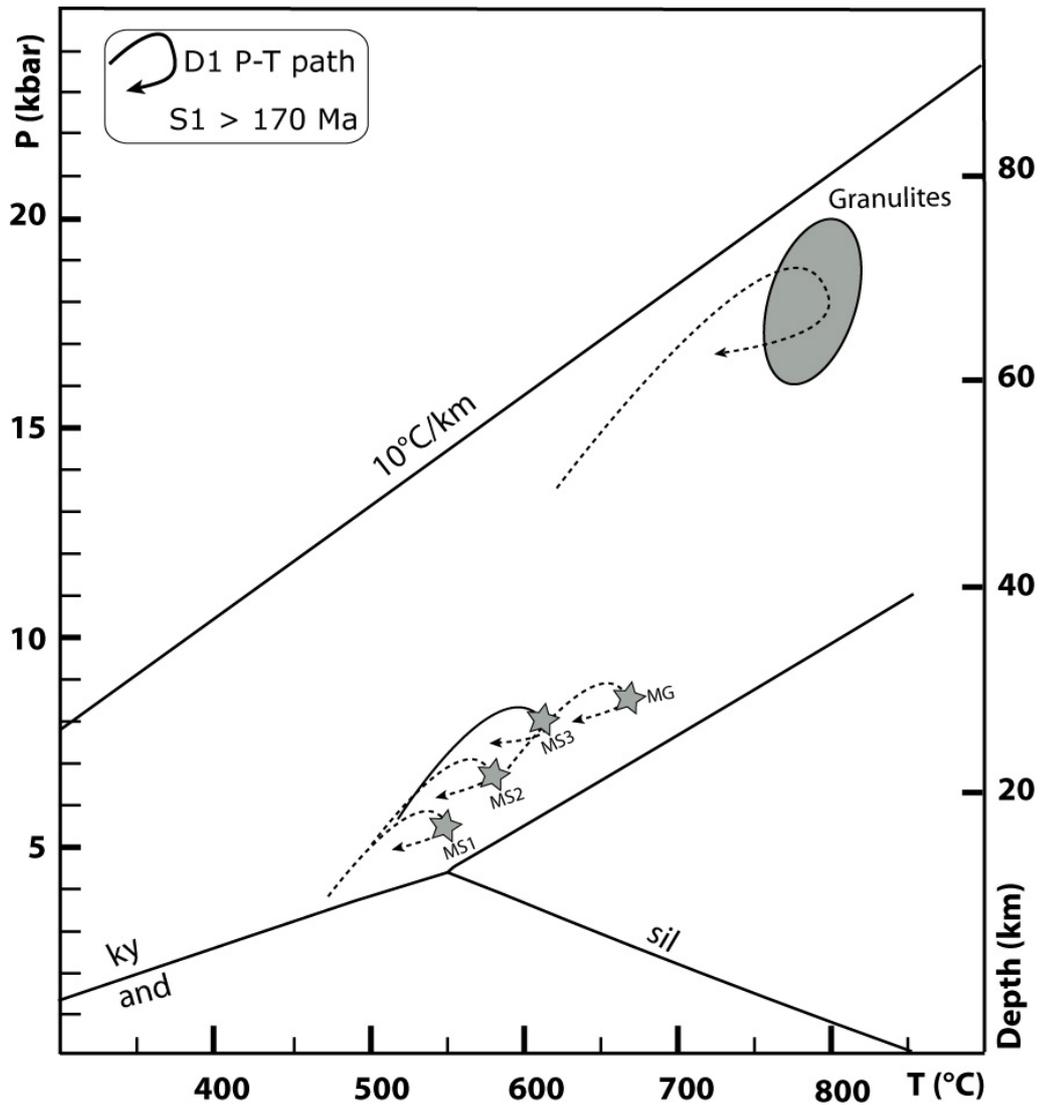


Fig. C.VI-2 : Evolution métamorphique hercynienne des unités constituant le Massif de Béni Bousera. Les données métamorphiques retenues pour l'unité de Filali (micaschistes et gneiss migmatitique) sont issues de cette thèse. Les quatre chemins pression-température MS1, MS2, MS3 et MG, correspondent aux quatre zones métamorphiques des micaschistes et du gneiss migmatitique distingués au cours de cette étude: MS1 micaschistes à g-bi, MS2 micaschistes à g-bi-st, MS3 micaschistes à g-bi-st-ky et MG gneiss migmatitique avec S1 à g-bi-ky. Les données métamorphiques concernant les granulites basiques sont celles proposées par Bouybaouène et al. (1998).

Les granulites de Béni Bousera sont principalement pélitiques (Grt+Ky+Bt+Pl+Kfs+Qtz). Au village d'Ichendirene, des intercalations des granulites basiques à disthène affleurent dans les granulites pélitiques sous forme de boudins et de lentilles de dimension métrique à centimétrique. Leurs assemblages minéralogiques renferment une

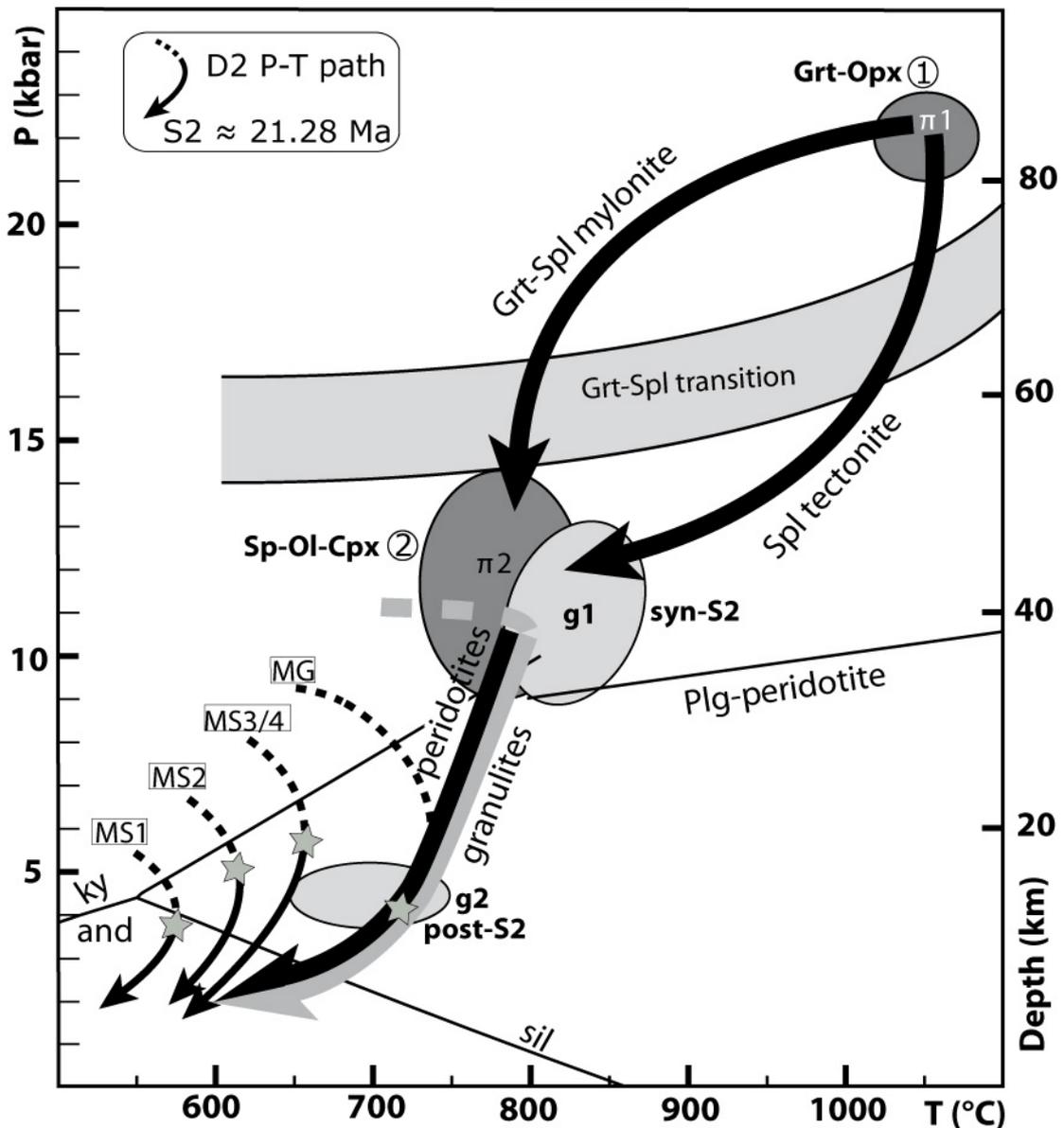


Fig. C.VI-3 : Evolution métamorphique D2 des unités du Massif de Béni Bousera, à partir des données acquises au cours de cette thèse. Les quatre chemins pression-température MS1, MS2, MS3/4 et MG, correspondent aux quatre zones métamorphiques des micaschistes et du gneiss migmatitique distingués au cours de cette étude: MS1 micaschistes avec S2 à andalousite, MS2, MS3 et MS4 micaschistes avec S2 à sillimanite-biotite-muscovite et MG gneiss migmatitique avec S2 à sillimanite-feldspath potassique. La position des conditions du métamorphisme rétrograde des granulites à la base de l'unité de Filali est figurée par les ellipses grises. L'évolution P-T des granulites suggèrent une décompression (flèche grise) à partir des conditions syn-foliation (g1) jusqu'à des conditions post-cinématiques (g2). Les chemins P-T des péridotites de Béni Bousera montrent les conditions "primaires" ($\pi 1$) et syn-déformation ($\pi 2$). La préservation de grenat dans la mylonite et sa déstabilisation dans la tectonite suggère deux évolutions P-T distinctes (flèches noires). Voir le texte pour plus de détails.

paragenèse primaire à Grt-Cpx-Ky-Pl-Rt-Qtz. Le chemin pression-température reconstitué pour les granulites basiques, à partir des données de Bouybaouène et al. (1998) est situé à relativement plus haute pression (16-20 kbar, 760-820 °C; Fig. C.VI-2). Cet événement est varisque (Bouybaouène et al., 1998). Ceci est appuyé par les datations des monazites blindées des granulites pélitiques voisines (Montel et al., 1995, 2000).

Les conditions P - T du pic thermique sont atteintes sous un gradient de 10-12°C/km dans les granulites basiques, alors que dans les métapélites de Filali elles sont établies sous un gradient thermique de 20°C/km. Ces différences de gradient relèvent probablement des différences d'enfouissement des deux unités, et donc de leurs positions structurales différentes dans l'édifice orogénique avant la mise en jeu de la tectonique extensive. Dans les métapélites de l'unité de Filali, les assemblages barroviens syn-S1 de MP-MHT suggèrent qu'ils se sont développés dans un épaissement crustal dû à la collision hercynienne.

I.3. Données géochronologiques du métamorphisme de l'unité de Filali

Le massif de Béni Bousera est constitué d'un empilement de trois ensembles (six unités) aux caractéristiques lithologiques contrastées (chapitre II), il n'y a pas d'indication directe de l'âge hercynien ou alpin de cet empilement, bien qu'il soit généralement considéré comme alpin. Chacune de ces unités (unité de Filali et unité granulitique) présente les indices d'une évolution tectonométamorphique polyphasée marquée par la superposition d'événements hercyniens et alpins.

Afin d'intégrer le temps aux résultats des estimations P - T précédemment rappelés et ainsi de proposer un modèle cinématique de l'exhumation des unités métamorphiques du Massif de Béni Bousera, des datations par ablation laser couplée à un spectromètre de masse à source plasma (LA-ICP-MS) ont été réalisées *in-situ* sur les monazites. Les monazites situées en inclusion dans les porphyroblastes et donc contemporaines de la foliation S1 (D1, MP/HT) donnent systématiquement les âges les plus vieux. Ces âges ne sont pas bien contraints (250-170 Ma) car les monazites (inclusions) datées sont de petite taille. Il est probable qu'ils soient donc hercyniens, mais on ne peut pas l'affirmer, ni rejeter cette hypothèse. De même, des âges U-Th-Pb hercyniens, 284 ± 27 Ma (Montel et al., 2000), sont obtenus sur des grains de monazites en inclusions dans les grenats des granulites (Kinzigites) de Béni Bousera et des âges U-Pb SHRIMP sont également obtenus sur des grains de zircons dans le gneiss de Torrox (équivalent du gneiss du Monte Hacho), 285 ± 5 Ma (Zeck et Whitehouse, 1999), et dans les granulites qui entourent les péridotites de Ronda (Cordillère Bétique en Espagne), 313 ± 5 Ma (Sánchez-Rodríguez, 1998). Ces âges confirment donc l'événement précoce hercynien déjà suggéré dans le complexe Sebtime-Alpujarride (Bernard

Griffith et al., 1977; Michard et al., 1997; Bouybaouène et al., 1998; Zeck et Whitehouse, 2002; Whitehouse et Platt, 2003).

Les monazites situées dans la foliation S2 (D2, BP-HT) donnent des âges de 21 Ma dans les micaschistes et le gneiss migmatitique de Filali (Fig. C.VI-4). Ces âges sont interprétés comme les âges de la formation de la S2 dans des conditions de 3-6 kbar pour 500-650°C dans les micaschistes et 3-4 kbar pour 650-750°C dans le gneiss migmatitique.

Des âges K/Ar et Ar/Ar (24,6 et 19,8 Ma) similaires sont obtenus sur des biotites des granulites de Béni Bousera (Michard et al., 1983, 1991, 2006; Saddiqi, 1995), et des âges K/Ar et Ar/Ar (22-20 Ma) effectuées sur biotites et muscovites des métapélites de l'unité de Filali (Sébtides inférieures, Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995). Et en fin, des âges U-Th-Pb (< 32 Ma) sont obtenus sur des monazites de la matrice et sur des bordures du zircon des granulites Bético-rifaine (Montel et al., 2000; Whitehouse et Platt, 2003).

La mise en place des péridotites de Béni Bousera a été datée à 25 ± 1 Ma par la méthode Lu-Hf effectuée sur le grenat des pyroxénites à grenat incluses dans les péridotites (Blichert-Toft et al., 1999; Fig. C.VI-4). Cet âge est comparable à l'âge U-Th-Pb de 21 Ma obtenu sur des grains de monazites de la matrice des métapélites (micaschistes et gneiss) de Filali et à l'âge U-Pb de $22,7 \pm 0,3$ Ma obtenu sur les bordures des zircons recristallisés des granulites de Béni Bousera (Platt et al., 2003; Fig. C.VI-4).

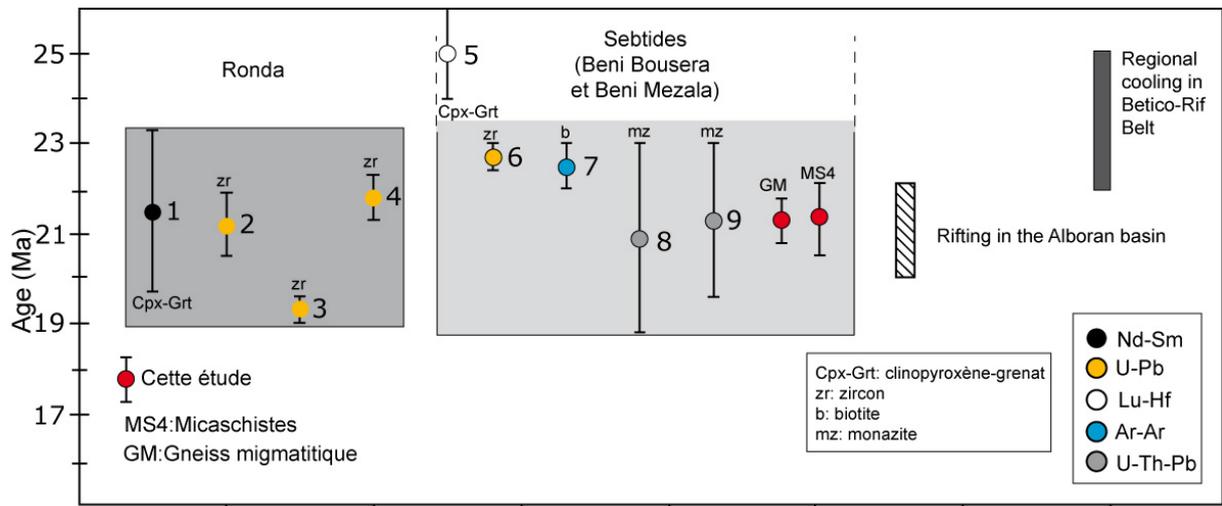


Fig. C.VI-4 : Résumé des données géochronologiques de la mise en place des péridotites, des événements métamorphiques de l'ensemble des unités du Domaine d'Alboran ainsi que les majeurs événements géodynamiques dans la Méditerranée occidentale. Les références des données géochronologiques sont d'après : (1) Zindler et al., 1983; (2) et (3) Platt et Whitehouse, 1999; (4) Esteban et al., 2007; (5) Blichert-Toft et al., 1999; (6) Platt et al., 2003; (7) Michard et al., 2006; (8) et (9) Janots et al., 2006.

D'autre part, de l'autre côté de Gibraltar, les données géochronologiques disponibles de la littérature montrent des âges Miocène inférieur, compris entre 19 et 22 Ma, qui sont obtenus dans le Massif de Ronda (Cordillères Bétiques; Fig. C.VI-4). Ces âges sont cohérents avec les âges de la mise en place des péridotites de Béni Bousera et leur enveloppe crustale. En effet, la mise en place des péridotites de Ronda est datée à $21,5 \pm 1,8$ Ma (Zindler et al., 1983; Fig. C.VI-4). Cette mise en place est contemporaine, d'une part, avec le métamorphisme de haute température qui est daté par la méthode U-Pb sur les bordures des zircons recristallisés de gneiss qui ont donné un âge compris entre $19,3 \pm 0,3$ et $21,2 \pm 0,7$ Ma (Platt and Whitehouse; 1999; Fig. VI-4), et, d'autre part, de la fusion partielle des roches encaissantes d'âge $21,8 \pm 0,5$ Ma (Esteban et al., 2007; Fig. C.VI-4).

Le fait que l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite de $22,5 \pm 0,5$ Ma des granulites des Sébtides inférieures (Michard et al., 2006; Fig. C.VI-4) est pratiquement le même que celui obtenu sur les monazites et les zircons suggère un taux de refroidissement assez élevé après la mise en place des péridotites de Béni Bousera. Ces âges 25-21 Ma, sont identiques à ceux de la monazite rétrograde des schistes de HP-BT de Béni-Mezala, 100 km au nord de Béni-Bousera, qui a donné des âges d'environ 21 Ma (Janots et al., 2006; Fig. C.VI-4). Ainsi, les données géochronologiques, notamment les âges K-Ar et Ar-Ar sur biotites et muscovites dans les métapélites des Sébtides supérieures et inférieures montrent que l'âge d'exhumation des métapélites des Sébtides supérieures au nord (Béni Mezala) est Oligo-Miocène (27-20 Ma; Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995). Alors que les métapélites des Sébtides inférieures (unité de Filali) et des Sébtides supérieures à Souk-el-Had ont été exhumées au Miocène (22-20 Ma; Michard et al., 1983, 1991, 2006).

Les données géochronologiques montrent que la déformation D2 est d'âge Oligo-Miocène (Michard et al., 1983, 1991; Saddiqi, 1995; notre étude). Cette déformation D2 est associée à une décompression et est responsable de l'exhumation des péridotites de Béni Bousera et des unités crustales. L'exhumation est contrôlée par une tectonique extensive post-orogénique durant la déformation D2; celle-ci est soutenue davantage par les sauts métamorphiques de pression entre les différentes unités tectoniques (Platt, 1993; Michard et al., 1994; Haissen et al., 2004; Aghzer et al., 2005; Bouybaouène, 1993; Bouybaouène et al., 1995, notre étude).

II) Implications géodynamiques

II.1. Interprétation tectonique

Les péridotites de Béni Bousera et les unités crustales qui les entourent ont enregistré une décompression, pendant le développement de la foliation principale S2 (décompression Syn-S2), d'âge 25-20 Ma. Ceci traduit un amincissement lithosphérique à l'Oligo-Miocène.

En outre, les sauts de pression entre les péridotites (> 22 kbar) et les unités crustales sus-jacentes (< 13 kbar), au début du développement de la foliation principale, impliquent l'existence d'une zone de cisaillement à composante normale d'échelle lithosphérique. L'exhumation des péridotites de Béni Bousera, à partir des profondeurs du manteau (80-90 km) jusqu'à des profondeurs de la croûte moyenne (20 km), est effectuée dans le mur d'une zone de cisaillement ductile d'échelle kilométrique.

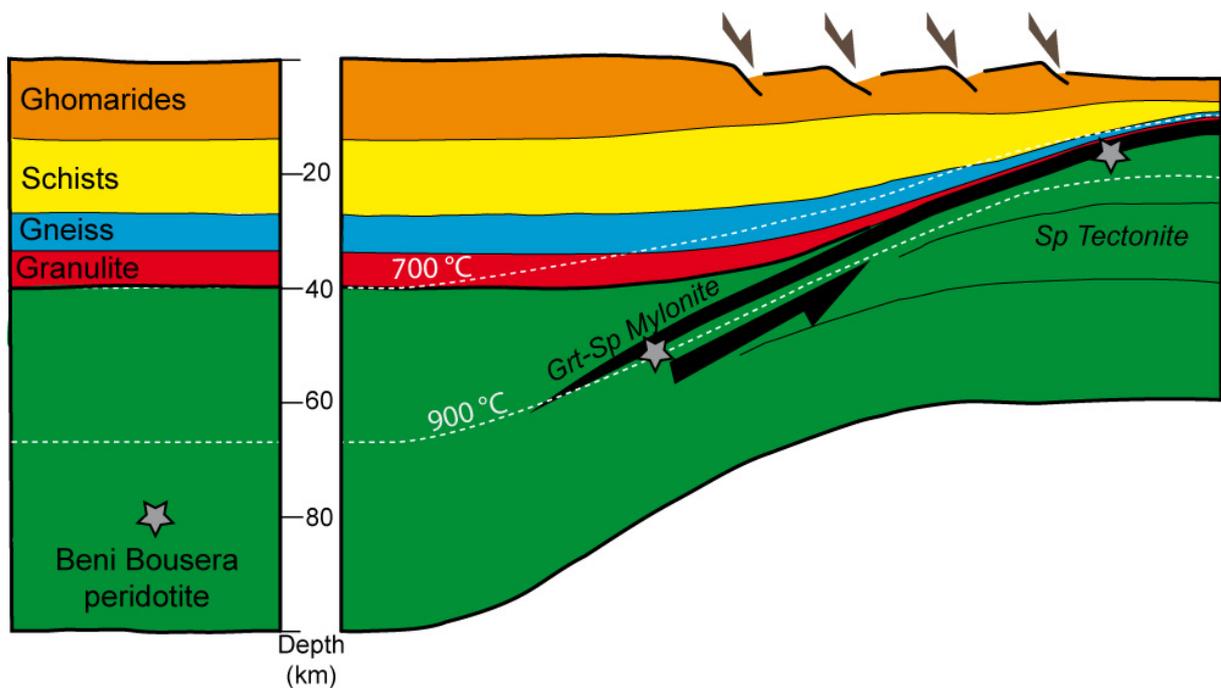


Fig. C.VI-5: Interprétation tectonique, à l'échelle lithosphérique, de la déformation des péridotites de Béni Bousera et des roches crustales sus-jacentes. L'exhumation des péridotites de Béni est effectuée dans le mur d'une zone de cisaillement lithosphérique ductile, permettant un refroidissement rapide lors de la décompression et donc la préservation du grenat dans les péridotites mylonitiques. Une évolution plus adiabatique est prévue pour l'exhumation du cœur des roches du manteau, ce qui implique une recristallisation complète de grenat en spinelle. Les isothermes 700°C et 900°C (lignes blanches en pointillés) sont calculés en utilisant un géotherme stationnaire et les conditions P-T primaires des péridotites ($\pi 1$, Fig. C.VI-3). Un fort amincissement et un métamorphisme de HT ont eu lieu simultanément dans les unités crustales, alors que des failles cassantes dominent dans le domaine de la croûte supérieure (Ghomarides).

La figure C.VI-5 présente une interprétation tectonique, à l'échelle lithosphérique, de la déformation et juxtaposition des péridotites de Béni Bousera et des roches des unités crustales. Avant l'amincissement de la lithosphère, la croûte continentale post-varisque, aurait environ 40 km d'épaisseur (Chalouan et Michard, 2004; Michard et al., 2006), était composée de granulites, gneiss, micaschistes (unité de Filali) et de sédiments (Ghomarides), dont l'épaisseur était de 10-15 km (Negro et al., 2006), et reposait sur les péridotites du manteau lithosphérique. En se basant sur la température des péridotites de 1050°C à 80-90 km de profondeur (Fig. C.VI-3), un géotherme stationnaire a été calculé, ce qui a conduit à une température au Moho d'environ 700°C. Le développement de la zone de cisaillement lithosphérique, qui abaisse les roches crustales par rapport aux roches du manteau, s'inscrit dans la tectonique d'extension post-nappe conduisant à un fort amincissement de la croûte.

De même, Balanya et al. (1993, 1997), Azañón et al. (1997, 1998) et Argles et al. (1999) ont confirmé un fort amincissement des différentes unités du complexe Alpujarride au toit des péridotites de Ronda (la Cordillère Bétique) en Espagne, au cours du métamorphisme de HT-MT/BP. L'amincissement de la lithosphère a conduit à la juxtaposition des péridotites chaudes et des unités crustales froides. Le transfert de chaleur résultant a causé un refroidissement rapide des péridotites mylonitisées au sommet du massif et un réchauffement contemporain des roches crustales encaissantes. Le pic de température enregistré dans les granulites (800-850°C), par rapport à la température initiale du Moho déduite (700°C, Fig. C.VI-5), suggère un réchauffement à haute pression au début de l'évolution P-T (flèche grise en pointillé, Fig. C.VI-3). Ceci est en accord avec l'événement thermique de HT enregistré dans toutes les roches crustales des Sébtides (Bouybaouène et al, 1998; El Maz et Guiraud, 2001; Chalouan et Michard, 2004, Michard et al., 2006; Negro et al., 2006), le magmatisme associé (Rossetti et al., 2010), ainsi que l'augmentation de la température lors de la décompression indiquée sur le site ODP (Ocean Drilling Project) dans la mer d'Alboran (Soto et Platt, 1999). Ces caractéristiques sont probablement liées à la remontée adiabatique du manteau lithosphérique chaud, comme le montre les isothermes dessinées dans la figure C.VI-6. Negro et al. (2006) ont montré que les isothermes du pic de température sont à peu près parallèles aux trajectoires de la foliation principale dans les métapélites de l'unité de Filali (Sébtides inférieures), ce qui suggère qu'un fort amincissement ductile, sous des conditions de HT-BP, a condensé les isothermes, au moins dans cette partie du domaine d'Alboran. La diminution de la quantité de la décompression, des granulites vers les schistes de Filali, suggère que l'amincissement a probablement été concentré dans les roches de la croûte inférieure (par exemple, granulites) à cause de leur résistance beaucoup plus faible, tandis que les unités de la croûte supérieure (par exemple, Ghomarides) révèlent un amincissement modéré, accommodé par la déformation cassante (Fig. C.VI-1; Gueydan et al., 2008). La structure actuelle de la chaîne, caractérisée par une condensation de la croûte (notamment les Sébtides inférieures) située au-dessus des péridotites, est probablement une

portion fossile de cette zone d'extension qui est s'arrêtée à une profondeur d'environ de 15-20 km. Ceci est en bon accord avec les pressions enregistrées dans les roches métamorphiques de la croûte à la fin d'amincissement et de la décompression associée.

Sur ces bases, la mylonite à grenat-spinelle des péridotites correspond à la partie exhumée de la zone de cisaillement à l'échelle de la lithosphère (Fig. C.VI-5). Au sommet du massif où les péridotites sont très déformées, la juxtaposition des péridotites avec la croûte froide entraîne un refroidissement rapide par rapport au cœur où la décompression est accompagnée par un refroidissement beaucoup plus lent. La préservation remarquable de grenat dans la mylonite est donc interprétée comme le résultat d'une évolution thermique syn-déformation de la mylonite dominée par un refroidissement dans le domaine de stabilité du grenat ou dans le champ de la transition grenat-spinelle (Figs. C.VI-3 et 5). En revanche, le cœur du massif enregistre un refroidissement beaucoup plus lent. Ceci implique l'existence significativement plus longue de la roche dans le domaine de spinelle et par conséquent une déstabilisation complète du grenat.

II.2. Evolution contrastée des Sébtides inférieures et supérieures :

L'intégration des caractéristiques métamorphiques, structurales et géochronologiques fait ressortir une évolution polyorogénique dans les métapélites de l'unité de Filali. Une évolution tectonométamorphique précoce (épisode M1), prograde, sous un climat métamorphique de moyenne P/T d'affinité barrovienne, due à un épaissement crustal, attribué à la collision continentale, probablement varisque. A ce premier épisode se superpose une évolution alpine (épisode M2), caractérisée par une décompression à des conditions de haute température, basse pression. Elle est attribuée à une tectonique extensive.

Néanmoins, des assemblages de haute pression, basse température, d'âge alpin, ont été décrits dans la chaîne du Rif dans les Sebtides supérieures (Bouybaouène et al, 1995; Vidal et al., 1999) et attribués à la subduction alpine. Toutefois, aucune trace d'un métamorphisme de haute pression, basse température n'a été détectée dans les Sebtides inférieures.

D'après nos résultats ainsi que les données de la littérature, nous proposons deux hypothèses pour expliquer l'évolution métamorphique alpine des métapélites de l'unité de Filali (Fig. C.VI-6) :

- (1) Nous distinguons deux types de métamorphisme dans le complexe Sebtide;

(i) Les métapélites de Federico (Sébtides supérieures), à l'antiforme de Béni Bousera au sud (Souk-el-Had), montrent une évolution rétrograde de plus haute température, cette évolution le long d'un gradient géothermique élevé est bien corrélée avec l'évolution métamorphique à HT-BP des métapélites de l'unité de Filali sous-jacentes (Bouybaouène, 1993; Negro, 2005; Fig. C.VI-6). Dans les métasédiments des Sébtides inférieures, le métamorphisme de haute température et de basse pression (HT-BP) qui n'affecte que les roches affleurant au voisinage immédiat des péridotites pourrait s'interpréter comme un métamorphisme « de contact » lié à la remontée des péridotites. Ainsi, au cours d'exhumation et de l'ascension des péridotites (décompression) que les métapélites enregistrent des isothermes élevés (chauds) exportés par les péridotites chaudes.

(ii) Dans les métapélites de Federico, à l'antiforme de Béni Mezala au nord, ont subi un métamorphisme de HP-BT associé à la subduction alpine. Les chemins P-T de ces roches montrent une décompression isotherme (Bouybaouène, 1993; Negro, 2005; Fig. C.VI-6). Les sauts de pression observés au sein de la pile de ces nappes (10 kbar pour les métapélites de l'unité de Béni Mezala au sud, Sébtides supérieures, et 3-6 kbar pour les métapélites de Filali) impliquent un contact tectonique important entre ces deux unités.

(2) Les métapélites de Federico et de l'unité de Filali ont subi un métamorphisme de HP-BT entraîné par la subduction alpine. Les métapélites de Federico au nord (antiforme de Béni Mzela) ont préservées des paragenèses de HP-BT, ayant suivi des chemins P-T dominés par une décompression isotherme. Le retour vers la surface de ces roches se fait le long d'un gradient géothermique froid. Alors que les métapélites de Federico au sud (Souk-el Had) et de Filali dans l'antiforme de Béni Bousera n'ont pas préservé les paragenèses de HP-BT. Elles auraient donc subi une plus longue période en profondeur et seraient très largement rééquilibrées à HT, dans des conditions d'un gradient géothermique élevé qui règne en domaine arrière-arc (Jolivet et al., 2000). Ceci implique peut-être que les paragenèses de HT ont totalement effacé les reliques minérales de l'épisode de HP. Cette hypothèse serait appuyée par l'étude effectuée par El Maz et al. (2003) sur l'absence de schistes bleus ou d'éclogites dans la partie sud de la chaîne rifaine (Sébtides inférieures).

Les conditions P-T, pendant les chemins du retour, enregistrées dans les Sébtides inférieures (unité de Filali) et les Sébtides supérieures à Souk-el-Had montrent un gradient géothermique élevé par rapport à celui des Sébtides supérieures dans l'antiforme de Béni Mzela au nord. Ce contraste entre le gradient géothermique de ces unités tectonométamorphiques pourrait s'expliquer par la position différente de ces unités à l'intérieur de la zone de subduction. En effet, les Sébtides inférieures (unité de Filali) se localisent dans la partie moyenne à inférieure de la croûte continentale qui, après avoir été

entraîné dans la subduction, aurait subi une plus longue période en profondeur et serait très largement rééquilibrées à HT, dans des conditions d'un gradient géothermique élevé.

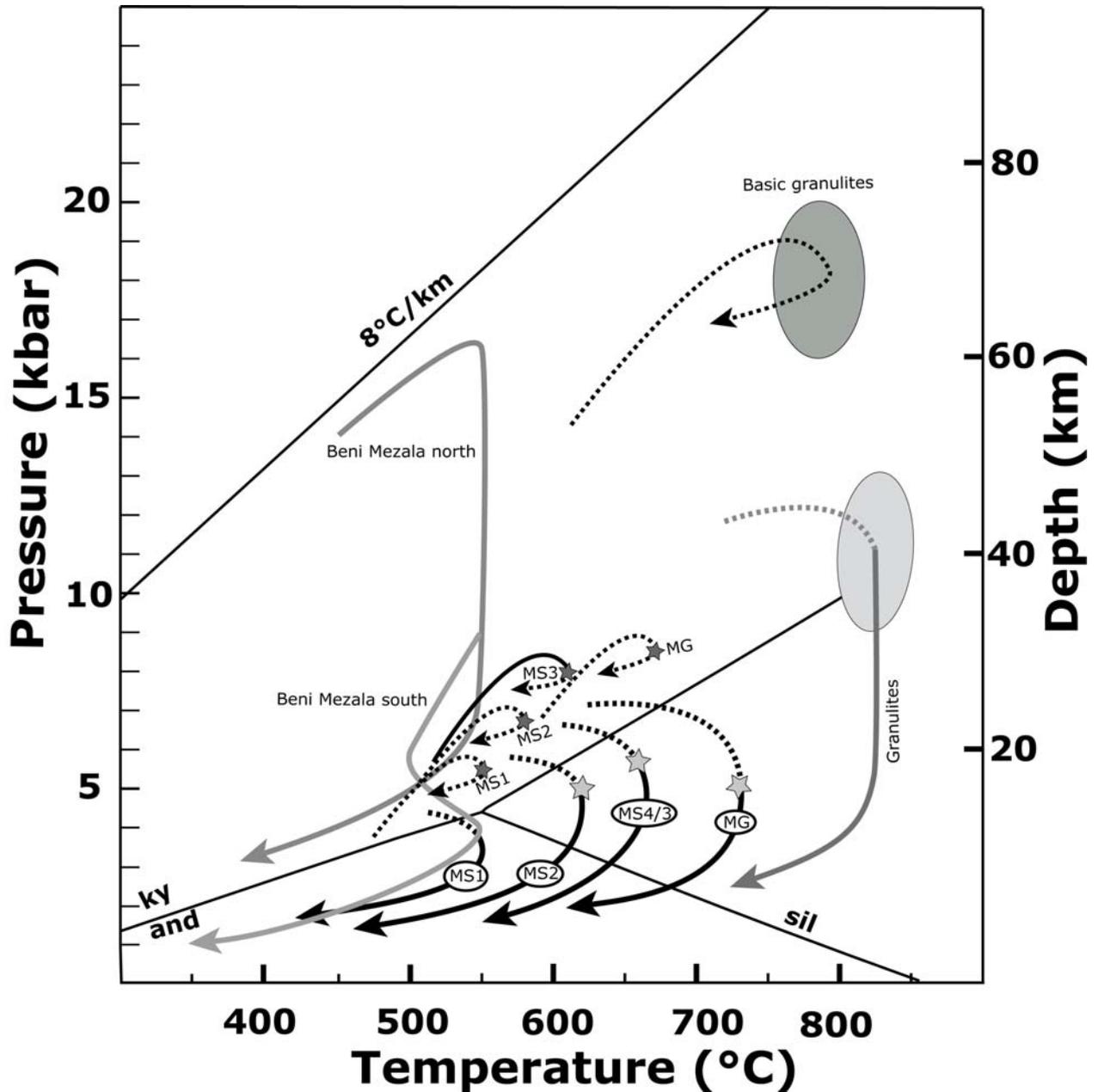


Fig. C.VI-6: Evolution métamorphique et conditions P-T des Sébtides inférieures et supérieures. Les données métamorphiques retenues pour l'unité de Filali (micaschistes et gneiss migmatitique) sont issues de cette thèse. Les données métamorphiques concernant les Sébtides supérieures (Béni Mzela au nord et au sud) sont d'après [Bouybaouène \(1993\)](#) et [Negro \(2005\)](#). Les données métamorphiques concernant les granulites basiques et pélitiques sont celles proposées par [Bouybaouène et al. \(1998\)](#) et [El Maz et Guiraud \(2001\)](#).

D'après nos résultats pétrographiques, les métapélites de Filali n'auraient rien enregistré du tout des paragenèses de HP-BT de la subduction alpine. Elles ont subi uniquement une décompression à partir de la position où elles étaient après la collision varisque.

Les Sébtides supérieures (antiforme de Béni Mzela au nord) se trouvent sur la partie profonde de la croûte continentale chevauchée. Pendant la subduction alpine, les métapélites des Sébtides supérieures (antiforme de Béni Mzela) sont enfouies à des profondeurs plus élevées, ces roches se réchauffent lentement, tandis que la pression augmente instantanément avec la profondeur. Les roches en question sont affectées par un métamorphisme de faible gradient, HP-BT, puis elles sont éventuellement exhumées rapidement dans ces mêmes conditions (gradient géothermique encore froid). Les données géochronologiques, notamment les âges K-Ar et Ar-Ar sur biotites et muscovites dans les métapélites des Sébtides supérieures et inférieures apportent un argument supplémentaire à cette interprétation. En effet, l'âge d'exhumation des métapélites des Sébtides supérieures au nord (antiforme de Béni Mzela) est Oligo-Miocène (27-20 Ma) (Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995). Alors que les métapélites des Sébtides inférieures (unité de Filali) et des Sébtides supérieures à Souk-el-Had ont été exhumées au Miocène (22-20 Ma) (Michard et al., 1983, 1991, 2006, notre étude).

II.3. Implications géodynamiques

Nos résultats complétés avec les données des études antérieures suggèrent l'évolution de la déformation des péridotites de Béni Bousera dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale (Fig. C.VI-7). Après l'orogénèse varisque et un possible collapse extensif (Michard et al., 1997, 2002; Bouybaouène et al., 1998), la croûte tardi-varisque (granulites, gneiss et micaschistes Paléozoïques) est devenue le substratum des sédiments Mésozoïques déposés à la marge téthysienne (Chalouan et al., 2008). Cet amincissement lithosphérique précoce, d'âge Mésozoïque, peut être responsable de l'exhumation des péridotites de Béni Bousera à partir du champ de stabilité du diamant (> 150 km), autrement dit depuis la base de la lithosphère (Pearson et al., 1993), jusqu'à des profondeurs du manteau lithosphérique (80-90 km, Sanchez-Rodriguez et Gebauer, 2002). La subduction alpine de cette marge passive produit un métamorphisme de HP/BT, qui est uniquement enregistré dans les sédiments Mésozoïques des Sébtides supérieures (Federico, unités de Béni Mzela). L'exhumation de ces unités de HP/BT a eu lieu à 27-20 Ma (unités de Béni Mzela, Ar/Ar, Michard et al., 1983, 2006; Saddiqi, 1995; Janots et al., 2006), alors que le pic de pression est probablement 30-25 Ma (Michard et al., 2006). En outre, Platt et al. (2005) suggèrent que l'enfouissement des unités Alpujarrides (équivalent espagnol des Sébtides) a

eu lieu pendant l'Éocène inférieur. Après l'exhumation des unités de HP/BT, un amincissement lithosphérique a eu lieu pendant Oligocène supérieur-Miocène et il a entraîné l'exhumation des péridotites de Béni Bousera à partir des profondeurs du manteau jusqu'à la base de la croûte. Le scénario géodynamique pour expliquer ce fort amincissement est débattu. Il pourrait être lié soit au retrait de la zone de subduction vers le sud (Jolivet et Faccenna, 2000; Gutscher et al., 2002; Faccenna et al., 2004; Duggen et al., 2004; Lacombe et Jolivet, 2005) et/ou à un détachement convectif de la racine d'une lithosphère continentale préalablement épaissie (Platt et Vissers, 1989; Platt et al., 2003a, 2003b, 2005; Vissers et al., 1995).

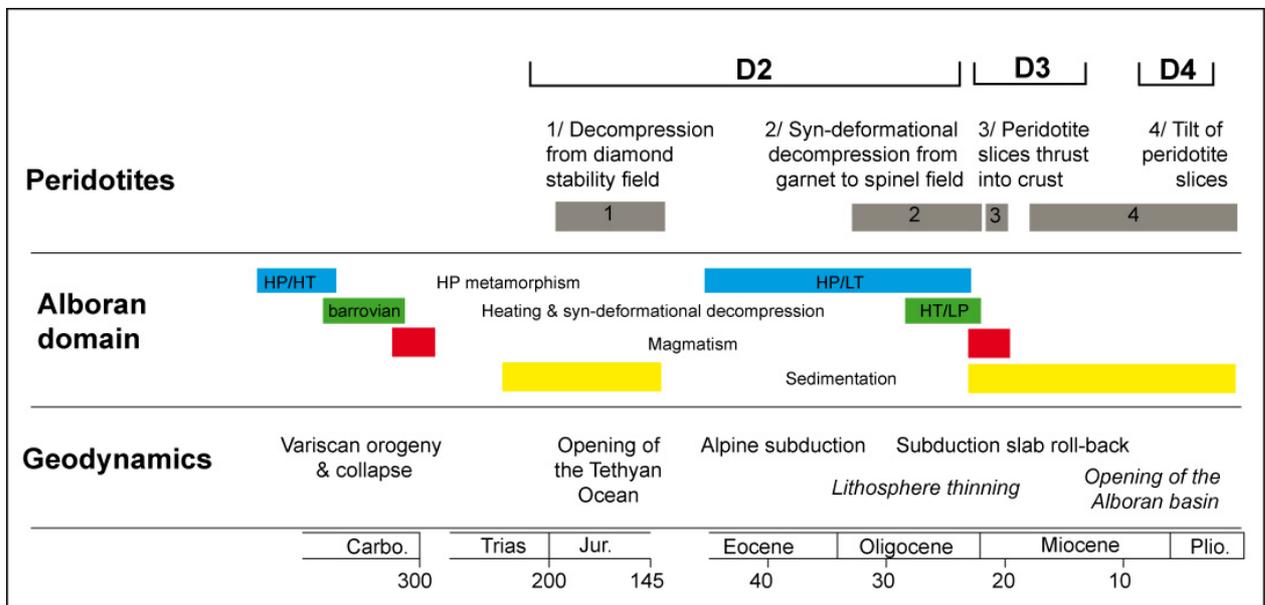


Fig. C.VI-7: Synthèse de l'histoire de la déformation des péridotites de Béni Bousera et l'ensemble du domaine d'Alboran ainsi que les événements géodynamiques majeurs dans la Méditerranée occidentale, basée sur cette étude et les études antérieures.

