



**HAL**  
open science

**Etude géochimique et géochronologique d'un massif basique et ultrabasique des zones internes de la chaîne des Maghrébides (Edough, NE Algérie) : contraintes sur l'évolution de la Méditerranée Occidentale au Cénozoïque**

Laure Fernandez

► **To cite this version:**

Laure Fernandez. Etude géochimique et géochronologique d'un massif basique et ultrabasique des zones internes de la chaîne des Maghrébides (Edough, NE Algérie) : contraintes sur l'évolution de la Méditerranée Occidentale au Cénozoïque. Sciences de la Terre. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONTTS102 . tel-01792329

**HAL Id: tel-01792329**

**<https://theses.hal.science/tel-01792329>**

Submitted on 15 May 2018

**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

Pour obtenir le grade de  
**Docteur**

Délivré par **Université de Montpellier**

Préparée au sein de l'école doctorale Sibaghe  
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier

Spécialité : **Sciences de la terre**

Présentée par **Laure Fernandez**

**Etude géochimique et géochronologique  
d'un massif basique et ultrabasique des  
zones internes de la chaîne des  
Maghrébides (Edough, NE Algérie) -  
Contraintes sur l'évolution de la  
Méditerranée Occidentale au Cénozoïque**

Soutenue le 15 décembre 2015 devant le jury composé de

Mme Delphine BOSCH, DR, Géoscience Montpellier

M. Gilles CHAZOT, PR, IUEM

M. Michel CORSINI, PR, Géoazur

M. Serge LALLEMAND, DR, Géosciences Montpellier

M. Patrick MONIE, DR, Géosciences Montpellier

M. Bruno DHUIME, CE, université de Bristol

Mme. Dalila HAMMOR, PR, LRGA, Annaba

M. Aziouz OUABADI, PR, USTHB, Alger

Directrice de thèse

Rapporteur

Rapporteur

Président du jury

Examineur

Examineur

Invité

Invité









## Résumé

Le massif de l'Edough représente le massif cristallin le plus oriental de la chaîne des Maghrébides. Ce massif, peu étudié, est cependant particulièrement intéressant car il permet de faire le lien avec les autres segments de la chaîne Alpine Péri-Méditerranéenne. Il se présente sous la forme d'un dôme métamorphique principalement constitué de gneiss et migmatites contenant en son cœur des amphibolites à grenat et des métapéridotites (péridotites de Sidi Mohamed). Au Nord, il est chevauché par l'unité de Kef Lakhal composée d'amphibolites massives, qui sont séparées du dôme par une unité de mélange contenant des lithologies de nature très variée.

Trois de ces unités ont été étudiées: les péridotites de Sidi Mohamed, l'unité de mélange, et l'unité de Kef Lakhal. Les objectifs de ce doctorat consistent à: i) caractériser ces différentes unités en terme de source, processus enregistrés et évolution, ii) contraindre l'âge de ces unités et, éventuellement, l'âge du/des métamorphisme(s) enregistré(s), iii) replacer ces différentes unités dans un contexte global de la géodynamique du bassin Méditerranéen au cours du Cénozoïque. Ainsi une approche combinée couplant pétrologie, géochimie et géochronologie a été réalisée sur un échantillonnage prélevé en 2012, et principalement focalisé sur les lithologies basiques et ultra-basiques ainsi que sur les zones de contact entre ces trois unités. La méthodologie mise en oeuvre consiste, à la fois, en des analyses in situ (éléments majeurs et traces, géochronologie U-Pb, isotopes Hf) et des mesures sur roches totale et fractions minérales (éléments majeur et traces, géochronologie Ar-Ar et isotopes Sr-Nd-Pb-Hf).

Dans la zone de Sidi Mohamed, les amphibolites à grenat proviennent d'un manteau similaire à celui des témoins retrouvés au niveau du bloc d'Alboran et enregistrent un événement métamorphique à c. 18 Ma. Les roches ultramafiques situées au cœur du dôme possèdent des signatures isotopiques de type manteau sous-continentale avec une influence de processus de subduction et une empreinte géochimique plus tardive liée aux processus d'exhumation.

L'unité de mélange est interprétée comme une marge passive Permo-Carbonifère. Les amphibolites proviennent d'un manteau modifié par une ancienne subduction. Cette unité de mélange contient des reliques métamorphisées sous conditions d'Ultra-Haute Pression marquées notamment, par la présence de diamants inclus dans un méga-cristal de grenat dont le protolithe est de type N-MORB. Le stade prograde de l'évènement UHP a été daté à c. 32 Ma et l'exhumation puis le charriage sur le socle de l'Edough se produisent à c. 21 Ma. L'unité amphibolitique de Kef Lakhal présente des signatures de type croûte océanique N-MORB et représenterait un vestige de la Téthys entré en subduction puis exhumé à c. 21 Ma.

Nous proposons que le massif de l'Edough représente la marge passive Nord-Africaine d'âge Permo-Carbonifère sur laquelle un fragment de croûte océanique Téthysienne a été charriée au cours du Miocène. L'exhumation du massif se produit en deux stades dont le premier à ~21 Ma est suivi par la formation d'un Metamorphic Core Complex à partir de 18 Ma. Nous relierions ces processus rapides à des mouvements de la fosse de subduction et du panneau plongeant.

**Mots-clés:** Méditerranée - Evolution Cénozoïque - Ophiolite - Téthys - Géochimie - Géochronologie -Isotopes Sr-Nd-Pb-Hf - Permo-Carbonifère - Marge passive - UHP -

### Abstract

The Edough massif is the Easternmost crystalline massif of the Maghrebide belt. This area presents strong similarities with the internal zones of the Peri-Mediterranean Alpine belt but its evolution still remains poorly constrained. Edough can be approximated as a metamorphic dome of gneisses and migmatites containing garnet amphibolite and metaperidotites of Sidi Mohamed in its core. In the North, the dome is overlain by a nappe stack constituted by a "melange" unit composed of various lithologies and, upward, by the Kef Lakhal massive amphibolites of oceanic origin.

This work is focused on three units containing mafic and ultramafic lithologies i.e. the Sidi Mohamed peridotites, the "melange" unit and the Kef Lakhal amphibolites. The aim of this Ph.D. work is to characterize all three units, to determine their relationships and establish the timing of the main events identified. We chose a combined geochronological-geochemical approach using in situ analyses (major and trace elements, U-Pb geochronology and Hf isotopes on accessory minerals) and bulk analyses on whole rock/mineral fraction (major and trace elements, Ar-Ar geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes).

We show that the Sidi Mohamed mafic rocks display an affinity with the Alboran mantle. The mantle rocks from Sidi Mohamed display affinities with a subcontinental mantle influenced by subduction processes and late metamorphism at crustal levels. The melange unit is interpreted as a Permo-Carboniferous passive margin. The amphibolite lenses in the melange unit originate from a mantle modified by subduction processes. This unit contains relics of Ultra-High Pressure rocks as evidenced by the occurrence of diamonds in a megacrystal of garnet showing oceanic affinities. These ultra-high pressure rocks document a prograde stage at ~32 Ma and exhumation to lower crustal levels at ~21 Ma. The Kef Lakhal unit displays oceanic crust-like signatures and characteristics of fluid induced signatures. We interpret the Kef Lakhal amphibolites as a shallow subducted Tethys fragment, which was exhumed at 21 Ma.

We propose that the Edough massif represents the Permo-carboniferous passive margin of Africa basement onto which a fragment of the Tethys Ocean was thrust. The whole massif was finally exhumed as a metamorphic core complex at 18 Ma and experienced fast cooling until ~16 Ma. We relate this fast processes to the interplay between trench and slab movements.

**Keywords:** Mediterranean - Cenozoic Evolution - Ophiolite - Tethys - Geochemistry - Geochronology -Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes - Permo-Carboniferous - Passive margin - UHP .









## **Remerciements**

*Je tiens en premier lieu à remercier Michel Corsini et Gilles Chazot qui ont accepté d'évaluer ce travail ainsi que tous les membres du jury pour avoir pris le temps de parcourir ce mémoire.*

*Une thèse c'est avant tout de nombreuses collaborations ; une belle aventure humaine et scientifique en somme.*

*Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements et ma gratitude à Delphine Bosch. Cela fait cinq ans maintenant que j'ai pu travailler sous ta coupe depuis ma première année de master, et chaque projet développé ensemble fut un plaisir. Merci de m'avoir offert ce joli sujet de thèse adapté à mes souhaits, sur cette zone aujourd'hui un peu moins mystérieuse, qu'est l'Edough. Merci d'avoir cru en moi, de m'avoir soutenue et encouragée tout au long de ces trois années et de leur aboutissement que constitue ce manuscrit. On ne dit jamais assez à quel point un directeur (ou une directrice) de thèse est important pour le bon déroulé d'un projet. A l'issue de ces trois ans je pense pouvoir dire que j'avais bien choisi et même plus, que j'ai eu de la chance.*

*Vient ensuite Olivier Bruguier, merci pour l'aide apportée lors de chacune des étapes auxquelles j'ai pu faire face lors de ces travaux, notamment les datations U-Pb ou l'utilisation très professionnelle du burin sur le terrain. Les discussions que nous avons pu avoir sur le « modèle » proposé ont toujours été enrichissantes et fort utiles à la poursuite de ma réflexion. Merci pour tout.*

*Merci à Renaud Caby avec qui j'ai pu mener une première mission de terrain, cet œil avisé sur la géologie m'impressionne énormément. Renaud est un fin limier du minéral, et je tiens à lui exprimer ma gratitude quand à l'aide qu'il a pu fournir pour la mission de terrain et pour les discussions enrichissantes et enflammées que nous avons pu avoir. Merci à Dalila Hammor qui a toujours su m'encourager et sans qui l'échantillonnage principalement utilisé lors de ces travaux de thèse, n'existerait pas. Merci à Mehdi Mechat pour son accueil et sa disponibilité lors de notre mission à Annaba en 2012. Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance à Rabah Laouar et Abder Toubal pour leur expertise sur l'Edough. Merci aussi à Aziouz Ouabadi, Nachida Abdallah et Fathia Abassène pour la mission de terrain effectuée en Février 2014 sur le massif de Collo, votre compagnie et votre accueil ont une grande part dans la réussite de cette mission.*

*Je tiens à exprimer ma gratitude à Patrick Monié et Nicolas Arnaud pour les collaborations que nous avons eues pour les datations Ar-Ar, et les discussions fort utiles à mon travail qui en ont découlées. Une petite pensée pour Nicolas, ancien client au marché devenu mon voisin de palier.*

*Un grand merci à Bruno Dhuime pour son accueil et son expertise lors du stage que j'ai eu la chance de faire à l'université de Bristol grâce à l'école doctorale Sibaghe.*

*Milles remerciements à Béatrice Galland pour son aide indispensable en salle blanche, ainsi qu'à Chantal Douchet pour son aide avec l'ICPMS. Je tiens aussi à remercier Philippe Munch, Frédéric Lecoer et Michael Bonno qui ont toujours été des voisins et collaborateurs agréables et disponibles. Je n'oublie pas Patrick Verdoux qui a su m'expliquer et m'apprendre les subtilités des analyses isotopiques de Sr sur source solide.*

*Je tiens à remercier Anne, José, Dominique, Bernadette, Céline, Amélie, Marjorie, Renaud et Anne pour l'aide qu'ils ont pu m'apporter lors de ces trois années au sein de Géosciences Montpellier.*