Bien que notre étude ne contraigne pas le scénario géodynamique, les arguments semblent renforcer l'hypothèse du retrait de la zone de subduction. Dans cette configuration, le retrait progressif de la zone de subduction vers le sud ou le sud est, entraîne un amincissement de la plaque supérieure et l'ouverture des bassins de la Méditerranée Occidentale (e.g. Malinverno et Ryan, 1986; Royden et al., 1993; Jolivet et al., 1998b;

Dogliani, 1999; Jolivet et Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2001b, 2002; Rosenbaum et Lister, 2004). Ce modèle est conforté :

(1) par la mise en évidence par tomographie sismique de la présence d'une anomalie «rapide» (vitesses sismiques élevées) à pendage E sous la Mer d'Alboran interprétée comme la trace d'un panneau plongeant océanique (Gutcher et al., 2002; Spakman et Wortel, 2004). Cette découverte confirme de nombreux travaux précurseurs qui avaient proposé le retrait d'une zone de subduction sous la Mer d'Alboran (Malinverno et Ryan, 1986; Royden, 1993; Lonergan et White, 1997);

(2) par l'observation de la migration des centres volcaniques de l'ouest vers l'est depuis l'Oligocène supérieur (Duggen et al., 2004) et;

(3) par la migration vers l'ouest de la croûte océanique à transitionnelle dans les bassins sédimentaires de la Cordillère Bétique externe (Iribaren et al., 2009).

Suite à cet amincissement lithosphérique (D2), un épisode compressif (D3) produit le chevauchement des écailles des péridotites dans les unités crustales du complexe Alpujarride-Sébtide inférieure (la Cordillère Bétique et Ceuta) à environ 20-19 Ma (Polvé, 1983; Esteban et al., 2008; Tubia et al., 1997). Enfin, la déformation en extension fragile (D4) au Miocène inférieur jusqu'au présent a conduit à l'ouverture définitive de la mer d'Alboran et le développement des failles normales qui recoupent les péridotites de Béni Bousera et la séquence crustale (Unité de Filali et les Ghomarides) qui les entourent et provoquent leur basculement dans la position actuelle.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Conclusions générales et perspectives

Ce travail a permis au travers d'une étude des unités du massif de Béni Bousera et de sa corrélation avec les Cordillères Bétiques d'apporter de nouvelles données sur l'évolution structurale et métamorphique du Domaine d'Alboran. Nous avons pour cela utilisé une approche pluridisciplinaire en combinant une approche essentiellement métamorphique, couplée à une étude de la déformation et des données géochronologiques.

Les principaux résultats de cette étude sont les suivant :

L'analyse structurale indique qu'une importante zone de cisaillement normale avec une composante dextre sépare les unités crustales des péridotites. Cette zone fait remonter les péridotites par rapport aux granulites et les métapélites de l'unité de Filali sus-jacentes. Ce cisaillement entre en jeu pendant la phase de déformation principale D_2 .

Les résultats thermobarométriques obtenus dans les péridotites de Béni Bousera permettent de proposer d'une manière globale, le chemin P-T-t et l'évolution tectonométamorphique suivie par cette roche. Les nouvelles données P-T des péridotites montrent que la déformation D_2 est associée à une décompression de ≈ 22 kbar, 1050 °C à $\approx 9-15$ kbar, 800 °C et est responsable de l'exhumation des péridotites de Béni Bousera.

La préservation exceptionnelle de grenat dans les péridotites mylonitiques est interprétée comme le résultat d'un refroidissement rapide de la partie périphérique du massif dû à la juxtaposition de roches crustales froides le long de la zone de cisaillement.

L'étude structurale complétée par une analyse détaillée des microstructures et des relations cristallogénèse-déformation, ont permis de reconnaître deux phases de déformation D_1 et D_2 dans les métapélites de l'unité de Filali, durant lesquelles se sont opérés deux épisodes tectonothermaux: un épisode M_1 prograde de type barrovien (MP-MHT), contemporain de l'épaississement crustal engendré par la tectonique compressive, et un autre, M_2 , de type HT-BP, associé à l'amincissement crustal (tectonique extensive post-orogénique et exhumation des unités métamorphiques). La première phase de déformation D_1 est responsable d'une porphyroblastèse de disthène, de staurotide, de plagioclase et de grenat, et de microstructures internes sigmoïdes dans les porphyroblastes de staurotide, de grenat, et de plagioclase, qui sont moulés par la foliation principale S_2 . La deuxième phase de déformation D_2 est caractérisée par une direction

d'étirement d'orientation NW-SE à N-S et associée à des cisaillements normaux au NW-N et est associée à une décompression. Elle entraîne l'exhumation des unités profondes, contrôlée en partie par l'importante zone de cisaillement qui sépare les unités crustales des péridotites sous-jacentes. Ainsi, c'est au cours de l'exhumation et de l'ascension des péridotites (décompression) que les roches des unités crustales sus-jacentes enregistrent un réchauffement par les péridotites chaudes et un métamorphisme de BP-HT.

Les contraintes structurales, métamorphiques et géochronologiques suggèrent que le premier événement D_1 est plus vieux. Il est probable qu'il soit donc hercynien, mais les données obtenues ne permettent pas d'affirmer, ni de rejeter cette hypothèse. La déformation D_2 est d'âge Miocène moyen (21 Ma), elle est associée à une décompression qui caractérise l'ensemble des unités des Sébtides. Elle est attribuée à une tectonique extensive contemporaine de l'ouverture de la Mer d'Alboran (Michard et al., 1997; Bouybaouène et al., 1998; Haissen et al., 2004, cette étude).

Les données complémentaires sur les Cordillères Bétiques ainsi que les corrélations proposées nous ont donné la possibilité de dresser un schéma d'évolution commun pour l'exhumation de l'ensemble des unités Sebides et Alpujarrides. Enfin, l'intégration de l'ensemble des données à l'échelle de l'arc Bétiques-Rif apporte de nouvelles contraintes sur un modèle d'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale.

En perspective, plusieurs voies d'investigations sont envisageables à partir des résultats de ce travail. En voici une brève description :

Concernant les péridotites de Ceuta, il serait tout d'abord intéressant de mieux contraindre l'évolution Pression-Température des péridotites (tectonite et mylonite). De plus, de manière à confirmer ou infirmer le modèle tectonique de déformation et d'exhumation des péridotites de Béni Bousera, il semblerait intéressant de comparer leurs caractères structuraux et microstructuraux avec les massifs adjacents de péridotites continentales, comme le massif de Ceuta. Enfin, ce modèle étant en accord avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale, pourquoi ne pas tenter d'extrapoler ce modèle pour expliquer l'exhumation de l'ensemble des péridotites continentales sur le pourtour Ouest Méditerranéen ?

Il serait utile de réaliser une approche multi-chronométrique dans les roches des unités crustales constituant le massif de Béni Bousera (métapélites de Federico, de Filali et granulites), couplant des datations U-Pb sur zircon et/ou monazite et des datations Ar-Ar in situ. Ces

datations pourraient être effectuées in-situ dans l'échantillon (Agard et al., 2002; Augier et al., 2005) à l'endroit même où sont réalisées les estimations P-T. Cela permettrait alors de pouvoir mettre en relation de manière précise les âges obtenus avec la déformation mais aussi avec les estimations thermo-barométriques, et de quantifier les vitesses d'exhumation de ces unités.

À l'antiforme de Béni Bousera au sud (Souk-el-Had), les métapélites de Federico montrent une évolution rétrograde de plus haute température que les métapélites de Federico, à l'antiforme de Béni Mezala au nord, cette évolution le long d'un gradient géothermique élevé est bien corrélée avec l'évolution métamorphique à HT-BP des métapélites de l'unité de Filali sous-jacentes (Bouybaouène, 1993; Negro, 2005). Les sauts de pression observés au sein de la pile de ces nappes impliquent un contact tectonique (détachement) plus important entre ces deux unités. Il serait intéressant de confirmer ce contact tectonique entre les deux unités.

L'étude réalisée par les datations U-Th-Pb sur monazite dans les métapélites de l'unité de Filali a donné des résultats nouveaux qui apportent de fortes contraintes sur l'évolution métamorphique de l'unité. Il serait intéressant de poursuivre cette étude afin de compléter ces données et de confirmer les âges anté-alpins obtenus du métamorphisme barrovien (MP-MHT) ainsi que leur signification tectonique.

Enfin d'une manière plus générale, l'ensemble des résultats obtenus intégrés aux données existantes peuvent également servir de base pour un modèle de la cinématique et de l'évolution de l'arc Bétiques-Rif, qui reste capitale pour la compréhension de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Afiri, A., Pitra, P., Gueydan, F., Essaïfi, A. (2010). Structures et métamorphisme des péridotites de Béni Bousera et de leur encaissant (Rif interne, Maroc): Implications géodynamiques durant l'extension arrière-arc à Oligo-Miocène. 23e Réunion des Sciences de la terre, Bordeaux, résumés, 344 p.
- Agard, P.J.M., Goffè, B., Baronnet, A., Bouybaouène, M.L. (1999). TEM evidence for high-temperature (300 °C) smectite in multistage clay–mineral pseudomorphs in pelitic rocks (Rif, Morocco). *European Journal of Mineralogy*, 11, 655–668.
- Agard, P., Monié, P., Jolivet, L. & Goffé, B. (2002). Exhumation of the Schistes Lustres complex: *in situ* laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 20 (6), 599-618.
- Aghzer, A.M., Rhoujati, A., Benchekroun, F., Haïssen, F. & El Archi, A. (2001). Thermobarométrie et trajet P-T des gneiss migmatitiques de l'unité de Filali (massif de Béni Bousera; Rif interne). 2^{ème} Colloque International Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations associées (3MA); Marrakech les 10-12 mai; p : 69.
- Aghzer, AM., Benchekroun, F., Rhoujjati., A. & Haïssen, F. (2003). Granulites basiques de haute pression de l'unité de Filali (Rif interne, Maroc): contexte tectonométamorphique. 3^{ème} Colloque International Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations associées (3MA); Casablanca les 8-10 mai ; p : 71.
- Aghzer, AM., Haïssen, F. & Afiri, A. (2005). Migmatization of the basal paragneisses of the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco) during polyphase extensional tectonics. *Geogaceta*, 38, 263-266.
- Aghzer, AM. & Haïssen., F. (2005). High-pressure granulite event in the Filali Unit (Beni Bousera Massif, Morocco): implications for an early Variscan metamorphic evolution. *Geogaceta*, 38, 267-270.
- Allerton, S., Reicherter, K., Platt, J.P. (1994). A structural and paleomagnetic study of a section through the eastern Subbetic, southern Spain. *Journal of Geological Society, London*, 151, 659–668.
- Andrieux, J. (1973). Sur le métamorphisme des zones externes du Rif, l'Arc de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15 (2), 106-107.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. and Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-206.

- Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J. (1999). Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of Geological Society, London*, 156, 149-162.
- Atherton, M.P. & Edmunds, W.M. (1966). An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 1, 185-193.
- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G. (2005). Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and P-T-d-t paths for the Nevado-Filbrides Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 357-381.
- Azañón, J.M. and Crespo-Blanc, A. (2000). Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19, 549-565.
- Azañón, J.M. and Goffé, B. (1997). Ferro- and magnesiocarpholite assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9, 1035-1051.
- Azañón, J.M., Garcia dueñas, V. and Goffé, B. (1998). Exhumation of High-Pressure Metapelites and Coeval Crustal Extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, 285 (3-4): 231-252.
- Balanyá, J.C. and Garcia-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 304 (15), 929-932.
- Balanyá, J. C., Azañón, J. M., Sánchez-Gomez, M. and Garcia-Dueñas, V. (1993). Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique Unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics, Spain). Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., 316, 1595-1601.
- Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañón, J.M. and Sánchez-Gomez, M. (1997). Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain. *Tectonics*, 16, 226-238.
- Benyaich, A. (1991). Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe centro-occidental (régions de M'Sila et Ouezzane, Maroc). La marge africaine du Jurassique au Crétacé inférieur: les bassins néogènes d'avant fosse. [Ph.D. thesis]: Bordeaux, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 308 p.
- Blanco, M.J. and Spakman, W. (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13-34.

- Ballhaus, C., Berry, R.F., and Green, D.H. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 27-40.
- Bernard-Griffith, J., Cantagrel, J.M. and Kornprobst, J. (1977). Age des gneiss du Hacho de Ceuta: un événement thermique Hercynien dans la zone interne du Rif (abstract), *RAST Rennes*, 64.
- Bertrand, P. & Merrier, J.-C.C. (1985). The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F. and Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin. *Science*, 283, 1303-1306.
- Boillot, G., Girardeau, J. and Kornprobst, J. (1988). The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In: Boillot et al., (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103, 741-756.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M. and Martínez-Martínez, J.M. (2003c). Metamorfismo de AP/BT en metapelitas de la unidad de Ragua (complejo Nevado-Filábride, Béticas): Resultados termobarométricos del estudio de equilibrios locales. *Geogaceta*, 34, 87 – 90.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. and Garcia-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the south-eastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24, TC2009.
- Bouillin, J.P. (1986). Le “bassin maghrébin”: une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique à l’ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 (2), 547–558.
- Bouillin, J.P., Poupeau, G., Tricart, P., Bigot-Cormier, F., Mascle, G. and Torelli, L. (1998). Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences*, 326, 561–566.
- Bouybaouène, M. L. (1993). Etude pétrologique des métapelites des Sebtides supérieures (Rif interne, Maroc): Une évolution métamorphique de Haute Pression. [Ph.D. thesis]: Rabat, University Mohamed V, 150 p.
- Bouybaouène, M.L., Goffè, B. and Michard, A. (1995). High pressure, low-temperature metamorphism in the Sebtides nappes, northern Rif, Morocco. *Geogaceta*, 17, 117–119.
- Bouybaouène, M.L., Goffè, B. and Michard, A. (1998). High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 153–162.

- Braun, I., Montel, J. M. & Nicollet, C. (1998). Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, 146, 65-85.
- Brey, G.P. and Köhler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Bufo, E., Sanz De Galdeano, C. and Udías, A. (1995). Seismo-tectonics of the Ibero-Maghrebian Region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Cabanes, N. (1988). Contribution à l'étude de zones de cisaillement dans le manteau supérieur. Analyse texturale, pétrologique et géochimique de deux gisements de péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins. [Ph.D. thesis]: Montpellier, University Languedoc, 264 p.
- Caby, R., Hammor, D. and Delor, C. (2001). Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in the Edough metamorphic core complex, west Mediterranean orogen, eastern Algeria. *Tectonophysics*, 342, 239-273.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. and Jabour, N. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography: *Journal of Geophysical Research*, 105, 10,871-10,898.
- Calvo, M., Vegas R., Osete, M.L. (1997). Paleomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain). *Tectonophysics*, 277, 271-283.
- Calvo, M., Cuevas, J. and Tubía, J.M. (2001). Preliminary paleomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from southern Spain. *Tectonophysics*, 332, 333-345.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. and Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 651-665.
- Chakraborty, S. & Ganguly, J., (1992). Cation diffusion in aluminosilicate garnets; experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary, diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 74-86.
- Chalouan, A. (1986). Les nappes Ghomarides (Rif septentrional, Maroc): un terrain varisque dans la chaîne alpine. [Ph.D. thesis]: Strasbourg University, France, 306 p.
- Chalouan, A. (1987). Paleozoic Nappes of the Ghomarides (Internal Rif Mts., Morocco): review of stratigraphy, paleogeography and Variscan structuration. *Miner. Slovaca Monogr.*, 33, 107-134.

- Chalouan, A. and Michard, A. (1990). The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: a Variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, 9, 165–183.
- Chalouan, A., Benmakhlouf, M., Mouhir, L., Ouazani-Touhami, A., Saji, R. and Zaghloul, M.N. (1995). Les étapes tectoniques de la structuration alpine du Rif interne (Maroc). *Comunicaciones del IV Coloquio Internacional Sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*, pp. 163–192. S.E.C.E.G, Madrid, Tomo III.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A. and Bally, A.W. (1997). Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data of Morocco. *AAPG Bulletin*, 81, 1161–1184.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R.O, and Saddiqi, O. (2001). The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 603–616.
- Chalouan, A. and Michard, A. (2004). The Alpine Rif belt (Morocco): a case of mountain building in a subduction-subduction-transform fault triple junction. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 489–519.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I, and Saddiqi, O. (2008). The Rif belt, in: *The Geology of Morocco*, edited by Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, Springer, Berlin, 203-302.
- Chernoff, C. B. & Carlson, W. D. (1997). Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 421–438.
- Cifelli, F., Mattei, M., Porreca, M. (2008). New paleomagnetic data from Oligocene-Upper Miocene sediments in the Rif Chain (Northern Morocco): insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Journal Geophysical Research*, 113, B02104 doi: 10.1029/2007JB005271.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J. J. & Kouamelan, A. N. (1998). Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination; implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2475-2497.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683–696.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., Jurado, M.J. (1992). Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12, 157–164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., and Watts, A.B. (1999). The origin and tectonic history of the Alboran basin: Insights from ODP leg 161 results, In Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results 161 (eds: Zahn R., Comas, M.C. and Klaus, A.), 555–580.

- Connolly, J. A. D. & Cesare, B. (1993). C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 379–388.
- Cononolly, J.A.D., Petrini, K., 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 697–708.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. and García-Dueñas, V. (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13 (1), 78–88.
- Crespo-Blanc, A. (1995). Interference of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology*, 17 (11), 1559–1569.
- Crespo-Blanc, A. and Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23, 1615-1630.
- Crowley, J. L. & Ghent, E. D. (1999). An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite; the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, 157, 285-302.
- Darot, M. (1973). Méthodes d'analyse structurale et cinématique. (Serrania de Ronda-Andalousie-Espagne). [Ph.D. thesis]: Nantes University, France, 120 p.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. and Obata, M. (1993). Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain. *Geology*, 21, 471-474.
- De Bethune, P., Goosens, P. & Berger, P. (1965). Emploi des grenats zonaires comme indicateur du degré de métamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 260, 6946-6949.
- De Bethune, P., Laduron, D., Martin, H. & Theunissen, K. (1968). Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasea, prov. de Novara, Italie). *Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie*, 48, 437-454.
- De Bethune, P., Laduron, D. & Bosquet, J. (1975). Diffusion processes in resorbed garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 197-204.
- De Jong, K. and Bakker, H. (1991). The Mulhacen and Alpujarride complex in the Eastern Sierra de los filabres, SE Spain-Litho-Stratigraphy. *Géologie en Mijnbouw*, 70 (2), 93-103.
- De Jong, K. (1992a). The Tectono-Metamorphic Evolution of the Veleta complex and the Development of the contact with the Mulhacen complex (Betic Zone, SE Spain). *Géologie en Mijnbouw*, 71 (3), 227-237.

- De Jong, K., Wijbrans, J.R., and Féraud, G. (1992b). Repeated Thermal Resetting of Phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 173–191.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. and Vrielinck, B., Eds. (1993). Atlas of Tethys Environmental Maps, Paris, Gauthier-Villars, 307 pp.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean, in: *Alpine tectonics*, edited by Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. *Geological Society Special Publication*, 45, 421–443.
- Diaz de Federico, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E. and Sassi, F.P. (1979). New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Neues Jahrbuch fuer Geologie and Palaentologie. Monatshefte*.
- Dick, H.J.B., Fisher, R.L. and Bryan, W.B. (1984). Mineralogie variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 88–106.
- Didon, J., Durand-Délga, M. and Kornprobst, J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15 (2), 77–105.
- Diener, J.F.A., Powell, R., White, R.W., Holland, T.J.B. (2007). A thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{N}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{SiO}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 631–656.
- Diener, J.F.A., White, R.W., Powell, R. (2008). Granulite facies metamorphism and subsolidus fluid-absent reworking, Strangeways Range, Arunta Block, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 603–622.
- Dikey, J.S. (1970). Partial fusion products in alpine type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples. *Mineralogical Society of America, Special Paper*, 3, 33–49.
- Dikey, J.S., Lundeen, M.T and Obata, M. (1979). Geologic map of the ultramafic complex, southern Spain. *Geological society of America Map and chart Series*, MC-29, 1–4. Geol. Soc. of Am., Boulder, colo.
- Doblas, M. and Oyarzun, R. (1989). Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 93, 76–84.
- Doblas, M., López-Ruiz, J. and Cebriá, J.M. (2007). Cenozoic evolution of the Alboran Domain: a review of the tectonomagmatic models. In: L. Beccaluva, G. Bianchini and M. Wilson, Editors, *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*, *Geological Society of America Special Paper*, 418, 303–320.
- Doglionni, C., Mongelli, F., Pialli, G. (1998). Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc, *Mémoires de la Société Géologique d'Italie*, 52, 457–468.

- Dogliani, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F. (1999). On the interference between the early Apennines-Maghrebides back-arc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique d'Italie*, 118, 75–89.
- Draoui, M. (1992). Étude pétro-structurale du massif ultrabasique de Béni Bousera (Rif Interne, Maroc): un modèle de mise en place. [Ph.D. thesis]: Marrakech, University Cadi Ayyad.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D. and Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 91-108.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, 46 (6), 1155–1201.
- Durand-Délga, M. (1980). La Méditerranée occidentale étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 10, 203-224.
- Durand-Délga, M. and Fonboté, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26° congrès Géol. Intern. Paris, colloque n° 5 (Les chaînes alpines issues de la Thétis), Mém. B.R.G.M.
- Durand-Delga, M, Rossi, P., Olivier, P., and Puglisi, D. (2000). Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 331, 29–38.
- Dziggel, A., Knipfer, S., Kisters, A.F.M., Meyer, F.M. (2006). P–T and structural evolution during exhumation of high-T, medium-P basement rocks in the Baberton Mountain Land, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 535–551.
- Engi, M. (1983). Equilibria involving Al-Cr spinel: Mg-Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis, and consequences for geothermometry. *American Journal of Science*, 283-A, 29-71.
- El Atrassi, F., Brunet, F., Bouybaouène, M., Chopin, C. and Chazot, G. (2011). Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco. *European Journal of Mineralogy*, 23(2), 157-168.
- Elazzab, D. (1999). Contribution du géomagnétisme à l'étude de la mise en place du magmatisme atlasique et rifain post-paléogène. [Ph.D. thesis]: Fès, University of Fès–Saïss, 260 p.
- Elazzab, D. and Feinberg, H. (1994). Paléomagnétisme des roches ultrabasiques du Rif externe (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 318, 351–357.
- Elazzab, D., Galdeano, A., Feinberg, H., and Michard, A. (1997). Prolongement en profondeur d'une écaille ultrabasique allochtone: traitement des données aéromagnétiques et modélisation

- 3D des péridotites des Béni Malek (Rif, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 667–683.
- El Maz, A. (1989). Le métamorphisme régional méso-catazonal de la série métapélitique de Jbel Sidi Mohamed El Filali et de l'unité granulitique de Béni Bousera, Rif interne, Maroc : étude pétrologique. *Mém. Sci. Terre. Univ. P. et M. Curie. Paris VI*, N° 88-45, 254 p.
- El Maz, A. and Guiraud, M. (2001). Paragenèse à faible variance dans les métapélites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 469–485.
- El Maz, A., Guiraud, M. et Mokhtari, A. (2003). Sur l'absence de paragenèse de haute pression dans la série métapélitique de Filali (Rif interne marocain). *Institut Scientifique de Rabat, Série Géologie et Géographie physique*, 21, 167-174.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubia, J.M., Liati, A., Seward, D., Gebauer, D. (2007). Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos*, 99, 121-135.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Vegas, N. and Tubía, J.M. (2008). Deformation and kinematics in a melt bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal of structural geology*, 30, 380-393.
- Evans, T.P. (2004). A method for calculating effective bulk composition modification due to crystal fractionation in garnet bearing schist: implications for isopleth thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 547–557.
- Fabriés, J. (1979). Spinel-Olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 329-336.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R. and Jolivet, L. (1997). Styles of Backarc Extension in the Central Mediterranean. *Terra Nova*, 9, 126–130.
- Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D. & Lucente, P. (2001b). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 105-116.
- Faccenna, C., Speranza, F., Caracciolo, F. D., Mattei, M. & Oggiano, G. (2002). Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, 356 (4), 213-232.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012.
- Favre, P. (1995). Analyse quantitative du rifting et de la relaxation thermique de la partie occidentale de la marge transformante nord-africaine: le Rif externe (Maroc). Comparaison avec la structure actuelle de la chaîne. *Geodinamica Acta*, 8, 59–81.

- Feinberg, H., Saddiqi, O. and Michard, A. (1996). New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotite (Betic Cordilleras, Spain), In Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region (eds. Morris, A. and Tarling, D. H.). *Geological Society London Special Publication*, 105, 43–52.
- Frizon de Lamotte, D. (1985). La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. *Mém. Sci. Terre, Université Pierre et Marie Curie*, 85–03.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., and Guezou, J.C. (1991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 611–626.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracéne, R., Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740–761.
- Froitzheim, N., Schmid, S.M. and Frey, M. (1996). Mesozoic Paleogeography and the Timing of Eclogite-facies Metamorphism in the Alps: A Working Hypothesis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 81–110.
- García-Casco, A. and Torres-Roldán, R.L. (1996). Disequilibrium Induced by Fast Decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And Metapelites from the Betic Belt (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 37, 1207-1239.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. and Martínez-Martínez, J.M. (1992). Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- Garrido, C.J. and Bodinier, J.L. (1999). Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40, 729-754.
- Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G. and Gervilla, F. (2006). Unequivocal Garnet and Garnet-spinel Lherzolite Assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain): Implications for Exhumation of Sub-continental Mantle in the Alborán basin. *Geophysical Research Abstracts*, 8 (European Geological Union), 10263.
- Gasquet, D., Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascensão Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S. (2010). Miocene to Messinian deformation and hydrothermalism in the Lauzière Massif (French Western Alps): New U–Th–Pb and Argon ages. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 227–241.
- Goffè, B., Azañón, J.M., Bouybaouène, M.L., Jullien, M. (1996). Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain. *European Journal of Mineralogy*, 8, 335– 348.

- Gómez-Pugnaire, M.T., Ulmer, P., and López-Sánchez Vizcaíno, V. (2000). Petrogenesis of the Mafic Igneous Rocks of the Betic Cordilleras: A Field, Petrological and Geochemical Study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 436–457.
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernández, M. (1997). Lithospheric Boudinage in the Western Mediterranean Back arc Basin. *Terra Nova*, 9, 184–187.
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Guerrera, F., Martín-Algarra, A. and Perrone, V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn-/late orogenic Successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525–544.
- Gueydan, F., Morency, C. and Brun, J.P. (2008). Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength. *Tectonophysics*, 460, 83-93.
- Guidotti, C. V. & Dyar, M. D. (1991). Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallographic implications. *American Mineralogist*, 76, 161–175.
- Gutscher, M.A. et al. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.
- Gysi, A. (2007). Petrogenesis of Pyroxenites and Melt Infiltrations in the Ultramafic complex of Beni Bousera, Northern Morocco, ETH Zurich, Zurich, Switzerland, 182 p.
- Haïssen, F., Garcia-Casco, A., Torres-Roldan, RL. & Aghzer, AM. (2004). Decompression reactions and P-T conditions in high-pressure granulites from Casares-Los Reales units of Betic-Rifean Belt (S Spain and N Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 39 (3-5), 375-383.
- Harris, N.B.W., Caddick, M., Kosler, J., Goswami, S., Vance, D., Tindle, A.G. (2004). The pressure–temperature–time path of migmatites from the Sikkim Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 249–262.
- Harley, S. L. (1984a). An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 359-373.
- Harley, S. L. (1984b). The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of petrology*, 25, 665-696.
- Hirsch, D. M., Prior, D. J. & Carlson, W. D. (2003). An overgrowth model to explain multiple, dispersed high-Mn regions in the cores of garnet porphyroblasts. *American Mineralogist*, 88, 131–141.
- Hodges, K. V. & McKenna, L. W. (1987). Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry. *American Mineralogist*, 72, 671–680.

- Holland, T. J. B. & Powell, R. (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2: Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 343–370.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (1990). An internally-consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89–124.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Holland, T.J.B., Baker, J., Powell, R. (1998). Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system $\text{MgOFeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395–406.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (2000). AX-Activity-Composition Software, Department of Earth Sciences, University of Cambridge.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (2003). Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492–501.
- Hoogerduijn-Strating, E.H., Rampone, E., Piccardo, G.B., Drury, M.R. and Vissers, R.L.M. (1993). Subsolidus Emplacement of Mantle Peridotites during Incipient Oceanic Rifting and Opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy). *Journal of Petrology*, 34, 901–927.
- Iribarren, L., Vergés, J., and Fernández, M. (2009). Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, 475, 68–84.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47–69.
- Janots E., Negro F., Brunet F., Goffè B., Engi M., Bouybaouène M.L. (2006). Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebides complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos*, 87, 214–234.
- Johnson, T.E., Brown, M. (2004). Quantitative constraints on metamorphism in the Variscides of Southern Brittany – a complimentary pseudosection approach. *Journal of Petrology*, 45, 1237–1259.
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R. and Michard, A. (1998b). Detachements in high pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 31–47.
- Jolivet, L. and Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095–1106.

- Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.P., Rouchy J.M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedim. Geol.*, 188–189, 9–33.
- Kamei, A., Obata, M., Michibayashi, K., Hirajima, T. and Svojtka, M. (2010). Two Contrasting Fabric Patterns of Olivine Observed in Garnet and Spinel Peridotite from a Mantle-derived Ultramafic Mass Enclosed in Felsic Granulite, the Moldanubian Zone, Czech Republic. *Journal of Petrology*, 51, 101-123.
- Kelsey, D.E., White, R.W., Powell, R. (2005). Calculated phase equilibria in K_2O -FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 217–239.
- Kelsey, D.E., Clark, C., Hand, M. (2008). Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 199–212.
- Kohn, M. J. & Spear, F. S. (1991). Error propagation for barometers: 2. Application to rocks. *American Mineralogist*, 76, 138–147.
- Kornprobst, J. (1966). A propos des péridotites du Massif des Béni Bouchera (Rif septentrional, Maroc). *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de cristallographie*, 89, 399-404.
- Kornprobst, J. (1969). Le Massif ultrabasique des Béni Bousera (Rif Interne, Maroc). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, 283-321.
- Kornprobst, J. (1974). Contribution a l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional); petrography and structure of the Rif inner area, northern Morocco. *Notes et Mémoires du Service Géologique, Rabat*, 251, 256 p.
- Kornprobst, J. (1976). Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain : arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 607-618.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Boudeulle, M. and Roux, L. (1982). Corundum bearing garnet pyroxénites at Beni Bousera (Morocco): an exceptionally al-rich clinopyroxene from "grosphydites" associated with ultramafic rocks. *Terra Cognita*, 2, 3, 257-259.
- Kornprobst, J. and Vielzeuf, D. (1984). Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In Kimberlites and related rocks (ed. Kornprobst, J.). *Developments in Petrology Series*, 11B, 347–359.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M. and Tabit, A. (1990). Corundum-bearing Garnet Clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): Original Plagioclase-rich Gabbros Recrystallized at Depth within the Mantle? *Journal of Petrology*, 31, 717-745.
- Kornprobst, J., Tabit, A., Targuisti, K., Draoui, M. and Woodland, A.B. (1995). A trip to Beni Bousera ultra massif (Morocco): structural and petrological data. Doc. 2d Int. Workshop on Orogenic Iherzolites, 3, Granada (Spain), 50 pp.

- Kumar N., Reisberg L., Zindler A. (1996). A major and trace elements and strontium, neodymium, and osmium isotopic study of a thick pyroxenite layer from the Beni Bousera ultramafic complex of northern Morocco. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1429–1444.
- Kurat, G. & Sharbert, H.G. (1972). Compositional zoning in garnets from granulites facies rocks of the moldanubian zone, Bohemian massif of lower Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 16, 379-387.
- Lacombe, O. and Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003.
- Lanzirotti, A., Hanson, G.N. (1996). Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 332– 340.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M. and Gervilla, F. (2001). The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. *Journal of Petrology*, 42, 141-158.
- Lonergan, L. and White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504–522.
- Loomis, T.P., 1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, 275, 1-30.
- Lopez Ruiz, J. (1976). The zoning of garnet as an indicator of the P-T history of their host-rocks. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 99, 337-346.
- Lopez Ruiz, J., Aparicio, A. & Garcia Cacho, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema central español. *Mémoires de l'institut géologique et Minières d'Espagne*, 86, 127 p.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T., Trommsdorff, V., and Müntener, O. (2001). Middle Miocene High-pressure Metamorphism and Fast Exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13, 327–332.
- Ludwig, K. R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (4), 665–676.
- Ludwig, K. R. (2001). Eliminating mass-fractionation effects on U-Pb isochron ages without double spiking. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 3139-3145.
- Luján, M., Balanyá, J.C. and Crespo-Blanc, A. (2000). Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Earth and Planetary Sciences*, 330, 631-638.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. and Balanyá, J.C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25, TC6001.

- Lundeen, M.T. (1978). Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 172-180.
- Mahan, K.H., Goncalves, P., Flowers, R., Williams, M.L., Hoffman-Setka, D. (2008). The role of heterogeneous strain in the development and preservation of a polymetamorphic record in high-P granulites, western Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 669–694.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. and Campos, J. (1992). Alborán Sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, 12, 179–186.
- Maldonado, A., Somoza, L., and Pallarés, L. (1999). The Betic Orogen and the Iberian-African Boundary in the Gulf of Cadiz: Geological Evolution (Central North Atlantic). *Marine Geology*, 155, 9–43.
- Malinverno, A. & Ryan, W., B. F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5 (2), 227-245.
- Martínez-Martínez, J.M. and Azañón, J.M. (1997). Mode of Extensional Tectonics in the Southeastern Betics (SE Spain): Implications for the Tectonic Evolution of the Peri-Alboran Orogenic System. *Tectonics*, 16, 205–225.
- Mattei, M., Cifelli, F., Martín Rojas, I., Crespo Blanc, A., Comas, M., Faccenna, C., Porreca, M. (2006). Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: new paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 522–540.
- Meghraoui, M., Morel, J. L., Andrieux, J., and Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 141–158.
- Menvielle, M. and le Mouél, J.-L. (1985). Existence d'une anomalie de conductivité dans le Haut Atlas marocain et concentration de courants telluriques à l'échelle régionale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1 (4), 553–558.
- Mercier, J.C.C. and Nicolas, A. (1975). Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16, 454-487.
- Michard, A. and Chalouan, A. (1978). Présence de l'Orogène varisque dans le socle interne rifo-kabyle (microplaque d'Alboran). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 287, 903–906.
- Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R. and Ouazzani-Touhami, M. (1983). Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 296, 1337–1340.

- Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A. & Saddiqi, O. (1991). Les corrélations entre les chaînes Bético-Rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 1151–1160.
- Michard, A., Feinberg, H., Elazzab, D., Bouybaouène, M., and Saddiqi, O., (1992). A Serpentinite Ridge in a Collisional Paleomargin Setting: The Beni Malek Massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 435–442.
- Michard, A., Chopin, C. and Henry, C. (1993). Compression versus Extension in the Exhumation of the Dora-Maira Coesite-bearing Unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, 221, 173–193.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M. L. and Saddiqi, O. (1997). Late Hercynian Mesozoic thinning in the Alboran domain; metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, 9, 171–174.
- Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffé B., Montigny R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 3–15.
- Michard A. Negro F., Saddiqi O., Bouybaouène M.L., Chalouan A., Montigny R., Goffé, B. (2006). Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 338, 92–114.
- Milliard, Y. (1959). Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. *Notes et Mémoires du service Géologique, Rabat*, 147, 125-155.
- Millonig, L., Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R. (2008). Late Archaean high-grade metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa): Petrological and geochronological evidence from the Bulai Pluton. *Lithos*, 103, 333–351.
- Monié, P., Frizon de Lamotte, D. and Leikine, M. (1984). Etude géochronologique préliminaire par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ du métamorphisme alpin dans le Rif externe (Maroc); précisions sur le calendrier tectonique tertiaire. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 25 (4), 307-317.
- Monié, P., Galindo-Zaldyvar, J., Gonza lez-Lodeiro, F., Goffé, B. & Jabaloy, A. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society, London*, 148, 289–297.
- Monié, P., Torres-Roldan, R.L. and García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapse terrane. *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N. & Provost, A. (1996). Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131, 37-53.

- Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D. (2000). Preservation of old U–Th–Pb ages in shielded monazite; example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 335–342.
- Montigny, R. et al., 2004. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Metamorphic Rocks from the Internal Rif (Morocco): Geochronological constraints on the Peridotite emplacement and exhumation tectonics in the Gibraltar Arc, revisited. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, in press.
- Morishita, T., Arai, S. and Gervilla, F. (2001). High pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine and corundum-bearing mineral assemblages. *Lithos*, 57, 143-161.
- Najid, D., Westphal, M. and Hernandez, J. (1981). Paleomagnetism of Quaternary and Miocene Lavas from North-East and Central Morocco. *Journal Geophysics*, 49, 149–152.
- Navon, O. et Stolper, E. (1987). Geochemical consequence of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 95, 285-307.
- Negro, F. (2005). Exhumation des roches métamorphiques du domaine d'Alboran: Etude de la chaîne rifaine (Maroc) et corrélation avec les cordillères Bétiques (Espagne). [Ph.D. thesis]: Paris, Université Paris XI-Orsay, 252 p.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O. and Bouybaouène, L. (2006). Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 309-327.
- Nicolas, A., Bouchez, J.L. et Boudier, F (1971). Textures, Structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.
- Nicolas, A. and Jackson, E.D. (1972). Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranées: implications géotectoniques. *Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrologie*, 52, 479-495.
- Nimis, P. and Grütter, H. (2010). Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxénites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 411–427.
- Obata, M. (1977). Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, southern Spain. [Ph.D. thesis]: Massachusetts institute of technology, 247 p.
- Obata, M. (1980). The Ronda peridotite: Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Journal of Petrology*, 21, 533-572.
- Obata, M. (1994). Material Transfer and Local Equilibria in a Zoned Kelyphite from a Garnet Pyroxenite, Ronda, Spain. *Journal of Petrology*, 35, 271-287.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. and Auzende, J.M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central, *Rapport 54*, Rapports Scientifiques et Technique du CNEXO, Brest, France, p. 108.

- Pattison, D.R.M. (2001). Instability of Al_2SiO_5 triple point assemblages in muscovite + biotite + quartz bearing metapelites, with implications. *American Mineralogist*, 86, 1414-1422.
- Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H., Milledge H.J. (1989). Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences. *Nature*, 335, 60–66.
- Pearson, D. G., Davies, G. R., Nixon, P. H., Greenwood, P. B. & Matthey, D. P. (1991). Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, N. Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 289–301.
- Pearson, D. G., Davies, G. R. & Nixon, P. H. (1993). Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, north Morocco. *Journal of Petrology*, 34, 125–172.
- Pearson, D.G. and Nowell, G.M. (2004). Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite Massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle sources. *Journal of Petrology*, 45, 439–455.
- Pelletier, A., Guiraud, M., Menot, R.P. (2005). From partial melting to retrogression in the Ponte Geologie migmatitic complex: a history of heterogeneous distribution of fluids. *Lithos*, 81, 153–166.
- Perakakis, K. (1986). Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. *Journal of metamorphic geology*, 4, 323-344.
- Platt, J.P. (2007). From orogenic hinterland to Mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis. *Journal of the Geological Society London*, 164, 297-311.
- Platt, J. P. and Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, 540–543.
- Platt, J. P. (1993). Exhumation of high-pressure rocks: A review of concepts and processes, *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A. and Platzman, E. S. (1995). Origin of the western Subbetic arc, southern Spain: Palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of structural Geology*, 17, 765-775.
- Platt, J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J. And Kelly, S. P. (1998). Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, Western Mediterranean. *Tectonics*, 17, 671-689.
- Platt, J.P. and Whitehouse, M.J. (1999a). Early Miocene High-temperature Metamorphism and Rapid Exhumation in the Betic Cordillera (Spain): Evidence from U-Pb Zircon Ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 591–605.

- Platt, J. P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A. and Hollick, L. (2003a). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31, 251–254.
- Platt, J. P., Argles, T. W., Carter, A., Kelley, S. P., Whitehouse, M. J. and Lonergan, L. (2003b). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modeling of a P–T–time array. *Journal of the Geological Society*, 160, 655–676.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A., Orozco, M. (2005). Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S. Spain. *Journal of the Geological Society London*, 162, 451–462.
- Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.-I., Kelley, S.P. and Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34, 981–984.
- Platzman, E.S. (1992). Paleomagnetic Rotations and Kinematics of the Gibraltar Arc. *Geology*, 20, 311–314.
- Platzman, E.S. et Lowrie, W. (1992). Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the external Betic Cordillera, Southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 45–60.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., and Olivier, P. (1993). Paleomagnetic Rotations and Fault Kinematics in the Rif Arc of Morocco. *Journal of the Geological Society London*, 150, 707–718.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., and Kelley, S.P. (2000). Large Clockwise Rotations in an Extensional Allochthon, Alboran Domain (Southern Spain). *Journal of the Geological Society London*, 17, 1187–1197.
- Polvé, M. (1983). Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques: contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur [Ph.D. thesis]: Paris, University Paris VII, 361 p.
- 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*, 6, 173–204.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. (1990). Calculated mineral equilibria in the pelite system. KFMASH (K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O). *American Mineralogist*, 75, 367–380.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. (1993). On the formulation of simple mixing models for complex phases. *American Mineralogist*, 78, 1174–1180.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79, 120–133.

- Powell, R., Holland, T. J. B. & Worley, B. (1998). Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577–588.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155–179.
- Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J. and Essaifi, A. (2007). Strain localisation in the subcontinental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle: *Tectonophysics*, 445, 318-336.
- Priem, J.P., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Oen, I.S., Verdurmen, E.A.Th., Verschure, R.H. (1979). Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 103-109.
- Puga, E., Ruiz Cruz, M.D., and Díaz De Federico, A. (2002b). Polymetamorphic Amphibole Veins in Metabasalts from the Betic Ophiolitic Association at Cóbdar, Southern Spain: Relics of Ocean-floor Metamorphism Preserved through the Alpine Orogeny. *Canadian Mineralogist*, 40, 67–83.
- Rehaut, J.P., Boillot, G., Mauffret, A. (1984). The western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447–477.
- Reisberg, L., Zindler, A. and Jagoutz, E. (1989). Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 161-180.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. and Jermoumi, B. (1982). Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231- 251.
- Rodríguez-Fernandez, J., Comas, M.C., Soría, J., Martín-Pérez, J.A. and Soto, J.I. (1999). The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus, Editors, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 161, Texas A & M University, Austin, TX, 69–76.
- Roest, W.R. and Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the Plate Boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the Present. *Geology*, 19, 613–616.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.
- Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2004). Neogene and quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23, TC1013.

- Rossetti, F., Faccenna, C., and Crespo-Blanc, A. (2005). Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 27, 199-216.
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouène, M.L., Dini, A., Gerdes, A., Phillips, D., Cozzupoli, D. (2010). Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain (Rif chain, northern Morocco): implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean. *Tectonics*, 29, TC2017.
- Royden, L.H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Saddiqi, O. (1995). Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine: Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman [Ph.D. thesis]: Casablanca, University Hassan II, 245 p.
- Saddiqi, O., Reuber, I. and Michard, A. (1988). Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Béni Bousera, Rif septentrional, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 307, 657-662.
- Sánchez-Gómez, M., Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. (2002). Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar Arc), in Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), Reconstruction of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 23-34.
- Sánchez-Rodríguez, L. (1998). Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating. [Ph.D. thesis]: Zurich, Swiss Federal Institute of Technology, 170 p.
- Sánchez-Rodríguez, L., Gebauer, D. (2000). Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon. *Tectonophysics*, 316, 19-44.
- Saji, R. (1993). Evolution tectonique post-nappes dans le Rif septentrional (Maroc). Ses effets sur l'ouverture de la mer d'Alboran. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Rabat, 152 p.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. and Roulet, M. J. (1986). Kinematic Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Schärer, U. (1984). The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages: the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 67 (2), 191-204.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. and Demnati, A. (1996). Geophysical Evidence for Lithospheric Delamination beneath the Alboran Sea and the Rif-Betic Mountains. *Nature*, 379, 785-790.

- Sen, G. & Jones, R. (1989). Experimental equilibration of multi-component pyroxenes in the spinel peridotite field: implications for practical thermometers and a possible barometer. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17871–17880.
- Shaw, C.A., Karlstrom, K.E., Williams, M.L., Jercinovic, M.J. and McCoy, A.M. (2001). Electron-microprobe monazite dating of ca. 1.71–1.63 Ga and ca. 1.45–1.38 Ga deformation in the Homestake shear zone, Colorado: Origin and early evolution of a persistent intracontinental tectonic zone. *Geological Society of America*, 29 (8), 739-742.
- Slodkevitch, V. V. (1982). Paramorphosis of diamond into Westerhof, A. B., 1977. On the contact relations of high graphite. *Mineralogical Society of USSR*, 1, 13–33 (in Russian).
- Sosson M., Morillon A.C., Bourgois J., Feraud G., Poupeau G., Saint-Marc P. (1998). Late exhumation stages of the Alpujarride complex (Western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics*, 285, 255–273.
- Soto, J. I. and Platt, J. P. (1999). Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean. *Journal of Petrology*, 40, 21–60.
- Spakman, W. and Wortel, R. (2004). A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics. In: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A.Z. (eds) (Editors), The TRANSMED Atlas - The Mediterranean region from crust to Mantle. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Spear, F. S. (1988a). Thermodynamic projection and extrapolation of high-variance mineral assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 346–351.
- Spear, F. S. (1988b). Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 507–517.
- Spear, F. S. & Selverstone, J. (1983). Quantitative P - T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 348–357.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T. (1999). P - T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17–32.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207–221.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. and Borel, G. (1998). Subduction and Obduction Processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- Stipska, P., Powell, R. (2005). Constraining the P - T path of MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 725–743.

- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Suter, G. (1980). Carte structurale de la Chaîne rifaine au 1:500.000. *Notes et Mémoires du Service Géologique, Maroc*, 245 p.
- Suzuki, K., Adachi, M. & Kajizuka, I. (1994). Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 391-405.
- Tabit, A., Kornprobst, J. and Woodland, A. B. (1997). Les péridotites à grenat du massif des Béni Bousera (Maroc): mélanges tectoniques et interdiffusion du fer et du magnésium [The garnet péridotites of the Beni Bousera Massif (Morocco): tectonic mixing and iron-magnesium interdiffusion]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Séries IIA-Earth and Planetary Science*, 325, 665-670.
- Tendero, J.A., Martin-Algarra, A., Puga, E., and Diaz De Federico, A. (1993). Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Névalo-Filabride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 316, 1115-1122.
- Tera, F. et Wasserbeug, G.J. (1974). U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon. *Proceedings of 5th Lunar Science Conference*, 1571-1599.
- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. A. & Jercinovic, M. J. (2000). Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, 85, 1651-1664.
- Thompson, A.B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-under saturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282, 1567-1595.
- Torné M., Banda E., Garcia-Duenas V., Balanya J.C. (1992). Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 163-171.
- Torné, M., Fernández, M., Comas, M.C. and Soto, J.I. (2000). Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modelling and Tectonic Relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B2), 3209-3228.
- Torres-Roldán, R. L. (1981). Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja Peridotite aureole (southern Spain). *Estudios Geologicas*, 37, 115 - 133.
- Torres-Roldan, R.L., Poli, G., Pesserillo, A. (1986). An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea: evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau*, 75, 219-234.
- Tracy, R. J. (1982). Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.

- Tubía, J.M. and Cuevas, J. (1986). High-Temperature emplacement of the Los Reales Peridotite de Ronda. *Journal of structural geology*, 8, 473–482.
- Tubía, J.M. and Cuevas, J. (1987). Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordillères Bétiques Espagne). *Geodinamica Acta*, 1, 59–69.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro Vila, F., Alvarez, F. and Aldaya, F. (1992). Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of structural geology*, 14, 193–203.
- Tubía, J.M., Navarro-Vila, F. and Cuevas, J. (1993). The Maláguide-Los Reales Nappe: An example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78, 343 – 354.
- Tubía, J. M., Cuevas, J. and Ibarguchi, J. I. G. (1997). Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, 227–252.
- Tubía, J. M., Cuevas, J. and Esteban, J. J. (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, 32, 941–944.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M. (1999) Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40, 1011–1036.
- Vance, D. & Mahar, E. (1998). Pressure–temperature paths from P–T pseudosections and zoned garnets; potential, limitations and examples from the Zaskar Himalaya, NW India. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 225–245.
- Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M. (1993). Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, 1119–1122.
- Van der Wal, D. and Bodinier, J.L. (1996). Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 387–405.
- Van der Wal, D. and Bodinier, J.L. (1996). Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 387–405.
- Vérges, J. and Sàbat, F. (1999). Constraints on the Neogene Mediterranean kinematic evolution along a 1000 km transect from Iberia to Africa. In *The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (eds. Durand B., Jolivet L., Horváth F. and Séranne M.). *Geological Society. London Special Publication*, 56, 63–80.
- Vidal, O., Goffè, B., Bousquet, R., Parra, T. (1999). Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg–Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 25–39.

- Vidal, O., De Andrade, V., Lewin, E., Munoz, M., Parra, T. & Pascarelli, S. (2006). P-T deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 669-683.
- Villasante-Marcos, V., Osete, M.L., Gervilla, F., García-Dueñas, V. (2003). Paleomagnetic study of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). *Tectonophysics*, 377, 119-141.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoogerduijn Strating, E.H. and Van der Wal, D. (1991). Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine lherzolite massif. *Geology*, 19, 990-993.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoogerduijn Strating, E.H., Spiers, C.J. and Van der Wal, D. (1995). Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup. *Tectonophysics*, 249, 155-171.
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 24, 201-297.
- Zeck, H.P. (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254, 1-16.
- Zeck, H.P. (1997). Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc-centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281, 195-207.
- Zeck, H.P. and Williams, I.S. (2001). Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine Betic-Rif belt, Western Mediterranean—a SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 42 (7), 1373-1385.
- Zeck, H.P. and Whitehouse, M.J. (2002). Repeated age resetting in zircons from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic-Rif tectonic belt, S. Spain) – a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chemical Geology*, 182, 275–292.
- Zeck, H.P. (2004). Rapid exhumation in the Alpine belt of the Betic-Rif (W Mediterranean): Tectonic extrusion. *Geodynamics of Azores-Tunisia. Pure and Applied Geophysics*, 161, 477-487.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S. R., Endres, R. and Goldstein, S. (1983). Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature*, 304, 226–23.
- Watts, A.B., Platt, J.P. and Buhl, P. (1993). Tectonic evolution of the Alborán basin. *Basin Research*, 5, 153–177.
- Wells, P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.

- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. & Worley, B. A. (2000). The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at green schist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497–511.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. (2001). Calculation of partial melting equilibria in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 139–153.
- White, R. W. & Powell, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 621–632.
- White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L. (2003). Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, central Australia. *Journal of Petrology*, 44, 1937–1960.
- White, R. W., Powell, R. & Halpin, J. A. (2004). Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia: the importance of mineral texture development. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 825–845.
- White, R.W., Pomroy, N.E., Powell, R. (2005). An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 579–602.
- White, R. W., Powell, R. & Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites and felsic gneisses. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511–527.
- White, R. W., Powell, R. & Baldwin, J. A. (2008). Calculated phase equilibria involving chemical potentials to investigate reaction textures. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 181–198.
- Whitehouse, M.J., Platt, J.P. (2003). Dating high-grade metamorphism – constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 61–74.
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & Terry, M. P. (1999). Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, 27, 1023–1026.
- Williams, M. L. & Jercinovic, M. J. (2002). Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology*, 24, 1013–1028.
- Woodland, A.B., Kornprobst, J. and Wood, B.J. (1992). Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolites massifs. *Journal of Petrology*, 33, 203–230.

ANNEXES

ANNEXE I : Localisation des échantillons

Métapélites de l'unité de Filali			Granulites		
Echantillon	Latitude	Longitude	Echantillon	Latitude	Longitude
A6-1	N35° 14' 19,3"	W4° 53' 03,84"	A6-6	N35° 14'05,22"	W4° 52'47,76"
A6-15	N35° 14'27,36"	W4° 53' 57,84"	A6-7	N35° 13'47,28"	W4° 52'33,54"
A6-16	N35° 14'27,36"	W4° 53'57,84"	A6-8	N35° 14'44,52"	W4° 52'57,72"
A6-17	N35° 14'22,4"	W4° 53'58,08"	A6-37	N35° 19'19,5"	W4° 55'51,36"
A6-18	N35° 14'18,06"	W4° 53'58,14"	BB517	N35° 19' 16,4"	W4° 55' 47,5"
A6-19	N35° 14'09"	W4° 54'00,9"	BB518	N35° 19' 23,6"	W4° 55' 55,8"
A6-20-21	N35° 14'05,04"	W4° 54'02,52"	BB519	N35° 19' 23,6"	W4° 55' 55,8"
A6-22	N35° 13'54,84"	W4° 54'08,22"	BB06/1A,B et C	N35°19'25.9"	W4°56'04.9"
A6-23	N35° 13'25,02"	W4° 55'07,38"	BB06/13	N35°15'08.4"	W4°52'28.9"
A6-24-25	N35° 13'27,42"	W4° 55'06,6"	BB06/15A et B	N35°14'44.4"	W4°52'55.4"
A6-26	N35° 13'33,06"	W4° 55'07,32"	BB06/16	N35°14'24.4"	W4°52'57.0"
A6-27	N35° 13'37,26"	W4° 55'01,5"	BB06/17A	N35°14'22.3"	W4°53'01.0"
A6-28	N35° 13'42,54"	W4° 54'47,4"	BB06/17B	N35°14'22.3"	W4°53'01.0"
A6-29	N35° 13'43,14"	W4° 54'32,1"	BB06/17C	N35°14'22.3"	W4°53'01.0"
A6-30	N35° 13'39,9"	W4° 54'23,04"	A7-35	N35°16'22.4"	W4°55'56.1"
A6-31	N35° 13'47,4"	W4° 54'11,88"	A7-36	N35°16'35.1"	W4°56'04.6"
A6-38	N35° 15'26,58"	W4° 55'39,36"	A7-37	N35°16'36.9"	W4°55'06.1"
A6-39	N35° 15'26,34"	W4° 55'39,66"	A7-38	N35°16'46.5"	W4°56'09.0"
A6-40	N35° 15'04,56"	W4° 54'50,82"	A7-39	N35°16'46.9"	W4°56'10.6"
A6-41	N35° 14'27,48"	W4° 54'49,38"	A7-40	N35°16'46.9"	W4°56'11.1"
A6-42	N35° 14'28,14"	W4° 55'00,9"			
A6-43	N35° 14'44,76"	W4° 55'14,58"			
A6-44	N35° 14'45,6"	W4° 55'07,2"			
A6-45	N35° 14'58,32"	W4° 54'48,84"			
BB06/3a,b ,c	N35°19'16.1"	W4°55'47.4"			
BB06/4a et b	N35°19'16.3"	W4°55'47.4"			
BB06/9	N35°14'32.8"	W4°53'05.3"			
BB06/18	N35°14'12.4"	W4°53'04.8"			
BB06/19	N35°13'40.2"	W4°52'56.4"			
BB06/20	N35°15'15.1"	W4°54'53.6"			
BB06/22A	N35°23'58.8"	W5°02'13.6"			
BB06/22B	N35°23'54.7"	W5°01'36.0"			
BB06/23a,b,c,d	N35°24'02.2"	W5°01'22.7"			
BB06/24A	N35°23'41.9"	W5°01'15.2"			
BB06/24B	N35°23'41.9"	W5°01'15.2"			
Péridotites					
Echantillon	Latitude	Longitude	Echantillon	Latitude	Longitude
A6-4	N35° 14'29,82"	W4° 52'46,92"	A6-4	N35° 14'29,82"	W4° 52'46,92"
A6-9	N35° 14'44,52"	W4° 52'57,72"	A6-9	N35° 14'44,52"	W4° 52'57,72"
A6-10	N35° 14'44,52"	W4° 52'57,72"	A6-10	N35° 14'44,52"	W4° 52'57,72"
A6-11	N35° 14'50,7"	W4° 52'50,94"	A6-11	N35° 14'50,7"	W4° 52'50,94"
A6-12	N35° 15'01,8"	W4° 52'35,16"	A6-12	N35° 15'01,8"	W4° 52'35,16"
A6-13	N35° 15'01,8"	W4° 52'35,16"	A6-13	N35° 15'01,8"	W4° 52'35,16"
A6-14	N35° 16'42,9"	W4° 51'41,82"	A6-14	N35° 16'42,9"	W4° 51'41,82"
A6-32	N35° 17'41,04"	W4° 53'06,84"	A6-32	N35° 17'41,04"	W4° 53'06,84"
A6-33-34	N35° 17'12,42"	W4° 53'32,58"	A6-33-34	N35° 17'12,42"	W4° 53'32,58"
A6-35	N35° 13'07,14"	W4° 53'08,82"	A6-35	N35° 13'07,14"	W4° 53'08,82"
A6-36	N35° 18'08,64"	W4° 53'14,64"	A6-36	N35° 18'08,64"	W4° 53'14,64"
BB501	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"	BB501	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"
BB502	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"	BB502	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"

BB06/24B	N35°23'41.9"	W5°01'15.2"	BB502	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"
BB06/24C	N35°23'38.33"	W5°01'24.0"	BB504	N35° 14' 29,3"	W4° 52' 41,2"
BB06/25A et B	N35°23'41.5"	W5°00'39.1"	BB505	N35° 14' 27,8"	W4° 52' 45,2"
BB06/26A	N35°23'17.1"	W5°00'10.6"	BB506	N35° 14' 27,8"	W4° 52' 45,2"
BB06/26B	N35°23'17.1"	W5°00'10.6"	BB507	N35° 14' 27,8"	W4° 52' 45,2"
BB06/27	N35°22'36.6"	W4°59'32.8"	BB508	N35° 12' 23,8"	W4° 50' 20,2"
BB06/28	N35°22'13.0"	W4°59'22.9"	BB509	N35° 12' 23,8"	W4° 50' 20,2"
BB06/29A et B	N35°21'54.3"	W4°58'56.2"	BB510	N35° 17' 12,2"	W4° 51' 42"
BB06/30	N35°21'25.4"	W4°58'22.3"	BB511	N35° 17' 12,2"	W4° 51' 42"
BB06/31	N35°20'45.3"	W4°57'48.6"	BB512	N35° 17' 12,2"	W4° 53' 31,9"
BB06/32	N35°19'20.6"	W4°58'34.9"	BB513	N35° 17' 12,2"	W4° 53' 31,9"
BB06/33	N35°19'04.5"	W4°58'43.9"	BB514	N35° 19' 10,1"	W4° 55' 41,8"
BB06/34B	N35°18'28.8"	W4°58'36.6"	BB515	N35° 19' 11,7"	W4° 55' 44,1"
BB06/35	N35°19'26.4"	W4°56'22.5"	BB516	N35° 19' 11,7"	W4° 55' 44,1"
A7-1	N35°14'32.2"	W4°57'09.5"	BB06/2	N35°19'10.0"	W4°55'42.3"
A7-2	N35°14'34.2"	W4°57'07.3"	BB06/6	N35°17'14.9"	W4°53'31.3"
A7-3	N35°14'42.2"	W4°57'01.3"	BB06/7A1	N35°15'19.9"	W4°52'11.1"
A7-4	N35°14'54.0"	W4°57'02.2"	BB06/7A2	N35°15'18.7"	W4°52'10.4"
A7-5	N35°14'55.0"	W4°56'59.7"	BB06/8A,B et C	N35°14'51.3"	W4°52'50.0"
A7-6	N35°14'54.8"	W4°56'57.4"	BB06/11a,b,c, d	N35°14'27.7"	W4°52'45.4"
A7-7	N35°15'06.4"	W4°56'47.6"	BB06/12A et B	N35°16'11.4"	W4°51'41.2"
A7-8	N35°15'08.3"	W4°56'47.0"	BB06/14	N35°14'44.4"	W4°52'55.4"
A7-9	N35°15'10.1"	W4°56'43.2"			
A7-10	N35°15'07.2"	W4°56'35.5"			
A7-11	N35°15'05.0"	W4°56'28.5"			
A7-12	N35°15'07.8"	W4°56'19.1"			
A7-13	N35°15'08.8"	W4°56'20.7"			
A7-14	N35°15'18.1"	W4°56'26.4"			
A7-15	N35°15'24.2"	W4°56'30.8"			
A7-16	N35°15'24.4"	W4°56'31.0"			
A7-17	N35°15'25.0"	W4°56'31.4"			
A7-18	N35°15'26.0"	W4°56'31.6"			
A7-19	N35°15'27.1"	W4°56'31.0"			
A7-20	N35°15'28.4"	W4°56'29.3"			
A7-21	N35°15'33.9"	W4°56'23.9"			
A7-23	N35°15'40.7"	W4°56'17.8"			
A7-24	N35°15'42.3"	W4°56'18.2"			
A7-25	N35°15'47.1"	W4°56'19.1"			
A7-26	N35°15'48.4"	W4°56'16.2"			
A7-27	N35°15'49.6"	W4°56'15.5"			
A7-28	N35°15'50.9"	W4°56'16.0"			
A7-29	N35°15'52.3"	W4°56'16.3"			
A7-30	N35°15'54.4"	W4°56'16.9"			
A7-31	N35°16'05.3"	W4°56'17.3"			
A7-32	N35°16'05.9"	W4°56'19.5"			
A7-33	N35°16'05.9"	W4°56'11.7"			
A7-34	N35°16'17.1"	W4°55'58.6"			
A7-41	N35°15'55.9"	W4°56'28.8"			

**ANNEXE II : Analyses de minéraux des péridotites à la microsonde
électronique**

Tableau. C.III.1 : Analyses à la microsonde électronique des olivines

Echantillon	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611
Analyse	317	318	319	320	211	212	213	114	118	119	125	126
Minéral	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes	néoblastes
SiO ₂	40,98	40,69	40,95	41,12	41,70	41,55	41,52	41,37	41,51	41,60	41,45	41,28
TiO ₂	0,01	0,03	0,05	0,07	0,02	0,01	0,05	0,05	0,01	0,05	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,06	0,00	0,05	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04	0,09	0,05	0,05	0,06	0,02
NiO	0,31	0,33	0,40	0,44	0,40	0,44	0,28	0,21	0,28	0,35	0,47	0,36
MgO	49,67	49,08	49,11	49,63	49,92	49,86	49,72	49,81	49,69	49,67	49,79	49,50
FeO	10,30	10,72	10,69	9,92	9,59	10,08	10,02	9,97	9,92	9,89	10,12	10,21
MnO	0,20	0,08	0,18	0,18	0,12	0,17	0,18	0,06	0,13	0,11	0,19	0,13
CaO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,06
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,05	0,01	0,00
Total	101,55	101,03	101,46	101,5	101,91	102,27	101,89	101,62	101,77	101,81	102,22	101,6
<i>Formule structurale</i>												
Si	0,993	0,992	0,994	0,995	1,002	0,998	0,999	0,998	1,000	1,002	0,997	0,998
Ti	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000
Ni	0,006	0,006	0,008	0,009	0,008	0,008	0,005	0,004	0,005	0,007	0,009	0,007
Mg	1,793	1,784	1,777	1,790	1,788	1,785	1,784	1,791	1,784	1,783	1,784	1,784
Fe ₂	0,209	0,219	0,217	0,201	0,193	0,203	0,202	0,201	0,200	0,199	0,204	0,207
Mn	0,004	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,001	0,003	0,002	0,004	0,003
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
P	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Total	3,007	3,006	3,004	3,004	2,997	3,002	2,998	3,000	2,998	2,997	3,002	3,003
Fo	89,56	89,07	89,12	89,90	90,26	89,79	89,83	89,91	89,92	89,96	89,74	89,60
Fa	10,44	10,93	10,88	10,10	9,74	10,21	10,17	10,09	10,08	10,04	10,26	10,40

Echantillon	BB12AX																	
Analyse	435	436	110	111	112	113	114	115	303	304	438	439	440	128	129	518	519	520
Minéral	incl.grt	incl.grt	incl.opx	matrice														
SiO2	40,87	41,05	41,24	41,47	41,35	41,21	41,41	41,16	41,56	41,25	41,28	41,27	41,03	41,63	41,39	40,33	40,42	40,38
TiO2	0,06	0,02	0,02	0,10	0,07	0,06	0,03	0,11	0,05	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,10	0,03	0,09
Al2O3	0,04	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,06	0,06	0,03	0,04	0,01	0,06	0,01	0,05	0,06
NiO	0,40	0,44	0,33	0,32	0,34	0,37	0,36	0,37	0,27	0,34	0,47	0,38	0,29	0,41	0,36	0,34	0,32	0,38
MgO	48,30	48,32	49,35	49,31	49,45	49,37	49,83	49,18	49,32	49,29	49,29	49,70	48,72	49,81	49,40	48,84	49,25	49,01
FeO	11,35	11,41	10,05	10,18	10,14	9,99	10,07	10,16	10,03	9,99	10,29	10,20	11,09	10,28	10,13	10,46	10,71	10,51
MnO	0,22	0,30	0,17	0,08	0,10	0,09	0,15	0,09	0,08	0,06	0,15	0,14	0,16	0,03	0,09	0,12	0,18	0,14
CaO	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00
Na2O	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K2O	0,01	0,00	0,05	0,06	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	101,29	101,61	101,27	101,57	101,51	101,22	101,89	101,15	101,44	101,12	101,64	101,84	101,44	102,32	101,53	100,25	101,02	100,61
<i>Formule structurale</i>																		
Si	0,997	0,999	1,000	1,002	1,000	0,999	0,998	0,999	1,004	1,001	0,998	0,996	0,997	0,999	1,001	0,991	0,987	0,989
Ti	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002
Al	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Ni	0,008	0,009	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,005	0,007	0,009	0,007	0,006	0,008	0,007	0,007	0,006	0,008
Mg	1,757	1,753	1,783	1,776	1,782	1,784	1,790	1,780	1,776	1,782	1,777	1,788	1,765	1,782	1,780	1,789	1,793	1,790
Fe2	0,232	0,232	0,204	0,206	0,205	0,202	0,203	0,206	0,203	0,203	0,208	0,206	0,225	0,206	0,205	0,215	0,219	0,215
Mn	0,004	0,006	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,003	0,001	0,002	0,003	0,004	0,003
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,001	3,001	3,000	2,997	2,999	2,999	3,002	2,998	2,994	2,998	3,000	3,003	3,000	3,000	2,998	3,007	3,012	3,009
Fo	88,34	88,31	89,73	89,61	89,68	89,83	89,81	89,63	89,74	89,77	89,52	89,67	88,69	89,64	89,67	89,27	89,12	89,28
Fa	11,66	11,69	10,27	10,39	10,32	10,17	10,19	10,37	10,26	10,23	10,48	10,33	11,31	10,36	10,33	10,73	10,88	10,72

Tableau. C.III.2 : Analyses à la microsonde électronique des orthopyroxènes

Echantillon	BB0611																				
Analyse	207	208	209	106	107	108	121	122	210	218	219	124	117	314	315	316	321	322	323	120	123
Minéral	Porphy_rim	Porphy_core	Porphy_core	Porphy_core	Porphy_core	Porphy_core	neoblaste														
SiO2	56,33	56,51	56,38	56,04	56,48	56,41	56,46	56,56	56,33	56,43	56,81	56,75	56,15	56,23	56,04	56,54	55,95	55,23	55,99	56,63	56,19
TiO2	0,08	0,05	0,10	0,02	0,11	0,10	0,05	0,06	0,13	0,10	0,07	0,16	0,15	0,06	0,09	0,07	0,05	0,04	0,04	0,07	0,02
Al2O3	3,64	3,57	3,77	4,28	3,78	3,27	3,39	3,85	3,49	3,54	3,24	3,32	3,60	3,32	3,56	2,96	3,49	3,74	3,61	3,43	3,79
Cr2O3	0,41	0,51	0,46	0,44	0,34	0,23	0,41	0,27	0,48	0,46	0,24	0,45	0,34	0,22	0,24	0,25	0,32	0,28	0,36	0,26	0,07
Fe2O3	0,27	0,00	0,43	0,47	0,00	0,22	0,69	0,00	0,49	0,17	0,00	0,32	0,77	1,07	1,13	0,67	0,95	1,44	1,13	0,48	0,00
NiO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,10	0,06	0,02	0,06	0,10	0,07	0,05	0,04	0,08	0,02	0,12	0,04	0,01	0,15	0,00	0,06	0,00
MgO	33,84	33,82	33,79	33,50	33,73	33,94	33,94	33,57	34,06	33,69	33,72	34,09	33,78	34,09	33,65	34,02	33,77	33,60	33,62	34,01	33,55
FeO	5,99	6,29	6,10	6,35	6,68	6,14	5,96	6,67	5,80	6,45	6,47	6,01	5,80	5,35	5,86	6,09	5,70	5,46	5,86	6,16	6,73
MnO	0,10	0,01	0,16	0,21	0,18	0,09	0,16	0,21	0,11	0,11	0,18	0,13	0,13	0,19	0,21	0,13	0,19	0,15	0,14	0,13	0,09
CaO	0,51	0,43	0,50	0,36	0,32	0,38	0,50	0,42	0,37	0,49	0,50	0,55	0,46	0,52	0,43	0,42	0,45	0,35	0,45	0,44	0,33
P2O5	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,05	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04
Na2O	0,08	0,06	0,09	0,03	0,02	0,03	0,07	0,04	0,04	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,02	0,05	0,06	0,01
K2O	0,02	0,02	0,01	0,06	0,03	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00	0,06	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,01
Total	101,27	101,32	101,82	101,80	101,79	100,92	101,70	101,75	101,45	101,62	101,39	101,92	101,38	101,18	101,43	101,25	100,99	100,34	101,49	101,71	100,89
<i>Formule structurale</i>																					
Si	1,918	1,923	1,912	1,903	1,917	1,928	1,917	1,920	1,915	1,919	1,934	1,922	1,913	1,917	1,911	1,928	1,913	1,901	1,909	1,922	1,922
Ti	0,002	0,001	0,003	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Al	0,146	0,143	0,151	0,171	0,151	0,132	0,136	0,154	0,140	0,142	0,130	0,133	0,144	0,134	0,143	0,119	0,141	0,152	0,145	0,137	0,153
Cr	0,011	0,014	0,012	0,012	0,009	0,006	0,011	0,007	0,013	0,012	0,006	0,012	0,009	0,006	0,007	0,007	0,009	0,008	0,010	0,007	0,002
Fe3	0,007	0,000	0,011	0,012	0,000	0,006	0,018	0,000	0,013	0,004	0,000	0,008	0,020	0,028	0,029	0,017	0,024	0,037	0,029	0,012	0,000
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002
Mg	1,718	1,716	1,708	1,696	1,707	1,729	1,718	1,699	1,727	1,708	1,711	1,721	1,715	1,732	1,710	1,729	1,721	1,724	1,708	1,720	1,711
Fe2	0,170	0,179	0,173	0,180	0,190	0,175	0,169	0,189	0,165	0,183	0,184	0,170	0,165	0,153	0,167	0,174	0,163	0,157	0,167	0,175	0,193
Mn	0,003	0,000	0,005	0,006	0,005	0,003	0,005	0,006	0,003	0,003	0,005	0,004	0,004	0,006	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,004	0,003
Ca	0,018	0,016	0,018	0,013	0,012	0,014	0,018	0,015	0,013	0,018	0,018	0,020	0,017	0,019	0,016	0,015	0,017	0,013	0,016	0,016	0,012
P	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Na	0,005	0,004	0,006	0,002	0,001	0,002	0,005	0,002	0,003	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,001	0,003	0,004	0,000
K	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000
Total	4,000	3,998	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,998	4,000	4,000	3,999	4,000	3,999								
En	89,99	89,80	89,71	89,50	89,18	90,01	89,95	89,00	90,51	89,33	89,21	89,87	90,22	90,68	90,05	89,96	90,25	90,83	90,13	89,82	89,16
Fs	8,91	9,37	9,09	9,50	9,93	9,11	8,85	9,90	8,65	9,57	9,59	8,88	8,68	8,01	8,79	9,05	8,55	8,27	8,81	9,14	10,06
Wo	0,94	0,84	0,95	0,69	0,63	0,73	0,94	0,79	0,68	0,94	0,94	1,04	0,89	0,99	0,84	0,78	0,89	0,68	0,84	0,84	0,63

Echantillon	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX
Analyse	309	312	314	308	310	307	311	313	116	117	514	515	516	517
Minéral	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. core	Porphy. core	Porphy. core	Porphy. core	Porphy. core	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste
SiO ₂	56,88	54,68	54,63	56,14	55,83	55,78	54,67	54,56	56,57	56,48	55,64	55,55	55,78	55,84
TiO ₂	0,05	0,24	0,07	0,15	0,14	0,07	0,16	0,14	0,15	0,13	0,08	0,01	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	2,94	3,59	3,82	4,41	4,43	4,48	5,33	4,46	3,76	3,64	3,49	3,39	3,30	3,38
Cr ₂ O ₃	0,30	0,38	0,33	0,43	0,48	0,47	0,50	0,45	0,26	0,34	0,16	0,14	0,14	0,24
Fe ₂ O ₃	0,28	1,86	2,97	0,00	0,19	0,90	1,12	1,16	0,25	0,00	1,30	1,42	1,21	1,39
NiO	0,08	0,12	0,11	0,01	0,18	0,03	0,06	0,03	0,06	0,04	0,06	0,00	0,03	0,02
MgO	34,20	33,67	33,89	33,20	33,64	33,79	33,16	33,22	33,94	33,62	33,65	33,59	33,75	33,82
FeO	6,21	4,79	4,07	6,38	6,11	5,63	5,45	5,45	6,40	6,75	5,52	5,42	5,59	5,66
MnO	0,08	0,11	0,14	0,14	0,09	0,11	0,20	0,09	0,13	0,13	0,18	0,19	0,18	0,17
CaO	0,35	0,46	0,41	0,43	0,42	0,44	0,45	0,37	0,41	0,32	0,41	0,44	0,47	0,45
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,05
Na ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04	0,07	0,08	0,07	0,06
K ₂ O	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02
Total	101,47	99,95	100,51	101,31	101,55	101,79	101,16	99,97	102,01	101,50	100,59	100,28	100,78	101,24
<i>Formule structurale</i>														
Si	1,878	1,911	1,898	1,892	1,868	1,885	1,915	1,922	1,910	1,913	1,912	1,907	1,913	1,917
Ti	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,002	0,000	0,004	0,004	0,004	0,002
Al	0,155	0,177	0,177	0,179	0,215	0,182	0,150	0,146	0,141	0,138	0,133	0,136	0,144	0,134
Cr	0,009	0,011	0,013	0,013	0,013	0,012	0,007	0,009	0,004	0,004	0,004	0,007	0,009	0,006
Fe ₃	0,077	0,000	0,005	0,023	0,029	0,030	0,006	0,000	0,034	0,037	0,031	0,036	0,020	0,028
Ni	0,003	0,000	0,005	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001
Mg	1,737	1,685	1,705	1,708	1,689	1,711	1,713	1,706	1,722	1,724	1,724	1,721	1,715	1,732
Fe ₂	0,117	0,182	0,174	0,160	0,156	0,158	0,181	0,192	0,159	0,156	0,160	0,162	0,165	0,153
Mn	0,004	0,004	0,002	0,003	0,006	0,003	0,004	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005	0,004	0,006
Ca	0,015	0,016	0,015	0,016	0,016	0,014	0,015	0,012	0,015	0,016	0,017	0,017	0,017	0,019
P	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000
Na	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001
Total	4,000	3,992	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,998	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
En	92,74	89,30	89,93	90,51	90,47	90,72	89,55	89,13	90,58	90,64	90,45	90,34	90,22	90,68
Fs	6,25	9,64	9,18	8,48	8,36	8,38	9,46	10,03	8,36	8,20	8,39	8,50	8,68	8,01
Wo	0,80	0,85	0,79	0,85	0,86	0,74	0,78	0,63	0,79	0,84	0,89	0,89	0,89	0,99

Tableau. C.III.3 : Analyses à la microsonde électronique des clinopyroxènes

Echantillon	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611
Analyse	308	309	310	311	312	313	214	215	216	217	220	113	115	116	127	128	129
Minéral	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste
SiO2	52,20	52,44	52,22	52,77	52,76	52,79	53,54	53,51	53,15	53,41	52,90	53,39	53,20	52,98	52,93	53,90	52,80
TiO2	0,52	0,58	0,52	0,54	0,48	0,26	0,52	0,52	0,56	0,59	0,38	0,51	0,50	0,56	0,59	0,30	0,54
Al2O3	5,64	5,80	6,02	5,50	5,57	5,55	5,60	5,39	5,63	5,45	5,55	5,73	5,94	5,86	5,12	6,52	
Cr2O3	1,22	1,19	1,07	1,22	1,30	0,91	1,22	1,19	0,92	0,93	1,24	0,93	1,13	1,02	0,99	0,37	0,44
Fe2O3	2,70	2,02	2,61	2,60	2,48	1,73	1,11	1,14	1,92	1,32	1,51	1,17	1,53	1,51	2,42	0,85	2,35
NiO	0,07	0,01	0,09	0,03	0,11	0,04	0,10	0,00	0,06	0,01	0,03	0,05	0,01	0,03	0,08	0,01	0,02
MgO	14,97	15,10	14,89	15,24	15,12	15,31	15,07	15,11	15,31	15,01	15,11	15,07	15,04	14,92	15,08	15,54	15,03
FeO	0,20	0,77	0,32	0,37	0,53	1,02	1,52	1,65	0,97	1,39	0,99	1,51	1,37	1,36	0,54	1,41	0,59
MnO	0,08	0,01	0,01	0,09	0,06	0,13	0,02	0,07	0,05	0,05	0,09	0,00	0,07	0,09	0,03	0,09	0,07
CaO	20,83	20,74	20,78	20,31	20,20	20,04	19,94	20,51	20,92	20,70	22,06	21,01	20,57	20,51	20,73	21,63	20,96
P2O5	0,00	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02
Na2O	1,98	1,92	2,00	2,13	2,13	1,99	2,24	2,06	1,91	2,07	1,57	1,93	2,05	2,02	2,09	1,69	1,99
K2O	0,00	0,03	0,01	0,02	0,08	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,03
Total	100,41	100,65	100,55	100,85	100,87	99,80	101,14	101,40	101,18	101,13	101,36	101,14	101,22	100,99	101,42	100,94	101,36
<i>Formule structurale</i>																	
Si	1,881	1,884	1,878	1,891	1,891	1,907	1,909	1,907	1,899	1,907	1,891	1,907	1,899	1,896	1,886	1,925	1,880
Ti	0,014	0,016	0,014	0,015	0,013	0,007	0,014	0,014	0,015	0,016	0,010	0,014	0,013	0,015	0,016	0,008	0,014
Al	0,240	0,245	0,255	0,232	0,235	0,236	0,244	0,235	0,227	0,237	0,230	0,234	0,241	0,250	0,246	0,216	0,273
Cr	0,035	0,034	0,030	0,034	0,037	0,026	0,035	0,033	0,026	0,026	0,035	0,026	0,032	0,029	0,028	0,010	0,012
Fe3	0,073	0,055	0,071	0,070	0,067	0,047	0,030	0,031	0,052	0,035	0,041	0,031	0,041	0,041	0,065	0,023	0,063
Ni	0,002	0,000	0,003	0,001	0,003	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001
Mg	0,804	0,809	0,798	0,814	0,808	0,824	0,801	0,803	0,816	0,799	0,805	0,803	0,801	0,796	0,801	0,827	0,798
Fe2	0,006	0,023	0,010	0,011	0,016	0,031	0,045	0,049	0,029	0,041	0,030	0,045	0,041	0,041	0,016	0,042	0,018
Mn	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,000	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002
Ca	0,804	0,798	0,801	0,780	0,776	0,776	0,762	0,783	0,801	0,792	0,845	0,804	0,787	0,786	0,791	0,828	0,800
P	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Na	0,138	0,134	0,140	0,148	0,148	0,139	0,155	0,142	0,132	0,143	0,109	0,134	0,142	0,140	0,144	0,117	0,138
K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001
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
En	49,75	49,63	49,60	50,62	50,44	50,40	49,78	49,05	49,51	48,93	47,83	48,61	49,11	48,95	49,78	48,65	49,32
Fs	0,37	1,41	0,62	0,68	1,00	1,90	2,80	2,99	1,76	2,51	1,78	2,72	2,51	2,52	0,99	2,47	1,11
Wo	49,75	48,96	49,78	48,51	48,44	47,46	47,36	47,83	48,60	48,50	50,21	48,67	48,25	48,34	49,16	48,71	49,44

Echantillon	BB12AX													
Analyse	101	102	103	104	105	106	107	108	109	118	119	501	502	503
Minéral	Porphyrocl.													
SiO2	52,72	52,72	52,52	53,12	52,93	53,02	53,15	52,84	53,14	53,20	53,37	52,66	52,60	52,41
TiO2	0,81	0,82	0,85	0,73	0,67	0,61	0,67	0,59	0,62	0,83	0,58	0,70	0,60	0,71
Al2O3	5,97	6,63	6,37	5,97	6,01	6,13	5,86	5,97	6,24	5,96	5,79	6,54	6,16	6,67
Cr2O3	0,90	0,93	0,74	0,93	0,91	0,97	0,86	1,04	0,95	0,97	1,07	0,80	0,96	0,87
Fe2O3	0,80	0,87	1,79	0,90	1,68	0,45	1,17	1,49	0,96	1,44	0,50	0,41	1,09	1,79
NiO	0,02	0,02	0,03	0,09	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01
MgO	14,93	14,57	15,08	15,56	15,08	14,81	15,06	15,00	14,99	15,08	15,14	14,44	14,90	14,45
FeO	1,63	1,70	0,65	1,76	0,73	2,05	1,58	0,99	1,49	1,20	2,06	2,16	1,34	0,81
MnO	0,08	0,04	0,08	0,15	0,08	0,08	0,06	0,02	0,06	0,08	0,10	0,01	0,03	0,03
CaO	21,54	20,90	21,11	20,45	21,81	20,83	21,07	21,04	21,00	20,79	20,66	20,61	21,40	21,08
P2O5	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02
Na2O	1,68	2,00	1,89	1,71	1,77	1,88	1,88	1,93	1,90	2,07	1,88	2,00	1,73	2,08
K2O	0,03	0,01	0,04	0,12	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03
Total	101,16	101,22	101,17	101,51	101,74	100,85	101,42	100,95	101,41	101,68	101,21	100,38	100,84	100,96
<i>Formule structurale</i>														
Si	1,886	1,883	1,875	1,891	1,881	1,900	1,895	1,890	1,892	1,890	1,905	1,895	1,886	1,876
Ti	0,022	0,022	0,023	0,019	0,018	0,016	0,018	0,016	0,017	0,022	0,016	0,019	0,016	0,019
Al	0,252	0,279	0,268	0,250	0,252	0,259	0,246	0,252	0,262	0,249	0,243	0,277	0,260	0,281
Cr	0,026	0,026	0,021	0,026	0,025	0,028	0,024	0,029	0,027	0,027	0,030	0,023	0,027	0,025
Fe3	0,022	0,023	0,048	0,024	0,045	0,012	0,031	0,040	0,026	0,039	0,013	0,011	0,029	0,048
Ni	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	0,796	0,776	0,802	0,826	0,799	0,791	0,800	0,800	0,796	0,799	0,805	0,774	0,796	0,771
Fe2	0,049	0,051	0,020	0,052	0,022	0,061	0,047	0,030	0,044	0,036	0,062	0,065	0,040	0,024
Mn	0,003	0,001	0,002	0,004	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001
Ca	0,826	0,800	0,807	0,780	0,831	0,800	0,805	0,806	0,801	0,791	0,790	0,795	0,822	0,808
P	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
Na	0,117	0,138	0,131	0,118	0,122	0,130	0,130	0,134	0,131	0,143	0,130	0,139	0,120	0,144
K	0,001	0,000	0,002	0,006	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Total	4,000													
En	47,55	47,67	49,17	49,70	48,28	47,82	48,37	48,90	48,45	49,05	48,49	47,37	47,98	48,07
Fs	2,93	3,13	1,23	3,13	1,33	3,69	2,84	1,83	2,68	2,21	3,73	3,98	2,41	1,50
Wo	49,34	49,14	49,48	46,93	50,21	48,37	48,67	49,27	48,75	48,56	47,59	48,65	49,55	50,37

Echantillon	BB12AX													
Analyse	504	505	506	507	508	509	510	512	513	201	202	203	204	209
Minéral	Porphyrocl.													
SiO2	52,62	52,53	52,70	52,71	53,00	52,14	52,35	52,66	52,64	52,91	52,99	52,03	51,94	52,64
TiO2	0,53	0,73	0,74	0,72	0,61	0,68	0,74	0,69	0,66	0,78	0,62	0,69	0,63	0,51
Al2O3	6,24	6,47	6,39	7,05	6,53	7,21	7,37	6,29	5,94	6,47	5,86	5,98	8,06	5,77
Cr2O3	0,71	0,88	0,89	0,78	0,78	0,63	0,89	0,99	0,88	0,89	0,87	0,80	0,90	1,01
Fe2O3	1,63	1,84	1,22	0,73	1,30	0,48	1,35	1,07	1,24	1,38	0,84	2,27	2,63	1,81
NiO	0,08	0,01	0,06	0,06	0,02	0,01	0,06	0,02	0,00	0,08	0,02	0,01	0,01	0,05
MgO	14,97	15,57	14,72	14,24	17,07	14,72	14,06	14,91	14,92	14,51	15,42	15,16	14,28	15,04
FeO	0,99	1,26	1,35	1,77	2,54	2,28	1,29	1,58	1,43	0,83	1,88	0,00	0,00	0,79
MnO	0,09	0,04	0,06	0,07	0,01	0,08	0,02	0,06	0,11	0,06	0,07	0,00	0,01	0,06
CaO	21,27	19,90	20,75	20,60	17,03	19,88	20,84	20,65	20,49	21,30	20,04	21,67	20,46	21,14
P2O5	0,03	0,02	0,01	0,04	0,04	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Na2O	1,78	1,93	2,03	2,15	1,98	1,90	2,19	1,94	1,96	2,13	1,87	1,92	2,45	1,85
K2O	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,00	0,02
Total	100,99	101,19	100,92	100,94	100,93	100,05	101,17	100,90	100,31	101,35	100,54	100,55	101,41	100,71
<i>Formule structurale</i>														
Si	1,883	1,873	1,886	1,885	1,885	1,880	1,870	1,885	1,895	1,885	1,901	1,870	1,846	1,889
Ti	0,014	0,020	0,020	0,019	0,016	0,019	0,020	0,019	0,018	0,021	0,017	0,019	0,017	0,014
Al	0,263	0,272	0,270	0,297	0,274	0,306	0,310	0,265	0,252	0,272	0,248	0,254	0,338	0,244
Cr	0,020	0,025	0,025	0,022	0,022	0,018	0,025	0,028	0,025	0,025	0,025	0,023	0,025	0,029
Fe3	0,044	0,049	0,033	0,020	0,035	0,013	0,036	0,029	0,034	0,037	0,023	0,061	0,070	0,049
Ni	0,002	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002
Mg	0,799	0,828	0,785	0,759	0,905	0,791	0,748	0,796	0,801	0,770	0,825	0,812	0,757	0,805
Fe2	0,030	0,037	0,040	0,053	0,076	0,069	0,038	0,047	0,043	0,025	0,056	0,000	0,000	0,024
Mn	0,003	0,001	0,002	0,002	0,000	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002
Ca	0,816	0,760	0,796	0,789	0,649	0,768	0,797	0,792	0,790	0,813	0,770	0,835	0,779	0,813
P	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Na	0,123	0,134	0,141	0,149	0,136	0,133	0,152	0,134	0,137	0,147	0,130	0,134	0,169	0,129
K	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Total	4,000	4,009	4,003	4,000										
En	48,48	50,92	48,37	47,35	55,52	48,50	47,22	48,63	48,93	47,83	49,91	49,30	49,28	48,97
Fs	1,82	2,28	2,46	3,31	4,66	4,23	2,40	2,87	2,63	1,55	3,39	0,00	0,00	1,46
Wo	49,51	46,74	49,04	49,22	39,82	47,09	50,32	48,38	48,26	50,50	46,58	50,70	50,72	49,45