*Un pensée pour ceux avec qui j'ai pu avoir des discussions scientifiques et qui ont par conséquent une place dans ces remerciements : Serge Lallemand, Yann Rolland, Bénédicte Cenki-Toc, Frédéric Gueydan et Mélody*

*Philippon. Une mention spéciale pour Bénédicte qui m'a aidé à aborder la pétro-métamorphique à travers l'établissement de pseudosections prospectives.*

*Un énorme merci à toute l'équipe Dynamique de la Lithosphère qui m'a fait un accueil chaleureux. Ainsi qu'à l'ensemble des membres du laboratoire avec qui j'ai pu interagir lors de ces trois ans.*

*Une pensée pour l'équipe enseignante de Nice-Sophia Antipolis (2007-2010) pour m'avoir donné le goût de la recherche.*

*Viennent ensuite les doctorant/docteurs/amis du labo, notamment grâce à vous ces années furent riches en échanges et en rires. Dans le désordre: Thibault, Théo, Rémi, Rémi, Camille, le Grand Greg, Fatna, Antoine, Yannick, Anaïs, Dimitri, Mushegh, Cyprien, Benjamin, Kevin, Lise, Audrey, Manon D., Romain, Arianna, Carlotta, Sophia, Gianluca, Virginie, Eglantine, Julie, Carole, Nicolas, Manon G., Luanna, Adrien, Maria, Caroline, Maxime, Sven, Robin, Nathalie, René. Pardonnez-moi si j'ai oublié quelqu'un, ce n'est en aucun cas volontaire. Une petite pensée pour les adeptes de bonbons ; la gourmandise est un vilain défaut.*

*Un petit paragraphe pour celles et ceux qui ont défilé dans mon bureau où la cohabitation se transforme en amitié ; comme quoi c'est possible ; je pense à Adrien, Maria, Arianna et Caroline. Maria, my pretty, soooon.*

*Enfin Anaïs, je crois que c'est ton tour. J'ai passé trois superbes années en ta compagnie et les bons souvenirs que nous partageons sont trop nombreux pour être nommés. Je voulais te dire merci. Merci pour ton soutien à tout épreuve et tous ces bons moments qu'on a partagé ; le sapin, les machines, Berlin, Barcelone, les milliers d'autres choses que nous avons pu faire comme les inséparables que nous sommes (du moins je l'espère).*

*Un grand grand merci à mes amis qui m'ont fait découvrir tant de choses à Montpellier et ailleurs, qui ont toujours été là pour moi : Romain M., Flore, Corentin, Théo, Valentine, Antilia, Gaëlle, Cléo, Nico, Mélody, Hervé, Julie, François, Mathieu, Pigri, Agathe, Maëlle, Mélanie, Maximilien, Maud, etc. Ainsi qu'à Pierrot pour la formation en fromage ;)*

*Merci à Gumguts pour les bouffées d'oxygène.*

*Grand merci à Mamie Colette et Papi Louis pour leur présence. Viennent maintenant mes parents et ma sœur. Je tiens à vous remercier pour l'éducation que vous m'avez donnée, celle sans laquelle je ne serais pas ici. Les valeurs que vous m'avez transmises sont précieuses. Merci aussi pour votre présence dans les bons moments comme dans les mauvais. Une grosse pensée pour ma sœur, qui devient une personne admirable.*

*Et celui qui a le plus subit mon humeur pendant cette période de rédaction. Les mots ne sont pas suffisants pour l'exprimer ma gratitude pour ton soutien, ta présence et le bonheur que tu m'apportes. Merci pour tout.*

*Que celui/celle qui a été oublié me pardonne.*

## *Table des matières*

<b>Chapitre 1 - Introduction : Un contexte général complexe et débattu, une zone d'investigation peu étudiée, un défi méthodologique .....</b>	<b>15</b>
<b>Chapitre 2 - Contexte géologique : évolution de la Méditerranée- Présentation de la chaîne Péri-Méditerranéenne.....</b>	<b>27</b>
2.1 Préambule .....	29
2.2 Cadre de l'étude en Méditerranée : Le constat actuel .....	29
2.2.1 Limites de plaques et convergence .....	29
2.2.2 Preuves d'une subduction à orientations diverses .....	32
2.3 Caractérisation de la zone Ouest Méditerranéenne : Différentes subdivisions .....	33
2.3.1 Domaines en Subduction .....	34
2.3.2 Domaine en collision active: les Alpes.....	35
2.3.3 Les bassins océaniques et volcanisme associé.....	37
2.3.4 Zoom sur les fragments d'AlKaPeCa. ....	41
2.4 Les différents modèles géodynamiques .....	49
2.4.1 Grandes étapes de l'histoire géodynamique .....	49
2.4.2 Des étapes encore débattues : variabilité dans les modèles .....	52
2.5 Le cas du massif de l'Edough : des similitudes avec les fragments d'AlKaPeCa qui en font une zone d'intérêt .....	54
2.5.1 Caractérisation géophysique .....	54
2.5.2 Structure générale .....	56
2.5.3 Caractéristiques des différentes unités et conditions PT(t).....	56
2.5.4 Unité métamorphique de haut-grade .....	57
2.5.5 Le dôme de l'Edough.....	59
2.5.6 Sidi Mohamed.....	61
2.5.7 L'unité des amphibolites de Kef Lakhal et amphibolites de Bou-maïza.....	62
2.5.8 Caractéristiques principales et intérêt de la zone.....	62
<b>Chapitre 3 - Echantillonnage et observations de terrain .....</b>	<b>66</b>
3.1 Introduction : Synthèse mission Annaba.....	68
3.2 Observations de terrain.....	70
3.2.1 Unité métamorphique de haut-grade .....	70
3.2.2 Unité des amphibolites massives de Kef Lakhal .....	74
3.2.3 L'affleurement de péridotites de Sidi Mohammed .....	76
3.2.4 Massif gabbroïque et amphibolitique de Bou Maïza .....	78
3.3 Conclusions : Principales caractéristiques - Questions en suspend - Axes de travail.....	80
<b>Chapitre 4 - Les unités mafiques et ultramafiques du N-E Algérien: un reste de croûte de bassin d'arrière-arc et du manteau sous continental ? Travaux préliminaires et questions posées.....</b>	<b>81</b>

4.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	83
4.2	Principaux résultats et conclusions.....	84
4.2.1	Préambule pétrologique simplifié.....	84
4.2.2	Interprétations majeures et implications .....	86
4.3	<u>Publication</u> : <i>Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria) : Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin</i> .....	92
4.4	Quelles questions restent en suspens ? Quelle limite doit-on considérer pour l'implication de ces résultats ?.....	109
<b>Chapitre 5 - L'unité métamorphique de haut grade relique d'une marge passive Permo-Carbonifère .....</b>		<b>111</b>
5.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	113
5.2	Nature de l'unité métamorphique de haut grade et des âges de mise en place : synthèse .....	115
5.2.1	Interprétations majeures et implications .....	115
5.2.2	Conclusion .....	127
5.3	<u>Publication</u> : <i>Carboniferous and Miocene records in the northeastern part of Algeria - Inputs in the Mediterranean evolution framework</i> .....	128
5.4	Précisions sur l'unité métamorphique de haut grade.....	157
5.4.1	De l'utilisation des diagrammes discriminants d'environnements géotectoniques .....	157
5.4.2	Les compositions minéralogiques : un argument supplémentaire à l'interprétation proposée.....	158
5.5	L'apport de l'isotopie de l'Hf in situ sur zircons : Confirmation ou limitation des implications déduites de la géochronologie et de la géochimie isotopique par voie conventionnelle?.....	160
5.5.1	Résultats.....	161
5.5.2	Interprétation et discussion : une confirmation de l'interprétation proposée. ....	163
5.5.3	Conclusions.....	164
<b>Chapitre 6 - Découverte d'unités d'Ultra-Haute Pression (UHP) dans l'Edough : pétrologie et contraintes temporelles. ....</b>		<b>165</b>
6.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	167
6.2	Principaux résultats : Un pic de métamorphisme UHP proche de 32 Ma associé à un réchauffement à 20 Ma.....	168
6.2.1	Pétrologie, composition et identification des diamants .....	168
6.2.2	L'apport des éléments traces ; métamorphisme, origine et température .....	169
6.2.3	Discussion: un encadrement de l'UHP dans la zone Ouest Méditerranéenne .....	172
6.3	<u>Publication</u> : <i>Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences</i> .....	174
6.4	<u>Publication</u> : <i>Dating UHP metamorphism in the Western Mediterranean : U-Pb geochronology of rutile and zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst from the Edough Massif (NE Algeria)</i> .....	188
6.5	Conclusion et limites de l'étude .....	201
<b>Chapitre 7 - L'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal ; arrière-arc ou fragment de Téthys?.....</b>		<b>203</b>

7.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	205
7.2	Résumé des interprétations majeures et implications : un fragment de Téthys ?.....	206
7.2.1	Echantillonnage .....	206
7.2.2	Un protolithe de type MORB .....	208
7.2.3	Une influence de fluides .....	211
7.2.4	Conséquences sur le modèle de mise en place du massif de l'Edough .....	213
7.3	Conclusion.....	215
7.4	<u>Publication</u> : <i>Tethys remnants in the internal zones of the Maghrebides: Geochemical and isotopic evidence from the Kef Lakhal amphibolite (Edough massif, NE Algeria)</i> .....	216
7.5	Limitations : le problème de l'âge.....	250
<b>Chapitre 8 - Les amphibolites à grenat et péridotites associées de Sidi Mohamed .....</b>		<b>251</b>
8.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	253
8.2	Echantillonnage .....	253
8.3	Résultats et interprétations .....	254
8.3.1	La géochimie des phases minérales et les âges Ar-Ar: une fenêtre sur le métamorphisme. 254	
8.3.2	Caractérisation des fluides .....	254
8.3.3	Nature des amphibolites à grenat et roches ultramafiques associées .....	255
8.4	Conclusion.....	256
8.5	<u>Publication</u> : <i>Garnet amphibolites and meta-peridotites from the Edough Massif of Northeastern Algeria: Probing the sub-continental lithospheric mantle of the Western Mediterranean</i> .....	257
8.6	Limitations .....	281
<b>Chapitre 9 - Discussion et conclusion .....</b>		<b>283</b>
9.1	Rappel des problématiques.....	286
9.2	Quelles réponses apporte-t-on aux problématiques posées ? .....	286
9.2.1	Point sur les relations génétiques entre les unités : comparaison entre les roches mafiques et ultramafiques.....	288
9.2.2	Quels liens temporels avec la ceinture Peri-Méditerranéenne ? .....	291
9.3	Conséquences sur la mise en place et le modèle géodynamique, questions posées.....	294
9.3.1	Paléo-position de l'Edough : une problématique difficile à résoudre .....	294
9.3.2	Etapes anté-Miocène : .....	295
9.3.3	Etapes Miocène : .....	298
9.4	Conclusions .....	299
<b>Perspectives .....</b>		<b>303</b>
<b>Bibliographie .....</b>		<b>307</b>
<b>Annexe A : Techniques analytiques.....</b>		<b>341</b>
A.1.	Préparation des échantillons pour les analyses chimiques et géochronologiques.....	343
A.1.1.	Obtention des gravats nécessaire à l'obtention de poudre et fractions minérales.....	343
A.1.2.	Obtention de poudre de roches totales .....	343
A.1.3.	Obtention de fractions minérales .....	344