Echantillon	BB12AX																
Analyse	301	302	205	206	207	208	210	425	426	427	428	429	430	431	432	433	434
Minéral	neoblaste	Incl.grt															
SiO2	52,98	53,11	53,47	52,28	52,90	52,72	52,89	53,19	53,44	53,41	53,28	53,03	52,67	53,21	53,12	52,15	52,88
TiO2	0,58	0,63	0,66	0,54	0,47	0,64	0,76	0,73	0,86	0,69	0,56	0,75	0,78	0,65	0,68	0,64	0,57
Al2O3	5,72	5,44	5,50	5,95	5,92	6,19	5,93	6,24	6,43	5,97	5,84	5,89	5,61	5,94	5,98	6,48	5,95
Cr2O3	1,16	1,14	0,93	1,00	0,79	0,85	0,88	0,86	0,95	0,93	0,82	0,98	0,65	0,90	0,81	0,88	0,91
Fe2O3	1,04	1,02	0,36	2,12	1,89	0,69	1,50	0,32	2,00	1,02	0,84	1,13	1,39	1,54	0,54	0,51	1,63
NiO	0,03	0,02	0,06	0,01	0,06	0,03	0,07	0,03	0,01	0,05	0,01	0,10	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04
MgO	15,05	15,34	16,07	15,12	15,36	14,92	14,74	14,85	14,44	15,14	15,66	15,36	15,23	15,00	15,12	15,20	15,00
FeO	1,65	1,69	2,37	0,57	0,91	1,97	1,06	2,35	2,56	1,67	1,85	1,33	0,98	1,08	2,12	1,94	0,90
MnO	0,06	0,08	0,00	0,11	0,03	0,00	0,01	0,14	0,11	0,07	0,07	0,05	0,07	0,09	0,04	0,02	0,11
CaO	20,72	20,29	20,15	21,10	20,83	20,78	21,25	20,50	20,27	20,78	20,26	20,53	21,95	20,79	20,63	20,64	21,03
P2O5	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01
Na2O	1,90	1,92	1,64	1,80	1,83	1,81	1,99	1,95	2,03	1,95	1,82	1,90	1,58	2,08	1,86	1,60	1,93
K2O	0,00	0,03	0,04	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03
Total	100,94	100,74	101,27	100,65	101,05	100,63	101,12	101,18	101,14	101,71	101,04	101,10	100,98	101,36	100,95	100,14	100,99
<i>Formule structurale</i>																	
Si	1,898	1,904	1,905	1,878	1,890	1,893	1,891	1,899	1,907	1,897	1,901	1,893	1,887	1,895	1,900	1,880	1,892
Ti	0,016	0,017	0,018	0,015	0,013	0,017	0,020	0,020	0,023	0,019	0,015	0,020	0,021	0,017	0,018	0,017	0,015
Al	0,242	0,230	0,231	0,252	0,249	0,262	0,250	0,263	0,270	0,250	0,246	0,248	0,237	0,249	0,252	0,276	0,251
Cr	0,033	0,032	0,026	0,028	0,022	0,024	0,025	0,024	0,027	0,026	0,023	0,028	0,018	0,025	0,023	0,025	0,026
Fe3	0,028	0,028	0,010	0,057	0,051	0,019	0,040	0,009	0,000	0,027	0,023	0,030	0,038	0,041	0,015	0,014	0,044
Ni	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	0,803	0,820	0,853	0,810	0,818	0,799	0,786	0,791	0,768	0,802	0,833	0,817	0,813	0,797	0,806	0,817	0,800
Fe2	0,049	0,051	0,071	0,017	0,027	0,059	0,032	0,070	0,076	0,050	0,055	0,040	0,029	0,032	0,063	0,059	0,027
Mn	0,002	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,000	0,003
Ca	0,795	0,780	0,769	0,812	0,798	0,799	0,814	0,785	0,775	0,791	0,775	0,785	0,843	0,793	0,791	0,797	0,806
P	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Na	0,132	0,133	0,113	0,125	0,127	0,126	0,138	0,135	0,140	0,134	0,126	0,132	0,110	0,144	0,129	0,112	0,134
K	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	4,000	3,992	4,000														
En	48,70	49,61	50,38	49,33	49,76	48,22	48,16	47,94	47,35	48,75	50,03	49,73	48,19	49,05	48,52	48,83	48,90
Fs	2,97	3,09	4,19	1,04	1,64	3,56	1,96	4,24	4,69	3,04	3,30	2,43	1,72	1,97	3,79	3,53	1,65
Wo	48,21	47,19	45,42	49,45	48,54	48,22	49,88	47,58	47,78	48,09	46,55	47,78	49,97	48,80	47,62	47,64	49,27

Tableau. C.III.4 : Analyses à la microsonde électronique des spinelles

Echantillon	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB12AX	BB0611	BB0611	BB0611	BB0611	BB12AX	BB12AX
Analyse	122	123	124	126	127	317	318	125	315	316	109	110	111	112	120	121
Minéral	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. rim	Porphy. core	Porphy. core	Porphy. core	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste	neoblaste
SiO ₂	0,02	0,02	0,07	0,01	0,06	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,06	0,04	0,06	0,08
TiO ₂	0,09	0,01	0,09	0,18	0,13	0,03	0,02	0,14	0,03	0,07	0,06	0,04	0,10	0,01	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	56,24	52,62	51,05	51,97	51,84	52,79	51,55	48,21	48,63	48,27	52,27	50,85	51,34	52,23	54,97	53,87
Cr ₂ O ₃	12,46	16,80	18,01	17,00	17,18	17,83	19,06	21,08	21,46	22,28	17,01	17,98	17,35	16,69	13,85	15,72
Fe ₂ O ₃	0,54	0,18	0,20	0,27	0,54	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,55	0,87	0,58	0,67	0,39	0,00
NiO	0,29	0,20	0,25	0,29	0,35	0,26	0,25	0,13	0,20	0,23	0,16	0,22	0,21	0,34	0,25	0,24
MgO	19,64	18,54	18,32	18,75	18,88	18,53	18,15	18,00	17,71	17,79	18,57	18,14	18,26	18,49	19,24	18,70
FeO	10,29	11,64	11,70	11,17	11,22	11,78	11,79	11,92	12,50	12,25	11,81	11,93	11,89	11,50	10,75	11,42
MnO	0,11	0,07	0,09	0,07	0,08	0,18	0,14	0,12	0,03	0,10	0,03	0,10	0,12	0,17	0,01	0,10
CaO	0,01	0,01	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00
Na ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,03	0,05	0,01
K ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02
Total	99,77	100,13	99,85	99,80	100,34	101,55	101,07	99,98	100,63	101,03	100,57	100,24	99,99	100,24	99,60	100,18
<i>Formule structurale</i>																
Si	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002
Ti	0,002	0,000	0,002	0,004	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
Al	1,730	1,645	1,609	1,630	1,619	1,632	1,607	1,537	1,543	1,528	1,630	1,602	1,616	1,634	1,703	1,673
Cr	0,257	0,352	0,381	0,358	0,360	0,370	0,399	0,451	0,457	0,473	0,356	0,380	0,366	0,350	0,288	0,327
Fe ₃	0,011	0,004	0,004	0,005	0,011	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,011	0,017	0,012	0,013	0,008	0,000
Ni	0,006	0,004	0,005	0,006	0,007	0,005	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,005	0,005	0,007	0,005	0,005
Mg	0,764	0,733	0,730	0,744	0,746	0,724	0,716	0,726	0,711	0,712	0,732	0,723	0,727	0,731	0,754	0,734
Fe ₂	0,225	0,258	0,262	0,249	0,249	0,258	0,261	0,270	0,281	0,275	0,261	0,267	0,265	0,255	0,236	0,252
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,004	0,000	0,002
Ca	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,000
K	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Total	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,995	3,000	2,999	2,999	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,998
Mg/(Mg+Fe)	0,772	0,740	0,736	0,749	0,750	0,737	0,733	0,729	0,717	0,721	0,737	0,730	0,733	0,741	0,762	0,744
Cr/(Cr+Al+Fe)	0,116	0,156	0,169	0,160	0,162	0,164	0,176	0,200	0,200	0,208	0,158	0,169	0,163	0,156	0,129	0,145
Al/(Al+Cr+Fe)	0,782	0,729	0,714	0,729	0,727	0,722	0,709	0,681	0,676	0,671	0,725	0,712	0,719	0,730	0,765	0,743

Echantillon	BB12AX										
Analyse	401	402	403	404	405	406	407	408	409	410	411
Minéral	Inc.grt										
SiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,14	0,06	0,04	0,01	0,00	0,02	0,06	0,05
TiO ₂	0,12	0,01	0,01	0,06	0,01	0,02	0,07	0,00	0,00	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	58,84	58,30	58,48	61,01	58,50	58,55	58,58	58,40	59,14	58,47	58,58
Cr ₂ O ₃	10,77	10,58	10,34	10,53	10,95	10,52	10,77	11,01	10,55	11,04	10,95
Fe ₂ O ₃	0,26	0,51	0,66	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,30	0,30	0,39	0,28	0,38	0,24	0,27	0,38	0,32	0,31	0,33
MgO	20,19	19,97	20,08	19,35	19,82	19,75	19,69	19,74	19,75	19,73	19,83
FeO	10,25	10,16	10,14	10,58	10,70	10,70	11,02	10,70	10,66	10,51	10,37
MnO	0,12	0,13	0,10	0,14	0,13	0,11	0,17	0,09	0,10	0,12	0,05
CaO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,05	0,05	0,00	0,01	0,02
Na ₂ O	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03
Total	100,99	100,02	100,24	102,20	100,71	100,00	100,65	100,42	100,58	100,41	100,33
<i>Formule structurale</i>											
Si	0,001	0,000	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Ti	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002
Al	1,773	1,774	1,775	1,810	1,772	1,783	1,776	1,774	1,789	1,774	1,777
Cr	0,218	0,216	0,211	0,209	0,223	0,215	0,219	0,224	0,214	0,225	0,223
Fe ₃	0,005	0,010	0,013	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,006	0,006	0,008	0,006	0,008	0,005	0,006	0,008	0,007	0,007	0,007
Mg	0,769	0,769	0,771	0,726	0,759	0,760	0,755	0,758	0,756	0,757	0,761
Fe ₂	0,219	0,219	0,218	0,223	0,230	0,231	0,237	0,231	0,229	0,226	0,223
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,001
Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
P	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Total	3,000	3,000	3,000	2,986	3,000	3,000	3,000	3,000	2,998	2,998	2,997
Mg/(Mg+Fe)	0,778	0,778	0,780	0,765	0,767	0,767	0,761	0,766	0,768	0,770	0,773
Cr/(Cr+Al+Fe)	0,099	0,098	0,096	0,093	0,100	0,096	0,098	0,100	0,096	0,101	0,100
Al/(Al+Cr+Fe)	0,802	0,803	0,805	0,807	0,796	0,800	0,796	0,796	0,802	0,797	0,799

Echantillon	BB12AX												
Analyse	412	413	418	419	420	421	422	414	415	416	417	423	424
Minéral	Porphy.												
SiO ₂	42,52	42,42	42,26	42,50	42,73	43,04	42,62	42,34	42,36	42,68	42,52	42,79	42,85
TiO ₂	0,19	0,15	0,28	0,13	0,27	0,21	0,25	0,21	0,24	0,23	0,22	0,26	0,26
Al ₂ O ₃	23,29	23,38	23,83	23,47	23,07	23,40	23,28	23,48	23,37	23,42	23,45	23,14	23,27
Cr ₂ O ₃	0,93	1,02	1,06	0,86	1,05	0,88	1,06	0,95	0,95	0,98	0,98	0,85	0,98
Fe ₂ O ₃	1,11	1,72	0,73	1,95	0,88	0,88	1,50	1,44	1,13	1,73	1,18	0,82	1,03
NiO	0,03	0,07	0,01	0,02	0,00	0,09	0,09	0,02	0,04	0,03	0,00	0,04	0,01
MgO	20,46	20,61	20,19	21,01	20,73	20,76	20,87	20,57	20,42	20,99	20,72	20,75	21,01
FeO	7,57	6,95	7,57	6,39	7,30	7,36	6,78	7,03	7,53	6,72	7,04	7,29	6,89
MnO	0,32	0,33	0,40	0,36	0,31	0,37	0,34	0,40	0,24	0,39	0,44	0,28	0,33
CaO	5,19	5,12	5,31	5,13	5,12	5,19	5,10	5,08	5,06	5,23	5,11	5,17	5,15
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,05	0,04	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
Na ₂ O	0,02	0,04	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,04
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
Total	101,69	101,83	101,71	101,91	101,56	102,26	102,01	101,57	101,42	102,42	101,74	101,47	101,86
<i>Formule structurale</i>													
Si	2,972	2,960	2,953	2,956	2,985	2,986	2,965	2,960	2,968	2,958	2,965	2,989	2,980
Ti	0,010	0,008	0,014	0,007	0,014	0,011	0,013	0,011	0,013	0,012	0,012	0,014	0,014
Al	1,919	1,923	1,963	1,924	1,900	1,914	1,909	1,935	1,929	1,913	1,928	1,905	1,908
Cr	0,051	0,056	0,059	0,047	0,058	0,049	0,059	0,053	0,053	0,054	0,054	0,047	0,054
Fe ₃	0,059	0,091	0,038	0,102	0,046	0,046	0,079	0,076	0,060	0,090	0,062	0,043	0,054
Ni	0,002	0,004	0,001	0,001	0,000	0,005	0,005	0,001	0,002	0,002	0,000	0,002	0,001
Mg	2,131	2,144	2,103	2,179	2,158	2,147	2,164	2,143	2,132	2,169	2,154	2,161	2,178
Fe ₂	0,442	0,406	0,442	0,372	0,427	0,427	0,395	0,411	0,441	0,389	0,411	0,426	0,401
Mn	0,019	0,019	0,024	0,021	0,018	0,021	0,020	0,024	0,014	0,023	0,026	0,016	0,019
Ca	0,389	0,383	0,398	0,383	0,383	0,386	0,380	0,381	0,380	0,388	0,382	0,387	0,384
P	0,003	0,000	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Na	0,003	0,006	0,002	0,005	0,006	0,006	0,006	0,004	0,006	0,000	0,002	0,005	0,005
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001
Total	8,000												
XFe	0,17	0,16	0,17	0,15	0,17	0,17	0,15	0,16	0,17	0,15	0,16	0,16	0,16
Xalm	0,15	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,13	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,13
Xpyr	0,71	0,73	0,71	0,74	0,72	0,72	0,73	0,72	0,72	0,73	0,72	0,72	0,73
Xgro	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
Xspe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01

**ANNEXE III : Analyses de minéraux des métapélites de Filali à la
microsonde électronique**

Tableau. C.IV.1 : Analyses à la microsonde électronique des muscovites

Echantillon	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/26B	BB/26B
Analyse	106	107	205	208	306	307	109	112	307	308	312	107	110
Position	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice
SiO ₂	45,19	47,13	45,84	44,39	45,40	46,44	45,15	46,84	46,67	47,69	45,19	45,39	46,06
TiO ₂	0,42	0,23	0,34	0,36	0,34	0,44	0,46	0,31	0,29	0,28	0,36	0,63	0,63
Al ₂ O ₃	36,95	36,22	35,44	36,47	38,02	37,16	34,16	34,78	38,42	35,65	36,32	38,45	38,16
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,61	0,03	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	0,58	0,74	0,71	0,64	0,55	0,55	0,98	0,97	0,40	1,03	0,48	0,53	0,43
FeO	1,34	1,43	1,67	1,54	1,37	1,07	3,69	1,48	1,15	1,34	2,34	0,92	0,94
MnO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
ZnO	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	0,24	0,00	0,00	0,08	0,08	0,00	0,05	0,09	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,54	0,53	0,51	0,63	0,58	0,58	0,47	0,40	0,61	0,57	0,53	0,57	0,53
K ₂ O	9,88	10,10	9,86	10,19	9,81	9,90	8,20	9,39	10,18	10,09	8,40	9,64	10,50
H ₂ O	4,51	4,57	4,49	4,45	4,56	4,57	4,41	4,49	4,64	4,59	4,46	4,57	4,61
Total	99,67	100,95	99,54	98,79	100,73	100,72	97,75	98,74	102,36	101,29	98,15	100,71	101,89
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	3,005	3,087	3,057	2,990	2,983	3,043	3,068	3,126	3,014	3,113	3,035	2,972	2,994
Ti	0,021	0,012	0,017	0,018	0,017	0,022	0,023	0,015	0,014	0,014	0,018	0,031	0,031
Al	2,896	2,797	2,786	2,896	2,945	2,870	2,735	2,737	2,924	2,743	2,876	2,968	2,924
Cr	0,000	0,000	0,032	0,002	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,057	0,072	0,071	0,064	0,054	0,054	0,100	0,097	0,038	0,101	0,048	0,051	0,042
Fe ₂	0,074	0,078	0,093	0,087	0,075	0,059	0,210	0,083	0,062	0,073	0,131	0,050	0,051
Mn	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	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
Ca	0,017	0,000	0,000	0,006	0,006	0,000	0,004	0,006	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000
P	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Na	0,069	0,067	0,066	0,082	0,074	0,073	0,062	0,051	0,076	0,073	0,070	0,073	0,067
K	0,838	0,844	0,839	0,876	0,822	0,828	0,711	0,800	0,839	0,840	0,720	0,805	0,871
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	8,980	8,958	8,965	9,021	8,976	8,950	8,922	8,915	8,968	8,958	8,903	8,952	8,981
XFe	0,56	0,52	0,57	0,58	0,58	0,52	0,68	0,46	0,62	0,42	0,73	0,50	0,55
Paragonite	0,08	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,06	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07
Muscovite	0,92	0,93	0,93	0,91	0,92	0,92	0,92	0,94	0,92	0,92	0,91	0,92	0,93

Echantillon	BB/27	BB/27	BB/27	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B
Analyse	405	406	504	330	331	416	405	213	214	404	208	114
Position	matrice	matrice	matrice	Incl.pl	Incl.pl	matrice	matrice	matrice	matrice	Incl.grt	Incl.pl	matrice
SiO2	45,69	45,58	45,87	46,67	45,85	45,94	46,06	46,01	46,44	45,77	45,62	45,80
TiO2	0,55	0,46	0,42	0,42	0,52	0,62	0,37	0,57	0,48	0,45	0,53	0,54
Al2O3	37,79	38,34	38,33	35,91	36,52	37,24	38,41	38,48	37,55	37,86	37,94	38,33
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	0,30	0,30	0,37	0,75	0,59	0,55	0,46	0,48	0,63	0,44	0,38	0,42
FeO	0,81	0,88	1,31	1,00	0,92	1,04	1,06	1,04	1,20	1,33	0,88	1,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,00	0,03	0,06	0,03	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,43	0,45	0,43	0,36	0,40	0,45	0,56	0,56	0,51	0,57	0,53	0,54
K2O	10,86	10,71	9,21	10,24	10,26	10,40	10,62	10,79	10,51	10,50	10,58	10,55
H2O	4,56	4,58	4,58	4,53	4,51	4,56	4,62	4,63	4,61	4,58	4,57	4,60
Total	101,01	101,32	100,56	99,90	99,62	100,86	102,27	102,60	101,97	101,57	101,05	101,85
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	3,000	2,982	3,001	3,087	3,044	3,017	2,988	2,977	3,020	2,992	2,992	2,981
Ti	0,027	0,023	0,021	0,021	0,026	0,030	0,018	0,028	0,023	0,022	0,026	0,026
Al	2,925	2,957	2,956	2,799	2,858	2,882	2,937	2,936	2,878	2,918	2,933	2,941
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002
Mg	0,030	0,029	0,036	0,074	0,058	0,054	0,045	0,046	0,061	0,043	0,037	0,041
Fe2	0,044	0,048	0,072	0,055	0,051	0,057	0,057	0,056	0,065	0,073	0,048	0,056
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,003	0,002	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
P	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,055	0,058	0,054	0,046	0,051	0,057	0,071	0,070	0,064	0,073	0,068	0,069
K	0,910	0,894	0,769	0,864	0,869	0,871	0,879	0,891	0,872	0,876	0,885	0,876
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	8,992	8,992	8,911	8,948	8,961	8,973	9,000	9,007	8,986	9,000	8,992	8,993
XFe	0,59	0,62	0,67	0,43	0,47	0,51	0,56	0,55	0,52	0,63	0,56	0,58
Paragonite	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
Muscovite	0,94	0,94	0,93	0,95	0,94	0,94	0,93	0,93	0,93	0,92	0,93	0,93

Tableau. C.IV.2 : Analyses à la microsonde électronique des biotites

Echantillon	BB/23A	BB/23A	BB/23B	BB/23B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/27	BB/27	BB/27	BB/27	BB/27	BB/30	BB/30
Analyse	309	310	303	304	109	111	210	212	305	411	205	111	114	207	208	408	105	115
Position	Incl.	and	Incl.	and	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	Incl. pl	Incl. pl	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice
SiO2	35,68	34,19	35,47	35,34	33,76	33,87	35,22	34,53	33,76	33,77	35,54	35,97	33,81	34,83	33,30	34,52	34,04	34,47
TiO2	2,55	2,10	2,18	1,95	2,64	3,02	2,60	2,77	3,03	4,24	2,77	1,94	2,45	4,25	3,49	5,05	3,27	3,91
Al2O3	20,18	20,37	19,70	20,42	21,89	20,29	20,33	20,90	21,57	19,71	19,78	24,47	22,13	20,04	19,67	19,74	20,06	21,14
Cr2O3	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
MgO	6,29	7,28	7,14	6,86	6,75	6,51	7,37	7,17	6,63	5,66	7,43	5,52	6,02	5,91	6,21	5,11	6,16	5,49
FeO	19,48	22,14	19,74	20,47	22,05	22,60	21,02	20,73	21,14	23,00	20,54	18,13	21,47	21,55	22,28	22,89	22,55	21,36
MnO	0,14	0,30	0,14	0,15	0,26	0,25	0,21	0,20	0,24	0,17	0,10	0,18	0,15	0,11	0,14	0,11	0,24	0,23
ZnO	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	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00
CaO	0,30	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
P2O5	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,17	0,29	0,29	0,22	0,15	0,16	0,13	0,22	0,21	0,15	0,20	0,23	0,22	0,25	0,21	0,19	0,30	0,17
K2O	8,64	8,72	8,42	8,50	9,46	9,57	9,67	9,05	9,54	9,55	9,79	7,74	9,54	9,71	9,56	9,88	9,90	10,20
H2O	3,89	3,90	3,87	3,89	3,95	3,90	3,96	3,94	3,93	3,89	3,95	4,00	3,92	3,95	3,84	3,95	3,90	3,95
Total	97,33	99,38	97,07	97,88	100,91	100,19	100,51	99,65	100,04	100,17	100,09	98,24	99,72	100,69	98,72	101,52	100,47	100,92
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	2,750	2,627	2,745	2,720	2,559	2,601	2,666	2,628	2,574	2,600	2,696	2,694	2,587	2,643	2,599	2,619	2,612	2,613
Ti	0,148	0,121	0,127	0,113	0,150	0,174	0,148	0,159	0,174	0,246	0,158	0,109	0,141	0,243	0,205	0,288	0,189	0,223
Al	1,833	1,845	1,798	1,853	1,956	1,836	1,814	1,875	1,938	1,789	1,769	2,160	1,995	1,792	1,809	1,766	1,814	1,889
Cr	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Mg	0,723	0,834	0,824	0,788	0,763	0,746	0,831	0,813	0,753	0,649	0,840	0,616	0,686	0,668	0,722	0,578	0,704	0,621
Fe2	1,256	1,423	1,278	1,317	1,398	1,451	1,331	1,320	1,348	1,481	1,303	1,135	1,373	1,368	1,454	1,453	1,447	1,354
Mn	0,009	0,020	0,009	0,009	0,016	0,016	0,014	0,013	0,015	0,011	0,006	0,011	0,010	0,007	0,009	0,007	0,016	0,015
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	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000
Ca	0,025	0,000	0,005	0,008	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
P	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,026	0,043	0,043	0,033	0,023	0,024	0,018	0,033	0,031	0,023	0,029	0,033	0,033	0,036	0,032	0,027	0,044	0,026
K	0,850	0,855	0,831	0,834	0,915	0,937	0,934	0,879	0,928	0,938	0,947	0,739	0,931	0,940	0,952	0,957	0,969	0,987
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	9,621	9,773	9,664	9,674	9,781	9,786	9,756	9,728	9,762	9,738	9,749	9,502	9,757	9,703	9,782	9,700	9,799	9,726
XFe	0,63	0,63	0,61	0,63	0,65	0,66	0,62	0,62	0,64	0,70	0,61	0,65	0,67	0,67	0,67	0,72	0,67	0,69

Annexes

Echantillon	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32											
Analyse	116	214	312	318	319	408	509	305	111	603	607	504	107	215	313	314	408	210
Position	matrice	Incl. and	Incl. pl	Incl. pl	Incl. pl	Incl. pl	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	Incl. pl						
SiO2	34,31	34,44	33,78	34,26	34,48	34,54	34,81	33,67	34,48	34,58	34,24	33,65	33,88	33,67	34,10	34,49	33,78	33,22
TiO2	3,25	3,60	3,62	2,89	3,77	3,89	3,26	2,86	3,01	3,15	3,54	3,31	3,32	3,51	3,25	3,45	2,26	2,96
Al2O3	20,41	20,52	20,32	21,64	20,00	22,07	20,39	21,25	20,28	20,44	20,11	20,42	19,94	19,63	19,87	19,80	21,00	20,48
Cr2O3	0,00	0,10	0,01	0,02	0,07	0,05	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,07	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00
MgO	6,08	6,08	6,05	5,97	6,21	6,11	6,04	6,17	6,17	6,35	6,28	6,03	6,04	5,76	5,83	5,80	6,18	5,61
FeO	22,83	21,31	22,25	22,37	22,16	20,44	22,08	22,19	21,90	21,71	21,78	22,76	20,61	21,41	20,70	21,07	21,44	21,02
MnO	0,18	0,24	0,29	0,25	0,26	0,20	0,28	0,26	0,24	0,31	0,32	0,24	0,23	0,22	0,28	0,29	0,27	0,21
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P2O5	0,07	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04
Na2O	0,17	0,33	0,20	0,20	0,25	0,19	0,25	0,30	0,33	0,13	0,27	0,29	0,26	0,16	0,43	0,23	0,27	0,33
K2O	9,91	9,96	9,87	9,95	10,12	9,71	10,02	10,12	9,95	9,93	9,52	10,08	9,64	9,61	9,78	9,65	9,64	9,58
H2O	3,94	3,93	3,90	3,96	3,94	4,00	3,95	3,92	3,91	3,94	3,91	3,90	3,84	3,82	3,84	3,87	3,86	3,81
Total	101,14	100,51	100,31	101,55	101,26	101,20	101,15	100,75	100,30	100,66	100,07	100,71	97,82	97,86	98,12	98,68	98,73	97,25
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	2,611	2,622	2,592	2,589	2,619	2,589	2,641	2,573	2,639	2,632	2,622	2,582	2,644	2,638	2,657	2,669	2,619	2,615
Ti	0,186	0,206	0,209	0,164	0,216	0,220	0,186	0,164	0,173	0,180	0,204	0,191	0,195	0,207	0,190	0,201	0,132	0,175
Al	1,831	1,841	1,838	1,928	1,791	1,950	1,823	1,914	1,829	1,834	1,815	1,847	1,835	1,813	1,825	1,806	1,918	1,900
Cr	0,000	0,006	0,001	0,001	0,004	0,003	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,690	0,690	0,692	0,673	0,703	0,683	0,682	0,702	0,704	0,720	0,716	0,690	0,703	0,673	0,677	0,670	0,714	0,658
Fe2	1,453	1,357	1,428	1,414	1,408	1,281	1,401	1,418	1,402	1,382	1,395	1,461	1,345	1,403	1,349	1,364	1,390	1,384
Mn	0,012	0,016	0,019	0,016	0,016	0,013	0,018	0,017	0,015	0,020	0,021	0,016	0,015	0,015	0,019	0,019	0,018	0,014
Zn	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	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,007	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,004	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003
Na	0,025	0,049	0,029	0,030	0,036	0,027	0,037	0,044	0,049	0,020	0,039	0,044	0,039	0,025	0,066	0,035	0,040	0,051
K	0,962	0,967	0,966	0,959	0,981	0,929	0,970	0,986	0,971	0,964	0,930	0,987	0,960	0,961	0,973	0,953	0,953	0,962
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	9,774	9,756	9,775	9,776	9,776	9,694	9,762	9,820	9,783	9,760	9,750	9,818	9,740	9,739	9,758	9,719	9,785	9,762
XFe	0,68	0,66	0,67	0,68	0,67	0,65	0,67	0,67	0,67	0,66	0,66	0,68	0,66	0,68	0,67	0,67	0,66	0,68

Echantillon	BB/32	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B
Analyse	305	119	214	215	216	217	219	334	417	101	102	103	211
Position	Incl. st	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	Incl. grt	Incl. grt	Incl. grt	Incl. grt
SiO2	33,76	34,24	33,35	34,72	34,37	34,41	34,22	34,98	34,49	34,58	34,87	34,13	34,72
TiO2	2,88	2,41	1,62	1,78	1,59	2,00	1,83	2,87	2,65	1,85	2,02	2,60	2,07
Al2O3	21,56	19,95	20,69	20,21	20,83	21,58	20,87	21,20	21,01	20,10	20,59	20,94	21,98
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00
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
MgO	6,63	7,07	6,86	6,73	6,86	6,68	6,65	6,12	6,85	6,76	6,89	6,36	6,51
FeO	20,66	22,05	23,17	22,93	22,99	22,09	23,25	21,10	21,02	22,43	22,59	22,61	21,35
MnO	0,20	0,13	0,20	0,24	0,24	0,20	0,24	0,25	0,15	0,19	0,17	0,19	0,19
ZnO	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	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P2O5	0,00	0,05	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,17	0,22	0,21	0,38	0,23	0,26	0,29	0,21	0,21	0,12	0,13	0,22	0,33
K2O	9,46	9,67	8,19	9,56	9,37	9,80	9,47	9,29	9,36	9,61	9,56	9,58	9,52
H2O	3,91	3,89	3,84	3,92	3,92	3,95	3,92	3,95	3,93	3,89	3,94	3,92	3,96
Total	99,23	99,67	98,17	100,51	100,43	100,99	100,75	99,96	99,73	99,56	100,77	100,55	100,64
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	2,587	2,635	2,603	2,655	2,628	2,608	2,614	2,656	2,630	2,665	2,651	2,606	2,624
Ti	0,166	0,140	0,095	0,102	0,092	0,114	0,105	0,164	0,152	0,107	0,115	0,150	0,118
Al	1,948	1,809	1,903	1,822	1,877	1,928	1,879	1,897	1,888	1,826	1,845	1,885	1,958
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000
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
Mg	0,758	0,810	0,798	0,768	0,782	0,754	0,758	0,693	0,779	0,776	0,781	0,723	0,733
Fe2	1,324	1,419	1,512	1,467	1,470	1,400	1,485	1,340	1,340	1,445	1,436	1,444	1,350
Mn	0,013	0,009	0,013	0,016	0,016	0,013	0,015	0,016	0,010	0,012	0,011	0,012	0,012
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
Ca	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
P	0,000	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,025	0,033	0,032	0,057	0,034	0,038	0,043	0,030	0,030	0,018	0,020	0,033	0,048
K	0,925	0,949	0,816	0,933	0,914	0,947	0,923	0,900	0,910	0,945	0,927	0,933	0,918
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	9,748	9,807	9,774	9,822	9,814	9,805	9,824	9,697	9,743	9,796	9,785	9,785	9,762
XFe	0,64	0,64	0,65	0,66	0,65	0,65	0,66	0,66	0,63	0,65	0,65	0,67	0,65

Echantillon	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618
Analyse	212	321	322	206	207	208	209	210	211	212	301	302	303	301	302	303	304	718
Position	Incl. grt	Incl. and	Incl. and	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	Incl. grt
SiO2	33,87	34,14	34,13	34,57	34,54	34,86	34,60	34,75	34,65	34,67	33,24	34,46	34,12	35,49	34,59	34,00	34,06	34,52
TiO2	0,99	3,15	2,97	4,03	3,75	3,96	4,31	4,22	4,01	4,08	3,84	3,99	3,68	3,86	4,50	4,10	3,83	3,98
Al2O3	21,23	19,93	20,14	19,77	19,17	18,96	19,73	19,58	19,40	19,85	19,23	19,15	19,27	20,02	18,66	19,03	19,70	17,74
Cr2O3	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,06	0,03	0,08	0,04	0,03	0,02	0,06	0,05	0,01	0,03	0,05	0,07	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	0,02	0,06	0,06	0,05	0,10	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01	0,10	0,10	0,00
MgO	7,26	6,58	6,98	6,79	6,93	6,66	6,36	6,71	6,43	6,54	6,68	6,54	6,53	6,38	6,96	6,63	6,53	7,39
FeO	23,25	21,68	21,51	21,71	22,34	21,94	21,97	21,58	20,93	21,56	21,17	20,67	21,25	20,86	21,63	22,42	22,09	21,94
MnO	0,29	0,17	0,16	0,09	0,21	0,15	0,16	0,12	0,14	0,22	0,18	0,18	0,22	0,11	0,18	0,22	0,26	0,21
ZnO	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	0,06	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,03	0,05	0,25	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05	0,01	0,02	0,03	0,11
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04	0,06	0,00	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03
Na2O	0,25	0,25	0,23	0,14	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,16	0,27	0,22	0,14	0,13	0,12	0,11	0,25
K2O	9,20	9,47	9,55	9,99	10,11	10,11	9,97	10,10	8,81	10,27	9,98	9,94	9,86	9,92	10,08	9,94	10,19	8,60
H2O	3,91	3,89	3,90	3,95	3,94	3,93	3,95	3,96	3,89	3,96	3,83	3,89	3,87	3,97	3,93	3,90	3,92	3,86
Total	100,32	99,29	99,61	101,23	101,21	100,82	101,31	101,35	98,74	101,46	98,44	99,18	99,17	100,90	100,73	100,53	100,92	98,63
Oxygen	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	2,597	2,632	2,621	2,619	2,629	2,657	2,621	2,628	2,666	2,622	2,597	2,657	2,639	2,677	2,638	2,611	2,602	2,677
Ti	0,057	0,182	0,172	0,230	0,215	0,227	0,245	0,240	0,232	0,232	0,226	0,232	0,214	0,219	0,258	0,237	0,220	0,232
Al	1,919	1,811	1,823	1,765	1,720	1,703	1,762	1,746	1,759	1,769	1,771	1,740	1,756	1,779	1,677	1,722	1,774	1,622
Cr	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,004	0,002	0,005	0,002	0,002	0,001	0,004	0,003	0,001	0,002	0,003	0,004	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,006	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,006	0,006	0,001
Mg	0,829	0,756	0,799	0,767	0,787	0,757	0,718	0,757	0,738	0,737	0,778	0,751	0,753	0,717	0,792	0,759	0,744	0,854
Fe2	1,491	1,398	1,382	1,375	1,422	1,398	1,392	1,365	1,347	1,364	1,384	1,333	1,374	1,316	1,380	1,440	1,412	1,423
Mn	0,019	0,011	0,011	0,006	0,014	0,010	0,010	0,008	0,009	0,014	0,012	0,012	0,014	0,007	0,011	0,014	0,017	0,014
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
Ca	0,005	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002	0,004	0,020	0,003	0,002	0,000	0,002	0,004	0,001	0,002	0,002	0,009
P	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,004	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002
Na	0,037	0,038	0,034	0,020	0,022	0,019	0,017	0,018	0,018	0,017	0,024	0,040	0,033	0,021	0,020	0,017	0,017	0,037
K	0,900	0,932	0,936	0,965	0,982	0,983	0,964	0,975	0,864	0,991	0,994	0,978	0,973	0,954	0,981	0,974	0,993	0,851
OH	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Total	9,855	9,763	9,780	9,759	9,795	9,763	9,740	9,750	9,660	9,760	9,795	9,748	9,767	9,700	9,762	9,785	9,791	9,721
XFe	0,64	0,65	0,63	0,64	0,64	0,65	0,66	0,64	0,65	0,65	0,64	0,64	0,65	0,65	0,64	0,65	0,65	0,62

Echantillon	BB/27	BB/27	BB/27	BB/27	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32							
Analyse	103	106	104	115	110	502	503	108	610	501	609	109	108	109	211	403
Position	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.rim	matrice	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	matrice	matrice	Porphy.rim	Porphy.rim
SiO2	62,13	61,59	58,81	56,95	61,31	60,37	59,78	58,62	57,30	57,08	56,93	54,50	56,00	56,86	59,71	60,48
TiO2	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00
Al2O3	24,28	24,52	26,47	27,76	25,36	25,04	25,67	27,23	27,47	27,68	27,90	29,10	26,94	26,42	23,33	23,55
Cr2O3	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
FeO	0,00	0,08	0,06	0,17	0,14	0,03	0,08	0,02	0,00	0,10	0,04	0,08	0,10	0,03	0,03	0,14
MnO	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,06	0,02	0,04	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06
CaO	5,64	5,56	8,00	9,54	6,45	6,62	7,11	8,49	9,19	9,44	9,62	11,54	9,21	8,31	5,06	5,34
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,07	0,01	0,00	0,07	0,00	0,02	0,03
Na2O	8,35	8,56	7,22	6,25	8,07	7,82	7,94	6,91	6,56	6,45	6,23	5,23	6,43	6,95	7,57	8,79
K2O	0,39	0,57	0,32	0,21	0,20	0,45	0,26	0,35	0,32	0,27	0,31	0,20	0,21	0,22	2,51	0,34
Total	100,85	100,92	100,94	100,93	101,58	100,35	100,91	101,63	100,92	101,15	101,07	100,75	99,11	98,89	98,25	98,74
Oxygen	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Si	2,736	2,718	2,609	2,537	2,687	2,683	2,648	2,585	2,551	2,538	2,532	2,447	2,541	2,579	2,728	2,729
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
Al	1,260	1,276	1,385	1,457	1,310	1,312	1,341	1,415	1,442	1,451	1,463	1,540	1,441	1,412	1,256	1,252
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
Mg	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000
Fe2	0,000	0,003	0,002	0,006	0,005	0,001	0,003	0,001	0,000	0,004	0,001	0,003	0,004	0,001	0,001	0,005
Mn	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	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	0,002
Ca	0,266	0,263	0,380	0,455	0,303	0,315	0,338	0,401	0,438	0,450	0,458	0,555	0,448	0,404	0,247	0,258
P	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001
Na	0,713	0,732	0,621	0,540	0,686	0,673	0,682	0,591	0,566	0,566	0,538	0,455	0,566	0,612	0,670	0,769
K	0,022	0,032	0,018	0,012	0,011	0,026	0,015	0,020	0,018	0,015	0,017	0,011	0,012	0,013	0,146	0,019
Total	5,000	5,025	5,018	5,010	5,005	5,010	5,028	5,013	5,018	5,018	5,012	5,016	5,021	5,025	5,051	5,037
Albite	0,71	0,71	0,61	0,54	0,69	0,66	0,66	0,58	0,55	0,54	0,53	0,45	0,55	0,59	0,63	0,74
Anorthite	0,27	0,26	0,37	0,45	0,30	0,31	0,33	0,40	0,43	0,44	0,45	0,54	0,44	0,39	0,23	0,25
K feldspar	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,14	0,02

Echantillon	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB0618	BB0618	BB0618
Analyse	405	212	407	201	116	335	336	415	325	327	326	101	102	301	
Position	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	matice	matice	matice	matice	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	matrice	matrice	matrice	
SiO2	58,05	57,70	59,06	58,03	58,20	59,56	60,17	57,56	60,55	60,64	59,29	54,70	55,22	55,16	
TiO2	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,04	
Al2O3	24,76	26,69	24,00	24,76	27,04	25,73	26,08	26,88	25,40	25,67	26,23	28,53	28,67	28,01	
Cr2O3	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,02	
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	0,02	0,09	
MgO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	
FeO	0,06	0,10	0,00	0,18	0,10	0,43	0,43	0,45	0,01	0,08	0,10	0,08	0,09	0,08	
MnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	
ZnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
CaO	6,41	7,05	5,72	6,66	8,28	7,02	7,20	7,92	6,06	6,65	7,46	10,86	10,81	10,76	
P2O5	0,00	0,03	0,01	0,00	0,10	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	
Na2O	7,68	7,02	8,34	7,75	6,98	7,49	6,68	6,73	7,64	7,90	7,60	5,27	5,58	5,62	
K2O	0,23	0,48	0,21	0,22	0,25	0,26	0,36	0,28	0,73	0,53	0,38	0,15	0,20	0,15	
Total	97,28	99,07	97,36	97,68	100,99	100,55	101,04	99,90	100,44	101,51	101,07	99,79	100,66	100,03	
Oxygen	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	
Si	2,661	2,602	2,701	2,655	2,582	2,647	2,654	2,582	2,684	2,667	2,625	2,472	2,476	2,489	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	
Al	1,338	1,418	1,293	1,335	1,414	1,348	1,356	1,421	1,327	1,330	1,369	1,520	1,515	1,490	
Cr	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	
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	0,001	0,003	
Mg	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	
Fe2	0,002	0,004	0,000	0,007	0,004	0,016	0,016	0,017	0,001	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	
Zn	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	
Ca	0,315	0,341	0,280	0,326	0,393	0,334	0,340	0,381	0,288	0,313	0,354	0,526	0,519	0,520	
P	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	
Na	0,683	0,614	0,739	0,687	0,600	0,645	0,571	0,586	0,657	0,674	0,653	0,462	0,485	0,492	
K	0,014	0,028	0,012	0,013	0,014	0,015	0,020	0,016	0,041	0,030	0,021	0,009	0,012	0,008	
Total	5,016	5,008	5,028	5,027	5,013	5,007	4,963	5,006	5,000	5,018	5,027	4,999	5,013	5,011	
Albite	0,67	0,62	0,72	0,67	0,60	0,65	0,61	0,60	0,67	0,66	0,64	0,46	0,48	0,48	
Anorthite	0,31	0,35	0,27	0,32	0,39	0,34	0,37	0,39	0,29	0,31	0,34	0,53	0,51	0,51	
K feldspar	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	

Tableau. C.IV.4 : Analyses à la microsonde électronique des staurotides

Echantillon	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/30	BB/30	BB/30	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32	BB/34B
Analyse	101	102	104	103	310	403	311	402	105	304	303	301
Position	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.rim
SiO ₂	27,49	27,51	27,27	27,86	27,73	27,78	27,95	29,31	27,64	27,74	27,61	27,54
TiO ₂	0,54	0,55	0,52	0,69	0,60	0,55	0,69	0,48	0,96	0,60	0,65	0,82
Al ₂ O ₃	54,64	54,67	54,65	55,05	55,63	54,76	54,88	54,14	54,04	53,73	54,16	54,53
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,04	0,04	0,09	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00
MgO	1,19	1,08	1,19	1,19	1,04	1,23	1,06	1,22	1,10	1,15	1,19	1,47
FeO	13,54	13,22	13,36	13,45	12,31	13,41	12,15	13,22	12,37	12,75	13,32	14,04
MnO	0,55	0,52	0,58	0,53	0,58	0,57	0,63	0,53	0,46	0,49	0,51	0,40
ZnO	0,54	0,86	0,63	0,80	1,47	1,03	1,54	0,91	0,45	0,42	0,30	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Na ₂ O	0,00	0,07	0,06	0,08	0,08	0,06	0,04	0,06	0,02	0,23	0,54	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	98,57	98,48	98,30	99,70	99,52	99,43	98,97	99,88	97,10	97,12	98,39	98,79
Oxygen	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7,928	7,938	7,888	7,946	7,907	7,955	8,011	8,320	8,038	8,084	7,974	7,915
Ti	0,118	0,118	0,113	0,148	0,128	0,118	0,149	0,103	0,210	0,132	0,141	0,178
Al	18,573	18,595	18,631	18,507	18,698	18,483	18,542	18,110	18,523	18,454	18,439	18,475
Cr	0,013	0,000	0,009	0,010	0,020	0,001	0,009	0,001	0,014	0,000	0,014	0,000
Mg	0,511	0,463	0,511	0,508	0,440	0,527	0,452	0,515	0,477	0,502	0,511	0,629
Fe ₂	3,265	3,190	3,233	3,209	2,936	3,210	2,912	3,138	3,008	3,106	3,219	3,376
Mn	0,135	0,127	0,142	0,128	0,140	0,138	0,152	0,127	0,113	0,122	0,126	0,097
Zn	0,115	0,182	0,134	0,169	0,310	0,217	0,326	0,192	0,096	0,091	0,064	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Na	0,000	0,037	0,032	0,047	0,042	0,034	0,024	0,032	0,011	0,132	0,302	0,000
K	0,007	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
Total	30,664	30,657	30,696	30,671	30,624	30,694	30,576	30,538	30,490	30,622	30,806	30,670
XFe	0,86	0,87	0,86	0,86	0,87	0,86	0,87	0,86	0,86	0,86	0,86	0,84
XZn	0,03	0,05	0,03	0,04	0,08	0,05	0,08	0,05	0,03	0,02	0,02	0,00

Echantillon	BB/34B										
Analyse	302	303	304	305	306	314	323	101	104	105	304
Position	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core
SiO ₂	27,26	27,61	27,52	27,76	27,71	28,28	28,91	27,67	27,81	27,63	27,70
TiO ₂	0,77	0,77	0,74	0,66	0,64	0,79	0,77	0,62	0,62	0,58	0,59
Al ₂ O ₃	54,22	53,46	53,96	54,31	53,73	54,77	55,43	53,95	54,06	53,99	53,90
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,05	0,00
MgO	1,54	1,54	1,58	1,51	1,61	1,37	1,30	1,47	1,51	1,55	1,44
FeO	14,26	13,81	13,49	13,50	13,92	13,08	13,73	14,15	14,22	14,35	13,97
MnO	0,36	0,33	0,34	0,38	0,30	0,31	0,39	0,36	0,39	0,37	0,36
ZnO	0,00	0,06	0,06	0,19	0,00	0,14	0,00	0,16	0,00	0,02	0,11
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,04	0,07	0,04	0,01	0,10	0,06	0,00	0,01	0,10	0,02
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	98,49	97,68	97,77	98,38	97,98	98,90	100,64	98,45	98,61	98,66	98,07
Oxygen	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
Si	7,876	8,024	7,977	7,998	8,023	8,074	8,122	7,990	8,011	7,971	8,019
Ti	0,168	0,169	0,161	0,143	0,140	0,171	0,162	0,136	0,135	0,126	0,128
Al	18,463	18,310	18,433	18,442	18,334	18,433	18,355	18,365	18,357	18,356	18,393
Cr	0,003	0,012	0,000	0,006	0,000	0,005	0,006	0,008	0,000	0,012	0,000
Mg	0,662	0,669	0,683	0,650	0,694	0,585	0,545	0,633	0,651	0,665	0,621
Fe ₂	3,447	3,357	3,271	3,252	3,370	3,124	3,226	3,418	3,425	3,462	3,381
Mn	0,087	0,081	0,083	0,093	0,074	0,075	0,093	0,088	0,095	0,092	0,087
Zn	0,000	0,012	0,014	0,041	0,000	0,030	0,000	0,035	0,000	0,005	0,023
Ca	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	0,000	0,000	0,001	0,000	0,013	0,005	0,004	0,006	0,000	0,000	0,000
Na	0,027	0,023	0,039	0,020	0,003	0,057	0,031	0,000	0,003	0,053	0,009
K	0,006	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000
Total	30,739	30,659	30,662	30,646	30,652	30,558	30,544	30,679	30,677	30,748	30,661
XFe	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,84	0,86	0,84	0,84	0,84	0,84
XZn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01

Tableau. C.IV.5 : Analyses à la microsonde électronique des ilménites

Echantillon	BB/23A	BB/23A	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/27	BB/27	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB0618
Analyse	103	312	105	106	206	303	407	506	209	319	320	412	717
Position	Incl. and	Incl. and	Incl. st	Incl. st	Incl. pl	Incl. and	matrice	matrice	Incl. grt	Incl. and	Incl. and	Incl. grt	Incl. grt
SiO2	0,07	0,13	0,08	0,00	0,13	0,78	0,05	2,48	0,23	0,00	0,03	0,24	0,04
TiO2	53,09	52,81	53,68	53,73	53,55	52,09	53,67	52,14	52,33	53,84	53,49	52,04	53,62
Al2O3	0,25	0,35	0,38	0,14	0,05	1,33	0,12	1,66	0,14	0,13	0,12	0,17	0,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	2,07	0,00
MgO	0,07	0,10	0,29	0,19	0,35	0,06	0,01	0,38	0,10	0,04	0,04	0,09	0,45
FeO	45,33	43,46	44,19	43,94	43,62	42,85	40,20	37,14	46,26	44,03	43,27	45,77	43,13
MnO	1,43	1,84	2,16	2,30	1,54	2,07	5,35	4,20	0,48	1,72	2,67	0,79	1,11
ZnO	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
CaO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,11	0,01	0,00	0,03	0,13	0,02	0,04	0,23	0,07
P2O5	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
Na2O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02	0,08	0,05	0,00	0,01	0,02	0,03
K2O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,15	0,47	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	100,29	98,70	100,88	100,38	99,41	99,26	99,58	98,58	100,22	99,78	99,76	101,45	98,77
Oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	0,002	0,003	0,002	0,000	0,003	0,020	0,001	0,061	0,006	0,000	0,001	0,006	0,001
Ti	1,000	1,007	1,002	1,009	1,012	0,979	1,015	0,965	0,989	1,016	1,011	0,972	1,017
Al	0,007	0,010	0,011	0,004	0,002	0,039	0,004	0,048	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Fe3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,039	0,000
Mg	0,003	0,004	0,011	0,007	0,013	0,002	0,000	0,014	0,004	0,002	0,001	0,003	0,017
Fe2	0,950	0,921	0,917	0,918	0,917	0,896	0,845	0,764	0,972	0,924	0,909	0,951	0,909
Mn	0,030	0,040	0,045	0,049	0,033	0,044	0,114	0,088	0,010	0,036	0,057	0,017	0,024
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
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001	0,001	0,006	0,002
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Na	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,004	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,005	0,015	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	1,994	1,985	1,990	1,988	1,985	1,982	1,985	1,959	2,000	1,982	1,986	2,000	1,979
Xil	0,97	0,95	0,94	0,94	0,95	0,95	0,88	0,88	0,98	0,96	0,94	0,94	0,96
Xhm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
Xgk	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Xpy	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,05	0,12	0,10	0,01	0,04	0,06	0,02	0,03

Tableau. C.IV.6 : Analyses à la microsonde électronique des rutilés et des apatites

Echantillon	Rutile						Apatite				
	BB/27	BB/30	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB0618	BB/26B	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618
Analyse	109	304	311	312	329	301	207	713	714	715	716
Position	Incl. st	Incl. and	Incl. st	Incl. st	Incl. pl	Incl. grt	Incl. pl	Incl. grt	Incl. grt	Incl. grt	Incl. grt
SiO2	0,14	0,32	0,08	0,03	0,64	5,39	0,05	0,05	0,19	1,80	0,07
TiO2	99,51	99,76	100,87	99,57	99,56	84,38	0,00	0,11	0,00	0,13	0,04
Al2O3	0,50	0,80	0,24	0,23	0,48	2,96	0,06	0,12	2,37	0,75	0,11
Cr2O3	0,02	0,02	0,04	0,04	0,13	0,07	0,00	0,04	0,02	0,02	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04	0,54	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06
FeO	0,66	0,29	0,78	0,80	0,20	5,32	0,20	0,88	1,10	1,21	1,01
MnO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,24	0,33	0,24	0,14	0,37
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,30	0,30	56,12	55,45	53,16	54,68	55,45
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	44,32	42,46	39,56	40,38	42,39
Na2O	0,01	0,11	0,00	0,08	0,20	0,02	0,09	0,09	0,15	0,09	0,07
K2O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,05	0,35	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02
H2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,85	1,81	1,76	1,80	1,81
Total	100,89	101,34	102,04	100,79	101,59	99,41	102,94	101,39	98,66	101,08	101,45
Si	0,002	0,004	0,001	0,000	0,008	0,072	0,004	0,004	0,016	0,150	0,006
Ti	0,988	0,984	0,991	0,991	0,980	0,852	0,000	0,007	0,000	0,008	0,002
Al	0,008	0,012	0,004	0,004	0,007	0,047	0,005	0,012	0,238	0,074	0,011
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,011	0,003	0,005	0,006	0,006	0,007
Fe2	0,007	0,003	0,008	0,009	0,002	0,060	0,013	0,061	0,079	0,084	0,070
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,023	0,018	0,010	0,026
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	4,861	4,919	4,855	4,866	4,921
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	3,033	2,976	2,855	2,839	2,973
Na	0,000	0,003	0,000	0,002	0,005	0,000	0,014	0,015	0,025	0,014	0,011
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0,006	0,003	0,003
OH	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Total	1,006	1,007	1,006	1,007	1,010	1,054	8,950	9,025	9,098	9,054	9,032
XFe	1,00	1,00	1,00	1,00	0,67	0,85					
XCa							0,62	0,62	0,63	0,63	0,62

Tableau. C.IV.7 : Analyses à la microsonde électronique des silicates d'alumine

Echantillon	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/26B	BB/26B	BB/27	BB/27	BB/27
Analyse	101	102	104	303	304	305	120	122	301	302	301	302	201	202	205
Minéral	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and
SiO ₂	36,87	36,75	37,07	36,61	37,04	38,52	38,44	36,90	38,09	36,73	34,92	36,75	36,73	37,35	37,04
TiO ₂	0,03	0,28	0,00	0,06	0,68	0,93	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	63,82	61,50	64,18	64,18	62,90	61,08	63,40	64,04	59,10	64,04	65,11	64,51	64,50	64,03	64,75
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,00	0,04	0,00	0,08	0,05	0,08	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,59	0,64	0,30	0,45	0,79	1,55	0,40	0,33	0,90	0,37	0,22	0,22	0,19	0,35	0,38
Mn ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04
MgO	0,07	0,06	0,01	0,01	0,03	0,23	0,10	0,00	0,18	0,05	0,08	0,05	0,02	0,00	0,01
ZnO	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	0,03	0,02	0,01	0,03	0,17	0,05	0,00	0,10	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,04	0,02	0,00	0,07	0,04	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,35	0,16	0,00	0,41	0,00	0,04	0,00	0,02	0,07	0,01
Total	101,46	99,41	101,62	101,36	101,53	102,94	102,69	101,41	98,91	101,26	100,5	101,64	101,55	101,87	102,25
Si	0,983	1,001	0,986	0,977	0,989	1,019	1,012	0,984	1,044	0,981	0,941	0,977	0,977	0,991	0,979
Ti	0,001	0,006	0,000	0,001	0,014	0,019	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Al	2,006	1,974	2,012	2,019	1,979	1,904	1,968	2,012	1,909	2,016	2,068	2,022	2,023	2,003	2,018
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ₃	0,012	0,013	0,006	0,009	0,016	0,031	0,008	0,007	0,019	0,007	0,004	0,004	0,004	0,007	0,008
Mn ₃	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,009	0,004	0,000	0,007	0,002	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000
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
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,001	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
P	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	0,000	0,000
Na	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,004	0,002	0,001	0,002	0,001
K	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,012	0,005	0,000	0,014	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000
Total	3,007	3,002	3,005	3,009	3,000	3,002	3,001	3,006	2,999	3,007	3,024	3,009	3,008	3,006	3,008

Echantillon	BB/30	BB/30	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/26B	BB/27	BB/27	BB/30	BB/30
Analyse	301	303	302	110	112	111	315	316	317	318	408	203	206	113	317
Minéral	and	and	and	and	and	and	and	and	and	and	sil	sil	sil	sil	sil
SiO2	37,73	37,64	37,78	35,42	36,57	36,38	37,00	37,10	36,76	36,66	39,23	36,24	53,40	36,83	37,75
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,03	0,01	0,44	0,01	0,12	0,05
Al2O3	64,59	64,23	64,13	61,47	63,53	61,56	63,83	63,02	62,22	62,56	60,59	58,22	50,61	62,35	62,27
Cr2O3	0,00	0,04	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,04
Fe2O3	0,20	0,17	0,22	0,20	0,17	0,18	0,34	0,45	0,75	0,38	0,18	4,60	0,31	1,29	0,85
Mn2O3	0,04	0,05	0,00	0,03	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,04	0,00
MgO	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,14	0,01	0,01	0,92	0,09	0,20	0,14
ZnO	0,00	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	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,07	0,08	0,02	0,03
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03
K2O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	1,14	0,07	0,29	0,31
Total	102,62	102,15	102,17	97,28	100,31	98,18	101,31	100,81	100,11	99,71	100,16	101,72	104,61	101,21	101,47
Si	0,993	0,995	0,998	0,984	0,985	1,000	0,987	0,995	0,994	0,993	1,055	0,987	1,356	0,989	1,009
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,009	0,000	0,002	0,001
Al	2,004	2,001	1,997	2,013	2,016	1,995	2,007	1,992	1,983	1,998	1,920	1,869	1,514	1,974	1,961
Cr	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe3	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,007	0,009	0,015	0,008	0,004	0,094	0,006	0,026	0,017
Mn3	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Mg	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,006	0,000	0,000	0,037	0,003	0,008	0,006
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
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,004	0,001	0,002	0,001	0,003	0,000	0,002	0,002
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,040	0,002	0,010	0,011
Total	3,003	3,002	3,001	3,009	3,005	3,001	3,006	3,004	3,004	3,003	2,983	3,042	2,885	3,013	3,007

Echantillon	BB/30	BB/30	BB/32	BB/32	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB0618	BB/27	BB/27	BB/27	BB/27	BB/30	BB/30	BB/30	BB/30	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32	BB/32
Analyse	608	604	311	312	117	332	333	118	203	501	502	503	507	306	307	308	405	406	205	206	207	401
Minéral	sil	sil	sil	sil	sil	sil	sil	sil	sil	ky	ky	ky	ky	ky	ky	ky						
SiO2	37,82	38,45	41,30	36,28	36,47	37,51	36,68	33,67	44,49	40,24	37,32	37,36	37,28	37,04	37,44	37,66	36,22	37,64	36,04	36,08	35,80	35,61
TiO2	0,03	0,00	0,00	0,60	0,30	0,48	0,00	0,04	0,08	0,00	0,04	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
Al2O3	62,43	63,26	55,18	55,36	59,82	57,65	61,83	61,08	53,08	61,57	64,00	64,87	63,38	63,93	64,13	64,09	63,14	63,99	62,87	63,15	62,98	62,93
Cr2O3	0,03	0,00	0,01	0,06	0,00	0,09	0,04	0,00	0,03	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,11
Fe2O3	0,33	0,20	0,68	3,36	3,10	2,42	2,03	1,31	0,23	0,16	0,26	0,25	0,29	0,22	0,30	0,16	0,28	0,36	0,15	0,15	0,28	0,36
Mn2O3	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	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	0,05	0,05	0,31	1,00	0,64	0,82	0,37	0,08	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02
ZnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,04	0,00	0,32	0,05	0,03	0,06	0,04	0,05	0,01	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
P2O5	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,02	0,00	0,25	0,10	0,03	0,03	0,06	0,27	0,27	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04
K2O	0,73	0,17	0,22	1,74	1,29	1,11	0,22	0,32	3,33	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	101,51	102,15	98,26	98,61	101,70	100,19	101,29	96,84	101,69	102,04	101,70	102,58	101,98	101,28	101,95	102,07	99,76	102,09	99,13	99,50	99,12	99,13
Si	1,010	1,016	1,134	1,019	0,988	1,027	0,987	0,948	1,197	1,061	0,991	0,984	0,987	0,988	0,992	0,996	0,981	0,996	0,982	0,980	0,976	0,972
Ti	0,001	0,000	0,000	0,013	0,006	0,010	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Al	1,966	1,970	1,786	1,832	1,911	1,861	1,961	2,028	1,683	1,914	2,004	2,014	2,010	2,010	2,003	1,998	2,016	1,996	2,019	2,021	2,024	2,025
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Fe3	0,007	0,004	0,014	0,071	0,063	0,050	0,041	0,028	0,005	0,003	0,005	0,005	0,006	0,004	0,006	0,003	0,006	0,007	0,003	0,003	0,006	0,007
Mn3	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	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	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,002	0,013	0,042	0,026	0,034	0,015	0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	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	0,000	0,000
Ca	0,001	0,000	0,009	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P	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	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,013	0,005	0,002	0,002	0,003	0,015	0,014	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002
K	0,025	0,006	0,008	0,062	0,045	0,039	0,007	0,012	0,114	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
Total	3,015	2,999	2,977	3,049	3,041	3,026	3,017	3,036	3,020	2,981	3,003	3,005	3,005	3,005	3,004	3,001	3,007	3,003	3,007	3,007	3,008	3,011

Tableau. C.IV.8 : Analyses à la microsonde électronique des feldspaths potassiques

Echantillon	BB/30	BB/30	BB/30	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618
Analyse	213	313	315	201	202	204	205	217	218	219	220	221	222	101	102	103	104	105
Position	matrice	matrice	matrice	prod.reac	prod.reac	prod.reac	cont.grt	cont.grt	cont.grt	cont.grt	matrice	matrice	cont.grt	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice
SiO2	59,03	56,99	63,93	62,51	64,09	63,78	64,41	64,61	64,41	64,82	64,42	55,86	63,56	64,58	64,48	64,31	64,62	64,93
TiO2	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,05	0,00	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,06	0,10	0,04	0,01	0,01	0,05
Al2O3	26,90	27,22	19,76	21,01	19,64	21,32	18,78	18,94	18,64	19,06	18,74	27,80	21,22	18,66	18,78	18,82	18,93	18,83
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,01	0,07	0,01	0,04	0,05	0,02	0,05	0,02	0,01	0,05	0,03	0,01	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,08	0,05	0,06	0,08	0,02	0,02	0,04
MgO	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
FeO	0,46	0,22	0,11	0,01	0,09	0,07	0,06	0,05	0,21	0,08	0,01	0,01	0,02	0,08	0,16	0,07	0,11	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,04	0,02	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,02
ZnO	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	0,02	0,04	0,01	0,05	0,00	0,01	0,02	0,06	0,03	0,01	0,02	0,05	0,05	0,05	0,07	0,01
P2O5	0,01	0,10	0,05	0,11	0,07	0,08	0,09	0,02	0,16	0,10	0,03	0,09	0,09	0,10	0,04	0,09	0,07	0,03
Na2O	0,83	0,82	1,18	1,89	2,12	1,64	1,48	1,58	1,61	1,60	1,68	1,47	1,56	1,75	1,59	1,87	1,67	1,80
K2O	13,21	13,25	15,73	14,05	14,28	14,20	15,54	15,22	15,35	15,28	15,19	12,05	14,45	14,60	15,29	14,79	14,61	15,12
Total	100,48	98,63	100,82	99,77	100,56	101,22	100,49	100,54	100,52	101,15	100,19	97,46	101,08	100,00	100,58	100,14	100,18	100,96
Oxygen	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Si	2,693	2,654	2,935	2,884	2,937	2,894	2,965	2,968	2,965	2,961	2,970	2,623	2,892	2,974	2,966	2,964	2,970	2,971
Ti	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002
Al	1,447	1,494	1,069	1,142	1,061	1,140	1,019	1,025	1,011	1,026	1,019	1,539	1,138	1,013	1,018	1,022	1,025	1,015
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
Ni				0,003	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001
Mg	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Fe2	0,018	0,009	0,004	0,000	0,003	0,003	0,002	0,002	0,008	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,006	0,003	0,004	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	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
Ca	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001
P	0,000	0,004	0,002	0,004	0,003	0,003	0,004	0,001	0,006	0,004	0,001	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,003	0,001
Na	0,074	0,074	0,105	0,169	0,188	0,144	0,132	0,141	0,144	0,141	0,151	0,134	0,138	0,157	0,142	0,167	0,148	0,160
K	0,769	0,787	0,922	0,827	0,835	0,822	0,913	0,892	0,902	0,890	0,894	0,722	0,839	0,858	0,897	0,870	0,856	0,882
Total	5,003	5,024	5,040	5,035	5,037	5,012	5,041	5,033	5,042	5,035	5,039	5,029	5,019	5,017	5,040	5,037	5,015	5,039
Albite	0,09	0,09	0,10	0,17	0,18	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,16	0,14	0,15	0,14	0,16	0,15	0,15
Anorthite	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
K feldspar	0,91	0,91	0,90	0,83	0,82	0,85	0,87	0,86	0,86	0,86	0,85	0,84	0,86	0,84	0,86	0,84	0,85	0,85

Echantillon	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	
Analyse	106	107	108	109	110	111	112	113	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	
Position	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice	matrice
SiO2	63,82	64,69	64,36	64,88	63,97	64,51	63,64	63,96	63,51	64,24	64,09	65,13	64,32	65,14	63,73	63,71	64,10	64,34	63,58	
TiO2	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,12	0,03	0,03	0,07	0,07	0,02	0,01	0,02	0,06	0,10	0,04	0,02	0,10	0,01	
Al2O3	19,06	18,78	18,87	18,92	18,73	19,00	18,34	18,57	18,49	18,70	18,61	19,24	18,45	18,90	18,57	18,71	18,73	18,58	18,62	
Cr2O3	0,02	0,05	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	0,05	0,01	0,02	0,04	0,07	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	
NiO	0,03	0,10	0,03	0,00	0,13	0,05	0,06	0,07	0,02	0,07	0,06	0,05	0,08	0,10	0,01	0,00	0,08	0,13	0,06	
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	
FeO	0,05	0,17	0,12	0,04	0,12	0,01	0,05	0,07	0,08	0,16	0,06	0,04	0,07	0,28	0,09	0,11	0,05	0,14	0,02	
MnO	0,03	0,01	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,06	0,03	0,04	0,00	0,03	0,05	0,01	0,00	0,02	
ZnO	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	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,06	0,07	0,00	0,11	
P2O5	0,11	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,07	0,10	0,07	0,09	0,03	0,04	0,07	0,02	0,06	0,02	0,11	0,08	0,11	
Na2O	1,59	1,77	1,83	1,87	1,85	2,03	1,61	1,67	1,34	1,66	1,63	1,46	1,76	1,79	1,66	1,84	1,62	1,89	1,87	
K2O	14,57	14,97	14,58	14,47	14,64	14,49	14,86	14,98	15,31	14,98	15,16	13,17	15,01	15,19	15,13	14,42	14,96	15,03	14,70	
Total	99,34	100,69	99,99	100,33	99,64	100,36	98,78	99,58	98,95	100,06	99,77	99,25	99,89	101,56	99,43	98,98	99,81	100,34	99,11	
Oxygen	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	
Si	2,958	2,968	2,966	2,974	2,964	2,961	2,975	2,967	2,968	2,966	2,970	2,988	2,975	2,967	2,964	2,966	2,965	2,966	2,962	
Ti	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,001	0,003	0,000	
Al	1,041	1,015	1,025	1,022	1,023	1,028	1,010	1,015	1,018	1,018	1,016	1,040	1,006	1,015	1,018	1,027	1,021	1,010	1,022	
Cr	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	
Ni	0,001	0,004	0,001	0,000	0,005	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003	0,004	0,000	0,000	0,003	0,005	0,002	
Mg	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	
Fe2	0,002	0,006	0,005	0,002	0,005	0,000	0,002	0,003	0,003	0,006	0,002	0,002	0,003	0,011	0,003	0,004	0,002	0,006	0,001	
Mn	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	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	
Ca	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,003	0,000	0,006	
P	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,001	0,004	0,003	0,004	
Na	0,143	0,158	0,163	0,166	0,166	0,181	0,146	0,150	0,122	0,148	0,147	0,130	0,158	0,158	0,150	0,166	0,145	0,169	0,169	
K	0,862	0,876	0,857	0,846	0,866	0,848	0,886	0,887	0,913	0,882	0,896	0,771	0,885	0,883	0,898	0,856	0,883	0,884	0,874	
Total	5,016	5,036	5,026	5,016	5,036	5,031	5,031	5,034	5,032	5,033	5,040	4,939	5,038	5,043	5,043	5,028	5,030	5,047	5,041	
Albite	0,14	0,15	0,16	0,16	0,16	0,18	0,14	0,14	0,12	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14	0,16	0,14	0,16	0,16	
Anorthite	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	0,01	
K feldspar	0,86	0,85	0,84	0,84	0,84	0,82	0,86	0,86	0,88	0,85	0,86	0,85	0,85	0,85	0,86	0,84	0,86	0,84	0,83	

Tableau. C.IV.10 : Analyses à la microsonde électronique des grenats

Echantillon	BB/23A	BB/23A	BB/23A	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/23B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/26B	BB/27	BB/27	BB/27	BB/27
Analyse	201	202	203	203	204	205	206	401	407	402	403	302	303	301	304
Position	Porphyrob.	Porphyrob.	Porphyrob.	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	matrice	matrice	matrice	matrice
SiO2	37,44	37,11	37,24	37,51	37,08	37,33	37,17	36,89	37,11	36,87	37,14	35,13	34,92	37,04	36,18
TiO2	0,03	0,05	0,05	0,10	0,02	0,09	0,03	0,12	0,06	0,10	0,08	0,10	0,02	0,03	0,00
Al2O3	21,33	21,43	21,29	20,75	21,32	21,08	21,15	21,43	21,28	21,10	21,22	23,24	24,57	21,22	20,79
Cr2O3	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	0,02	0,03
Fe2O3	1,66	2,17	1,51	1,14	1,29	0,47	0,91	1,45	1,21	1,34	1,54	1,77	2,55	2,29	2,71
MgO	1,15	1,13	1,10	1,41	1,76	1,09	1,04	1,71	1,38	1,60	1,44	1,74	1,71	1,92	1,88
FeO	31,01	30,50	30,41	29,46	32,25	31,53	31,71	31,99	33,10	32,76	32,59	29,36	28,59	30,64	29,54
MnO	4,36	4,17	4,17	6,33	5,06	3,61	3,57	5,06	4,09	2,97	3,51	6,00	6,13	5,81	5,93
ZnO	0,00	0,00	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
CaO	5,60	5,89	6,03	4,99	2,73	5,82	5,67	3,14	3,60	4,31	4,46	2,75	2,70	3,29	3,05
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na2O	0,03	0,03	0,06	0,03	0,06	0,03	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,07	0,03	0,10
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Total	102,63	102,54	101,85	101,74	101,60	101,04	101,27	101,84	101,87	101,19	102,00	100,13	101,32	102,29	100,20
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	2,958	2,934	2,959	2,988	2,962	2,988	2,974	2,941	2,960	2,953	2,955	2,835	2,778	2,939	2,931
Ti	0,002	0,003	0,003	0,006	0,001	0,005	0,002	0,007	0,004	0,006	0,005	0,006	0,001	0,002	0,000
Al	1,986	1,998	1,994	1,948	2,007	1,989	1,995	2,014	2,001	1,992	1,990	2,211	2,304	1,985	1,986
Cr	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Fe3	0,099	0,129	0,090	0,068	0,078	0,028	0,055	0,087	0,072	0,081	0,092	0,108	0,153	0,137	0,165
Mg	0,136	0,133	0,130	0,168	0,210	0,131	0,124	0,203	0,164	0,191	0,171	0,210	0,202	0,227	0,227
Fe2	2,049	2,017	2,021	1,963	2,154	2,111	2,122	2,133	2,209	2,195	2,169	1,981	1,902	2,034	2,002
Mn	0,292	0,279	0,281	0,427	0,342	0,245	0,242	0,342	0,277	0,201	0,237	0,410	0,413	0,390	0,407
Zn	0,000	0,000	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
Ca	0,474	0,499	0,513	0,426	0,233	0,499	0,486	0,268	0,308	0,370	0,381	0,238	0,230	0,280	0,265
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,005	0,005	0,009	0,005	0,009	0,004	0,001	0,003	0,004	0,005	0,001	0,000	0,011	0,005	0,016
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Total	8,000														
XFe	0,94	0,94	0,94	0,92	0,91	0,94	0,94	0,91	0,93	0,92	0,93	0,90	0,90	0,90	0,90
Xalm	0,69	0,69	0,69	0,77	0,80	0,85	0,85	0,72	0,75	0,74	0,73	0,70	0,69	0,69	0,69
Xpyr	0,05	0,05	0,04	0,07	0,08	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08
Xgro	0,16	0,17	0,17	0,14	0,08	0,17	0,16	0,09	0,10	0,13	0,13	0,08	0,08	0,10	0,09
Xspe	0,10	0,10	0,10	0,17	0,13	0,10	0,10	0,12	0,09	0,07	0,08	0,14	0,15	0,13	0,14

Echantillon	BB/27	BB/27	BB/27	BB/30	BB/32	BB/32	BB/32								
Analyse	403	107	110	101	102	103	106	202	203	205	206	601	202	204	208
Position	Incl.and	Incl.pl	Incl.pl	attol	attol	attol	attol	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Incl.pl	Incl.pl	Incl.pl	Incl.pl
SiO2	36,06	35,98	38,21	34,50	36,49	36,99	36,88	37,39	37,40	36,98	37,31	37,30	35,68	36,08	36,41
TiO2	0,00	0,01	0,01	4,03	0,00	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,10	0,00	0,02	0,05	0,01
Al2O3	25,49	20,43	21,94	21,65	21,27	21,33	20,81	21,23	21,25	21,31	21,30	21,60	20,90	20,92	23,26
Cr2O3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,16	2,01	0,00	0,00	2,70	2,37	2,35	1,37	1,50	3,43	1,58	0,00	1,20	0,95	0,00
MgO	1,59	1,74	1,88	1,97	1,99	1,84	1,83	1,93	1,86	1,93	1,85	1,89	1,92	1,87	1,85
FeO	34,96	31,32	31,68	30,88	30,28	30,17	29,78	30,63	30,03	29,30	30,31	30,46	29,69	29,98	30,71
MnO	2,82	4,88	6,73	5,73	5,63	6,73	6,83	6,58	7,52	5,15	5,87	7,83	5,73	5,65	5,64
ZnO	0,02	0,02	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	1,58	2,84	2,81	2,58	3,09	2,83	2,69	3,11	2,67	3,73	3,75	1,58	2,81	3,23	2,90
P2O5	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
Na2O	0,08	0,00	0,04	0,08	0,03	0,08	0,14	0,01	0,07	0,30	0,07	0,02	0,04	0,01	0,01
K2O	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,09	0,00	0,00	0,01
Total	102,84	99,23	103,32	101,45	101,52	102,40	101,39	102,36	102,40	102,29	102,15	100,78	98,01	98,76	100,78
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	2,824	2,950	2,992	2,763	2,918	2,935	2,955	2,963	2,965	2,925	2,957	2,994	2,946	2,957	2,907
Ti	0,000	0,001	0,000	0,242	0,000	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,006	0,000	0,001	0,003	0,000
Al	2,352	1,974	2,024	2,044	2,005	1,995	1,965	1,983	1,986	1,987	1,990	2,043	2,034	2,021	2,189
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3	0,009	0,124	0,000	0,000	0,163	0,141	0,142	0,082	0,090	0,204	0,094	0,000	0,075	0,059	0,000
Mg	0,186	0,213	0,220	0,235	0,237	0,218	0,219	0,228	0,220	0,228	0,219	0,226	0,237	0,229	0,220
Fe2	2,289	2,148	2,074	2,069	2,025	2,002	1,996	2,030	1,991	1,938	2,009	2,044	2,050	2,054	2,051
Mn	0,187	0,339	0,446	0,389	0,381	0,452	0,463	0,442	0,505	0,345	0,394	0,532	0,401	0,392	0,381
Zn	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,133	0,250	0,236	0,222	0,265	0,241	0,231	0,264	0,227	0,317	0,319	0,136	0,249	0,284	0,248
P	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Na	0,012	0,000	0,006	0,013	0,004	0,013	0,022	0,002	0,011	0,046	0,010	0,004	0,006	0,002	0,002
K	0,004	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,003	0,001	0,010	0,000	0,000	0,001
Total	8,000	8,000	7,999	7,980	8,000	7,990	8,000	8,000	7,999						
XFe	0,92	0,91	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
Xalm	0,82	0,73	0,70	0,77	0,77	0,75	0,75	0,68	0,68	0,69	0,68	0,70	0,70	0,69	0,71
Xpyr	0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08
Xgro	0,05	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,08	0,11	0,11	0,05	0,08	0,10	0,09
Xspe	0,07	0,11	0,15	0,14	0,14	0,17	0,17	0,15	0,17	0,12	0,13	0,18	0,14	0,13	0,13

Echantillon	BB/32	BB/32	BB/32	BB/34B	BB/34B	BB/34B									
Analyse	309	301	306	106	107	110	111	112	113	114	115	108	109	401	403
Position	Incl.pl	Incl.st	Incl.st	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.rim	Porphy.rim
SiO2	36,38	36,52	36,90	37,13	37,30	37,25	37,58	37,36	37,34	37,61	37,38	37,38	37,50	34,16	34,59
TiO2	0,05	0,04	0,03	0,07	0,07	0,11	0,11	0,04	0,16	0,27	0,01	0,10	0,10	0,10	0,08
Al2O3	21,08	20,58	21,23	21,76	21,63	21,45	21,60	21,45	21,30	21,23	21,62	21,53	21,42	20,91	21,01
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Fe2O3	0,74	0,00	0,56	1,94	1,93	0,95	1,58	2,34	1,80	0,85	1,33	0,90	1,46	5,17	5,42
MgO	1,94	1,82	1,90	1,88	2,07	2,00	1,98	1,66	2,04	1,79	2,05	1,50	1,90	1,86	2,24
FeO	29,90	30,32	30,48	32,47	31,68	31,64	31,87	29,87	30,32	31,86	31,53	30,70	31,22	28,50	28,49
MnO	5,84	6,47	6,07	1,75	1,50	1,96	1,97	3,00	3,37	2,79	3,69	4,29	2,89	1,87	1,62
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	2,95	2,51	2,74	5,20	5,79	5,73	5,69	6,63	5,30	5,53	4,40	5,49	5,68	5,62	5,61
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04
Na2O	0,11	0,02	0,14	0,04	0,08	0,02	0,08	0,08	0,14	0,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,04
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	98,98	98,27	100,06	102,34	102,11	101,11	102,48	102,44	101,78	102,10	102,05	101,89	102,27	98,20	99,15
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	2,969	3,007	2,981	2,928	2,938	2,962	2,952	2,939	2,953	2,971	2,955	2,962	2,955	2,817	2,819
Ti	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,007	0,007	0,002	0,009	0,016	0,001	0,006	0,006	0,006	0,005
Al	2,028	1,997	2,022	2,022	2,008	2,010	2,000	1,989	1,986	1,977	2,014	2,011	1,989	2,033	2,018
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Fe3	0,045	0,000	0,034	0,115	0,114	0,057	0,094	0,139	0,107	0,050	0,079	0,054	0,086	0,321	0,332
Mg	0,236	0,223	0,228	0,222	0,243	0,237	0,232	0,194	0,240	0,211	0,241	0,177	0,223	0,228	0,273
Fe2	2,041	2,088	2,059	2,141	2,087	2,104	2,093	1,965	2,006	2,105	2,084	2,035	2,057	1,966	1,941
Mn	0,403	0,451	0,415	0,117	0,100	0,132	0,131	0,200	0,226	0,187	0,247	0,288	0,193	0,131	0,112
Zn	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,258	0,222	0,237	0,439	0,489	0,489	0,479	0,559	0,449	0,468	0,372	0,466	0,479	0,497	0,490
P	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003
Na	0,017	0,004	0,022	0,006	0,012	0,003	0,012	0,012	0,021	0,009	0,003	0,000	0,006	0,001	0,007
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Total	8,000	7,994	8,000	8,000	8,000										
XFe	0,90	0,90	0,90	0,91	0,90	0,90	0,90	0,91	0,89	0,91	0,90	0,92	0,90	0,90	0,88
Xalm	0,69	0,70	0,70	0,73	0,71	0,71	0,71	0,67	0,69	0,71	0,71	0,69	0,70	0,70	0,69
Xpyr	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,08	0,10
Xgro	0,09	0,07	0,08	0,15	0,17	0,17	0,16	0,19	0,15	0,16	0,13	0,16	0,16	0,18	0,17
Xspe	0,14	0,15	0,14	0,04	0,03	0,04	0,04	0,07	0,08	0,06	0,08	0,10	0,07	0,05	0,04

Echantillon	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB/34B	BB18	BB18	BB18	BB18	BB18	BB18
Analyse	405	406	407	414	402	201	602	603	607	608	609	701
Position	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	atoll	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim	Porphy.rim
SiO2	34,02	33,85	33,87	37,58	34,14	31,36	37,29	37,33	37,30	37,49	37,35	37,16
TiO2	0,12	0,13	0,10	0,15	0,09	0,09	0,12	0,13	0,07	0,04	0,04	0,02
Al2O3	20,66	20,58	20,83	21,16	20,79	20,44	20,61	20,74	20,88	21,22	21,00	20,71
Cr2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,09	0,04	0,03	0,04
Fe2O3	5,96	6,48	6,20	0,90	5,44	8,08	0,18	0,00	0,37	0,71	0,18	0,66
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,04	0,05	0,05
MgO	1,23	1,44	1,08	1,26	1,06	1,71	2,13	1,91	2,50	2,66	2,35	2,17
FeO	26,28	26,39	24,81	31,12	24,98	24,85	32,76	34,58	33,32	32,94	33,52	33,99
MnO	3,09	2,87	3,98	2,79	4,09	2,05	5,31	3,44	5,00	4,09	4,91	3,96
ZnO	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	6,92	6,67	7,69	6,83	7,54	5,74	2,09	2,37	1,42	2,15	1,53	1,93
P2O5	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,08	0,00	0,09	0,01
Na2O	0,07	0,04	0,00	0,02	0,05	0,08	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00
K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02
Total	98,37	98,45	98,58	101,82	98,18	94,44	100,62	100,58	101,08	101,46	101,10	100,72
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	2,808	2,793	2,789	2,978	2,818	2,698	3,006	3,010	2,990	2,984	2,993	2,994
Ti	0,007	0,008	0,006	0,009	0,005	0,006	0,008	0,008	0,004	0,002	0,003	0,001
Al	2,009	2,002	2,022	1,977	2,023	2,073	1,958	1,970	1,973	1,991	1,984	1,967
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,006	0,002	0,002	0,002
Fe3	0,370	0,402	0,384	0,054	0,338	0,523	0,011	0,000	0,022	0,043	0,011	0,040
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,003	0,003	0,003
Mg	0,151	0,177	0,132	0,149	0,130	0,219	0,257	0,229	0,299	0,316	0,280	0,260
Fe2	1,814	1,821	1,709	2,063	1,725	1,787	2,209	2,332	2,234	2,193	2,246	2,291
Mn	0,216	0,200	0,278	0,187	0,286	0,149	0,363	0,235	0,339	0,275	0,333	0,270
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
Ca	0,612	0,590	0,679	0,580	0,667	0,529	0,181	0,205	0,122	0,184	0,132	0,167
P	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,005	0,000	0,006	0,001
Na	0,011	0,006	0,000	0,004	0,008	0,013	0,000	0,002	0,004	0,004	0,005	0,000
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,005	0,002	0,002
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,995	8,000	8,000	8,000	8,000
XFe	0,92	0,91	0,93	0,93	0,93	0,89	0,90	0,91	0,88	0,87	0,89	0,90
Xalm	0,65	0,65	0,61	0,69	0,61	0,67	0,73	0,78	0,75	0,74	0,75	0,77
Xpyr	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,09	0,08	0,10	0,11	0,09	0,09
Xgro	0,22	0,21	0,24	0,19	0,24	0,20	0,06	0,07	0,04	0,06	0,04	0,06
Xspe	0,08	0,07	0,10	0,06	0,10	0,06	0,12	0,08	0,11	0,09	0,11	0,09

Annexes

Echantillon	BB18	BB18	BB18	BB18	BB18	BB18									
Analyse	702	703	705	706	707	710	711	213	214	224	604	605	606	704	708
Position	Porphy.rim	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core									
SiO2	37,13	37,51	37,45	37,71	37,19	37,52	37,57	37,36	37,22	37,22	36,90	36,96	37,15	37,49	37,05
TiO2	0,08	0,06	0,04	0,03	0,07	0,02	0,04	0,00	0,07	0,02	0,08	0,03	0,01	0,08	0,02
Al2O3	20,94	20,73	20,79	20,77	20,63	20,41	20,49	20,93	21,15	21,29	20,61	20,92	20,72	20,78	20,46
Cr2O3	0,00	0,05	0,02	0,05	0,01	0,04	0,08	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Fe2O3	0,72	0,06	0,31	0,05	0,55	0,00	0,00	0,74	0,49	1,71	0,25	0,00	0,16	0,00	0,00
NiO	0,01	0,08	0,07	0,08	0,18	0,14	0,08	0,02	0,14	0,09	0,07	0,07	0,04	0,08	0,01
MgO	2,30	2,48	2,35	2,94	2,79	2,72	2,58	1,60	1,56	2,48	1,53	1,43	1,82	1,90	1,70
FeO	33,24	34,42	34,06	34,72	33,53	35,63	35,30	33,89	32,89	31,95	31,20	31,53	32,28	33,30	33,19
MnO	4,77	3,13	4,20	1,65	4,17	2,24	2,23	4,59	5,21	4,24	6,96	7,24	6,14	4,89	5,33
CaO	1,70	2,19	1,68	2,67	1,33	1,30	1,84	2,40	2,70	2,91	2,02	1,99	2,00	2,06	2,12
P2O5	0,03	0,04	0,03	0,03	0,09	0,03	0,01	0,00	0,05	0,01	0,05	0,09	0,06	0,04	0,11
Na2O	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,13	0,04	0,04	0,02	0,00
K2O	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Total	100,97	100,78	101,04	100,72	100,58	100,10	100,24	101,62	101,52	101,95	99,81	100,35	100,46	100,65	100,01
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	2,982	3,010	3,004	3,014	2,993	3,030	3,029	2,992	2,980	2,952	3,005	2,996	3,003	3,018	3,011
Ti	0,005	0,004	0,003	0,002	0,005	0,001	0,002	0,000	0,004	0,001	0,005	0,002	0,001	0,005	0,002
Al	1,982	1,961	1,966	1,957	1,957	1,943	1,947	1,976	1,996	1,991	1,978	1,999	1,975	1,972	1,960
Cr	0,000	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,005	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe3	0,043	0,004	0,019	0,003	0,033	0,000	0,000	0,044	0,029	0,102	0,016	0,000	0,010	0,000	0,000
Ni	0,001	0,005	0,005	0,005	0,012	0,009	0,005	0,001	0,009	0,005	0,005	0,005	0,002	0,005	0,001
Mg	0,276	0,297	0,281	0,350	0,334	0,328	0,310	0,191	0,187	0,293	0,186	0,172	0,219	0,228	0,206
Fe2	2,232	2,310	2,285	2,321	2,256	2,407	2,380	2,269	2,202	2,120	2,124	2,137	2,183	2,243	2,256
Mn	0,324	0,213	0,285	0,112	0,284	0,153	0,152	0,311	0,353	0,285	0,480	0,497	0,420	0,334	0,367
Ca	0,146	0,189	0,144	0,229	0,115	0,113	0,159	0,206	0,232	0,247	0,176	0,173	0,174	0,178	0,185
P	0,002	0,002	0,002	0,002	0,006	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,006	0,004	0,003	0,008
Na	0,003	0,001	0,004	0,001	0,003	0,005	0,002	0,003	0,001	0,000	0,021	0,007	0,006	0,003	0,000
K	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,996	7,993	8,000	8,000	8,000	8,000	7,998	8,000	7,989	7,996
XFe	0,89	0,89	0,89	0,87	0,87	0,88	0,88	0,92	0,92	0,88	0,92	0,93	0,91	0,91	0,92
Xalm	0,75	0,08	0,10	0,04	0,11	0,06	0,06	0,11	0,13	0,11	0,17	0,18	0,15	0,12	0,13
Xpyr	0,09	0,10	0,09	0,12	0,11	0,11	0,10	0,06	0,06	0,10	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07
Xgro	0,05	0,06	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Xspe	0,11	0,07	0,10	0,04	0,10	0,05	0,05	0,10	0,12	0,10	0,16	0,17	0,14	0,11	0,12