A.2. Géochronologie .....	344
A.2.1. Préambule : concept de fermeture de système isotopique .....	344
A.2.2. Datations Ar-Ar .....	346
A.2.3. Datations U-Pb .....	350
A.3. Analyses en éléments majeurs et traces sur roche totale .....	354
A.3.1. Éléments majeurs & traces .....	354
A.3.2. Éléments traces .....	355
A.4. Analyses en éléments majeurs in-situ .....	362
A.5. Analyses en éléments traces in-situ .....	363
A.6. Isotopie sur roche totale et fractions minérales .....	364
A.6.1. Préparation préalable .....	364
A.6.2. Lessivage .....	367
A.6.3. Mise en solution des échantillons : attaque reprise .....	367
A.6.4. Séparation sur colonnes .....	368
A.6.5. Mesure des rapports isotopiques .....	371
A.7. Isotopie Hafnium sur zircons .....	376
<b>Annexe B : Echantillonnage .....</b>	<b>379</b>

Chapitre 1 - Introduction : Un contexte général complexe et débattu, une zone d'investigation peu étudiée, un défi méthodologique





### *Cadre général*

La ceinture orogénique Ouest-Péri-Méditerranéenne est une chaîne montagneuse qui borde la mer Méditerranée. Elle est composée, d'Ouest en Est, de : la cordillère des Bétiques, la chaîne du Rif, la chaîne des Maghrébides, l'Apennin et les Alpes (Figure 1-1). L'orogène Péri-Méditerranéen est considéré comme résultant de la convergence Afrique/Eurasie (Reilinger and McClusky, 2011). Cette convergence est notamment accommodée par la subduction de la Téthys sous la plaque Eurasie. Cette subduction est mise en évidence par un faisceau de données telles que la sismicité, l'imagerie géophysique, la présence de roches volcaniques d'affinité calco-alkaline ou bien encore la présence de reliques de plancher océanique marquant un stade d'ultra-haute pression (e.g. De Astis et al., 2000 ; Eleftheriadis et al., 2003; Spakman & Wortel, 2004 ; Booth-Rea et al., 2005 ; Platt et al., 2006; Polonia et al., 2011 ; Lustrino et al., 2011 ; Puga et al., 2011 ; Carminati et al., 2012 ; Zhu et al., 2012 ; Michard et al., 2014 ; Faccenna et al., 2014). Le pourtour Méditerranéen possède par conséquent des caractéristiques particulières : comme la présence d'un orogène courbé bordant des bassins en extension dans un contexte général en convergence, la mise en place d'unités allochtones sur les marges des plaques bordières ou bien encore la présence de manteau sous-continentale au niveau de ces zones internes (Zindler et al., 1983; Bouillin, 1986 ; Doglioni et al., 1997 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Chamot Rooke et al., 1999 ; Chalouan et al., 2008).

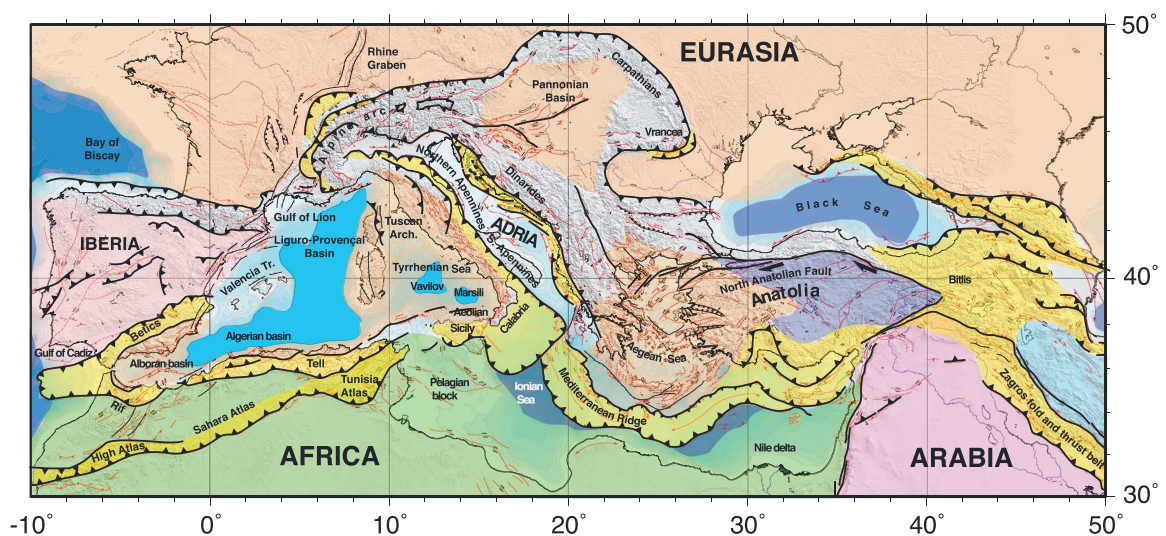


Figure 1-1 : Schéma représentant les différentes plaques tectoniques en Méditerranée et les principaux orogènes. Issue de Faccenna et al. (2014).

Le pourtour Méditerranéen est donc une zone d'intérêt en terme de processus impliqués. En effet cette zone constitue un secteur restreint avec un éventail de phénomènes géologiques variés tels que la subduction, la collision, l'exhumation et l'extension, liés entre eux. A une échelle très générale, la caractérisation de l'évolution de la Méditerranée au cours du Cénozoïque peut aider à la compréhension du système Terre dans sa globalité.

C'est la complexité géométrique de la zone Méditerranéenne et des panneaux plongeants (Figure 1-2) qui a mené à une grande variabilité des modèles géodynamiques proposés. Les paramètres discutés concernent le plus souvent : l'âge de l'initiation de la subduction, le nombre de subductions impliquées ainsi que l'orientation de cette/ces dernière(s), l'âge du début de retrait de la fosse, l'âge de mise en place des zones internes ou blocs d'Alkapeca (Bouillin, 1986), la quantité de croûte océanique subductée ou bien encore les limites de plaques (e.g. Andrieux et al., 1989 ; Frizon de Lamotte et al., 1991 ; Lonergan and White, 1997 ; Zeck et al., 1997 ; Gueguen et al., 1998 ; Doglioni et al., 1999a ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Faccenna et al., 2001a ; Michard et al., 2002 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Schettino & Turco, 2006 ; Carminati et al., 2012 ; Molli and Malavieille, 2011 ; Hinsbergen et al., 2014).

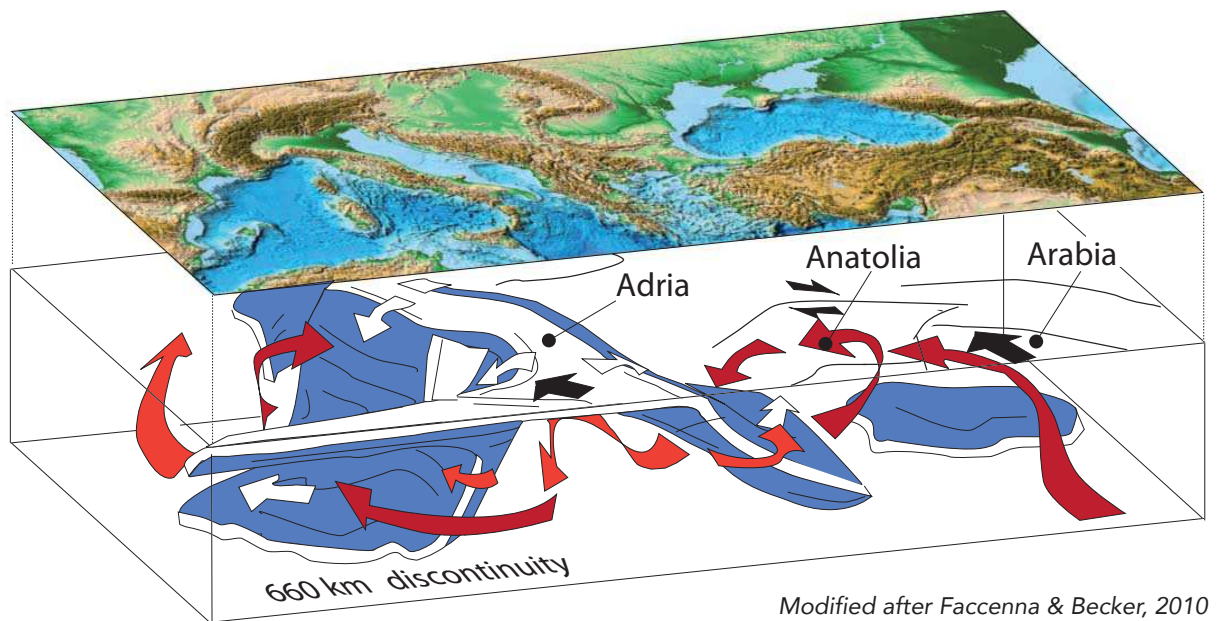


Figure 1-2 : Schéma illustrant la géométrie des zones de subduction dans la région Méditerranéenne d'après Faccenna et Becker (2010).

Les zones internes (Alkapeca : Alboran, Kabylie, Peloritain et Calabre ; Bouillin et al., 1986) sont le plus généralement interprétées comme résultant de la fragmentation de la paléomarge Européenne lors du retrait du panneau plongeant de la subduction au Cénozoïque (e.g. Schettino et Turco, 2006). Leur étude reste capitale pour la compréhension des chronologies et processus impliqués lors des différentes étapes de l'évolution géodynamique Méditerranéenne. A un niveau local, différents types d'études sont ainsi proposés, parmi lesquelles des études géochronologiques, structurales, pétrologiques (magmatiques et métamorphiques) et géochimiques.

La caractérisation des blocs d'Alboran, de Calabre et de Sicile a permis de dégager les grandes caractéristiques principales de ces zones internes : un manteau sous-continentale présentant une histoire complexe de processus de refertilisation mis au contact avec un socle daté du Paléozoïque (e.g. Majesté-Menjoulas et al., 1986, Platt & Whitehouse, 1999, Sanchez-Rodriguez and Gebauer, 2000; Platt et al., 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Pearson et Nowell, 2004 ; Michard et al., 2006 ; Bodinier et al., 2008 ; Rossetti et al., 2010 ; Libéri et al., 2011 ; Fiannacca et al., 2013). Dans ces zones internes on retrouve des unités de roches

mafiques (roches silicatées riches en magnésium et en fer) provenant notamment de la croûte océanique Téthysienne subductée constituant les reliques de stades (ultra) haute pression.

### Choix de la zone

A l'Est de la Petite Kabylie on retrouve le massif de l'Edough (Vila 1970 ; Brunel et al., 1988 ; Gleizes et al., 1988, Hammor, 1992 ; Figure 1-3). Ce massif pourrait être un bon candidat pour représenter soit un autre fragment d'Alkapeca soit une partie de la croûte inférieure de la marge africaine. En premier lieu il est très proche du massif de Petite Kabylie, toutefois, contrairement à la Kabylie, l'empreinte de l'événement métamorphique Miocène y est très présente (Hammor, 1992 ; Monié et al., 1992 ; Bruguier et al., 2009). De plus, les structures métamorphiques de la Kabylie et de l'Edough sont semblables (Caby et al., 2001 ; Michard et al., 2006), de même on retrouve dans ces deux secteurs des témoignages d'événements liés à l'orogénèse Varisque. Le massif de l'Edough se présente sous la forme d'un dôme métamorphique composé de gneiss et migmatite avec, en son cœur un affleurement de roches mantelliques (i.e. amphibolites) associées à des roches ultramafiques (i.e. péridotites) mises en place à 18 Ma (Bruguier et al., 2009). Au Nord du dôme on retrouve une unité poly-métamorphique de haut-grade composée de lithologies variées ; lentilles de marbres, mylonites, roches mantelliques, micaschistes et diatexites (Caby et al., 2001). Au-dessus de cette zone hautement remaniée on retrouve une unité d'amphibolites massives d'origine océanique ne possédant pas d'analogue en Kabylie (Ahmed-Saïd & Leake ; 1992 ; 1997).