Echantillon	BB18												
Analyse	709	215	216	223	401	402	403	404	405	509	510	511	514
Position	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Porphy.core	Petit grt								
SiO2	37,34	37,19	37,38	36,98	36,78	36,69	36,91	36,92	36,96	37,20	37,03	36,70	36,73
TiO2	0,04	0,07	0,01	0,07	0,05	0,03	0,03	0,10	0,02	0,02	0,08	0,00	0,05
Al2O3	20,75	20,79	20,67	20,73	21,19	21,30	21,45	21,18	21,08	21,11	20,75	20,89	21,09
Cr2O3	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01
Fe2O3	0,00	0,00	0,22	0,16	1,34	2,09	1,12	0,90	1,67	1,26	0,84	2,02	1,41
NiO	0,01	0,00	0,05	0,09	0,04	0,03	0,01	0,11	0,06	0,00	0,07	0,09	0,01
MgO	1,97	1,45	1,51	1,33	1,84	2,60	2,01	1,83	2,88	2,21	1,91	2,17	1,81
FeO	33,82	30,47	30,60	30,49	32,54	32,57	33,57	33,07	33,12	32,51	32,71	32,45	34,04
MnO	5,26	8,13	8,15	8,27	4,76	4,30	4,60	4,82	3,25	4,54	4,84	4,73	4,93
CaO	1,54	2,41	2,29	2,32	2,42	1,76	1,79	2,28	1,97	2,49	2,51	2,08	1,33
P2O5	0,01	0,18	0,09	0,09	0,00	0,02	0,06	0,04	0,04	0,02	0,05	0,01	0,01
Na2O	0,00	0,06	0,05	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00
K2O	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00
Total	100,77	100,80	101,07	100,60	101,04	101,44	101,61	101,33	101,14	101,45	100,83	101,16	101,41
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	3,011	2,998	3,008	2,995	2,956	2,931	2,950	2,961	2,953	2,970	2,982	2,949	2,954
Ti	0,002	0,004	0,000	0,004	0,003	0,002	0,002	0,006	0,001	0,001	0,005	0,000	0,003
Al	1,973	1,976	1,961	1,978	2,008	2,006	2,021	2,002	1,986	1,987	1,970	1,979	1,999
Cr	0,000	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,004	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe3	0,000	0,000	0,013	0,010	0,081	0,126	0,067	0,054	0,100	0,076	0,051	0,122	0,085
Ni	0,001	0,000	0,003	0,006	0,002	0,002	0,001	0,007	0,004	0,000	0,005	0,006	0,001
Mg	0,237	0,175	0,181	0,160	0,220	0,310	0,240	0,219	0,343	0,263	0,230	0,259	0,217
Fe2	2,281	2,055	2,060	2,065	2,187	2,176	2,244	2,218	2,213	2,171	2,203	2,181	2,289
Mn	0,359	0,555	0,555	0,567	0,324	0,291	0,311	0,327	0,220	0,307	0,330	0,322	0,336
Ca	0,133	0,208	0,197	0,201	0,209	0,151	0,153	0,196	0,169	0,213	0,217	0,179	0,114
P	0,001	0,012	0,006	0,006	0,000	0,002	0,004	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,000
Na	0,000	0,009	0,008	0,004	0,007	0,002	0,004	0,001	0,003	0,006	0,005	0,001	0,000
K	0,002	0,001	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,003	0,003	0,000	0,001	0,000
Total	8,000	7,995	8,000										
XFe	0,91	0,92	0,92	0,93	0,91	0,88	0,90	0,91	0,87	0,89	0,91	0,89	0,91
Xalm	0,76	0,20	0,20	0,20	0,12	0,11	0,11	0,12	0,08	0,11	0,12	0,12	0,12
Xpyr	0,08	0,06	0,06	0,05	0,07	0,11	0,08	0,07	0,12	0,09	0,08	0,09	0,07
Xgro	0,04	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,04
Xspe	0,12	0,19	0,19	0,19	0,11	0,10	0,11	0,11	0,07	0,10	0,11	0,11	0,11

Echantillon	BB/34B	BB/34B																			
Analyse	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Profil	P3	P3																			
SiO2	37,63	37,70	37,68	37,40	37,34	37,59	37,07	37,37	37,56	37,41	37,23	37,53	37,26	37,26	37,41	37,12	37,16	37,12	37,12	37,06	37,03
TiO2	0,09	0,07	0,08	0,03	0,05	0,00	0,05	0,14	0,11	0,04	0,04	0,16	0,04	0,11	0,05	0,15	0,03	0,04	0,18	0,22	
Al2O3	21,00	21,04	21,11	21,14	21,05	21,29	21,14	20,99	21,17	21,00	21,05	20,97	21,01	21,04	21,15	21,11	21,43	21,35	20,87	20,84	
Cr2O3	0,04	0,01	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,06	0,06	0,02	0,01	0,02	
Fe2O3	1,37	1,59	0,85	1,80	2,27	1,21	1,77	2,00	1,64	1,86	1,67	1,77	1,89	1,77	2,43	1,94	2,47	2,44	2,24	2,26	
NiO	0,03	0,06	0,01	0,00	0,01	0,04	0,07	0,10	0,14	0,04	0,14	0,02	0,01	0,04	0,07	0,03	0,02	0,14	0,05	0,09	
MgO	2,14	2,03	1,98	1,96	1,80	1,77	1,70	1,57	1,54	1,51	1,46	1,47	1,43	1,41	1,42	1,32	1,30	1,27	1,24	1,20	
FeO	31,53	31,75	32,03	31,79	31,24	31,72	31,39	30,86	30,91	31,15	30,56	30,50	31,24	30,36	30,22	30,05	30,09	29,52	29,63	29,50	
MnO	2,21	2,28	2,01	2,16	2,42	2,24	2,56	2,52	2,47	2,58	2,56	2,72	2,65	2,90	2,78	2,76	2,88	3,06	3,17	3,12	
CaO	5,73	5,73	5,87	5,63	6,03	5,94	5,61	6,51	6,70	6,45	6,70	6,92	6,34	6,66	6,89	7,14	6,96	7,14	7,24	7,33	
P2O5	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,07	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	
Na2O	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,04	0,05	0,02	0,03	
K2O	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,06	0,01	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	
Total	101,85	102,31	101,67	101,98	102,29	101,88	101,41	102,14	102,34	102,15	101,47	102,17	101,92	101,69	102,53	101,73	102,49	102,22	101,72	101,65	
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	
Si	2,974	2,971	2,983	2,958	2,948	2,973	2,953	2,955	2,961	2,959	2,961	2,964	2,956	2,958	2,947	2,946	2,929	2,932	2,946	2,945	
Ti	0,005	0,004	0,005	0,002	0,003	0,000	0,003	0,008	0,006	0,002	0,003	0,009	0,002	0,006	0,003	0,009	0,002	0,003	0,011	0,013	
Al	1,956	1,955	1,970	1,971	1,959	1,984	1,984	1,957	1,967	1,958	1,973	1,953	1,965	1,969	1,964	1,975	1,991	1,988	1,955	1,954	
Cr	0,003	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,003	0,004	0,001	0,000	0,001	
Fe3	0,081	0,094	0,051	0,107	0,135	0,072	0,106	0,119	0,097	0,111	0,100	0,105	0,113	0,106	0,144	0,116	0,147	0,145	0,134	0,135	
Ni	0,002	0,004	0,001	0,000	0,001	0,002	0,005	0,006	0,009	0,003	0,009	0,001	0,001	0,003	0,005	0,002	0,001	0,009	0,003	0,006	
Mg	0,253	0,238	0,233	0,231	0,212	0,209	0,202	0,186	0,181	0,178	0,173	0,173	0,173	0,169	0,167	0,156	0,153	0,150	0,147	0,142	
Fe2	2,084	2,093	2,121	2,103	2,063	2,098	2,091	2,041	2,038	2,061	2,033	2,015	2,073	2,016	1,991	1,995	1,983	1,950	1,969	1,962	
Mn	0,148	0,152	0,135	0,145	0,162	0,150	0,173	0,169	0,165	0,173	0,173	0,182	0,178	0,195	0,185	0,186	0,192	0,204	0,213	0,210	
Ca	0,485	0,484	0,498	0,477	0,510	0,504	0,479	0,551	0,566	0,546	0,571	0,585	0,539	0,567	0,582	0,608	0,588	0,605	0,616	0,625	
P	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	
Na	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001	0,005	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,004	0,000	0,005	0,006	0,000	0,006	0,007	0,003	0,005	
K	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003	0,002	0,006	0,001	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,001	0,001	
Total	8,000																				
XFe	0,89	0,898	0,901	0,901	0,907	0,91	0,912	0,917	0,918	0,921	0,921	0,921	0,925	0,924	0,923	0,927	0,928	0,929	0,93	0,932	
Alm	0,7	0,71	0,71	0,71	0,7	0,71	0,71	0,69	0,69	0,7	0,69	0,68	0,7	0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,67	0,67	
Prp	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
Grs	0,16	0,16	0,17	0,16	0,17	0,17	0,16	0,19	0,19	0,18	0,19	0,2	0,18	0,19	0,2	0,21	0,2	0,21	0,21	0,21	
Sps	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	

BB/34B	BB/34B																					
22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	34	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	
P3	P3																					
36,87	37,11	37,17	37,05	37,31	37,06	37,08	37,08	37,17	36,93	36,73	37,06	36,89	37,25	37,28	36,81	36,48	36,93	36,81	36,91	36,78	36,73	
0,16	0,10	0,11	0,13	0,10	0,15	0,08	0,06	0,12	0,13	0,15	0,15	0,16	0,12	0,08	0,19	0,11	0,10	0,08	0,23	0,20	0,01	
20,99	21,31	21,03	21,26	21,16	21,17	21,00	21,02	21,47	21,11	21,37	21,14	21,33	20,97	21,16	21,45	21,15	21,25	21,21	21,18	21,44	21,40	
0,04	0,02	0,07	0,01	0,03	0,06	0,03	0,01	0,06	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	
2,12	2,61	1,69	2,18	1,69	2,34	2,63	2,03	2,04	2,84	2,26	2,27	2,18	1,60	1,93	2,93	2,65	2,04	2,46	2,63	2,60	2,58	
0,06	0,23	0,01	0,10	0,03	0,05	0,06	0,08	0,02	0,04	0,04	0,03	0,06	0,17	0,06	0,06	0,04	0,09	0,01	0,04	0,08	0,09	
1,14	1,30	1,15	1,11	1,10	1,12	1,19	1,15	1,08	1,15	1,17	1,08	1,08	1,04	1,06	1,04	0,99	1,04	1,00	1,00	0,99	0,99	
29,32	28,94	29,73	29,20	29,37	29,11	28,57	28,66	28,75	28,01	28,47	28,31	28,31	28,82	28,06	27,39	27,13	27,92	27,83	27,68	27,34	27,31	
3,18	3,37	3,28	3,48	3,54	3,59	3,73	3,76	3,83	3,81	3,85	4,10	4,34	4,17	4,32	4,40	4,37	4,62	4,37	4,48	4,50	4,33	
7,41	7,41	7,33	7,49	7,60	7,54	7,63	7,63	7,63	7,73	7,49	7,74	7,43	7,49	7,96	8,01	8,02	7,39	7,88	7,91	7,91	7,73	
0,04	0,00	0,04	0,04	0,04	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	
0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,00	0,04	0,05	0,10	
0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,02	0,01	
101,39	102,43	101,62	102,08	102,01	102,29	102,05	101,52	102,22	101,86	101,66	101,94	101,92	101,70	101,99	102,37	101,00	101,51	101,73	102,12	101,92	101,32	
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	
2,938	2,927	2,954	2,933	2,953	2,929	2,937	2,949	2,935	2,927	2,917	2,937	2,924	2,960	2,950	2,905	2,916	2,938	2,924	2,922	2,913	2,924	
0,010	0,006	0,006	0,008	0,006	0,009	0,005	0,004	0,007	0,008	0,009	0,009	0,009	0,007	0,005	0,011	0,007	0,006	0,005	0,014	0,012	0,001	
1,972	1,981	1,970	1,984	1,974	1,972	1,960	1,970	1,998	1,973	2,000	1,975	1,993	1,964	1,973	1,995	1,993	1,993	1,986	1,976	2,002	2,008	
0,003	0,002	0,004	0,000	0,002	0,004	0,002	0,001	0,004	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	
0,127	0,155	0,101	0,130	0,101	0,139	0,157	0,122	0,121	0,170	0,135	0,135	0,130	0,095	0,115	0,174	0,159	0,122	0,147	0,157	0,155	0,154	
0,004	0,014	0,001	0,006	0,002	0,003	0,004	0,005	0,001	0,002	0,003	0,002	0,004	0,011	0,004	0,004	0,002	0,005	0,001	0,003	0,005	0,006	
0,135	0,153	0,136	0,131	0,130	0,131	0,141	0,136	0,127	0,136	0,139	0,128	0,128	0,123	0,125	0,122	0,119	0,123	0,119	0,118	0,117	0,117	
1,954	1,909	1,976	1,933	1,944	1,924	1,892	1,906	1,899	1,857	1,891	1,876	1,877	1,915	1,857	1,807	1,814	1,857	1,849	1,832	1,811	1,819	
0,215	0,225	0,221	0,234	0,237	0,240	0,250	0,254	0,256	0,256	0,259	0,276	0,292	0,281	0,290	0,294	0,296	0,312	0,294	0,301	0,302	0,292	
0,633	0,626	0,624	0,635	0,645	0,638	0,648	0,651	0,646	0,656	0,638	0,657	0,631	0,638	0,675	0,677	0,687	0,630	0,671	0,671	0,671	0,659	
0,003	0,000	0,002	0,003	0,003	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000	0,002	
0,004	0,002	0,004	0,002	0,002	0,005	0,003	0,000	0,005	0,013	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003	0,006	0,004	0,005	0,000	0,006	0,008	0,016	
0,003	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,001	0,002	0,001	
8,000																						
0,935	0,926	0,936	0,937	0,937	0,936	0,931	0,933	0,937	0,932	0,932	0,936	0,936	0,94	0,937	0,937	0,939	0,938	0,94	0,94	0,939	0,939	
0,67	0,66	0,67	0,66	0,66	0,66	0,65	0,65	0,65	0,64	0,65	0,64	0,64	0,65	0,63	0,62	0,62	0,64	0,63	0,63	0,62	0,63	
0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	
0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,24	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	
0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,1	0,09	0,1	0,1	0,11	0,1	0,1	0,1	0,1	

BB/34B	BB/34B																					
46	47	48	49	50	51	53	54	55	56	57	58	59	61	62	63	64	65	66	67	68	69	
P3	P3																					
36,79	36,78	36,98	36,88	36,48	36,99	36,83	36,46	36,89	36,67	36,59	37,00	36,93	36,53	36,62	36,66	36,67	36,80	36,62	36,65	36,77	36,25	
0,14	0,08	0,07	0,15	0,07	0,12	0,05	0,24	0,12	0,11	0,01	0,15	0,08	0,08	0,03	0,13	0,10	0,15	0,07	0,03	0,16	0,15	
21,13	21,34	20,98	21,31	21,23	21,22	20,92	21,38	21,21	21,18	21,21	21,17	21,23	21,30	21,15	21,20	21,20	21,31	21,16	21,15	21,13	21,24	
0,05	0,03	0,02	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04	0,00	0,05	0,06	0,04	0,00	0,01	0,02	0,04	0,10	0,02	0,05	0,02	0,04	0,01	
2,31	2,71	2,39	2,48	3,01	2,52	2,77	2,65	2,15	3,35	2,78	2,41	2,48	2,45	3,49	3,57	2,81	2,24	3,47	2,51	2,50	3,97	
0,03	0,02	0,02	0,11	0,08	0,10	0,02	0,09	0,01	0,15	0,01	0,08	0,09	0,01	0,05	0,01	0,09	0,02	0,06	0,12	0,02	0,03	
1,01	1,01	1,02	1,07	0,97	1,00	1,09	1,03	0,95	1,05	0,96	1,09	1,03	0,93	1,07	1,04	1,00	1,02	1,07	0,98	0,98	1,05	
27,85	27,62	27,49	27,86	27,11	27,65	27,55	27,69	27,61	26,84	27,44	27,82	27,96	27,57	26,65	26,96	27,28	27,74	27,24	28,25	27,65	26,94	
4,26	4,40	4,53	4,38	4,55	4,42	4,37	4,40	4,31	4,48	4,21	4,49	4,49	4,14	4,48	4,41	4,37	4,09	4,51	4,16	4,35	4,30	
7,79	7,72	7,93	7,68	7,75	7,82	7,77	7,59	8,12	8,06	7,89	7,69	7,44	8,00	8,10	8,15	7,95	7,98	7,81	7,39	7,89	7,94	
0,05	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01	0,06	0,06	0,00	0,00	
0,05	0,06	0,05	0,02	0,04	0,06	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,03	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	
0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	
101,48	101,79	101,51	102,01	101,39	101,94	101,49	101,59	101,42	101,99	101,24	101,97	101,80	101,08	101,78	102,25	101,67	101,41	102,17	101,36	101,52	101,91	
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	
2,928	2,919	2,942	2,921	2,909	2,931	2,932	2,902	2,936	2,907	2,920	2,932	2,932	2,918	2,907	2,899	2,914	2,927	2,900	2,925	2,927	2,880	
0,008	0,005	0,004	0,009	0,004	0,007	0,003	0,014	0,007	0,006	0,001	0,009	0,005	0,005	0,002	0,008	0,006	0,009	0,004	0,002	0,009	0,009	
1,983	1,996	1,967	1,989	1,995	1,982	1,963	2,005	1,990	1,978	1,995	1,977	1,986	2,005	1,979	1,976	1,986	1,998	1,976	1,989	1,982	1,988	
0,003	0,002	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,000	0,003	0,004	0,002	0,000	0,001	0,002	0,003	0,006	0,001	0,003	0,001	0,002	0,000	
0,139	0,162	0,143	0,148	0,181	0,150	0,166	0,159	0,129	0,200	0,167	0,143	0,148	0,147	0,208	0,213	0,168	0,134	0,207	0,151	0,150	0,237	
0,002	0,002	0,001	0,007	0,005	0,006	0,001	0,006	0,001	0,010	0,001	0,005	0,006	0,001	0,003	0,001	0,006	0,001	0,004	0,008	0,001	0,002	
0,120	0,120	0,120	0,127	0,116	0,118	0,130	0,122	0,113	0,124	0,114	0,128	0,122	0,111	0,127	0,122	0,118	0,121	0,126	0,117	0,116	0,125	
1,854	1,833	1,829	1,845	1,808	1,832	1,834	1,843	1,838	1,779	1,831	1,843	1,857	1,842	1,769	1,783	1,813	1,845	1,805	1,885	1,840	1,790	
0,287	0,296	0,305	0,294	0,307	0,297	0,295	0,296	0,290	0,301	0,284	0,301	0,302	0,280	0,302	0,296	0,294	0,276	0,302	0,281	0,294	0,289	
0,664	0,656	0,676	0,652	0,662	0,664	0,663	0,647	0,693	0,685	0,674	0,653	0,633	0,685	0,689	0,690	0,677	0,680	0,663	0,632	0,672	0,676	
0,003	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,003	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	
0,008	0,009	0,007	0,003	0,006	0,009	0,008	0,000	0,003	0,007	0,007	0,004	0,008	0,003	0,005	0,009	0,007	0,006	0,004	0,005	0,005	0,001	
0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,006	0,000	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	
8,000																						
0,939	0,939	0,938	0,936	0,94	0,94	0,934	0,938	0,942	0,935	0,941	0,935	0,938	0,943	0,933	0,936	0,939	0,939	0,935	0,942	0,941	0,935	
0,63	0,63	0,62	0,63	0,62	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,64	0,63	0,61	0,62	0,62	0,63	0,62	0,65	0,63	0,62	
0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	
0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,22	0,24	0,24	0,23	0,22	0,22	0,23	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	
0,1	0,1	0,1	0,1	0,11	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,09	0,1	0,1	0,1	0,1	

BB/34B	BB/34B																					
70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	
P3	P3																					
36,48	36,63	36,74	36,66	36,62	36,26	36,45	36,71	36,46	36,37	36,62	36,57	36,38	36,30	36,51	36,47	36,59	36,17	36,31	36,54	36,36	36,28	
0,06	0,03	0,13	0,19	0,15	0,12	0,12	0,21	0,12	0,21	0,10	0,16	0,12	0,13	0,20	0,07	0,18	0,15	0,08	0,03	0,02	0,14	
21,39	21,15	21,09	21,27	21,12	21,39	21,33	21,17	21,34	21,36	21,47	21,36	21,48	20,96	21,19	21,56	21,37	21,28	21,46	21,66	21,48	21,31	
0,02	0,06	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,02	0,03	0,05	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,05	
3,06	2,96	3,25	2,43	3,25	3,56	3,19	2,37	3,25	3,10	2,76	2,78	3,27	3,33	2,93	3,27	3,30	3,77	3,26	3,22	3,41	3,14	
0,08	0,11	0,17	0,02	0,02	0,07	0,04	0,02	0,05	0,07	0,05	0,03	0,07	0,03	0,06	0,05	0,09	0,07	0,14	0,16	0,03	0,10	
1,03	1,08	1,04	1,06	1,13	1,05	1,08	1,05	1,16	1,09	1,14	1,17	1,10	1,15	1,16	1,13	1,15	1,17	1,17	1,20	1,28	1,22	
27,33	27,55	27,47	27,86	27,20	27,05	27,33	28,25	27,55	27,91	28,31	28,32	28,26	27,94	28,41	28,44	28,50	28,32	28,34	28,91	29,59	29,23	
4,22	4,01	4,08	4,07	4,09	4,06	4,02	3,74	3,91	3,76	3,85	3,76	3,74	3,66	3,60	3,53	3,59	3,18	3,40	3,11	3,18	3,11	
7,63	7,87	7,94	7,79	7,81	7,93	7,90	7,77	7,74	7,60	7,45	7,41	7,45	7,54	7,40	7,35	7,25	7,42	7,35	7,10	6,49	6,81	
0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,07	0,00	0,03	0,04	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03	0,04	
0,06	0,02	0,03	0,01	0,11	0,05	0,05	0,04	0,01	0,06	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,07	0,06	0,02	0,05	0,02	0,03	
0,05	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	
101,42	101,51	102,01	101,41	101,53	101,65	101,56	101,39	101,65	101,55	101,84	101,64	101,99	101,12	101,58	101,98	102,13	101,66	101,54	102,04	101,90	101,49	
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	
2,906	2,916	2,913	2,919	2,912	2,883	2,899	2,924	2,898	2,894	2,905	2,907	2,886	2,905	2,906	2,891	2,898	2,879	2,891	2,894	2,889	2,894	
0,004	0,002	0,008	0,011	0,009	0,007	0,007	0,013	0,007	0,012	0,006	0,010	0,007	0,008	0,012	0,004	0,011	0,009	0,005	0,002	0,001	0,008	
2,008	1,985	1,971	1,997	1,980	2,005	2,000	1,987	2,000	2,003	2,007	2,001	2,008	1,977	1,988	2,015	1,995	1,997	2,014	2,022	2,012	2,003	
0,002	0,004	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	
0,183	0,177	0,194	0,146	0,194	0,213	0,191	0,142	0,194	0,186	0,165	0,167	0,195	0,200	0,176	0,195	0,197	0,226	0,196	0,192	0,204	0,188	
0,005	0,007	0,011	0,001	0,001	0,005	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,002	0,005	0,002	0,004	0,003	0,006	0,004	0,009	0,010	0,002	0,007	
0,123	0,128	0,123	0,126	0,134	0,124	0,128	0,125	0,137	0,129	0,134	0,138	0,130	0,137	0,137	0,134	0,136	0,139	0,139	0,142	0,152	0,146	
1,820	1,834	1,822	1,855	1,809	1,798	1,817	1,882	1,831	1,858	1,879	1,883	1,875	1,870	1,891	1,885	1,888	1,885	1,887	1,915	1,967	1,950	
0,284	0,270	0,274	0,275	0,275	0,274	0,271	0,252	0,263	0,253	0,258	0,253	0,251	0,248	0,243	0,237	0,241	0,215	0,229	0,209	0,214	0,210	
0,651	0,672	0,674	0,664	0,665	0,675	0,673	0,663	0,659	0,648	0,633	0,631	0,633	0,646	0,632	0,624	0,616	0,633	0,627	0,602	0,553	0,582	
0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,002	0,002	0,001	0,004	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	
0,009	0,003	0,005	0,002	0,017	0,008	0,008	0,006	0,001	0,009	0,002	0,005	0,004	0,005	0,005	0,008	0,010	0,009	0,003	0,008	0,003	0,004	
0,005	0,002	0,004	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,005	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	
8,000																						
0,937	0,935	0,937	0,936	0,931	0,935	0,934	0,938	0,93	0,935	0,933	0,931	0,935	0,932	0,932	0,934	0,933	0,931	0,932	0,931	0,928	0,931	
0,63	0,63	0,63	0,64	0,63	0,63	0,63	0,64	0,63	0,64	0,65	0,65	0,65	0,64	0,65	0,65	0,66	0,66	0,65	0,67	0,68	0,68	
0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22	0,21	0,19	0,2	
0,1	0,09	0,09	0,09	0,1	0,1	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	

| BB/34B |
|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 118 | 119 | 120 | 121 | 122 | 123 | 124 | 125 | 126 | 127 | 128 | 129 | 131 | 132 | 133 | 134 | 135 | 136 | 137 | 138 | 139 | 140 |
| P3 |
36,21	36,11	36,32	36,17	36,43	36,49	36,44	36,50	36,60	36,49	36,54	36,21	36,78	36,38	36,39	36,49	36,38	36,77	36,61	36,36	36,42	36,62
0,13	0,06	0,01	0,07	0,04	0,06	0,01	0,07	0,04	0,00	0,04	0,13	0,02	0,11	0,13	0,01	0,07	0,09	0,07	0,05	0,03	0,09
21,47	21,25	21,48	21,32	21,54	21,46	21,43	21,72	21,70	21,83	21,60	21,24	21,52	21,40	21,49	21,66	21,37	21,29	21,81	21,50	21,53	21,45
0,02	0,01	0,02	0,03	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,06	0,02	0,06	0,04	0,04	0,01	0,09	0,02	0,08	0,02	0,03	0,03
3,37	3,44	4,11	4,03	3,78	3,88	3,56	3,30	3,55	3,65	3,15	3,62	2,60	3,32	3,31	2,89	3,57	3,05	3,11	3,83	4,04	3,36
0,01	0,04	0,11	0,08	0,08	0,15	0,05	0,02	0,07	0,06	0,00	0,04	0,03	0,02	0,09	0,04	0,04	0,01	0,01	0,06	0,09	0,04
2,26	2,19	2,37	2,39	2,41	2,45	2,40	2,55	2,55	2,62	2,59	2,63	2,62	2,65	2,69	2,68	2,72	2,72	2,83	2,84	2,78	2,81
30,48	29,78	29,85	29,87	30,55	30,73	30,34	30,48	30,79	30,45	31,22	30,47	30,83	31,11	30,51	30,91	29,90	30,88	30,88	30,20	29,69	30,43
1,46	1,44	1,50	1,48	1,27	1,35	1,28	1,38	1,34	1,17	1,19	1,12	1,06	1,25	1,19	0,97	1,08	1,03	1,03	1,09	0,95	0,99
5,76	6,26	5,96	5,86	5,76	5,48	5,74	5,53	5,30	5,53	5,16	5,38	5,72	4,96	5,55	5,37	5,86	5,62	5,34	5,46	6,01	5,66
0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,07	0,06	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01
0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,05	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,00	0,04	0,03	0,03
101,22	100,62	101,78	101,35	101,95	102,09	101,35	101,65	102,05	101,89	101,63	100,93	101,31	101,30	101,48	101,13	101,14	101,55	101,80	101,50	101,65	101,53
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
2,882	2,889	2,875	2,876	2,879	2,882	2,894	2,886	2,886	2,878	2,893	2,887	2,913	2,891	2,883	2,897	2,889	2,909	2,886	2,879	2,877	2,896
0,008	0,004	0,001	0,004	0,002	0,004	0,000	0,004	0,002	0,000	0,003	0,008	0,001	0,006	0,008	0,001	0,004	0,005	0,004	0,003	0,002	0,005
2,015	2,005	2,004	1,998	2,006	1,997	2,005	2,025	2,017	2,029	2,016	1,996	2,010	2,005	2,007	2,026	2,000	1,986	2,027	2,006	2,005	1,999
0,001	0,000	0,001	0,002	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,004	0,001	0,004	0,002	0,002	0,001	0,005	0,001	0,005	0,001	0,002	0,002
0,202	0,207	0,245	0,241	0,225	0,231	0,213	0,196	0,211	0,217	0,188	0,217	0,155	0,198	0,198	0,173	0,213	0,182	0,185	0,228	0,240	0,200
0,001	0,002	0,007	0,005	0,005	0,009	0,003	0,001	0,005	0,004	0,000	0,003	0,002	0,001	0,006	0,003	0,003	0,001	0,000	0,004	0,006	0,003
0,268	0,262	0,279	0,283	0,284	0,289	0,285	0,300	0,300	0,308	0,306	0,313	0,309	0,314	0,317	0,317	0,322	0,320	0,332	0,336	0,328	0,331
2,029	1,993	1,976	1,986	2,019	2,030	2,015	2,016	2,031	2,009	2,068	2,032	2,042	2,067	2,021	2,052	1,985	2,044	2,036	2,000	1,961	2,013
0,098	0,098	0,100	0,100	0,085	0,091	0,086	0,092	0,089	0,078	0,080	0,076	0,071	0,084	0,080	0,065	0,072	0,069	0,069	0,073	0,064	0,066
0,491	0,537	0,505	0,499	0,488	0,464	0,488	0,468	0,448	0,467	0,438	0,460	0,486	0,422	0,471	0,456	0,499	0,476	0,451	0,463	0,508	0,479
0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,002	0,004	0,004	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,000
0,002	0,001	0,003	0,003	0,000	0,001	0,005	0,004	0,008	0,004	0,001	0,005	0,002	0,005	0,002	0,003	0,003	0,000	0,003	0,001	0,003	0,003
0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004	0,004	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,000	0,000	0,003	0,003	0,005	0,000	0,004	0,003	0,003
8,000																					
0,883	0,884	0,876	0,875	0,877	0,875	0,876	0,87	0,871	0,867	0,871	0,867	0,869	0,868	0,864	0,866	0,86	0,864	0,86	0,856	0,857	0,859
0,7	0,69	0,69	0,69	0,7	0,71	0,7	0,7	0,71	0,7	0,72	0,71	0,7	0,72	0,7	0,71	0,69	0,7	0,71	0,7	0,69	0,7
0,09	0,09	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11
0,17	0,19	0,18	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,18	0,17
0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02

| BB/34B |
|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 141 | 142 | 143 | 144 | 145 | 146 | 147 | 148 | 149 | 150 | 151 | 152 | 153 | 154 | 155 | 156 | 157 | 158 | 159 | 160 | 161 | 162 |
| P3 |
36,46	36,61	36,66	36,67	36,45	36,77	36,37	36,92	36,74	36,76	36,72	36,56	36,83	36,78	36,69	36,82	36,58	36,70	36,96	36,99	36,70	35,82
0,13	0,10	0,07	0,16	0,09	0,05	0,03	0,02	0,09	0,13	0,09	0,12	0,11	0,15	0,15	0,06	0,06	0,11	0,14	0,07	0,06	0,04
21,53	21,80	21,87	21,69	21,66	21,69	21,54	21,73	21,72	21,62	21,26	21,70	21,43	21,63	21,98	21,84	21,57	21,60	21,68	21,51	21,65	21,40
0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,06	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,06	0,01	0,02	0,03	0,03
3,82	3,54	3,37	3,33	4,15	3,16	3,85	2,68	3,27	3,96	3,21	3,55	4,00	2,89	3,26	3,04	3,68	3,25	2,56	2,92	3,02	4,45
0,03	0,07	0,01	0,05	0,06	0,08	0,06	0,01	0,02	0,04	0,06	0,08	0,09	0,03	0,01	0,09	0,04	0,02	0,00	0,02	0,09	0,07
2,86	2,98	2,96	2,91	2,98	2,96	2,98	3,04	3,04	3,00	3,08	3,07	3,02	3,00	3,03	3,10	3,06	2,93	2,96	3,01	2,96	2,78
29,45	29,96	30,39	30,57	29,95	30,41	29,69	30,21	29,64	29,38	29,57	29,15	28,98	29,02	29,20	29,29	29,43	29,55	30,22	30,26	29,33	29,19
1,09	0,95	0,94	1,00	0,93	0,85	0,93	0,88	0,77	0,75	0,75	0,76	0,66	0,74	0,67	0,62	0,68	0,55	0,57	0,66	0,85	1,92
6,18	5,87	5,53	5,58	5,55	5,75	5,83	5,94	6,14	6,53	6,30	6,40	6,98	6,98	6,65	6,50	6,22	6,52	6,35	6,21	6,51	5,17
0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
0,01	0,02	0,04	0,00	0,05	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,05	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01
0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
101,63	101,94	101,90	102,01	101,93	101,78	101,38	101,54	101,54	102,26	101,07	101,52	102,12	101,31	101,74	101,42	101,41	101,35	101,50	101,68	101,21	100,90
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
2,878	2,878	2,883	2,885	2,870	2,895	2,877	2,907	2,894	2,879	2,907	2,880	2,887	2,898	2,880	2,897	2,886	2,895	2,911	2,911	2,898	2,858
0,008	0,006	0,004	0,009	0,006	0,003	0,002	0,001	0,005	0,008	0,005	0,007	0,006	0,009	0,009	0,003	0,004	0,007	0,008	0,004	0,004	0,002
2,003	2,020	2,027	2,012	2,010	2,013	2,008	2,016	2,016	1,996	1,984	2,014	1,980	2,009	2,034	2,026	2,006	2,009	2,012	1,995	2,016	2,013
0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003	0,001	0,001	0,004	0,001	0,001	0,002	0,002
0,227	0,209	0,200	0,197	0,246	0,187	0,229	0,159	0,194	0,234	0,191	0,210	0,236	0,171	0,193	0,180	0,218	0,193	0,152	0,173	0,179	0,267
0,002	0,004	0,001	0,003	0,003	0,005	0,004	0,001	0,001	0,002	0,004	0,005	0,006	0,002	0,000	0,005	0,003	0,001	0,000	0,001	0,006	0,005
0,337	0,349	0,348	0,341	0,350	0,348	0,352	0,357	0,356	0,350	0,363	0,360	0,353	0,353	0,354	0,363	0,360	0,344	0,347	0,354	0,348	0,331
1,944	1,970	1,999	2,011	1,972	2,002	1,964	1,989	1,952	1,924	1,958	1,921	1,900	1,912	1,917	1,927	1,942	1,950	1,991	1,992	1,937	1,947
0,073	0,063	0,063	0,067	0,062	0,057	0,062	0,059	0,051	0,050	0,050	0,051	0,044	0,049	0,044	0,041	0,046	0,037	0,038	0,044	0,057	0,129
0,523	0,494	0,466	0,471	0,468	0,485	0,494	0,501	0,518	0,548	0,534	0,540	0,586	0,589	0,559	0,548	0,526	0,551	0,536	0,523	0,551	0,442
0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,004	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
0,002	0,003	0,006	0,000	0,007	0,001	0,001	0,003	0,007	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000	0,005	0,007	0,005	0,007	0,002	0,000	0,000	0,002
0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002	0,003	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002
8,000																					
0,852	0,849	0,852	0,855	0,849	0,852	0,848	0,848	0,846	0,846	0,844	0,842	0,843	0,844	0,844	0,841	0,844	0,85	0,851	0,849	0,848	0,855
0,68	0,68	0,7	0,7	0,69	0,69	0,68	0,68	0,68	0,67	0,67	0,66	0,66	0,67	0,67	0,67	0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,68
0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
0,18	0,17	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,18	0,19	0,2	0,2	0,19	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,16
0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05

Echantillon	BB0618																
Analyse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Profil	P1																
Minéral	grt																
SiO2	37,08	37,43	37,61	37,39	37,36	37,26	37,87	37,59	37,58	37,81	37,48	37,31	37,44	37,33	37,57	37,43	37,43
TiO2	0,11	0,07	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,04	0,09	0,05	0,02	0,06	0,01	0,03	0,02	0,02	0,09
Al2O3	20,75	20,56	20,80	21,08	20,73	21,09	21,10	21,10	20,72	20,95	20,49	20,77	20,91	21,03	20,85	20,76	20,67
Cr2O3	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,00	0,01	0,07	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	0,06	0,04
Fe2O3	0,12	0,00	0,88	0,37	0,40	0,92	0,02	0,62	0,26	0,00	0,15	0,31	0,44	0,05	0,01	0,31	0,16
MgO	1,52	2,38	3,06	3,16	3,15	3,31	3,39	3,41	3,29	2,98	2,65	2,78	2,68	2,57	2,48	2,59	2,54
FeO	34,65	34,21	34,05	34,47	34,82	34,02	35,08	34,67	34,17	33,12	33,24	33,30	32,94	33,21	33,71	33,84	33,92
MnO	4,35	3,51	3,11	2,66	2,56	1,82	1,01	1,11	1,53	2,92	4,52	4,35	4,17	3,69	3,34	2,97	2,99
CaO	1,93	1,81	1,58	1,50	1,32	2,09	2,54	2,36	2,69	2,97	1,80	1,63	2,13	2,39	2,59	2,56	2,49
P2O5	0,01	0,06	0,01	0,01	0,06	0,03	0,06	0,02	0,04	0,02	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01
Na2O	0,04	0,01	0,06	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
K2O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,05
Total	100,56	100,08	101,28	100,72	100,50	100,59	101,17	101,02	100,43	100,87	100,43	100,57	100,79	100,41	100,72	100,61	100,40
Oxygen	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	3,002	3,023	2,997	2,991	2,999	2,978	3,004	2,988	3,006	3,012	3,018	2,998	2,999	2,999	3,011	3,003	3,011
Ti	0,007	0,004	0,003	0,003	0,002	0,000	0,004	0,002	0,005	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,005
Al	1,980	1,958	1,954	1,988	1,962	1,987	1,973	1,977	1,953	1,967	1,945	1,967	1,974	1,991	1,970	1,964	1,960
Cr	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,001	0,004	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,003	0,003	0,004	0,002
Fe3	0,007	0,000	0,053	0,022	0,024	0,055	0,001	0,037	0,016	0,000	0,009	0,019	0,026	0,003	0,001	0,019	0,010
Mg	0,184	0,287	0,364	0,377	0,377	0,395	0,401	0,404	0,393	0,354	0,318	0,333	0,320	0,308	0,297	0,310	0,304
Fe2	2,346	2,311	2,269	2,307	2,338	2,274	2,327	2,305	2,286	2,206	2,239	2,238	2,206	2,231	2,259	2,271	2,282
Mn	0,299	0,240	0,210	0,180	0,174	0,124	0,068	0,075	0,103	0,197	0,309	0,296	0,283	0,251	0,227	0,202	0,204
Ca	0,167	0,157	0,135	0,129	0,114	0,179	0,216	0,201	0,231	0,253	0,155	0,140	0,182	0,206	0,222	0,220	0,215
P	0,001	0,004	0,001	0,001	0,004	0,002	0,004	0,001	0,003	0,001	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001
Na	0,007	0,002	0,009	0,000	0,001	0,005	0,001	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,004	0,003	0,001	0,003	0,002
K	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,005	0,001	0,005
Total	8,000	7,989	8,000	7,999	8,000												
XFe	0,93	0,89	0,86	0,86	0,86	0,85	0,85	0,85	0,85	0,86	0,88	0,87	0,87	0,88	0,88	0,88	0,88
Alm	0,78	0,77	0,76	0,77	0,78	0,77	0,77	0,77	0,76	0,73	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,76	0,76
Prp	0,06	0,10	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10
Grs	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Sps	0,10	0,08	0,07	0,06	0,06	0,04	0,02	0,03	0,03	0,07	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07

BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618						
18	19	20	21	22	23	24	26	27	28	30	31	32	33	34	35	36	37
P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1						
grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt						
37,81	37,68	38,44	37,26	37,40	37,29	37,46	37,16	37,09	37,42	37,40	37,58	36,28	37,24	37,07	36,82	37,35	37,27
0,03	0,13	0,01	0,00	0,05	0,02	0,13	0,04	0,05	0,08	0,05	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,08	0,01
20,61	20,67	21,02	20,94	20,69	20,45	20,72	20,51	20,54	20,59	20,51	20,43	20,40	20,30	20,52	20,52	20,52	20,57
0,02	0,07	0,06	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08	0,07	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	0,00	0,24	0,00	0,86	0,00	0,41	0,53	0,00	0,00
2,46	2,31	2,20	2,08	2,10	2,00	1,99	1,92	1,91	1,89	1,82	1,79	1,87	1,79	1,81	1,88	1,75	1,75
34,36	34,60	34,45	34,03	33,87	34,24	33,98	33,20	33,40	33,74	33,34	33,05	32,18	32,93	32,64	32,01	33,06	32,98
3,11	3,17	3,29	4,06	4,14	3,98	4,15	4,38	4,72	4,63	5,08	4,99	5,20	5,06	5,35	5,46	5,32	5,40
2,44	2,36	2,26	2,00	1,99	1,99	2,23	2,17	2,11	2,26	2,27	2,36	2,11	2,15	2,21	2,44	2,07	2,10
0,00	0,03	0,01	0,02	0,04	0,06	0,02	0,00	0,03	0,02	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,09	0,02	0,07
0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,11	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04
0,01	0,04	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,02	0,06	0,01	0,02	0,01
100,87	101,04	101,77	100,47	100,38	100,10	100,71	99,66	99,95	100,73	100,94	100,35	99,00	99,64	100,20	99,83	100,24	100,21
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
3,028	3,017	3,045	3,005	3,017	3,022	3,015	3,022	3,012	3,015	3,011	3,035	2,979	3,031	3,006	2,993	3,025	3,019
0,002	0,008	0,001	0,000	0,003	0,001	0,008	0,002	0,003	0,005	0,003	0,002	0,001	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000
1,946	1,951	1,962	1,990	1,968	1,954	1,966	1,965	1,966	1,956	1,947	1,945	1,974	1,948	1,961	1,967	1,959	1,964
0,001	0,004	0,004	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,005	0,005	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007	0,003	0,000	0,014	0,000	0,053	0,000	0,025	0,032	0,000	0,000
0,294	0,276	0,260	0,250	0,253	0,242	0,239	0,232	0,231	0,227	0,218	0,216	0,228	0,217	0,218	0,228	0,211	0,211
2,302	2,317	2,282	2,296	2,285	2,321	2,287	2,257	2,268	2,274	2,245	2,232	2,210	2,242	2,213	2,176	2,239	2,235
0,211	0,215	0,221	0,278	0,283	0,273	0,283	0,302	0,325	0,316	0,347	0,342	0,361	0,349	0,368	0,376	0,365	0,370
0,210	0,203	0,192	0,173	0,172	0,173	0,192	0,189	0,183	0,195	0,196	0,204	0,186	0,188	0,192	0,213	0,179	0,182
0,000	0,002	0,001	0,001	0,003	0,004	0,001	0,000	0,002	0,001	0,005	0,004	0,004	0,006	0,005	0,006	0,001	0,005
0,001	0,000	0,006	0,004	0,004	0,006	0,003	0,018	0,005	0,003	0,003	0,003	0,001	0,001	0,006	0,006	0,008	0,006
0,001	0,004	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,002	0,006	0,001	0,002	0,002
7,996	7,997	7,973	8,000	7,994	7,997	7,994	8,000	8,000	7,999	8,000	7,987	8,000	7,985	8,000	8,000	7,994	7,995
0,89	0,89	0,90	0,90	0,90	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91
0,76	0,77	0,77	0,77	0,76	0,77	0,76	0,76	0,75	0,75	0,75	0,75	0,74	0,75	0,74	0,73	0,75	0,75
0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06
0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12

BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618
38	39	40	41	42	43	45	46	47	48	50	51	52	53	54	55	56	57
P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1
grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt
37,31	37,18	37,10	37,31	37,35	37,46	36,97	37,11	37,55	37,04	37,42	37,08	37,28	37,53	37,17	37,29	37,34	37,32
0,08	0,07	0,09	0,01	0,02	0,13	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,13	0,01	0,14	0,02	0,06	0,01	0,13
20,62	20,38	20,54	20,54	20,39	20,49	20,48	20,70	20,49	20,56	20,78	20,78	20,51	20,77	20,69	20,78	20,50	20,61
0,06	0,00	0,06	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,04	0,09	0,04	0,01	0,03	0,03	0,05
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,00	1,02	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1,74	1,73	1,76	1,76	1,74	1,77	1,78	1,82	1,84	1,91	1,88	1,98	1,94	1,89	1,94	1,92	1,97	1,98
32,72	32,55	32,70	32,59	32,72	33,33	32,69	32,71	32,76	32,71	33,32	32,53	33,46	33,55	33,37	33,28	33,77	33,72
5,18	5,49	5,59	5,49	5,52	5,49	5,34	5,42	5,15	5,14	4,87	4,90	4,78	4,41	4,53	4,46	4,23	4,12
2,14	2,07	2,11	2,01	2,07	1,87	2,13	2,20	2,10	2,21	2,21	2,29	2,18	2,14	2,14	2,28	2,16	2,24
0,02	0,10	0,02	0,12	0,03	0,01	0,05	0,04	0,02	0,04	0,01	0,05	0,04	0,01	0,09	0,10	0,02	0,04
0,02	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,11	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00
0,04	0,00	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03
99,95	99,56	100,02	99,97	99,93	100,63	99,61	100,21	100,00	100,76	100,59	100,76	100,32	100,54	99,98	100,21	100,10	100,27
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
3,025	3,027	3,013	3,025	3,033	3,025	3,013	3,006	3,040	2,988	3,016	2,985	3,017	3,022	3,012	3,012	3,024	3,016
0,005	0,004	0,005	0,001	0,001	0,008	0,001	0,001	0,000	0,003	0,001	0,008	0,001	0,008	0,001	0,004	0,001	0,008
1,971	1,956	1,966	1,963	1,951	1,950	1,968	1,976	1,955	1,955	1,974	1,972	1,956	1,972	1,976	1,978	1,957	1,963
0,004	0,000	0,004	0,004	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	0,005	0,003	0,001	0,002	0,002	0,003
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,008	0,000	0,062	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,210	0,210	0,213	0,213	0,211	0,214	0,216	0,220	0,223	0,229	0,226	0,238	0,234	0,227	0,235	0,231	0,238	0,239
2,218	2,217	2,221	2,209	2,222	2,251	2,229	2,216	2,218	2,207	2,246	2,190	2,264	2,259	2,261	2,248	2,288	2,278
0,356	0,379	0,385	0,377	0,380	0,376	0,369	0,372	0,353	0,351	0,332	0,334	0,328	0,301	0,311	0,305	0,290	0,282
0,186	0,180	0,183	0,175	0,180	0,162	0,186	0,191	0,182	0,191	0,191	0,197	0,189	0,185	0,185	0,197	0,187	0,194
0,002	0,007	0,002	0,009	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,003	0,001	0,004	0,003	0,001	0,006	0,007	0,002	0,003
0,003	0,000	0,001	0,005	0,007	0,004	0,009	0,005	0,008	0,006	0,003	0,017	0,002	0,005	0,003	0,002	0,006	0,001
0,004	0,000	0,005	0,004	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,004	0,001	0,003	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,004
7,984	7,981	7,998	7,982	7,991	7,994	8,000	8,000	7,985	8,000	7,995	8,000	8,000	7,985	7,991	7,986	7,997	7,991
0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,90	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91
0,75	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,74	0,74	0,75	0,74	0,75	0,74	0,75	0,76	0,76	0,75	0,76	0,76
0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06
0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09

BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618	BB0618
58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1	P1
grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt	grt
37,29	37,50	37,37	37,23	37,52	36,87	37,44	37,40	37,64	37,67	37,78	37,13	37,56	37,35	37,36
0,10	0,02	0,07	0,03	0,10	0,01	0,03	0,04	0,10	0,00	0,02	0,02	0,01	0,10	0,06
20,45	20,68	20,21	20,47	20,64	20,62	20,46	20,56	20,53	20,90	20,47	19,90	20,45	20,53	20,31
0,08	0,06	0,06	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
0,17	0,00	0,23	0,07	0,05	1,01	0,03	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,04	0,00
1,98	2,00	2,00	1,95	2,18	2,17	2,24	2,49	2,63	2,73	2,78	2,34	2,47	2,13	1,72
33,98	33,81	33,63	34,07	34,46	33,11	35,16	34,89	34,82	34,62	33,63	33,51	32,56	33,42	34,32
4,31	3,74	3,76	3,42	2,96	2,64	2,34	1,97	2,02	2,24	3,38	4,12	4,78	4,44	4,62
2,16	2,52	2,83	2,72	2,61	2,83	2,36	2,55	2,37	2,39	2,39	1,50	2,37	2,21	1,39
0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,05	0,05	0,04	0,06	0,02	0,00	0,00
0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,17	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,04	0,07	0,03	0,03	0,02
100,56	100,39	100,22	100,01	100,59	99,47	100,19	100,33	100,19	100,66	100,55	98,66	100,73	100,27	99,83
24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
3,012	3,023	3,024	3,018	3,019	2,994	3,025	3,012	3,028	3,015	3,031	3,046	3,017	3,018	3,041
0,006	0,001	0,004	0,002	0,006	0,001	0,002	0,003	0,006	0,000	0,001	0,001	0,001	0,006	0,004
1,947	1,965	1,928	1,955	1,957	1,974	1,948	1,952	1,947	1,972	1,935	1,924	1,936	1,955	1,949
0,005	0,004	0,004	0,002	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
0,010	0,000	0,014	0,004	0,003	0,062	0,002	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,002	0,000
0,239	0,241	0,242	0,236	0,261	0,263	0,270	0,299	0,316	0,326	0,332	0,286	0,296	0,257	0,208
2,296	2,280	2,276	2,309	2,319	2,248	2,376	2,350	2,343	2,317	2,256	2,299	2,187	2,259	2,336
0,295	0,256	0,258	0,235	0,202	0,181	0,160	0,135	0,138	0,152	0,229	0,286	0,326	0,304	0,318
0,187	0,218	0,245	0,236	0,225	0,246	0,204	0,220	0,204	0,205	0,206	0,132	0,204	0,192	0,121
0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,003	0,003	0,002	0,004	0,001	0,000	0,000
0,001	0,000	0,003	0,002	0,006	0,027	0,008	0,004	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002
0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,004	0,000	0,002	0,004	0,008	0,003	0,003	0,002
8,000	7,990	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,988	7,996	8,000	7,988	8,000	8,000	7,982
0,91	0,90	0,90	0,91	0,90	0,90	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87	0,89	0,88	0,90	0,92
0,76	0,76	0,75	0,77	0,77	0,77	0,79	0,78	0,78	0,77	0,75	0,77	0,73	0,75	0,78
0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09	0,07
0,06	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,07	0,06	0,04
0,10	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,08	0,10	0,11	0,10	0,11

ANNEXE IV: The formulae of the end-members of the phases in the internally-consistent data set (see Holland & Powell, 1998)

group	end-member	symbol	formula
ortho & ring silicates	almandine	alm	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
	Fe-staurolite	fst	$\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_{7.5}\text{O}_{48}\text{H}_4$
	grossular	gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
	kyanite	ky	Al_2SiO_5
	Mg-staurolite	mst	$\text{Mg}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_{7.5}\text{O}_{48}\text{H}_4$
	pyrope	py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
	sillimanite	sill	Al_2SiO_5
	spessartine	spss	$\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
micas	annite	ann	$\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	celadonite	cel	$\text{KMgAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	eastonite	east	$\text{KMg}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	Fe-celadonite	fcel	$\text{KFeAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	muscovite	mu	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
	phlogopite	phl	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
framework silicates	albite	ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	anorthite	an	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
	quartz	q	SiO_2
	sanidine	san	KAlSi_3O_8
oxides	geikielite	geik	MgTiO_3
	ilmenite	ilm	FeTiO_3
	pyrophanite	pnt	MnTiO_3
	rutile	ru	TiO_2
gas species	water fluid	H_2O	H_2O

Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone

A. Afiri ^(1,2), F. Gueydan ⁽¹⁾, P. Pitra ⁽¹⁾, A. Essaifi ⁽²⁾, J. Précigout ⁽³⁾

Geodinamica Acta 24/1 (2011) 49-60, doi : 10.3166/ga.24.49-60

(1) Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, Rennes, France

(2) Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Morocco

(3) Department of Structural Geology and Tectonics, ETH-Zürich, Zürich, Switzerland

Abstract

New structural data and P–T estimates of syn-deformational assemblages within the Beni Bousera peridotites and their crustal envelope are used to explain their Alpine exhumation. The Beni Bousera peridotites occur as thin sheets within high grade crustal units of the lower Sebides (inner Rif, Morocco) and are composed of weakly deformed spinel lherzolite in the core of the massif and garnet-spinel mylonite at the rim. The main foliation trajectories in both the peridotites and overlying crustal units show systematic rotation towards their mutual contact, indicating a kilometer-scale top to the NW shearing with a dextral component along this crust/mantle contact. Widespread top to the NW shear criteria within the crustal units overlying the peridotite support this feature. Available ages constrain the development of the main foliation in both the peridotites and crustal rocks between 25 and 20 Ma. New P–T data from the peridotites show that deformation occurs during decompression from ≈ 22 kbar, 1050°C to ≈ 9 -15 kbar, 800°C. As a consequence, exhumation of the Beni Bousera peridotites takes place during the Oligo-Miocene lithosphere thinning in the footwall of a lithospheric extensional shear zone. The exceptional preservation of garnet within the mylonitic peridotites results from rapid cooling of the border of the massif due to the juxtaposition with colder crustal rocks along this shear zone. Uplifting of the hot mantle rocks simultaneously induces high temperature metamorphism in the overlying crustal units. These new findings allow us to reconstruct the deformation history of the Beni Bousera region and the Alboran domain in the framework of the western Mediterranean geodynamics during the last 40 Myrs.

Keywords: subcontinental mantle exhumation, Betics, Rif, mantle shear zone, slab roll-back

1. Introduction

The Alboran domain, spanning between the Betic Cordillera in southern Spain and the Rif orogen in northern Morocco (Fig. 1), exposes a complex of nappes that are stacked and subsequently thinned during a complex Neogene history, as well as exceptional large bodies of subcontinental peridotite [1, 2]. The tectonic history of the Alboran domain could be synthesized as follows [3]:

1/ a shortening event during the Paleogene led to the burial and stacking of metamorphic nappes in the inner Betics [4, 5, 6];

2/ A synchronous or subsequent Oligocene-early Miocene thinning [7, 8, 9, 10] related to back-arc extension [11, 12, 13] and/or removal of the lithospheric mantle [14, 15], developed a regional foliation (S_p) within the crustal rocks [8, 16];

3/ A new shortening event resulted in the final nappe stacking of the inner Betics. Miocene high-temperature metamorphism and related magmatism are recorded throughout the entire Alboran domain [17] and related to either the lithosphere thinning [3] and/or the subsequent shortening event [18, 19];

4/ a late Miocene extensional event led to the final opening of the Alboran Sea and the present day geometry of the Betic-Rif Cordillera [20].

However, the geodynamic evolution of the Alboran domain remains a matter of debate, and in particular, the respective role of the subduction slab roll-back and convective removal of the lithospheric mantle [21, 22]. The deformation patterns and their ages of the subcontinental peridotites bodies, a peculiar feature of the Alboran domain, are thus a key issue in constraining the tectonics of the Alboran region during the last 40 Myrs.

2. Geological settings

The internal domain of the Rif Cordillera shows two nappe complexes, from the bottom to the top (Fig. 1), i/ the Sebtide complex containing metasediments of Paleozoic to Triassic age that recorded variable degrees of metamorphism from high-pressure/low-temperature during the Oligocene-Miocene [23, 24, 25, 26], to low-pressure/high-temperature during the Miocene [27, 28] and which contains remnants of Variscan metamorphism [29, 30, 31]; and ii/ the Ghomarides complex which comprises Paleozoic to Tertiary sediments showing only very low-grade metamorphism (see the review in [32]). The Beni Bousera peridotite outcrops within the high-grade metamorphic crust of the Lower Sebtides (Fig. 1; [33, 34, 35]) and finds an equivalent in the Ronda peridotite in the Betic Cordillera. Gravimetric data suggest that these peridotite bodies correspond to slices that are a few kilometers thick, which are underlain by crustal material and should also extend offshore [36]. The occurrence of graphite pseudomorphs after diamond exemplify their very deep origin [37, 38, 39]. Two major petrological facies crop out in the Beni Bousera peridotite, spinel lherzolite in the core of the massif and garnet/spinel lherzolite/harzburgite in the rim of the massif, at the contact with the overlying granulite, gneiss and micaschists of the Lower Sebtides (Filali units).

The ages and tectonic processes involved in the exhumation and emplacement of these ultramafic slices into the continental crust have been a matter of strong debate. Reuber et al. [35] have shown that the margin of the massif was strongly mylonitic and suggested that the garnet/spinel mylonite resulted from strain localization during lithosphere thinning, and that the emplacement of the peridotites resulted from pre-alpine thinning and uplift of the lithospheric mantle [33, 34, 35, 40] followed by thrusting. This hypothesis likely explained the presence of thin peridotite sheets within the crustal units (Lower Sebtides). Late Variscan to Mesozoic metamorphic ages obtained in the high grade palaeozoic rocks [31] together with granitoids dated at 300 Ma [17] suggested that the exhumation and thinning of the Beni Bousera peridotites occurred during the late Variscan extensional collapse, followed by a Mesozoic rifting [35, 41, 42, 43]. However, several first order geological observations question this hypothesis. First, Alpine ages are reported from the peridotites [44, 45] for the high temperature metamorphism in the crustal rocks surrounding the peridotites [22, 27, 31, 39, 46, 47, 48] and granitoid dykes [17]. Monazite and zircon dating has shown the polyphase (Variscan and Alpine) character of the metamorphism of the granulite overlying the Beni Bousera peridotite [22, 31, 49]. Second, an important thinning of the crustal section overlying the peridotites, contemporaneous with the HT metamorphism, has been documented in Spain and dated at 30-25 Ma [8, 9, 16, 50]. Thus the exhumation of the Beni Bousera peridotites cannot be attributed to the Variscan history alone.

Through a new structural study together with structurally constrained P–T estimates, our goal is to characterize the Alpine deformation pattern recorded within the Beni Bousera peridotites and their crustal envelope in order to constrain the effects of the Alpine events on their exhumation.

3. Structural data

The core of the Beni Bousera peridotite massif is dominated by spinel-bearing lherzolites. Near the border of the massif, harzburgites with garnet and/or spinel become more common. Both types of peridotites commonly contain layers of garnet-bearing pyroxenites, which are more abundant in the harzburgite-dominated, mylonitic border of the massif. This evolution coincides roughly with the distinction of two structural domains, a spinel tectonite domain in the core of the massif and a garnet-spinel mylonite domain at the top (Fig. 2). The selected terminology refers to Reuber et al. [35] and is consistent with structural studies on the Ronda peridotites [51, 52, 53] that show an increase in the finite strain from the tectonite towards the mylonite. Both the garnet-spinel mylonite and spinel tectonite show a penetrative foliation, which becomes progressively more intense from the tectonite towards the mylonite (Fig. 2). The foliation strikes E-W to NE-SW and dips about 10-60° S-SE in the tectonite. The foliation strike turns to SE-NW with a dip of about 15-50° SW in the mylonite and becomes parallel to the foliation in the neighboring granulites (Fig. 2). The stretching lineation is sub-horizontal with a direction at around N150 in both domains. In the spinel tectonite, the pyroxenite layers are transposed and lie parallel to the foliation. They are generally straight, but locally show tight folds with the axial plane parallel to the foliation S_p (Fig. 3A). In the garnet-spinel mylonite, the pyroxenite layers are strongly stretched and boudinaged as pinch-and-swell structures (Fig. 3B).

The transition from the tectonite to the mylonite is marked by 1/ a finer grain-size, 2/ a more intense foliation and 3/ the evolution from the folding of the pyroxenite layers in the tectonite to their stretching in the mylonite. These features likely indicate an increase of the finite strain from the tectonite to the mylonite and therefore, the existence of a kilometer-scale strain gradient within the Beni Bousera peridotites, as also shown in the Ronda Peridotite in Spain [53]. The progressive rotation of the foliation strike from (N)E-(S)W in the tectonite to SE-NW in the mylonite (Fig. 2) is also consistent with the existence of such a strain gradient and indicates a dextral, top to the NW sense of shearing. Micro-scale shear zones are absent from the peridotites and therefore, the complete kinematic description of the deformation of the peridotite and its crustal envelope can be achieved only via kinematic criteria in the crustal rocks.

The crustal rocks at the contact with the peridotite are migmatitic aluminous granulites (“kinzigites”, [33]). The main foliation (S_p) in the granulite has a SE-NW strike, comparable to that in the peridotite mylonite. In contrast to the peridotite, the kinematic criteria are widespread in the granulite and show consistent top to the NW sense of shearing (Figs. 2 and 3C; [27, 33, 34, 35, 43]). The structural continuity between the granulite and the peridotite mylonite, i.e. the same direction of the lineation and the same dip and strike of the foliation, implies that the peridotite foliation developed coevally with the regional foliation in the crustal units and supports the use of kinematic criteria observed in the granulites to constrain the kinematics of the crust/mantle contact. The widespread top to the NW sense of shearing supports the view that the crust/mantle contact is a kilometer-scale ductile extensional shear zone with top to the NW sense of shearing with a dextral component. The Filali unit, situated immediately above the granulite, contains metapelitic rocks characterized by a metamorphic grade decreasing to the top, away from the contact with the peridotite. From the bottom to the top, it comprises a migmatitic gneiss, micaschists containing sillimanite–biotite–muscovite, and andalusite–biotite–muscovite-bearing micaschists. They display a main foliation (S_p) that is consistent with the foliation direction in the granulite and peridotite (Fig. 2). The foliation strikes at N110, far from the contact with the granulite, and becomes parallel to the crust/mantle contact with a strike of N140-170 close to the granulite. This progressive rotation towards the crust/mantle contact is likely related to the top to the NW dextral shearing at the scale of the entire Lower Sebtides.

Late normal faults cross-cut the Filali units and the underlying peridotites, explaining i/ the disappearance of the granulite at the contact with the peridotite in the eastern part of the Beni Bousera

Massif (Fig. 2, SW of Mter); ii/ the direct contact of the Ghomarides units on top of the peridotites (Fig. 2, NW of Mter along the coast); and iii/ the tilt of the entire peridotite massif.

These new structural data show that the crust/mantle contact in Beni Bousera is a lithosphere-scale extensional shear zone. The peridotites are thus partly exhumed in the footwall of this shear zone. New petrological data will now constrain the P–T conditions of the development of the regional foliation S_p observed in the peridotites and hence the minimal amount of mantle unroofing.

4. Petrology of the peridotites

Tectonites in the core of the massif are mostly variably serpentized lherzolites and display a coarse-grained porphyroclastic texture. They contain olivine (ca. 65%), orthopyroxene (ca. 20%), clinopyroxene (ca. 12%) and spinel (ca. 3%). Orthopyroxene (up to 7 mm) and clinopyroxene (up to 5 mm) form porphyroclasts in a weakly foliated granoblastic matrix (average grain size ca. 1-3 mm) dominated by olivine.

The mylonites comprise olivine (up to 75%), orthopyroxene (up to 15%), clinopyroxene (ca. 5%), spinel (ca. 3%) and garnet (ca. 2%). The fine-grained matrix displays a foliation that is well-defined by the flattening of the olivine and spinel crystals (Fig. 4). The foliation wraps around porphyroclasts of orthopyroxene (up to 10 mm; $X_{Fe} = 0.08-0.10$, Al = 0.12-0.18 cpfu, $Cr_2O_3 = 0.14-0.51$ wt%), garnet (5-7 mm; Alm13-15, Prp71-74, Grs12-13, Sps1; $X_{Fe} = 0.15-0.17$) and locally, clinopyroxene (up to 6 mm; $X_{Fe} = 0.01-0.08$, Al = 0.23-0.31 cpfu, Na = 0.11-0.16 cpfu; $Cr_2O_3 = 0.65-1.30$ wt%). The orthopyroxene porphyroclasts form elongated prisms, generally parallel to the matrix foliation. The garnet forms anhedral crystals generally surrounded by a layered corona comprising, from the core to the rim, dark fine-grained kelyphite, clear coarser-grained kelyphite and locally, an outer layer of clinopyroxene, \pm orthopyroxene, \pm olivine (Fig 4, [54]). Locally, spinel is present in the kelyphite. The garnet is locally agglomerated or intergrown with orthopyroxene, less frequently with clinopyroxene, olivine or spinel, and a thin (ca. 0.1 mm) kelyphite layer develops at the interface. The matrix contains fine-grained (ca. 0.1-0.5 mm) crystals of olivine ($X_{Fe} = 0.10-0.11$), orthopyroxene (up to 10 mm; $X_{Fe} = 0.08-0.10$, Al = 0.12-0.15 cpfu, $Cr_2O_3 = 0.14-0.51$ wt%), clinopyroxene ($X_{Fe} = 0.01-0.08$, Al = 0.23-0.26 cpfu, Na = 0.11-0.16 cpfu; $Cr_2O_3 = 0.65-1.30$ wt%) and spinel ($X_{Fe} = 0.22-0.28$; $X_{Cr} = \text{atomic Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) = 0.10-0.24$). Representative microprobe analyses of the minerals (samples 11 and 12, Fig. 2) are presented in Table 1.

Accordingly, it is interpreted that the foliated olivine + spinel-bearing matrix recrystallized during the main deformation (S_p) and the mineral compositions reflect the syndeformational P–T conditions. On the other hand, the porphyroclasts, in particular garnet and orthopyroxene, are interpreted as remnants of an earlier stage, reflecting the P–T conditions that prevailed before the beginning of the main deformation. Indeed, garnet crystals are relatively widespread in the peridotite mylonites, even in the vicinity of moderately stretched garnet pyroxenite layers. It seems therefore improbable that they were simply xenocrystals resulting from an extreme deformation of the pyroxenite layers, e.g. as suggested by Kornprobst [55] and Tabit et al. [54].

Chemical compositions of garnet and orthopyroxene porphyroclasts from the mylonite (Table 1), when occurring in mutual contact, were used to infer the “primary” P–T conditions. The Fe-Mg exchange thermometer of Harley [56] yields a temperature of 1053°C with a standard deviation of 31°C and an uncertainty of ca. 50°C (π_1 , Fig. 5). For this temperature, the barometers of Brey and Köhler [57] and Harley [58], based on the Al content of orthopyroxene in equilibrium with garnet, yield pressures of 22 kbar with a standard deviation of 1.1 and 0.7 kbar, respectively (π_1 , Fig. 5). The uncertainty stated by the authors is of the order of 2 kbar.

The Fe-Mg exchange between the olivine and spinel [59, 60, 61] from the foliated matrix in both the mylonite and the tectonite (samples 11 and 12, respectively; Table 1) were used to estimate the equilibration temperature conditions of the foliation development. For the three calibrations, the resulting temperatures are ca. 780°C with a standard deviation of ca. 10-20°C. The uncertainty stated by the authors is of the order of $\pm 50^\circ\text{C}$. In the absence of garnet, the pressure estimate is only based on the equilibration of the foliated matrix in the domain of spinel peridotites, yielding ca. 9-15 kbar for the estimated temperatures (π_2 , Fig. 5). Consequently, the development of the foliation was associated with decompression of ca. 7-13 kbar and cooling from ca. 1050°C to ca. 780°C.

5. P–T evolution

The P–T path of the Beni Bousera peridotite implies decompression from ca. 22 to 12 ± 3 kbar, yielding an uplift of at least 30 km but possibly up to 55 km (Fig. 5). We suggest that the common preservation of garnet in the mylonite and its general absence in the tectonite is related to a differential P–T evolution of the core and rim of the peridotite massif. An evolution dominated initially by rapid cooling at high pressures, in the garnet stability field, would inhibit the complete transformation of garnet to spinel in the mylonite. On the other hand, an evolution dominated first by sub-adiabatic decompression at high temperatures would lead to a more complete equilibration in the spinel stability field in the core of the massif. The preservation of garnet within mylonitic peridotites by cooling during decompression has been consistently pointed out in the Bohemian massif by Kamei et al. [62]. Our thermo-barometric results are compatible with the recent P–T estimates in the Ronda peridotites for pre- and synkinematic conditions [2, 51, 63]. The adiabatic type of the P–T evolution of the tectonite is consistent with potential partial melting in the deepest part of the peridotite massif, as evidenced in the Ronda peridotites [64, 65, 66]. Cooling during decompression has also been inferred from P–T data of granulite lenses within the garnet/spinel mylonites in the Ronda peridotite [67].

Dating of the deformed garnet-bearing aluminous pyroxenite layers suggests that the Beni Bousera deformation and decompression occurred between 25 and 20 Ma (Sm-Nd and Lu-Hf isochrons from garnet-bearing pyroxenites, [68, Montigny in [40], 44, 45]. Reinterpretation of the available geochronological and P–T data suggests that the development of the main foliation (S_p) was also associated with Oligo-Miocene decompression in the overlying crustal units.

The aluminous granulites immediately overlying the peridotite display a migmatitic layering parallel to the main foliation (S_p). The synkinematic assemblage contains biotite, kyanite and/or prismatic sillimanite, K-feldspar, plagioclase, quartz and small garnets. It wraps around large garnets, interpreted as remnants of an early metamorphic event, probably Variscan [29, 30, 31]. Locally, very fine-grained post-kinematic cordierite+spinel symplectites develop at the expense of the aluminum silicates and a cordierite corona surrounds large garnet crystals. P–T conditions of the synkinematic assemblage have been estimated at 9-13 kbar, 800-850°C (g1 in Fig. 5; [28]) and dated at ca. 22 Ma [22, 31]. Symplectitic assemblages probably equilibrated at ca. 4-5 kbar, 650-750°C (g2 in Fig. 5; [28]).

The overlying gneiss displays a migmatitic foliation containing small garnets, fibrolitic sillimanite, cordierite, biotite, K-feldspar, plagioclase, quartz and ilmenite. Locally, rare large garnet crystals are present, as well as kyanite and rutile relics. The P–T conditions range between 9 kbar, 750°C for the kyanite-bearing assemblage and 3-4 kbar, 650-750°C for the sillimanite-cordierite assemblage [69]. El Maz and Guiraud [28] obtained P–T conditions of 7 kbar, 780°C. This suggests that the development of the main foliation (S_p) was associated with decompression. In addition, an increase in temperature during the decompression from 10 kbar, 500°C towards 4 kbar, 700°C is reported from the Ocean Drilling Project site within the Alboran sea, which consists of high grade schists and migmatitic gneisses belonging to the Lower Sebtides (or their equivalent in Spain – the upper Alpujarrides; ODP in Fig. 5, [10]). In the overlying micaschists of the Filali unit, the main S_p foliation contains syntectonic assemblages containing fibrolitic sillimanite + biotite + muscovite at the bottom and andalusite + biotite + muscovite at the top

the unit. These assemblages developed under HT-LP conditions ranging from 6 kbar, 650°C to 3 kbar, 550°C [28, 69]. Ar/Ar cooling ages of biotite and white mica in the Filali units cluster between 25 Ma and 20 Ma (Montigny in [48]).

6. Tectonic implications

Syn- S_p decompression, dated at ca. 25-20 Ma, affects the peridotite massif as well as the entire overlying crustal sequence. This suggests an Oligo-Miocene lithosphere thinning. Moreover, the large pressure gap between the peridotites (> 22 kb) and neighboring crustal units (< 13 kb) at the beginning of the development of the main foliation implies the existence of a lithosphere-scale normal shear zone. Exhumation of the Beni Bousera peridotites from mantle depths (80-90 km) to mid-crustal depths (20 km) occurs in the footwall of a kilometer-scale extensional shear zone.

Figure 6 presents a tectonic interpretation, at the lithosphere scale, of the deformation patterns of the Beni Bousera peridotite and surrounding crustal rocks. Before the lithospheric thinning, the post-Variscan continental crust, about 40 km thick [43, 48], is composed of granulite, gneiss, micaschists (Filali unit) and sediments (Ghomarides) in the last 10-15 km [27] and underlain by lithospheric mantle peridotites. Based on the peridotite temperature of 1100°C at 80-90 km depth (Fig. 5), a stationary geotherm was calculated, which results in a Moho temperature of around 700°C. The development of a lithospheric shear zone allows the unroofing of the mantle rocks in the footwall and a coeval strong thinning of the crustal rocks in the hanging wall. Accordingly, Balanyá et al. [6,50], Azañón et al. [16] and Argles et al. [9] have argued for a strong thinning of the crustal roof of the peridotites (Alpujarrides units) in Spain, during a HT-MT/LP metamorphism. Lithosphere thinning led to the juxtaposition of hot peridotites and colder crustal units. The resulting heat transfer caused rapid cooling of the mylonitized margin of the peridotite massif and coeval heating of the crustal rocks. The peak temperature recorded in the granulite (800-850°C), compared to the inferred initial Moho temperature (700°C, Fig. 6), suggests heating at high pressure at the beginning of the P-T evolution (dashed grey arrow, Fig. 5). This is consistent with the HT thermal event recorded in all of the crustal rocks [27, 28, 30, 43, 48], the related magmatism [17], as well as the increase in temperature during decompression reported from the Ocean Drilling Project site within the Alboran sea (Fig. 5, [10]). These features are likely related to the adiabatic uplift of a hot lithosphere mantle, as shown by the isotherms drawn in Figure 6. Negro et al. [27] have consistently shown that the peak temperature isotherms are roughly parallel to the main foliation trajectories in the Sebtide schists, suggesting that a strong ductile thinning under HT-LP conditions have condensed the isotherms, at least in this part of the Alboran domain. The decrease in the amount of decompression from the granulite towards the Filali schists suggests that thinning was probably concentrated in the lower crustal rocks (e.g. granulites) because of their much lower strength, whereas the upper crustal units (e.g. Ghomarides) display moderate thinning accommodated by brittle deformation (Fig. 1; [70]). The present day exposed structure, with a condensed lower Sebtides crust overlying a slice of mantle rocks, is likely a fossil portion of this extensional zone arrested at a depth close to 15-20 km, in agreement with the metamorphic pressures recorded in the crustal rocks at the end of the thinning and associated decompression.

On these bases, the garnet-spinel mylonitic peridotite corresponds to an exhumed part of the lithosphere-scale shear zone (Fig. 6). In the strongly deformed margin of the peridotite massif, the juxtaposition with colder crustal material lead to rapid cooling, while in the core, decompression accompanied by much slower cooling is expected. The remarkable preservation of garnet in the mylonite is then interpreted as the result of a syn-deformational thermal evolution of the mylonite dominated by cooling in the garnet stability field or within the garnet-spinel transition (Figs. 5 and 6). In contrast, the core of the massif undergoes unroofing accompanied by much slower cooling. These imply a significantly longer residence within the spinel field and hence complete destabilization of the garnet.

7. Geodynamic implications

Our results together with previous studies suggest the following deformation history of the Beni Bousera peridotites in the geodynamic framework of the western Mediterranean (Fig. 7). After the

Variscan orogeny and possible extensional collapse [29, 30], the late Variscan crust (granulite, gneiss and Paleozoic micaschists) became the basement of the Mesozoic sediments deposited at the Tethyan margin [32]. This first lithosphere thinning, Mesozoic in age, possibly triggered the Beni Bousera peridotite exhumation from the diamond stability field (> 150 km) to lithosphere mantle depths (80-90 km, [49]). The Alpine subduction of this passive margin produced HP/LT metamorphism, which is only recorded in the Mesozoic sediments of the upper Sebtides (Federico and Beni Mzela units). The exhumation of these HP/LT units occurred at around 20-27 Ma (Beni Mzela units, Ar/Ar ages, [46, 47, 48, 71], whereas the peak pressure is weakly constrained at around 25-30 Ma [48]. Note that Platt et al. [4] suggest the onset of Alpujarides (Spanish equivalent of the Sebdites) burial during the early Eocene. After the exhumation of the HP/LT units, lithosphere thinning took place during the late-Oligocene early-Miocene and led to the exhumation of the Beni Bousera peridotite from mantle depths to the crustal level. The geodynamic scenario explaining such strong thinning remains debated and could be related to either a southward slab roll-back [12, 72, 73, 74, 75] and/or a convective removal of the lithospheric mantle root [4, 14, 15, 22, 76]. Although our study does not constrain the geodynamic scenario, growing evidence seems to strengthen the slab roll-back hypothesis, such as the southward migration of the subduction related volcanisms [12] and the westward migration of the marine to continental transition within the external sedimentary basins in the Betics [77]. Following this lithosphere thinning, peridotite slices are thrust into the crustal units at 19-20 Ma in Spain [19, 78]. Finally, renewed extensional deformation from the late Miocene times to the present day led to the final opening of the Alboran sea and the development of late normal faults that cross-cut the Beni Bousera peridotites and the surrounding crustal sequence.

Exhumation of the western Mediterranean peridotites therefore occurred in a peculiar setting by at least 50 km of uplift in a footwall of an Oligo-Miocene lithosphere scale extensional shear zone, preserved by a subsequent inversion (thrusting). This allowed for the remarkable preservation of spinel and garnet/spinel peridotites. The account of such tectonic and petrological constraints on the deformation patterns of the Beni Bousera peridotite will be a key issue for any further study that deals with the geodynamics of the Alboran domain.

References

- [1] Dikey, J.S., Lundeen, M.T and Obata, M., Geologic map of the ultramafic complex, southern Spain, Geological society of America Map and chart Series MC-29 (1979) 1-4. Geol. Soc. of Am., Boulder, colo.
- [2] Obata, M., The Ronda peridotite, Garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion, *J. Petrol.* 21 (1980) 533-572.
- [3] Sánchez-Gómez, M., Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañon, J.M., Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar Arc), in Rosenbaum, G., Lister, G.S. (Eds.), *Reconstruction of the Alpine-Himalayan Orogen*, *J. Virt. Explor.* 8 (2002) 23–34.
- [4] Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A., Orozco, M., Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, S. Spain, *J. Geol. Soc. Lond.* 162 (2005) 451–462.
- [5] Platt, J.P., Anczkiewicz, R., Soto, J.-I., Kelley, S.P. and Thirlwall, M., Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean, *Geology* 34 (2006) 981-984.
- [6] Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., Booth-Rea, G., Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and P-T-d-t paths for the Nevado-Filbrides Complex, *J. Metamorph. Geol.* 23 (2005) 357–381.
- [7] Torres-Roldán, R. L., Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja Peridotite aureole (southern Spain), *Estud. Geol.* 37 (1981) 115 – 133.
- [8] Balanyá, J.C., Garcia-Dueñas, V., Azañon, J.M. and Sánchez-Gomez, M., Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain, *Tectonics* 16 (1997) 226-238.

-
- [9] Argles, T.W., Platt, J.P. and Waters, D.J., Attenuation and excision of a crustal section during extensional exhumation: the Carratraca Massif, Betic Cordillera, southern Spain, *J. Geol. Soc. London* 156 (1999) 149-162.
- [10] Soto, J. I. and Platt, J. P., Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean, *J. Petrol.* 40 (1999) 21–60.
- [11] Lonergan, L. and White, N., Origin of the Betic-Rif mountain belt, *Tectonics* 16 (1997) 504–522.
- [12] Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P.V.D. and Harris, C., Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis, *Earth Planet. Sci. Lett.* 218 (2004) 91-108.
- [13] Jolivet L., Augier R., Robin C., Suc J.P., Rouchy J.M., Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, *Sedim. Geol.* 188–189 (2006) 9–33.
- [14] Platt, J. P. and Vissers, R. L. M., Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc, *Geology* 17 (1989) 540–543.
- [15] Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hooderduijn Strating, E.H., Spiers, C.J. and Van der Wal, D., Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup, *Tectonophysics* 249 (1995) 155-171.
- [16] Azañón, J.M. and Goffè, B., Ferro- and magnesiochloritoid assemblages as record of high-P, low-T metamorphism in the central Alpujarrides, Betic Cordillera (SE Spain), *Eur. J. Mineral.* 9 (1997) 1035-1051.
- [17] Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouène, M.L., Dini, A., Gerdes, A., Phillips, D., Cozzupoli, D., Timing and modes of granite magmatism in the core of the Alboran Domain (rif chain, northern Morocco): implications for the Alpine evolution of the western Mediterranean, *Tectonics* 29 (2010) TC2017.
- [18] Tubía, J. M., Cuevas, J. and Esteban, J. J., Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination, *Geology* 32 (2004) 941–944.
- [19] Esteban, J.J., Cuevas, J., Vegas, N. and Tubía, J.M., Deformation and kinematics in a melt bearing shear zone from the Western Betic Cordilleras (Southern Spain), *J. struct. Geol.* 30 (2008) 380-393.
- [20] Rossetti, F., Faccenna, C., and Crespo-Blanc, A., Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain), *J. Struct. Geol.* 27 (2005) 199-216.
- [21] Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere, *J. Petrol.* 46 (6) (2005) 1155–1201.
- [22] Platt, J. P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A. and Hollick, L., Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension, *Geology* 31 (2003a) 251–254.
- [23] Bouybaouène, M.L., Goffè, B. and Michard, A., High pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco, *Geogaceta* 17 (1995) 117–119.
- [24] Goffè, B., Azanon, J.M., Bouybaouène, M.L., Jullien, M., Metamorphic cookeite in Alpine metapelites from Rif, northern Morocco, and the Betic Chain, southern Spain, *Eur. J. Mineral.* 8 (1996) 335– 348.
- [25] Agard, P.J.M., Goffè, B., Baronnet, A., Bouybaouène, M.L., TEM evidence for high-temperature (300 °C) smectite in multistage clay–mineral pseudomorphs in pelitic rocks (Rif, Morocco), *Eur. J. Mineral.* 11 (1999) 655– 668.
- [26] Vidal, O., Goffè, B., Bousquet, R., Parra, T., Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg–Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite, *J. Metamorph. Geol.* 17 (1999) 25–39.
- [27] Negro, F., Beyssac, O., Goffè, B., Saddiqi, O. and Bouybaouène, L., Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material, *J. Metamorph. Geol.* 24 (2006) 309-327.

- [28] El Maz, A. and Guiraud, M., Paragenèse à faible variance dans les métapélites de la série de Filali (Rif interne marocain): description, interprétation et conséquences géodynamiques, *Bull. Soc. Geol. France* 172 (2001) 469–485.
- [29] Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M. L. and Saddiqi, O., Late Hercynian Mesozoic thinning in the Alboran domain; metamorphic data from the northern Rif, Morocco, *Terra Nova* 9 (1997) 171–174.
- [30] Bouybaouène, M.L., Goffé, B. and Michard, A., High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain, *Bull. Soc. Geol. France* 169 (1998) 153–162.
- [31] Montel, J.M., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., Preservation of old U–Th–Pb ages in shielded monazite; example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco), *J. Metamorph. Geol.* 18 (2000) 335–342.
- [32] Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I. and Saddiqi, O., The Rif belt, in: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte (eds.), *The Geology of Morocco*, Springer, Berlin, 2008, pp. 203-302.
- [33] Kornprobst, J., Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional); petrography and structure of the Rif inner area, northern Morocco, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 251 (1974) 256 p.
- [34] Saddiqi, O., Reuber, I. and Michard, A., Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Beni Bousera, Rif septentrional, Maroc, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 307 (1988) 657–662.
- [35] Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. and Jermoumi, B., Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation, *Tectonophysics* 82 (1982) 231- 251.
- [36] Tornè M., Banda E., Garcia-Duenas V., Balanya J.C., Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt), *Earth Planet. Sci. Lett.* 110 (1992) 63–171.
- [37] Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H., Milledge H.J., Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences, *Nature* 335 (1989) 60–66.
- [38] Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G. and Obata, M., Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain, *Geology* 21 (1993) 471-474.
- [39] El Atrassi, F., Brunet, F., Bouybaouène, M., chopin, C., and Chazot, G., Melting textures and microdiamonds preserved in graphite pseudomorphs from the Beni Bousera peridotite massif, Morocco, *Eur. J. Mineral.* 23 (2) (2011) 157-168.
- [40] Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A. & Saddiqi, O., Les corrélations entre les chaînes Bético-Rifaines et les Alpes et leurs conséquences, *Bull. Soc. Géol. France* 162 (1991) 1151–1160.
- [41] Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R.O. and Saddiqi, O., The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario, *Bull. Soc. Geol. France* 172 (2001) 603–616.
- [42] Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffé B., Montigny R., 2002, How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?, *Bulletin de la Société Géologique de France*. v. 173, p. 3–15.
- [43] Chalouan, A. and Michard, A., The Alpine Rif belt (Morocco): a case of mountain building in a subduction-subduction-transform fault triple junction, *Pure Appl. Geophys.* 161 (2004) 489–519.
- [44] Blichert-Toft, J., Albarède, F. and Kornprobst, J., Lu-Hf Isotope Systematics of Garnet Pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: Implications for Basalt Origin, *Science* 283 (1999) 1303-1306.
- [45] Pearson, D.G. and Nowell, G.M., Re-Os and Lu-Hf isotope constraints on the origin and age of pyroxenites from the Beni Bousera peridotite Massif: Implications for mixed peridotite-pyroxenite mantle sources, *J. Petrol.* 45 (2004) 439–455.
- [46] Michard, A., Chalouan, A., Montigny, R. and Ouazzani-Touhami, M., Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 296 (1983) 1337–1340.
- [47] Saddiqi, O., Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine, Arc de Gibraltar et Montagnes d'Oman, Ph.D. thesis, Casablanca, 1995, 245 p.