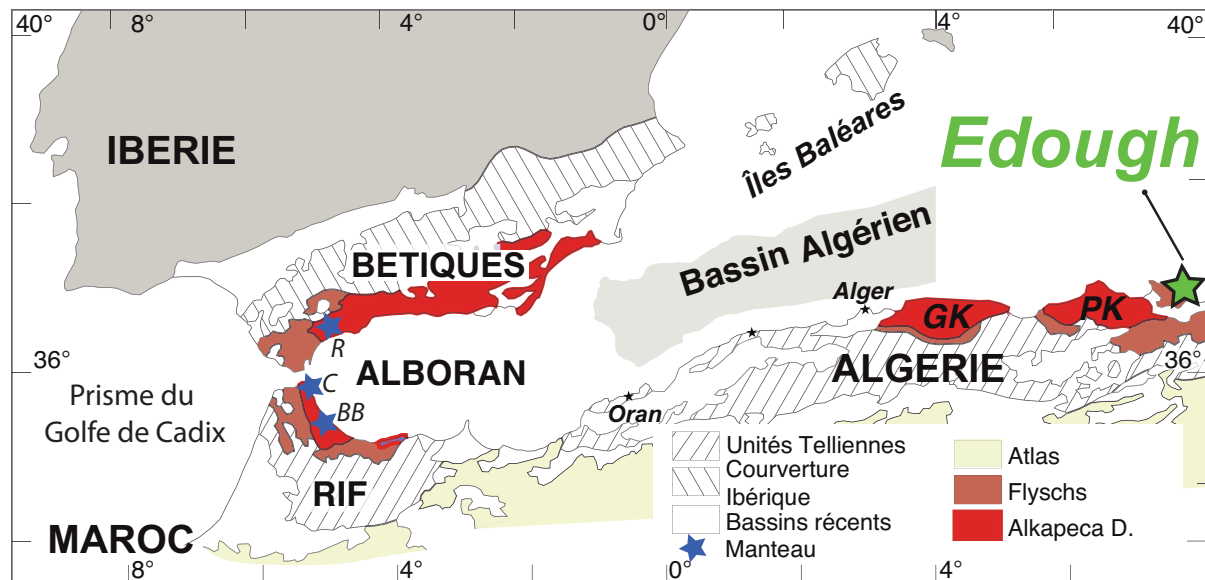


Figure 1-3 : Figure représentant la zone Ouest Méditerranéenne d'après Badji et al. (2015). Petite Kabylie (PK) et Grande Kabylie (GK). Affleurements mantelliques : Ronda (R), Ceuta (C) et Beni Bousera (BB).

Ce travail de thèse est focalisé sur l'étude des différentes unités présentes au sein du massif de l'Edough. La caractérisation fine de cette zone permettra de compléter le jeu de

données existant et les modèles qui en découlent pour la partie Est de l'Algérie. En effet, et cela constitue un point capital, cette zone, bien qu'ayant fait l'objet d'études antérieures, demeure très mal connue par rapport à d'autres parties des zones internes de la chaîne des Maghrébides (e.g. Grande et petite Kabylie) et ce malgré une position centrale dans la virgation Ouest-Méditerranéenne. Cette thèse constitue donc un apport notable dans la connaissance de l'évolution de la Méditerranée Occidentale. Le nombre de questions non résolues concernant la nature, l'origine, l'âge et les processus enregistrés par les unités présentes au sein de ce massif reste encore important. Ainsi, dans ce travail, nous nous sommes focalisés sur plusieurs problématiques précises posées par la zone d'étude et détaillées ci-dessous.

#### *Problématiques :*

Afin de caractériser cette zone encore très peu étudiée du pourtour Méditerranéen, et pourtant capitale, nous nous sommes attachés à répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la nature des différentes unités présentes au niveau du massif de l'Edough ?
- A partir de quels réservoirs se sont formées ces différentes roches et donc, à quel contexte géodynamique initial peut-on les rattacher?
- Quel est l'âge des protolithes magmatiques des roches identifiées au sein de ces différentes unités?
- Peut-on caractériser la source des sédiments et quelles informations permettent-ils d'apporter sur le contexte paléogéographique?
- Quelles sont les relations entre ces différentes unités d'un point de vue génétique et d'un point de vue temporel?
- Quels sont les processus enregistrés (métasomatisme, métamorphisme, contamination, etc.)?
- Retrouve-t-on des analogues en Méditerranée ?
- Quelles sont les implications de l'ensemble de ces résultats sur l'évolution de la Méditerranée au cours du Cénozoïque?

#### *Stratégie de travail*

Afin de répondre à ces interrogations, une étude multi-méthodes géochimie-géochronologie associée à des observations de terrain et des données pétrologiques a été réalisée. La géochimie et la géochronologie sont deux outils puissants et complémentaires qui permettent de caractériser les processus et réservoirs impliqués tout en fournissant des contraintes d'âge et d'évolution température-temps. Puisque l'on s'intéresse à des roches ayant en partie été affectées par un ou des événement(s) métamorphique(s) il a été nécessaire de contraindre les effets du ou de ces événements sur les signatures géochimiques primaires de ces roches et minéraux, notamment via l'analyse des éléments majeurs et en trace par méthode *in situ*.

La géochronologie permet de contraindre la variable temps "t" à une température déterminée "T". La géochronologie U-Pb (Wetherill, 1956) sur minéraux accessoires constitue une méthode puissante permettant de suivre l'évolution d'un échantillon dans le

temps si le matériel s'y prête (e.g. présence de plusieurs minéraux accessoires ; zircon, rutile, monazite, apatite ; caractérisés par des températures de fermeture différentes ou par des conditions de formation distinctes: cristallisation, recristallisation...). Elle donne ainsi accès à une succession d'événements, enregistrés par ces minéraux, tels que leur âge de formation, les événements métamorphiques enregistrés, les perturbations thermiques, ...etc. (Black et al., 1986; Williams & Claesson, 1987; Compston & Kröner, 1988; Kinny et al., 1988 ; Vavra et al., 1996; Pidgeon, et al., 1998 ; Hoskin & Schaltegger, 2003, Corfu et al., 2004 ; Figure 1-4). De plus, lorsque l'on s'intéresse à une roche d'origine sédimentaire, on pourra définir la provenance des zircons hérités des différentes sources ayant alimenté le bassin sédimentaire au cours du temps (e.g. Linneman et al., 2008). Enfin, sur la base des contraintes P-T obtenues durant ce travail et complétées par les données bibliographiques disponibles pour certaines des unités étudiées, il pourra ainsi être possible de reconstituer l'histoire Cénozoïque des échantillons i.e. dernier événement métamorphique.

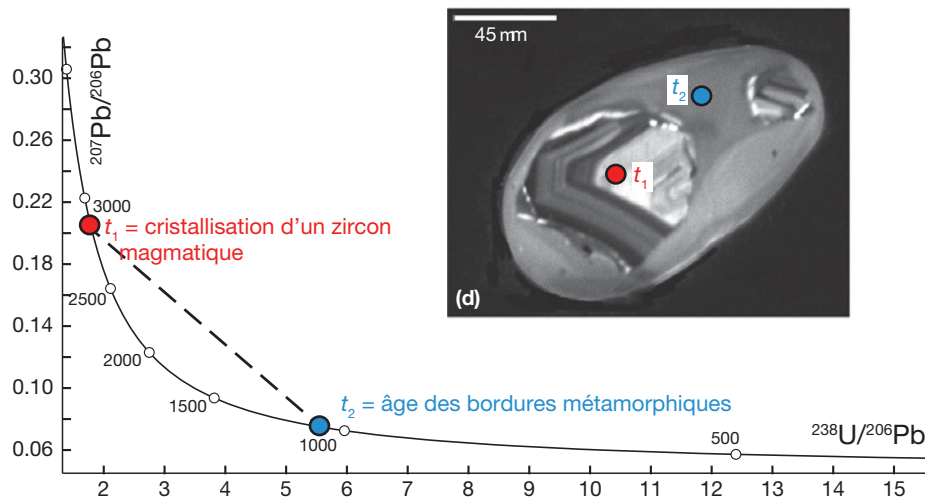


Figure 1-4 : Exemple de représentation graphique de type Tera-Wasserburg pour des datations U-Pb sur zircons (modifiée d'après Schoene, 2014). Cette figure représente l'histoire enregistrée par le minéral (photographie de Schmitz et Bowring, 2004). Cette photographie présente un cœur hérité montrant un zonage magmatique caractéristique daté à  $t_1$  3000 Ma (en rouge) et une bordure métamorphique massive non zonée formée à  $t_2$  1000 Ma (en bleu).

La géochronologie Ar-Ar, utilisée sur différents minéraux permettra de contraindre l'âge d'évènements de plus basse température 550-150 °C. Une des qualités majeures de cette méthode réside dans le fait qu'elle peut être mise en oeuvre sur différents types de minéraux présentant des températures de fermeture différentes suivant l'espèce minérale considérée (e.g. Dodson, 1973 ; Harrison et al., 1985 ; Harrison et Fitzgerald, 1986 ; Hames et Bowring 1994 ; Dahl et al., 1996 ; Harrison et al., 2009).

La géochimie isotopique est un domaine vaste qui repose sur les principes de la radioactivité et sur les propriétés chimiques des éléments. Ainsi, le degré de compatibilité et le coefficient de partage des éléments chimiques considérés vont être les facteurs déterminants qui expliquent la composition chimique d'un composant donné qu'il s'agisse d'un minéral, d'une roche ou d'un fluide... En effet, lors de différents processus (fusion partielle, cristallisation fractionnée, métasomatisme, déshydratation, etc.) ces éléments vont se distribuer dans les

minéraux et les roches d'une façon logique dictée par leurs propriétés et affinités (e.g. Faure, 1977 ; Hofmann, 1997).

Ainsi, des roches formées dans différents contextes géodynamiques présenteront une signature particulière, témoin des processus subis et réservoirs impliqués au cours de leur genèse et évolution (Figure 1-5a). Par exemple dans le cas d'une subduction, on retrouvera des profils d'éléments en trace enrichis en éléments lithophiles, c'est à dire enrichis en éléments chimiques les plus mobiles par rapport à un réservoir primitif (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr Figure 1-5b). Les MORB (Mid Ocean Ridge Basalt, basaltes de ride médio-océanique) présenteront, quant à eux, des profils en élément en traces plats (Figure 1-5a). La composition chimique d'une roche résulte donc de la nature et de la composition du ou des réservoir(s) source(s) impliqué(s) et donc, des processus géodynamiques antérieurs (Schilling, 1985 ; Zindler et Hart, 1986 ; McCulloch & Gamble, 1991). Toutefois, les signatures géochimiques enregistrées par une roche ou un minéral donné témoignent également de processus postérieurs à leur cristallisation magmatique et donc leur évolution au cours du temps.

Ainsi, sur la Figure 1-5 on remarque que pour un type de roche donné, par exemple les serpentinites qui sont des roches mantelliques altérées, celles-ci vont présenter des caractéristiques géochimiques très différentes en fonction du contexte géodynamique dans lequel elles ont été transformées, i.e. serpentinites abyssales, serpentinites du coin du Manteau, serpentinites provenant du panneau plongeant...

La géochimie isotopique possède un avantage majeur : pour une roche donnée les rapports isotopiques restent inchangés au cours d'un épisode de fusion partielle. Ainsi, certains rapports isotopiques, peu sensibles aux altérations de basse température par exemple, peuvent alors être considérés comme l'ADN d'une roche et ainsi permettre de signer les réservoirs impliqués dans la genèse d'un échantillon donné. Les traceurs isotopiques vont également permettre de détecter et caractériser des interactions entre réservoirs. Ainsi, certains systèmes isotopiques permettent d'accéder au réservoir de départ d'un échantillon donné et offrent également la possibilité de comparer différents échantillons entre eux voire d'évaluer des interactions entre différents réservoirs.

C'est dans ce but que nous avons choisi d'utiliser et de combiner quatre systèmes isotopiques différents que sont les isotopes du strontium (Sr), du néodyme (Nd), du plomb (Pb) et de l'hafnium (Hf). L'avantage de coupler plusieurs systèmes isotopiques entre eux réside dans le fait que chacun de ces traceurs isotopiques possède des caractéristiques et des propriétés différentes. Ainsi, les isotopes du Sr et du Pb vont être assez mobiles lors d'évènements métamorphiques ou lors d'épisodes d'altération de moyenne température. Par contre, les systèmes Nd et Hf s'avèrent bien plus résistants et subissent donc moins de perturbation lors de circulation de fluides notamment (e.g. Wasserburg et al., 1964 ; Dodson, 1973 ; Becker, 1997 ; Scherer et al., 2000 ; Allègre 2008 ; Faure, 2012).

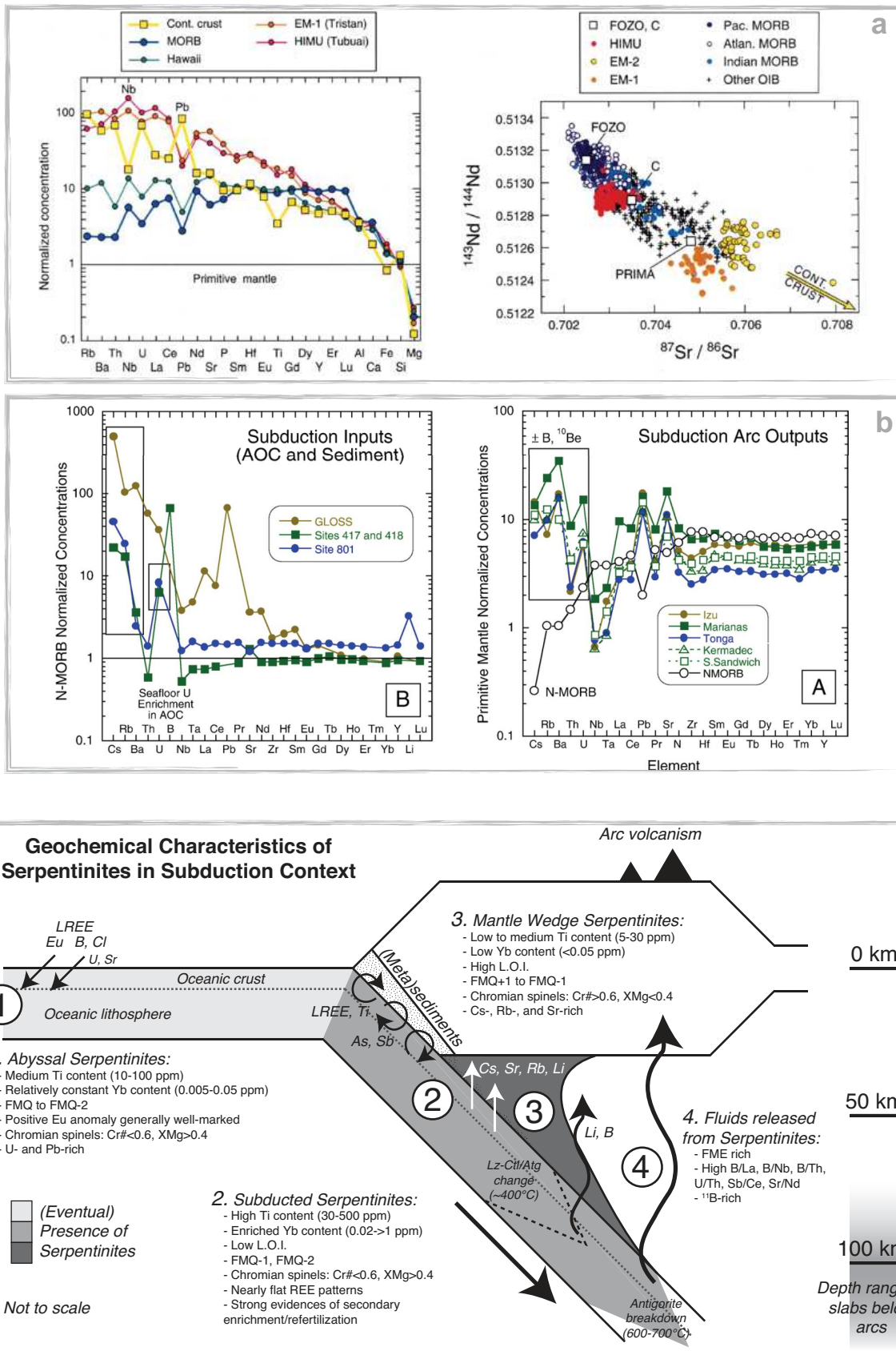


Figure 1-5 : a) Figure illustrant la composition moyenne de quelques grands réservoirs géochimiques (Hoffman, 1997) b) Figure illustrant la composition des roches entrant en subduction versus la composition des roches qui



sont le produit de la subduction (Bebout, 2007). c) Schéma illustrant la mobilité des éléments, apports et pertes dans les roches mantelliques dans un contexte de subduction.

Au cours de ce travail, pour la partie géochimie, l'approche choisie a été de coupler plusieurs traceurs que sont: i) les quatre systèmes isotopiques (Sr, Nd, Pb, Hf), ii) le dosage des éléments en traces (in situ et sur roche totale), iii) le dosage des éléments majeurs (in situ et sur roche totale). Cette approche combinée représente donc un "outil" extrêmement puissant pour déterminer de façon fine les réservoirs impliqués dans la genèse des roches mafiques et ultra-mafiques étudiées ainsi que les processus enregistrés au cours de leur évolution.

Ce n'est qu'en "croisant" différents types de données que l'on peut aboutir à des résultats mieux contraints. Ainsi, la combinaison terrain-pétrologie-géochimie-géochronologie s'avère fort adaptée dans le type de problématiques posées par notre zone d'étude.

### *Organisation*

Ce travail de thèse s'organise autour de publications scientifiques ciblées sur les différentes unités présentes au sein de la zone d'étude. Chaque chapitre qui contient une publication scientifique contient une introduction, un résumé étendu des résultats et les implications majeures des résultats obtenus. Chaque partie se termine par une discussion traitant des limites de l'étude considérée.

Ce travail s'articule de la manière suivante :

- Dans une première partie, je traiterai du cadre général dans lequel s'intègre cette thèse. Il s'agit ici de synthétiser les points saillants du pourtour Méditerranéen, avec une attention particulière portée sur les zones internes de cette ceinture orogénique. Un rappel des modèles géodynamiques proposés dans la littérature pour la zone sera présenté car il s'avère nécessaire à la bonne compréhension des grandes problématiques posées. Cette zone d'étude ainsi que les autres massifs des zones internes des Maghrébides (Petite et Grande Kabylie) seront donc détaillées dans ce chapitre.
- Dans un deuxième chapitre je détaillerai la mission de terrain effectuée à Annaba avec un souci particulier de distinction des différentes unités traitées dans cette thèse. Le but de ce chapitre est d'asseoir les problématiques posées dans un contexte local.
- Le troisième chapitre s'articule autour d'une publication scientifique que l'on peut assimiler à une étude prospective de la zone d'étude et qui guidera les pistes du travail abordées dans l'ensemble des chapitres suivants. Cette publication est basée sur un nombre limité d'échantillons provenant des amphibolites massives de Kef Lakhel, de l'affleurement de péridotites de Sidi Mohamed et des gabbros de Bou Maïza, échantillons provenant de collections antérieures à la mission de terrain réalisée pour l'échantillonnage de cette thèse. Il fait l'objet d'un article publié à la revue *Tectonophysics* en 2014.

- Un quatrième chapitre traite de l'unité métamorphique de haut grade qui est une zone de contact majeur entre l'unité de Kef Lakhal et le dôme de l'Edough. Le but de ce chapitre est d'établir la nature des lithologies constituant de cette unité de "mélange" et également son évolution temporelle. Il fait l'objet d'un article publié à la revue *Journal of Geodynamics* en 2015.
- Un cinquième chapitre présente la découverte d'unités UHP (ultra-haute pression) dans le secteur d'étude, découverte réalisée lors de mon travail de thèse. La caractérisation de ces unités et les implications de cette découverte pour retracer l'évolution géodynamique de la Méditerranée Occidentale au cours du Cénozoïque sont déterminantes. Cette partie est basée sur des résultats pétro-géochimiques et géochronologiques (datations Uranium-Plomb sur rutile et zircon) et se présente sous la forme de deux publications: un article publié à la revue *Tectonophysics* en 2014 et un article soumis en octobre 2015.
- Un sixième chapitre, qui contient une version finalisée d'un article soumis pour publication à la revue *Lithos*. Celui-ci concerne la caractérisation pétro-géochimique de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal. Cet article est basé sur une caractérisation minéralogique et géochimique (éléments majeurs et en trace sur minéraux par méthode *in situ* et sur roches totales), ainsi que sur la mise en oeuvre de traceurs isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf. Les contraintes obtenues sur la base de ces résultats géochimiques sont complétées par des datations Argon-Argon.
- Un septième chapitre traite de l'étude des roches mafiques de Sidi Mohamed affleurant au coeur du dôme de l'Edough. Il a pour but de caractériser cette unité par les mêmes méthodes que celles décrites dans le chapitre précédent. Une comparaison avec les roches mantelliques du pourtour méditerranéen est présentée.
- Un huitième chapitre constitue la discussion/conclusion de ce travail de thèse, partie dans laquelle je replacerai l'ensemble des données obtenues au cours de ce travail dans un schéma plus général à l'échelle de la zone d'étude puis dans le contexte global de l'évolution de la Méditerranée.

Le corps de ce mémoire se termine avec la mise en exergue des conclusions majeures et des perspectives d'étude.

Dans les annexes on retrouve les méthodologies utilisées durant ce travail en Annexe A, et la liste de l'échantillonnage sur lequel j'ai travaillé en Annexe B. Les tableaux de données appelés dans les articles soumis, à soumettre ou en préparation sont insérés à la fin de chaque section contenant la publication. Les « supplementary material » et « appendix » appelés dans les publications présentées en Chapitre 5, 7 et 8 sont joints sous forme dématérialisée dans le document « Matériel Supplémentaire ».