-
- [48] Michard A. Negro F., Saddiqi O., Bouybaouene M.L., Chalouan A., Montigny R., Goffè, B., Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building, evidence from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications, *C. R. Acad. Sci.* 338 (2006) 92–114.
- [49] Sánchez-Rodríguez, L., Gebauer, D., Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda area (southern Spain), followed by early Miocene subduction metamorphism and emplacement into the middle crust: U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe dating of zircon, *Tectonophysics* 316 (2000) 19–44.
- [50] Balanyá, J. C., Azañon, J. M., Sánchez-Gomez, M. and Garcia-Dueñas, V., Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique Unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics, Spain), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 316 (1993) 1595–1601.
- [51] Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M., Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean, *Geology* 21 (1993) 1119-1122.
- [52] Van der Wal, D. and Bodinier, J.L., Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow, *Contrib. Mineral. Petrol.* 122 (1996) 387-405.
- [53] Précigout, J., Gueydan, F., Gapais, D., Garrido, C.J. and Essaifi, A., Strain localisation in the subcontinental mantle - a ductile alternative to the brittle mantle, *Tectonophysics*, 445 (2007) 318-336.
- [54] Tabit, A., Kornprobst, J. and Woodland, A. B., Les péridotites à grenat du massif des Béni Bousera (Maroc), mélanges tectoniques et interdiffusion du fer et du magnésium [The garnet peridotites of the Beni Bousera Massif (Morocco) : tectonic mixing and iron-magnesium interdiffusion], *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 325 (1997) 665-670.
- [55] Kornprobst, J., A propos des péridotites du Massif des Béni Bouchera (Rif septentrional, Maroc), *BM* 89 (1966) 399-404.
- [56] Harley, S. L., An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene, *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 (1984a) 359-373.
- [57] Brey, G.P. and Köhler, T., Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers, *J. Petrol.* 31 (1990) 1353-1378.
- [58] Harley, S. L., The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, *J. petrol.* 25 (1984b) 665-696.
- [59] Fabriés, J., Spinel-Olivine Geothermometry in Peridotites From Ultramafic Complexes, *Contrib. Mineral. Petrol.* 69 (1979) 329-336.
- [60] Engi, M., Equilibria involving Al-Cr spinel, Mg-Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis, and consequences for geothermometry, *Am. J. of Sci.* 283-A (1983) 29-71.
- [61] Ballhaus, C., Berry, R.F., and Green, D.H., High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle, *Contrib. Mineral. Petrol.* 107 (1991) 27-40.
- [62] Kamei, A., Obata, M., Michibayashi, K., Hirajima, T. and Svojtka, M., Two Contrasting Fabric Patterns of Olivine Observed in Garnet and Spinel Peridotite from a Mantle-derived Ultramafic Mass Enclosed in Felsic Granulite, the Moldanubian Zone, Czech Republic, *J. Petrol.* 51 (2010) 101-123.
- [63] Garrido, C.J., Sautter, V., Gueydan, F., Booth-Rea, G. and Gervilla, F., Unequivocal Garnet and Garnet-spinel Lherzolite Assemblages in the Ronda Peridotite (S. Spain), Implications for Exhumation of Sub-continental Mantle in the Alborán basin, *Geophysical Research Abstracts* 8 (2006) 10263.
- [64] Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Dautria, J.M. and Gervilla, F., The recrystallization front of the Ronda peridotite, evidence for melting an thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin, *J. Petrol.* 42 (2001) 141-158.
- [65] Van der Wal, D. and Bodinier, J.L., Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow, *Contrib. Mineral. Petrol.* 122 (1996) 387-405.
- [66] Garrido, C.J. and Bodinier, J.L., Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere, *J. Petrol.* 40 (1999) 729-754.

-
- [67] Morishita, T., Arai, S. and Gervilla, F., High pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine-and corundum-bearing mineral assemblages, *Lithos* 57 (2001) 143-161.
- [68] Polvé, M., Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques, contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur, Ph.D. thesis, Paris, 1983, 361 p.
- [69] Afiri, A., Pitra, P., Gueydan, F., Essaifi, A., Structures et métamorphisme des péridotites de Béni Bousera et de leur encaissant (Rif interne, Maroc), Implications géodynamiques durant l'extension arrière-arc à Oligo-Miocène : 2010, 23e Réunion des Sciences de la terre, Bordeaux, résumés, 344 p.
- [70] Gueydan, F., Morency, C. and Brun, J.P., Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength, *Tectonophysics* 460 (2008) 83-93.
- [71] Janots E., Negro F., Brunet F., Goffè B., Engi M., Bouybaouene M.L., Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebides complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology, *Lithos* 87 (2006) 214–234.
- [72] Jolivet, L. and Faccenna, C., Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics* 19 (2000) 1095-1106.
- [73] Gutscher, M.-A. et al., Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology* 30 (2002) 1071-1074.
- [74] Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, *Tectonics* 23 (2004) TC1012.
- [75] Lacombe, O. and Jolivet, L., Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, *Tectonics* 24 (2005) TC1003.
- [76] Platt, J. P., Argles, T. W., Carter, A., Kelley, S. P., Whitehouse, M. J. and Lonergan, L., Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P–T–time array, *J. Geol. Soc. Lond.* 160 (2003b) 655–676.
- [77] Iribaren, L., Vergés, J., and Fernández, M., Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene, *Tectonophysics* 475 (2009) 68-84.
- [78] Tubía, J. M., Cuevas, J. and Ibarra, J. I. G., Sequential development of the metamorphic aureole beneath the Ronda peridotites and its bearing on the tectonic evolution of the Betic Cordillera, *Tectonophysics* 279 (1997) 227–252.

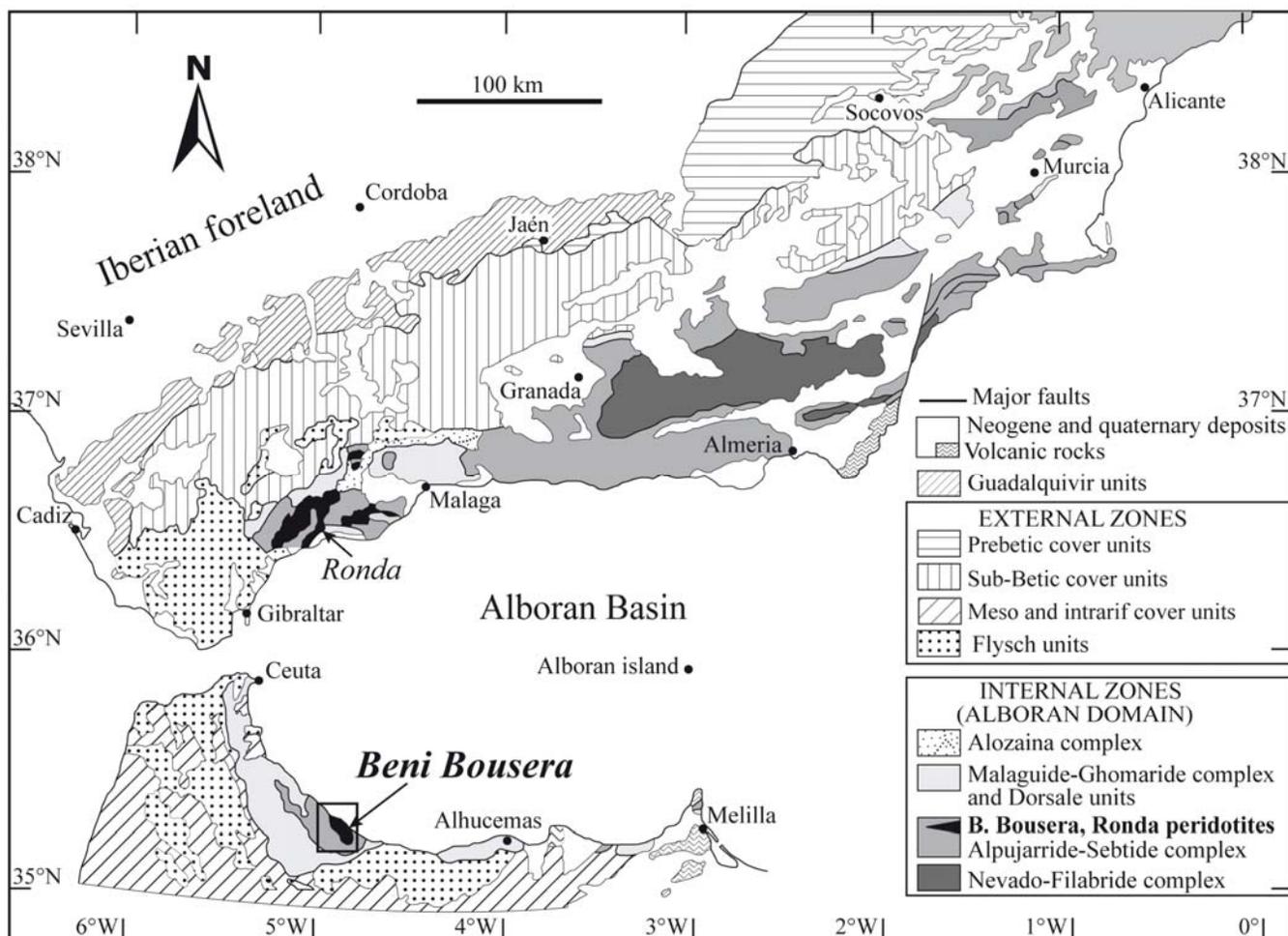


Fig. 1: Geological map of the Alboran domain (Rif and Betic Cordillera), modified after Sánchez Gomez et al. (2002). The location of the studied area is indicated by an open black box.

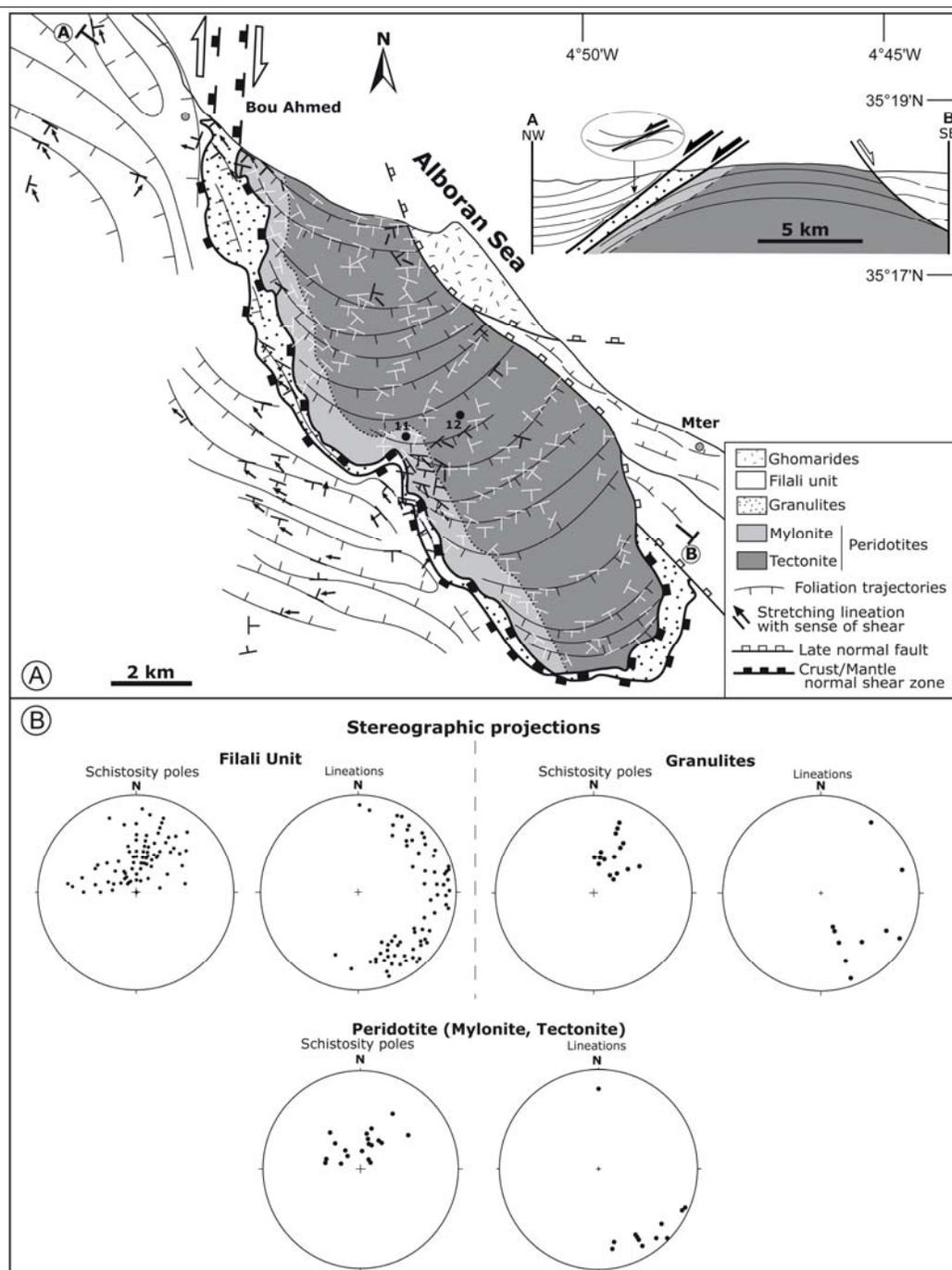


Fig. 2: A/ Tectonic map of the Beni Bousera peridotites and the overlying crustal rocks (granulite and Filali units) showing the main foliation (S_p) trajectories and stretching lineations. Foliation data [35] and our own data are shown as white and black symbols, respectively. The crust/mantle contact is interpreted as a lithosphere scale extensional shear zone, as shown in the NW-SE cross section in the inset. Late normal faults cross-cut the massif. B/ Stereoplots (lower hemisphere) showing foliation poles and lineations in the Filali unit, in both the granulite and peridotites.

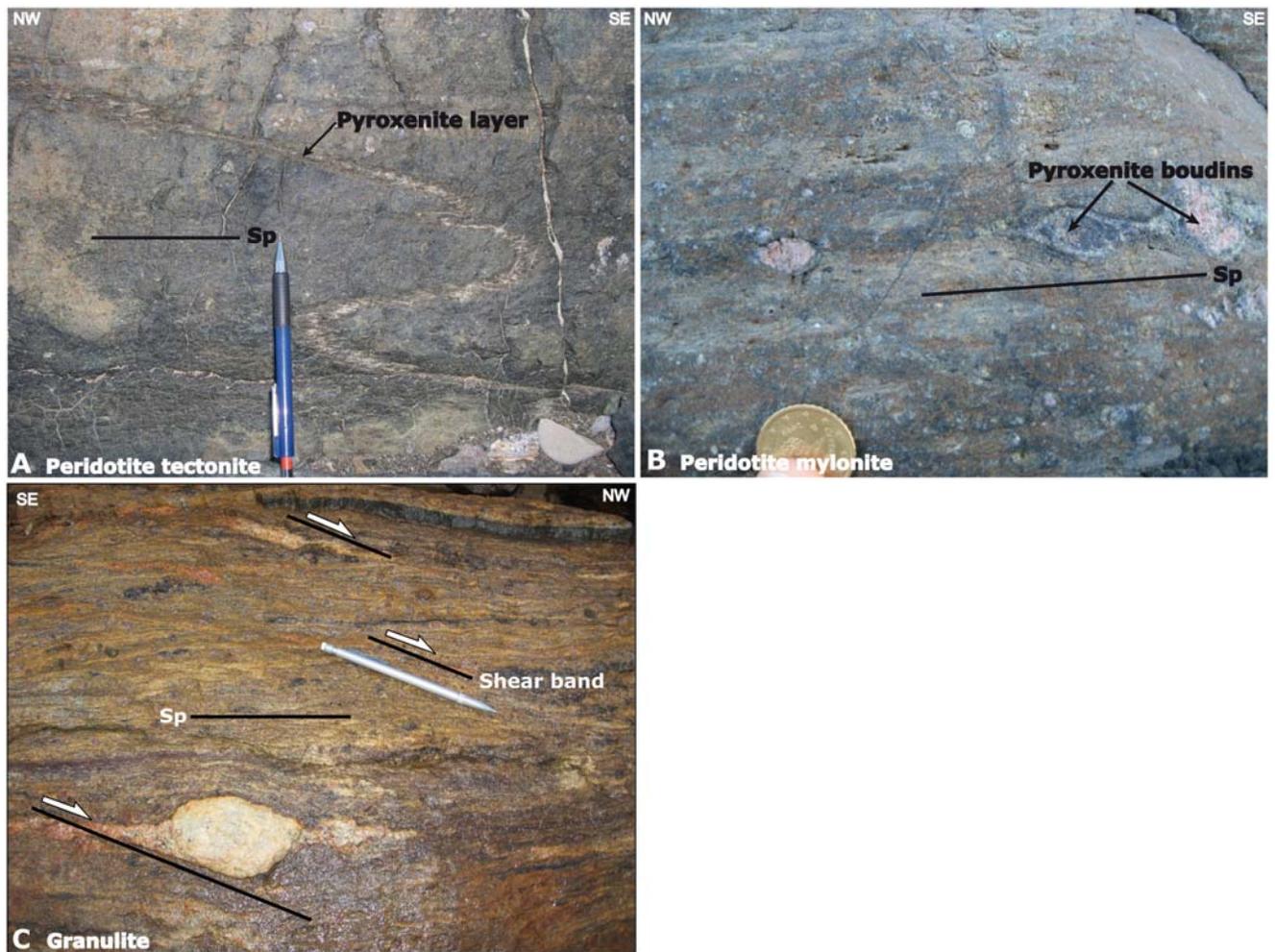


Fig. 3: Outcrop photographs. A/ Folding of a layer of aluminum-rich pyroxenites in weakly deformed peridotites (tectonites, sample 12, Fig. 2). The main foliation (S_p) is parallel to the axial plane of the fold. B/ Boudins of pyroxenite layers in the main foliation (S_p) of the mylonitic peridotites (sample 11, Fig. 2). C/ An example of top to the NW shear bands in the granulite. The outcrop is situated 1 km south of sample 11 (Fig. 2).

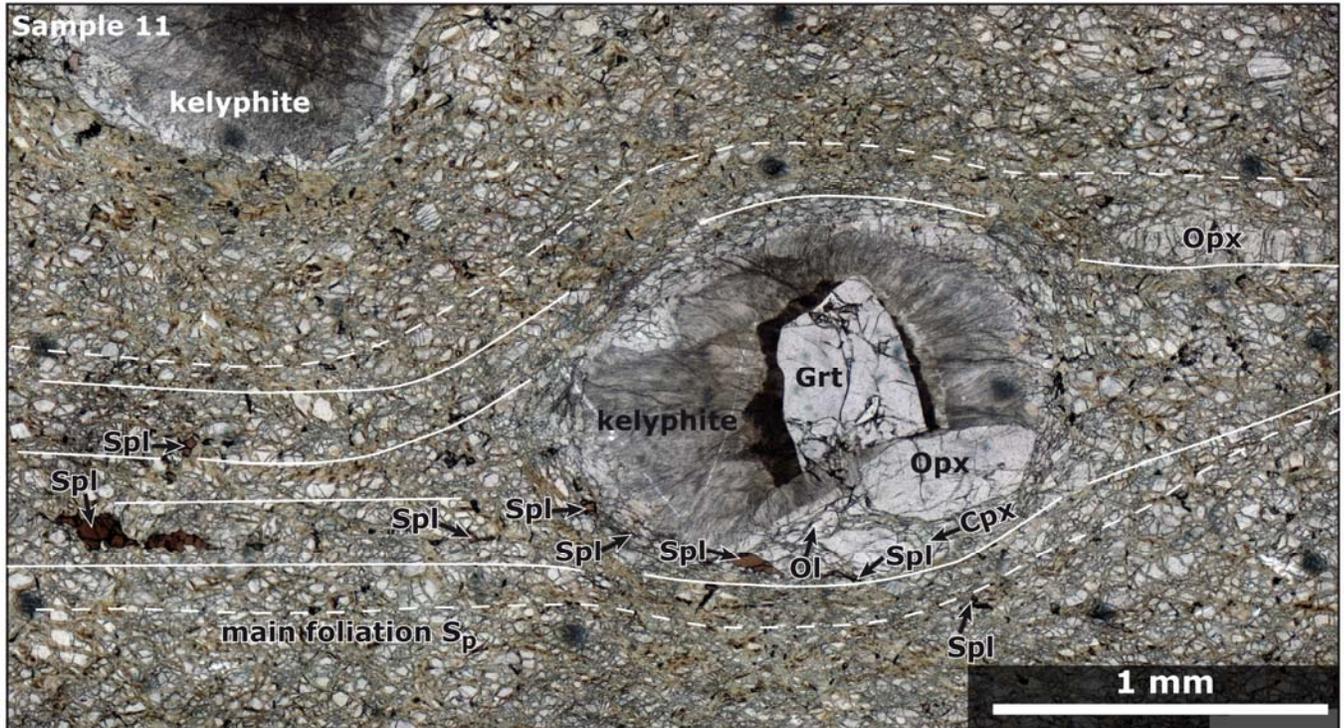


Fig. 4: Microscopic photograph of a mylonitic peridotite (sample 11, Figs. 2-3) showing the structural relationship between the syn-deformational mineral assemblage (spinel-Spl, olivine-Ol and clinopyroxene-Cpx), porphyroclastic assemblage (garnet-Grt, orthopyroxene-Opx) and post-kinematic kelyphite.

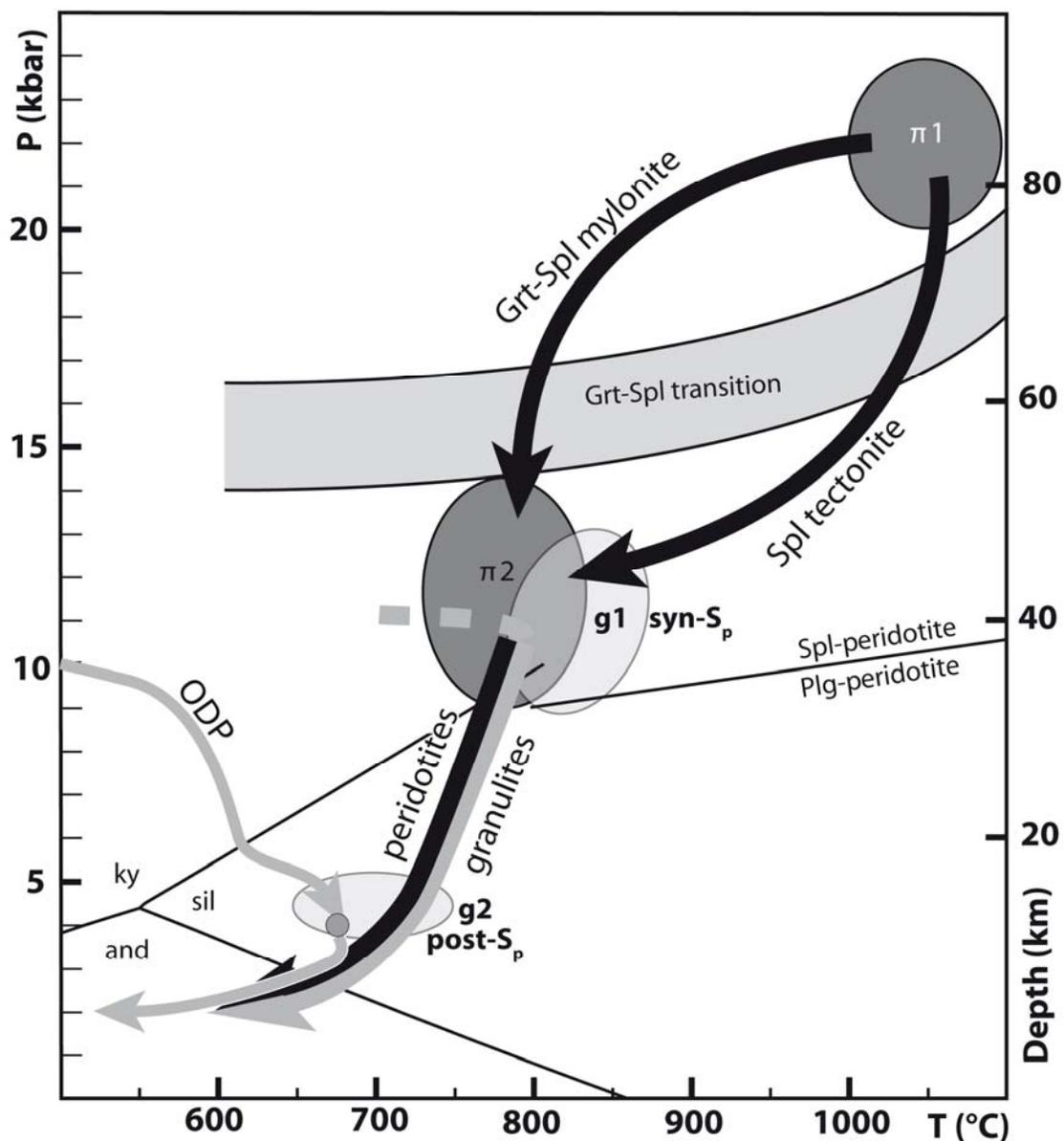


Fig. 5: *P-T path for the Beni Bousera peridotites showing the “primary” (π_1) and syn-deformational (π_2) conditions. The preservation of garnet in the mylonite and its destabilization in the tectonite suggest two distinct *P-T* evolutions (black arrows; see text for details). Available observations and *PT* data for the granulitic envelope suggest decompression (grey arrow) from syn-foliation conditions (*g1*) to post-kinematic conditions (*g2*). The *P-T* evolution of the ODP site (migmatitic gneiss, [10]) shows syn-decompressional heating (grey arrow). See text for further details.*

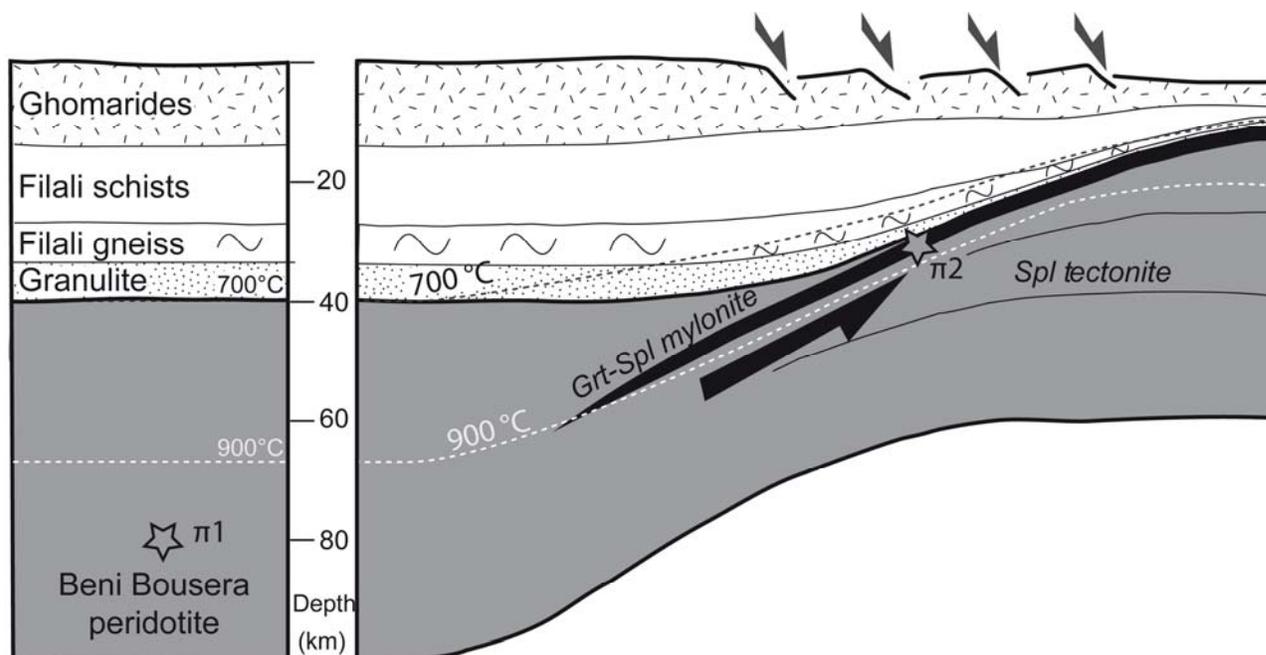


Fig. 6: Lithosphere scale interpretation of the deformation patterns in the Beni Bousera peridotites and the overlying rocks. Exhumation of the peridotites occurs in the footwall of an extensional lithospheric shear zone, allowing cooling during decompression and hence the preservation of garnet in the mylonitic peridotites. A more adiabatic evolution is expected for the core of the exhumed mantle rocks, implying a complete recrystallization of garnet into spinel. 700°C and 900°C isotherms (dashed lines) are calculated using a stationary geotherm and the initial PT conditions of the peridotites ($\pi 1$, Fig. 5). Strong thinning and HT metamorphism occur coevally in the overlying crustal units, while brittle faulting dominates in the upper crustal domain (Ghomarides).

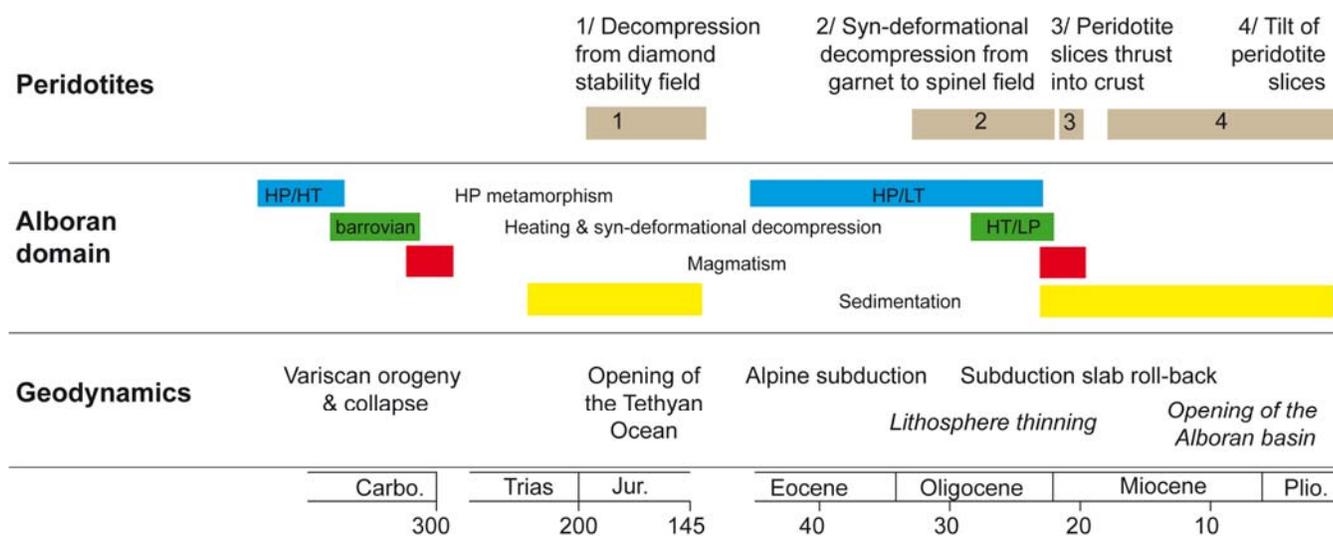


Fig. 7: Synthetic deformation history of the Beni Bousera peridotite and the entire Alboran domain, based on this study together with previous studies.

Mineral	Sample 11: Grt/Spl mylonite					Sample 12: Spl tectonite			
	Grt	Opx	Cpx	Spl	OI	Opx	Cpx	Spl	OI
Analysis no.	103	106	116	109	114	309	210	121	128
<i>Electron microprobe analyses in wt.%</i>									
SiO ₂	42,77	56,04	52,98	0,04	41,37	56,88	52,89	0,08	41,63
TiO ₂	0,16	0,02	0,56	0,06	0,05	0,05	0,76	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	23,09	4,28	5,94	52,27	0,01	2,94	5,93	53,87	0,00
Cr ₂ O ₃	1,44	0,44	1,02	17,01	0,09	0,30	0,88	15,72	0,01
NiO	0,03	0,01	0,03	0,16	0,21	0,08	0,07	0,24	0,41
MgO	20,63	33,50	14,92	18,57	49,81	34,2	14,74	18,70	49,81
FeO	8,61	6,77	2,71	12,31	9,97	6,46	2,40	11,42	10,28
MnO	0,35	0,21	0,09	0,03	0,06	0,08	0,01	0,10	0,03
CaO	5,12	0,36	20,51	0,01	0,03	0,35	21,25	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03
Na ₂ O	0,03	0,03	2,02	0,04	0,00	0,04	1,99	0,01	0,01
K ₂ O	0,02	0,06	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Total	102,31	101,75	100,83	100,53	101,64	101,42	100,97	100,19	102,30
Si	2,971	1,903	1,896	0,001	0,998	1,934	1,891	0,002	0,999
Ti	0,009	0,000	0,015	0,001	0,001	0,001	0,020	0,000	0,001
Al	1,891	0,171	0,250	1,630	0,000	0,118	0,250	1,673	0,000
Cr	0,079	0,012	0,029	0,356	0,002	0,008	0,025	0,327	0,000
Fe ₃	0,066	0,012	0,041	0,011	0,000	0,007	0,040	0,000	0,000
Ni	0,002	0,000	0,001	0,003	0,004	0,002	0,002	0,005	0,008
Mg	2,137	1,696	0,796	0,732	1,791	1,733	0,786	0,734	1,782
Fe ₂	0,434	0,180	0,041	0,261	0,201	0,177	0,032	0,252	0,206
Mn	0,021	0,006	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001
Ca	0,381	0,013	0,786	0,000	0,001	0,013	0,814	0,000	0,000
P	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Na	0,005	0,002	0,140	0,002	0,000	0,003	0,138	0,000	0,001
K	0,002	0,003	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Total	8,002	3,999	4,000	2,998	2,999	4,000	4,000	2,998	3,000
XFe	0,169	0,096	0,049	0,263	0,101	0,093	0,039	0,256	0,104

Table 1: Representative microprobe analyses of the minerals found in samples 11 and 12, i.e. mylonite and tectonite, respectively (Fig. 2). The amount of ferric iron was calculated from stoichiometric constraints.

5ème édition du Colloque International 3MA (Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations associées)- Fès (10-12 Mai 2007)

Les péridotites de Béni Bousera (Rif interne, Maroc), rhéologie et processus de localisation dans le manteau sous-continentale.

A. AFIRI^(1,2), A. ESSAIFT⁽¹⁾, F. GUEYDAN⁽²⁾ & J. PRECIGOUT⁽²⁾

(1) *Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Maroc; afiriabdelkhaleq@yahoo.fr*

(2) *Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France.*

Les péridotites du massif ultrabasique de Béni Bousera, situées à la base des unités Sebides, appartiennent au groupe des péridotites alpines qui bordent la Méditerranée occidentale (Kornprobst, 1974; Reuber et al., 1982). Les bords du massif, très déformés, sont constitués par harzburgites et des dunités, alors que les lherzolites à spinelle occupent majoritairement sa partie interne (Kornprobst, 1974). Il est également fréquent d'observer dans ces péridotites des bancs de pyroxénites qui sont plissées, dont le grand axe est parallèle à la foliation de la péridotite, qui leur donnent un aspect rubané.

Les péridotites de Béni Bousera présentent un gradient de déformation croissant depuis la base jusqu'à leur sommet (contact avec les Kinzigites). Ce gradient est déduit par quantification de la déformation finie de ces roches (Saddiqi, 1988), alors que selon Reuber et al. (1982) la localisation de la déformation était plutôt due à un gradient de température.

Dans les péridotites de Béni Bousera, les observations macroscopiques et microscopiques montrent que l'étirement extrême des pyroxénites, a conduit à la dispersion des grenats dans les péridotites à spinelle où des éclats kélyphitisés sont allongés dans la linéation d'étirement. Cet étirement croie à l'approche de la zone de cisaillement (interface croûte-manteau). Cette zone de cisaillement est caractérisée également par une intense déformation cisailante qui est marquée par l'étirement et la dispersion des porphyroclastes d'orthopyroxènes dans la mylonite.

L'étude pétrographique et microstructurale du gradient de déformation des péridotites de Béni Bousera que nous avons mené ainsi que l'étude statistique sur la taille des grains le long de ce gradient de déformation ont permis de déterminer les mécanismes de la localisation de déformation. Suite à ces études, la serpentine tardive, l'absence de réactions métamorphiques (stabilité des spinelles) et d'évidence de fusion partielle nous ont suggéré que le seul mécanisme qui est à l'origine de la localisation de la déformation, était la réduction de la taille des grains par recristallisation dynamique.

Mots clés: Rif interne, Massif de Béni Bousera, Péridotite, localisation de la déformation, Manteau.

*6ème édition du Colloque International 3MA (Magmatisme,
Métamorphisme et Minéralisations associées)- Béni Mellal (23-24 Avril
2009)*

**Etude métamorphique des relations de phases des micaschistes et gneiss de l'unité de Filali
du massif de Béni Bousera (Rif interne, Maroc).**

A. AFIRI^(1,2), P. PITRA⁽²⁾, F. GUEYDAN⁽²⁾ & A. ESSAIFI⁽¹⁾

- (1) *Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Maroc; afiriabdelkhaleq@yahoo.fr*
(2) *Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France.*

Les péridotites du massif de Béni Bousera sont, avec les péridotites de Ronda, des péridotites sous-continentales appartenant aux domaines internes des chaînes Alpines du Rif et des Bétiques, respectivement. Leurs exhumations et leurs insertions dans la croûte se font dans un contexte de recul de la subduction Alpine vers le Sud et l'Ouest durant l'Oligo-Miocène. Pour étudier l'amincissement crustal dans ce contexte d'extension arrière-arc, lié à la mise en place de ces péridotites, nous avons étudié les conditions P-T associées à des différents épisodes déformationnels dans leur encaissant (Sébtides inférieures, unité de Filali). Cette unité présente une évolution tectonométamorphique polyphasée. En s'approchant du massif des péridotites, une première schistosité (S1) est associée à des paragenèses allant de grenat-biotite; grenat-staurotide-disthène-biotite à grenat-biotite-feldspath potassique ± disthène. La deuxième schistosité (S2) est associée à des paragenèses à biotite-andalousite loin des péridotites et sillimanite-biotite près des péridotites. Le grade métamorphique de terrain augmente vers les péridotites pour les deux schistosités.

En utilisant les pseudosections calculées dans le système MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-FeO₃ (MnNCKFMASHTO) avec le logiciel THERMOCALC, nous montrons que les échantillons ont enregistré des chemins P-T horaires, dominés par une décompression entre S1 et S2. Les conditions P-T associées à S1 varient entre 5,4 kbar/550°C et 8,5 kbar/620°C, et représentent donc un gradient métamorphique de type barrovien. Les conditions P-T associées à la schistosité S2 évoluent entre 2,5 kbar/550°C et 4 kbar/700°C et sont caractéristiques des gradients de haute température/basse pression de type Abukuma.

Dans notre interprétation, les deux épisodes tectonométamorphiques sont d'âge alpin. Le développement de la schistosité S1 résulte de l'épaississement crustal dû à la subduction Alpine entraînant le métamorphisme HP-BT dans les Bétiques (unité Alpujarrides) et le Rif (unité des Sébtides). Le deuxième épisode est associé à l'amincissement crustal dû à l'étirement de la croûte dans un contexte d'extension arrière-arc Oligo-Miocène. Nous discuterons de l'amplitude de cet amincissement et nous le comparerons à celui observé dans les unités équivalentes des chaînes Bétiques.

Mots clés: Chaînes Alpines, Unité de Filali, Rif, Massif de Béni Bousera, Péridotites, Amincissement crustal, Pseudosections, MnNCKFMASHTO, Chemin P-T, THERMOCALC.

23^{ème} Réunion des Sciences de la Terre – Bordeaux- 25-29 Octobre 2010

Structures et métamorphisme des péridotites de Béni Bousera et de leur encaissant (Rif interne, Maroc) : Implications géodynamiques durant l'extension arrière-arc à Oligo-Miocène

A. AFIRI^(1,2), P. PITRA⁽²⁾, F. GUEYDAN⁽²⁾ & A. ESSAIFI⁽¹⁾

(1) *Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech, Maroc; afiriabdelkhaleq@yahoo.fr*

(2) *Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France.*

Les péridotites du massif de Béni Bousera sont des péridotites sous-continentales appartenant aux domaines internes de la chaîne Alpine du Rif. Leur exhumation et leur insertion dans la croûte se font dans un contexte de recul de la subduction Alpine vers le Sud et l'Ouest durant l'Oligo-Miocène. Pour étudier l'amincissement crustal dans ce contexte d'extension arrière-arc, lié à la mise en place de ces péridotites, nous avons réalisé une étude structurale et métamorphique dans les péridotites et leur encaissant (Sébtides inférieures). L'analyse structurale indique qu'une importante zone de cisaillement normale avec une composante dextre sépare les unités crustales des péridotites. Cette zone est présente sur plus de 20 km de longueur et abaisse les métapélites de l'unité de Filali par rapport aux granulites et péridotites sous-jacentes de Béni Bousera. Elle est le principal marqueur de la tectonique d'extension arrière-arc.

Sur la base de l'étude des relations cristallisation-déformation nous définissons deux épisodes de déformation et nous les associons à deux gradients métamorphiques différents. En s'approchant du massif des péridotites, la première schistosité (S1) est associée à des paragenèses allant de grenat-biotite; grenat-staurotide-disthène-biotite à grenat-biotite-feldspath potassique±disthène. La deuxième schistosité (S2) est associée à des paragenèses à biotite-andalousite loin des péridotites et sillimanite-biotite près des péridotites. L'intensité de métamorphisme s'accroît vers les péridotites pour les deux schistosités.

En utilisant les pseudosections calculées dans le système modèle MnNCKFMASHTO avec le logiciel THERMOCALC, nous montrons que les échantillons ont enregistré des chemins P-T horaires, dominés par une décompression entre S1 et S2. Les conditions P-T associées à S1 varient entre 5,5 kbar/550°C et 9,0 kbar/750°C, le pic pour tous les échantillons étudiés est situé dans le champ du disthène et représente donc un gradient métamorphique de type barrovien. Les conditions P-T associées à la schistosité S2 évoluent entre 1-3 kbar/500-550°C et 3-4 kbar/640-730°C et sont caractéristiques des gradients de haute température/basse pression.

Dans notre interprétation, les deux épisodes tectonométamorphiques sont d'âge alpin. Le développement de la schistosité S1 résulte de l'épaississement crustal dû à la subduction Alpine entraînant le métamorphisme HP-BT dans les Bétiques (unité Alpujarrides) et le Rif (unité des Sébtides supérieures). Le deuxième épisode est associé à l'amincissement crustal dû à l'étirement de la croûte dans un contexte d'extension arrière-arc Oligo-Miocène.

Mots clés: Chaînes Alpines, Péridotites, Rif, Amincissement crustal, Métamorphisme, Chemin P-T.

*7ème édition du Colloque International 3MA (Magmatisme,
Métamorphisme et Minéralisations associées)- Kenitra (27-29 Mai
2011)*

**OLIGO-MIOCENE EXHUMATION OF THE BENI-BOUSERA PERIDOTITE
THROUGH A LITHOSPHERE-SCALE EXTENSIONAL SHEAR ZONE**

A. AFIRI^(1,2), F. GUEYDAN⁽²⁾, P. PITRA⁽²⁾ & A. ESSAIFT⁽¹⁾

(1) Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS UMR 6118, Rennes, France

*(2) Département de Géologie, BP 2390, Faculté des Sciences Semlalia, 40000 Marrakech,
Morocco*

Abstract

New structural data and P–T estimates of syn-deformational assemblages within the Beni Bousera peridotites and their crustal envelope are used to explain their Alpine exhumation. The Beni Bousera peridotites occur as thin sheets within high grade crustal units of the lower Sebtides (Inner Rif, Morocco) and are composed of weakly deformed spinel lherzolite in the core of the massif and garnet-spinel mylonite at the rim. The main foliation trajectories in both the peridotites and overlying crustal units show systematic rotation towards their mutual contact, indicating a kilometer-scale top to the NW shearing with a dextral component along this crust/mantle contact. Widespread top to the NW shear criteria within the crustal units overlying the peridotite support this feature. Available ages constrain the development of the main foliation in both the peridotites and crustal rocks between 25 and 20 Ma. New P–T data from the peridotites show that deformation occurs during decompression from ≈ 22 kbar, 1050°C to $\approx 9-15$ kbar, 800°C. As a consequence, exhumation of the Beni Bousera peridotites takes place during the Oligo-Miocene lithosphere thinning in the footwall of a lithospheric extensional shear zone. The exceptional preservation of garnet within the mylonitic peridotites results from rapid cooling of the border of the massif due to the juxtaposition with colder crustal rocks along this shear zone. Uplifting of the hot mantle rocks simultaneously induces high temperature metamorphism in the overlying crustal units. These new findings allow us to reconstruct the deformation history of the Beni Bousera region and the Alboran domain in the framework of the western Mediterranean geodynamics during the last 40 Myrs.

Key words: structural geology; Beni-Bousera peridotite massif; Rif; Alpine orogeny; Western Mediterranean