*NB* : Cette thèse est le résultat d'un travail de recherche réalisé au sein du laboratoire Géosciences Montpellier sur une période de trois ans s'étendant d'octobre 2012 à octobre 2015. Pour réaliser ce travail, j'ai bénéficié d'une bourse ministérielle durant trois années complétée par un financement DPGRF/CNRS obtenu en 2013-2014 afin d'effectuer l'échantillonnage. La prise en charge sur le terrain a été entièrement assurée par le laboratoire

d'accueil en Algérie, l'Université Badji Mokhtar de la Faculté des Sciences de la Terre d'Annaba. Les financements INSU sur les appels d'offre SYSTER (SYSTER 2013 et SYSTER 2014) ont permis de financer l'ensemble des analyses réalisées au cours de ce travail. La mission de terrain à Annaba s'est déroulée sur un total de dix jours dont quatre jours d'échantillonnage. Un total de quatre-vingt-dix échantillons a été prélevé fournissant une collection d'échantillon importante. Les lames minces, servant de base pour la sélection des échantillons, ont été réalisées au service de litho-préparation du laboratoire Géosciences Montpellier ainsi que le tri des minéraux lourds et les séparations isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf. L'analyse des éléments majeurs in situ s'est faite au service Microsonde Sud de l'université de Montpellier, les analyses en éléments traces in situ et une partie des traces sur roche totale au sein de la plateforme AETE de l'Observatoire OREME. La mesure des rapports isotopiques du Strontium a été faite au Laboratoire GIS et les isotopes du Nd, Pb et Hf ont été mesurés sur les MC-ICP-MS du service commun de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon. Les analyses des isotopes d'Hf "in situ" sur cristaux de zircon et rutile ont été réalisées lors d'un stage que j'ai effectué à l'Université de Bristol en Angleterre. Les analyses des éléments majeurs sur roche totale ainsi que la majorité des analyses d'éléments en traces sur roche totale ont été effectuées au SARM de Nancy.

Ce travail de thèse est valorisé par trois publications parues en 2014 et 2015. Trois autres publications sont soit soumises, soit en cours de rédaction.

# Chapitre 2 - Contexte géologique : évolution de la Méditerranée- Présentation de la chaîne Péri-Méditerranéenne

---

2.1	Préambule .....	29
2.2	Cadre de l'étude en Méditerranée : Le constat actuel .....	29
2.2.1	Limites de plaques et convergence.....	29
2.2.2	Preuves d'une subduction à orientations diverses .....	32
2.3	Caractérisation de la zone Ouest Méditerranéenne : Différentes subdivisions .....	33
2.3.1	Domaines en Subduction.....	34
2.3.2	Domaine en collision active: les Alpes .....	35
2.3.3	Les bassins océaniques et volcanisme associé .....	37
2.3.4	Zoom sur les fragments d'AlKaPeCa.....	41
2.4	Les différents modèles géodynamiques .....	49
2.4.1	Grandes étapes de l'histoire géodynamique .....	49
2.4.2	Des étapes encore débattues : variabilité dans les modèles .....	52
2.5	Le cas du massif de l'Edough : des similitudes avec les fragments d'AlKaPeCa qui en font une zone d'intérêt.....	54
2.5.1	Caractérisation géophysique .....	54
2.5.2	Structure générale.....	56
2.5.3	Caractéristiques différentes unités et condition PT(t) .....	56
2.5.4	Unité métamorphique de haut-grade .....	57
2.5.5	Le dôme de l'Edough .....	59
2.5.6	Sidi Mohamed .....	61
2.5.7	L'unité des amphibolites de Kef Lakhel et amphibolites de Bou-maïza .....	62
2.5.8	Caractéristiques principales et intérêt de la zone .....	62

---



## 2.1 Préambule

Le bassin Méditerranéen constitue une zone d'intérêt particulier car il représente le lieu de focalisation de la convergence Afrique-Eurasie. Cette zone est paradoxalement caractérisée par le développement de bassins en extension. On retrouve ainsi un ensemble de chaînes de montagne présentant de nombreuses virgations que l'on peut suivre le long du pourtour Méditerranéen. La formation de cette zone relève de processus complexes et, même si certains points ou stades de l'évolution de cette zone sont admis par la plupart des équipes de recherche (retrait vers l'est du panneau plongeant Téthysien par exemple), aucun modèle géodynamique global ne fait consensus.

Le but de cette synthèse bibliographique est de définir, dans un premier temps, les constats ayant été effectués en Méditerranée tels que la présence de lithosphère en subduction ou encore la preuve d'un magmatisme dit "orogénique" suivi par un magmatisme dit "anorogénique" en Méditerranée.

Ce constat m'amènera à définir les principales zones de la Méditerranée Occidentale, qui constitue la zone d'intérêt de cette étude, ainsi que les principales étapes chronologiques et signatures géochimiques associées aux événements marqués dans ces zones. Je m'intéresserai enfin aux zones internes de la chaîne Occidentale Péri-Méditerranéenne en m'attachant à démontrer l'importance des études telles que celles entreprises lors de ces travaux de thèse pour contraindre les modèles géodynamiques et l'importance des contraintes locales sur l'élaboration d'un modèle global. De ces constats découle la proposition de modèles géodynamiques divers que je résumerai dans un deuxième temps. Le but est ici de définir les grandes problématiques posées par ces modèles géodynamiques à grande échelle. Je terminerai avec le cas du massif de l'Edough, le massif cristallin le plus oriental de la chaîne des Maghrébides, dans lequel sont exposées des roches mantelliques (peridotites, gabbros et amphibolites) dont l'origine et les modalités de mise en place restent encore à établir.

## 2.2 Cadre de l'étude en Méditerranée : le constat actuel-une convergence générale accommodée par une subduction

### 2.2.1 *Limites de plaques et convergence*

La Méditerranée constitue une mosaïque de plaques tectoniques. Des études pionnières comme des études plus récentes se sont succédées pour tenter de contraindre les mouvements de ces plaques (e.g. Westaway 1990; Speranza et al., 2002 ; Gattacceca et al., 2007 ; Faccenna et al., 2014) et micro-plaques associées (e.g. Kahle 1998; Battaglia et al., 2014; Nocquet & Calais, 2004). Le constat le plus fort est la mise en évidence de limites de plaques matérialisées par l'importante sismicité d'une part, et par la présence d'orogènes collisionnels encerclant le bassin Méditerranéen, d'autre part.

Globalement la chaîne Péri-Méditerranéenne (Figure 2-1a) est composée à l'extrême Ouest de la virgation de l'orogène Rif-Bétiques (soit les Cordillères Bétiques au Sud de l'Espagne, et le Rif au Nord du Maroc). Le long de la marge Nord-Africaine, se trouvent les Maghrébides, qui constituent une chaîne relativement rectiligne E-NE/W-SW s'étalant de l'Ouest du Maroc à l'Est de la Tunisie. Dans la continuité des Maghrébides à l'Est on retrouve la Sicile et le Sud de l'Italie formant la virgation de l'orogène de Calabre avec une forme convexe vers le Sud-Est. Le long de l'Italie on retrouve les Apennins chaîne de montagne d'orientation NW-SE, les Alpes puis les Carpathes. L'ensemble de ces chaînes de montagne forme la chaîne Ouest Méditerranéenne au cœur de laquelle on retrouve plusieurs bassins océaniques (bassin Liguro-Provençal, bassin Algérien et Mer Tyrrhénienne). Dans cette zone, on observe plusieurs virgations de l'orogène, plus ou moins parallèles d'Ouest en Est : les Dinarides, les Hellenides, la zone Egéenne et Chypre.

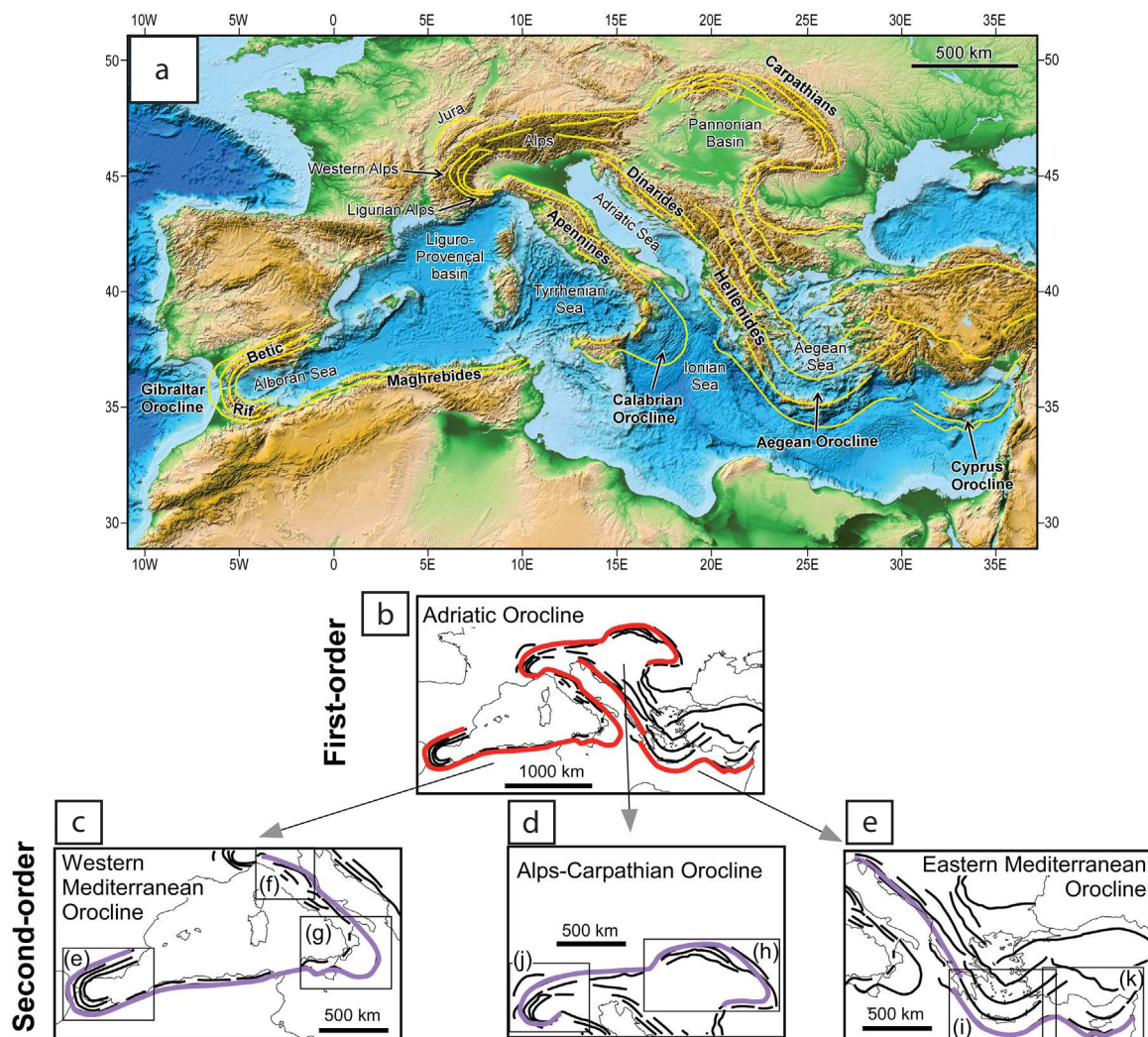


Figure 2-1 : Figure modifiée de Rosenbaum (2014) a) Carte des reliefs en Méditerranée avec les courbes surlignées en jaune soulignant les principales structures de l'orogène au niveau Alpin et Méditerranéen. b-c-d-e) Identification des virgations suivant leur localisation, en allant du premier ordre au second ordre.

La sismicité mesurée montre clairement (Figure 2-2 a-b) un regroupement des séismes au niveau du Sud de l'Espagne, le long de la marge Nord-Africaine, le long de l'Italie et au niveau de la Grèce. Les séismes de magnitude importante sont principalement localisés en

marge Nord-Africaine, Grèce, Italie et Sicile (Figure 2-2a, Serpelloni et al., 2007; Nocquet, 2012; Faccenna et al., 2014). Les séismes aux épicentres profonds sont localisés au sud de l'Italie et au sud de l'Espagne (Figure 2-2a).

Actuellement, la déformation mesurée par GPS dans la zone ouest méditerranéenne est limitée aux Bétiques, au domaine d'Alboran et au Rif marocain avec un mouvement vers l'ouest/sud-ouest par rapport à l'Espagne (Stich et al., 2006 ; Mancilla et al., 2013). A l'Est des Maghrébides, on observerait un raccourcissement et une rotation anti-horaire du bloc Adriatique (Figure 2-2b ; Nocquet, 2012, Serpelloni et al., 2013).

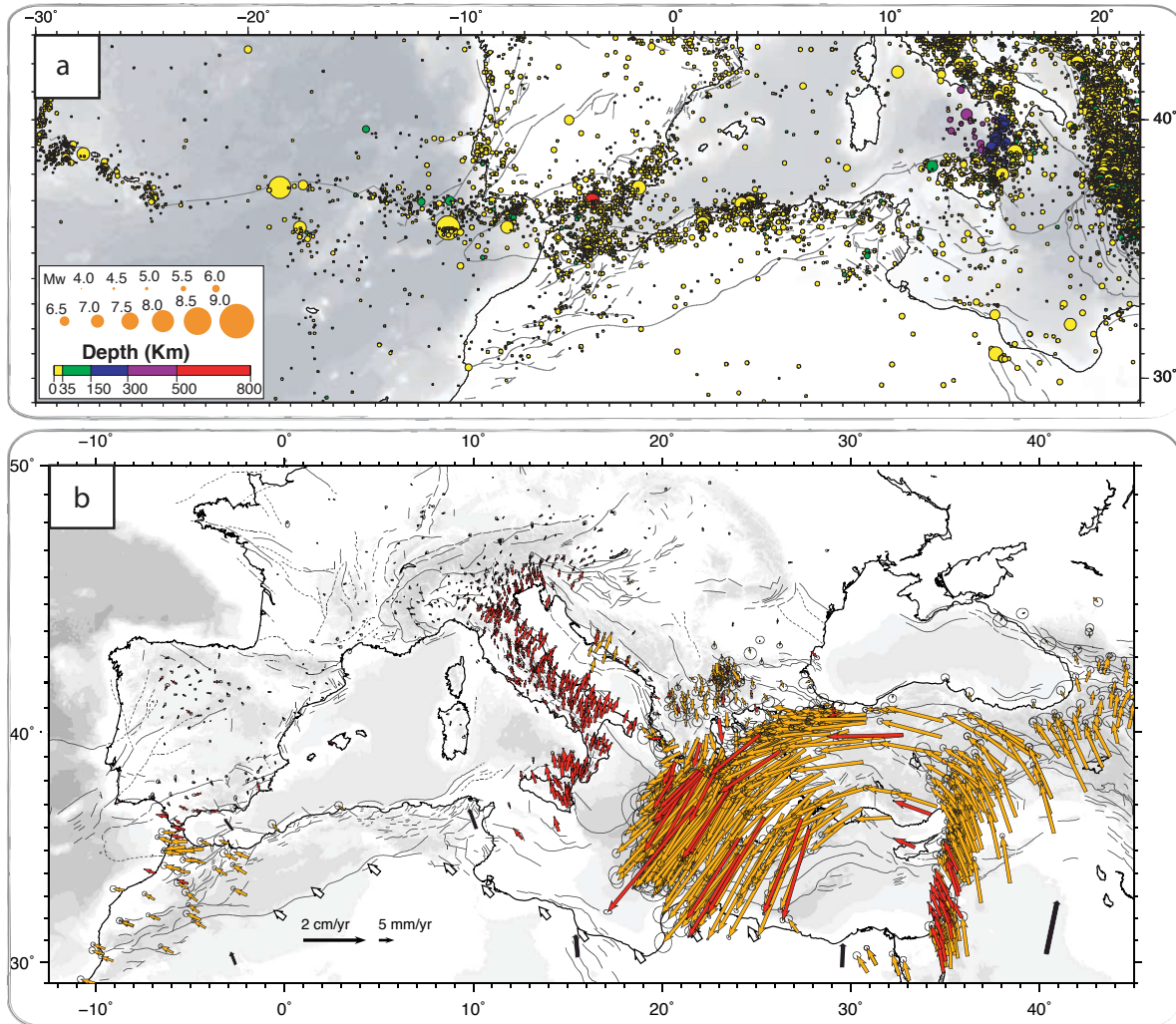


Figure 2-2 : a) Carte présentant les épicentres des séismes de magnitude supérieure à 4 dans la région Atlantique et la région Ouest Méditerranéenne d'après Serpelloni et al. (2007). Le catalogue Karnik (1901 à 1964) et le Bulletin de l'International Seismological Center (ISC) de 1965 à 2004 sont utilisés ici. La couleur est fonction de la profondeur de l'épicentre (voir encadré). b) Carte présentant le champ de vitesses des différentes géodésiques horizontales avec des ellipses d'erreur de 68 % dans un référentiel Eurasie fixe d'après Faccenna et al. (2014). Voir Faccenna (2014) pour plus de détails sur les choix des bases de données intégrées.

Le mouvement de la partie nord de l'Afrique par rapport à l'Eurasie est d'environ  $4.5 \pm 0.1$  mm/an et orienté  $N75 \pm 1^\circ W$  au niveau du Rif et de  $5.3 \pm 0.1$  mm/an et orienté  $N46 \pm 2^\circ W$  au niveau de la Sicile. La déformation associée est accommodée dans les Maghrébides alors que les Baléares, la Corse, la Sardaigne et le bassin Liguro-Provençal restent relativement stables (e.g. Nocquet, 2012). Les séismes représentatifs de la déformation



enregistrée dans la région occidentale de la Méditerranée, au niveau de la plaque Africaine, sont, selon Faccenna et al. (2014) : le séisme d'Al Hoceima (Maroc ; 2004 ; Mw=6.3) ; le séisme d'El Asnam (Algérie, 1980 ; Mw=7.1) et le séisme de Boumerdès (Algérie, 2003 ; Mw=6.9 ; Meghraoui et al., 2004; Stich et al., 2005). Ces séismes correspondent à des structures compressives actives mettant ainsi en lumière l'importance de l'étude de l'Algérie.

Cette activité sismique permet de considérer ces orogènes comme actifs selon (Vernant et al., 2010 ; Nocquet 2012 ; Chalouan, 2013 ; Faccenna et al., 2014), avec cependant une activité limitée dans la région atlasique.

### 2.2.2 Preuves d'une subduction à orientations diverses

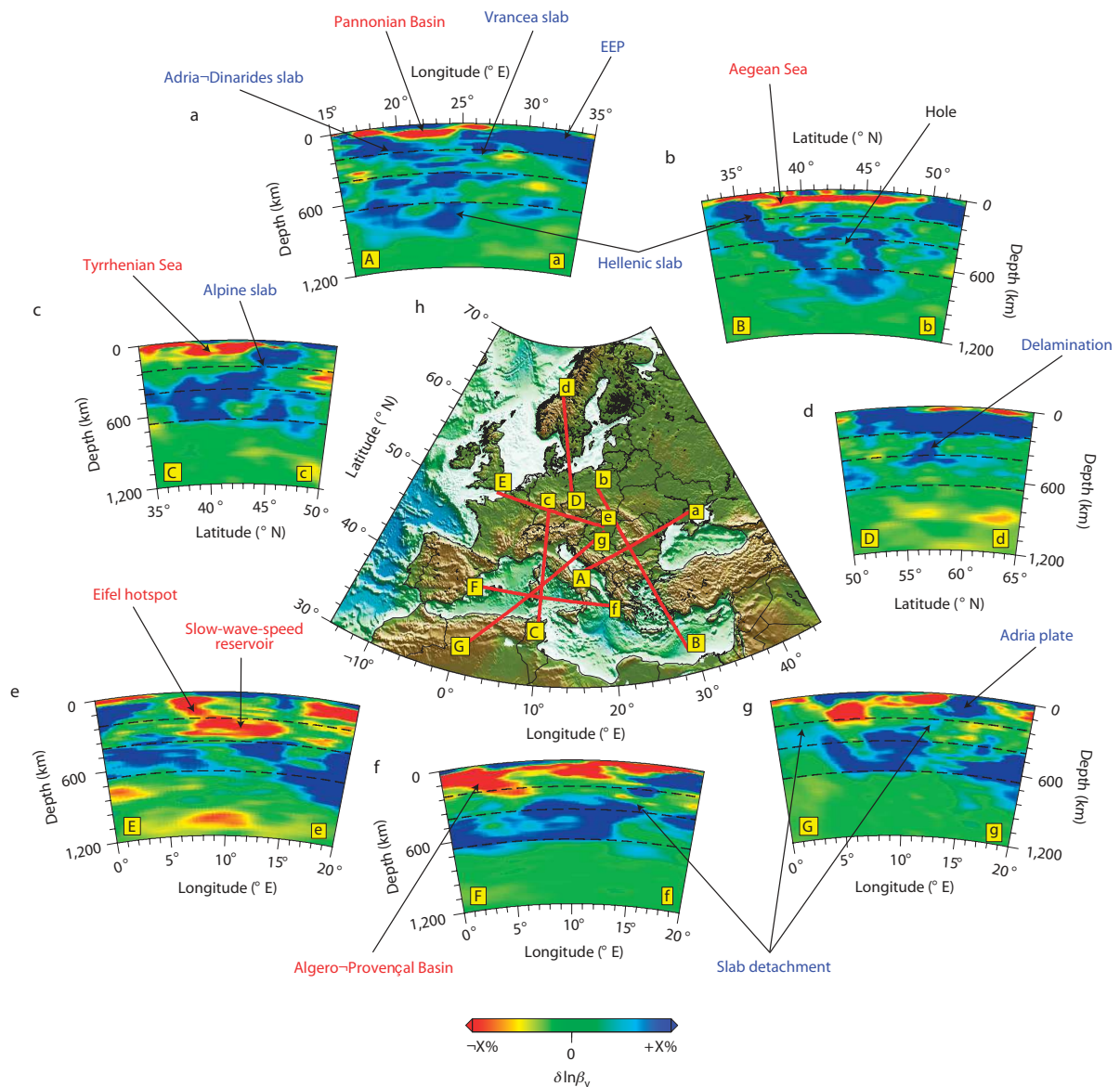


Figure 2-3 : Modèle tomographique du manteau de la région Méditerranéenne issu de Zhu et al. (2012). a) Coupe imageant le panneau plongeant de la zone Adriatique-Dinarides ainsi que le panneau plongeant de Vrancea. b) Coupe du "slab" hellénique. c) Coupe de la subduction Alpine. d) Coupe de la délamination lithosphérique en dessous de la Scandinavie. e) coupe du point chaud d'Efeil. f) Coupe du panneau plongeant Calabrais et du détachement de panneau plongeant associé. g) Coupe des Apennins centraux et du détachement

du panneau plongeant nord-africain. Les pointillés montrent les discontinuités à 220 km, 410 km et 660 km. L'échelle de variations varie de -3% à +3% (excepté en e où elle varie de -2% à +2%). h) Localisation des différentes coupes.

Depuis quelques dizaines de millions d'années, de 35 Ma à 80 Ma suivant les auteurs (e.g. Doglioni et al., 1999a; ; Faccenna et al., 2004 ; Rosenbaum et al., 2012), la convergence Afrique-Eurasie est accommodée, au moins en partie, par la subduction de la Téthys sous la plaque Eurasienne. De nombreuses études géophysiques identifient la présence de panneaux plongeants de la Téthys et des reliques de celle-ci sous forme d'ophiolites sont dans certains orogènes Péri-Méditerranéen. Dans un souci de clarté par rapport à ce travail et à ses objectifs, je me limiterai ici à la zone occidentale de la Méditerranée. Des morceaux du slab téthysien se retrouvent au niveau de la Calabre (e.g. Polonia et al., 2011) où on observe un mouvement de retrait du panneau plongeant (e.g. Bacceschi et al., 2007; Faccenna et al., 2011). Ce panneau plongeant est également mis en évidence le long de l'Italie sous forme de morceaux fragmentés (Rosenbaum et al., 2008 ; Polonia et al., 2011). On retrouve aussi des reliques de la Téthys dans des zones proches de la zone nord Apennins et également au niveau de Gibraltar avec un pendage Est (Spakman & Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013). Des fragments de panneau plongeant sont également reconnus au niveau de la région Egéenne, dans la partie Est des Carpathes (Wortel & Spakman, 2000). Cependant, l'ensemble des panneaux plongeants imagés n'est pas nécessairement relié à une lithosphère en surface et est communément interprété comme un phénomène de détachement (Wortel & Spakman 2000). L'article de Zhu et al. (2012) offre une vue générale de l'ensemble des zones où des anomalies tomographiques représentent des fragments de panneau plongeant de Téthys ou de ses reliques (Figure 2-3). On retrouve ainsi des traces du panneau plongeant également au niveau du bassin Algéro-Provençal à 600 km de profondeur avec mise en évidence d'un détachement de celui-ci (Figure 2-3f).

### 2.3 Caractérisation de la zone Ouest Méditerranéenne : Différentes subdivisions

Dans le chapitre précédent, la présence d'une zone de subduction a été clairement établie dans la zone Péri-Méditerranéenne et donc, avant de nous intéresser aux modèles géodynamiques, je définirai au préalable différentes unités distinctes que l'on peut identifier actuellement au niveau de la Méditerranée Occidentale. Il s'agit de préciser les zones en collision, en extension et en subduction afin de pouvoir replacer notre sujet d'intérêt, l'Algérie, dans ce contexte. De cette identification découleront les modèles géodynamiques résumés dans la section suivante. Je m'attacherai donc ici à décrire les différentes zones suivant leur régime tectonique global, en me focalisant principalement sur la Méditerranée Occidentale. Je présenterai un résumé rapide des informations géochronologiques disponibles.

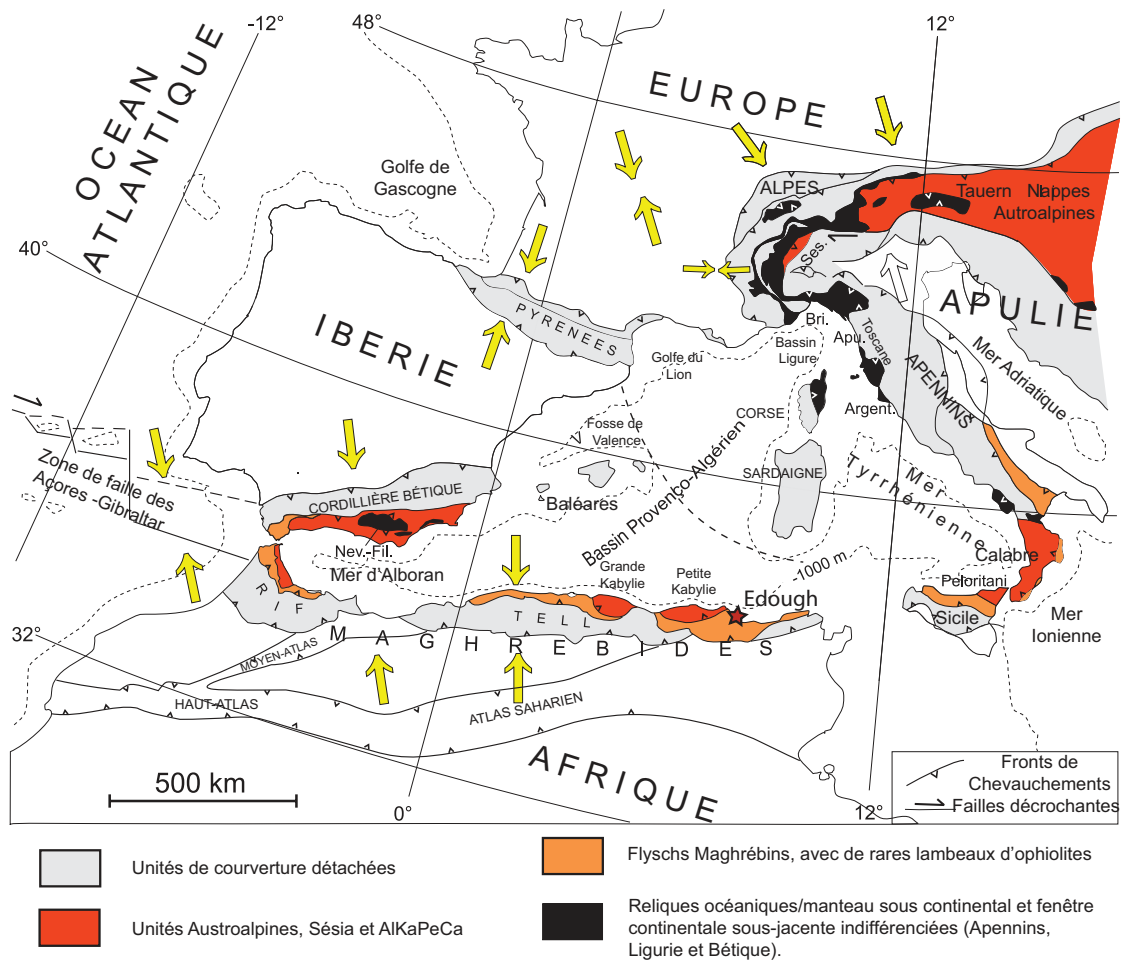


Figure 2-4 : Schéma structural de la Méditerranée occidentale, modifié d'après Michard (2002). Les domaines sont définis d'après Durand-Delga (1980), Michard et al. (1993) et Doglioni et al. (1999a). Les flèches représentent la direction de la compression horizontale actuelle et le déplacement Afrique-Ibérie le long de la zone de fracture Açores-Gibraltar entre 38 Ma (ligne en tiret) et l'actuel (ligne pleine), d'après Roest & Srivastava (1991).

Du fait de la géométrie complexe de la zone, la collision n'est pas achevée sur l'ensemble des zones de contact entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne. Certaines des zones les plus « matures » sont caractérisées par une extension post-orogénique, d'autres par une collision et d'autres encore, par une subduction.

### 2.3.1 Domaines en Subduction

Comme détaillé dans la 2.2.2 précédente, à l'actuel on observe ainsi deux zones de subduction océan-continent, situées au niveau de l'arc Calabrais et de l'arc Hellénique, c'est à dire dans la zone est de la Méditerranée occidentale et orientale (e.g. Goes et al., 2004; Wortel & Spakman, 2000). Le volcanisme associé de type calco-alcalin souligne un processus de subduction (e.g. Ellam et al., 1989 ; De Astis et al., 2000 ; Eleftheriadis et al., 2003; Perugini et al., 2004). La Calabre, située dans la continuité des Maghrébides, est communément interprétée comme étant l'un des micro-blocs d'Alkapeca (e.g. Lustrino & Wilson, 2007). De ce fait, elle sera donc, comme le pointement péloritain du N-E de la Sicile, décrite en même temps que les unités internes de la chaîne sud-ouest Péri-Méditerranéenne s'échelonnant des Bétiques à la Calabre en passant par les Maghrébides.

### 2.3.2 *Domaine en collision active: les Alpes*

Les Alpes constituent la zone actuellement en collision la plus typique au niveau de la zone méditerranéenne. Elles montrent une structure caractéristique avec décollement de nappes et hauts reliefs ainsi que différentes unités structurales autochtones ou allochtones. L'étude de Rosenbaum & Lister (2005) synthétise la structure générale des Alpes occidentales ainsi que la géochronologie de la zone.

L'orogène est divisé en trois grands domaines : le domaine Adriatique, les zones internes (Alpes Penniques) et les zones externes (Figure 2-5).

- Le domaine Adriatique est composé d'un socle pré-Alpin métamorphisé dans les faciès amphibolite et granulite ainsi que de corps mantelliques dans la zone d'Ivrée. L'unité Austroalpine est structurellement la plus haute des unités, et est considérée comme la marge Nord de l'Adria. Dans les Alpes Occidentales elle est matérialisée par l'unité de Sezia-Lanzo et d'autres klippes (Dent Blanche, Mont Emilius, Magna...). Cette zone aurait subi un métamorphisme de haute pression (HP) au Crétacé aux alentours de 70- 65 Ma (e.g. Rubatto & Gebauer, 1999). Dans la zone Strona-Ceneri on retrouve un épais niveau de carbonates d'âge Mésozoïque situé au-dessus des roches métamorphiques pré-Alpines. Enfin, le bassin du Po est rempli avec des sédiments clastiques tertiaires. On observe pas ou peu d'empreinte du métamorphisme Alpin dans cette zone. Le contact entre le domaine Adriatique et le domaine des Alpes Penniques est partiellement scellé par les sédiments du bassin du Po.

- Les zones internes sont composées d'unités continentales grossièrement disposées en chapelets (les Massifs Cristallins internes et le Briançonnais) qui sont séparées les unes des autres par des sutures ophiolitiques (Piemontais, Valais voir Antrona, Lanzo). L'unité Piémontaise contient des roches ophiolitiques datées du milieu-fin Jurassique et des Schistes Lustrés qui représenteraient les reliques de la couverture sédimentaire de l'océan Piémontais. Des reliques d'ultra haute pression (UHP) ont également été identifiées et datées à l'Eocène moyen (i.e. 44-45 Ma, Rubatto et al., 1998; Gebauer, 1999; Rubatto & Hermann, 2003). Certains âges, obtenus par isochrones internes Lu-Hf et Sm-Nd, se répartissent entre 42 et 39 Ma. Ces derniers sont interprétés comme reflétant des processus de recristallisation lors de l'exhumation (Rosenbaum & Lister, 2005). Les Massifs cristallins Internes (Dora Maira, Gran Paradiso...) sont constitués d'un socle Hercynien associé à une faible quantité de sédiments de couverture Paléozoïque et Mésozoïque. Les massifs cristallins internes présentent en majorité des âges fin Eocène-début Oligocène (i.e. 37-32 Ma). Le métamorphisme HP-UHP est daté à ~35 Ma (e.g. Gebauer et al., 1997; Duchêne et al., 1997; Gabudianu Radulescu et al., 2009). Ces massifs cristallins représentent des fenêtres dans le domaine Piémontais et leur origine reste controversée. Enfin, le domaine Briançonnais est un domaine composé de socle Hercynien recouvert par des sédiments continentaux Permo-Carbonifère. Les âges obtenus sur le faciès schiste vert sont compris entre ~35-37 Ma et oblitèrent, dans la majorité des cas, l'âge de la haute pression dans l'unité. L'évènement de haute pression semble contraint entre 45-30 Ma (e.g. Markley et al., 1998, Challandes et al., 2003 ; Lapen et al., 2007).

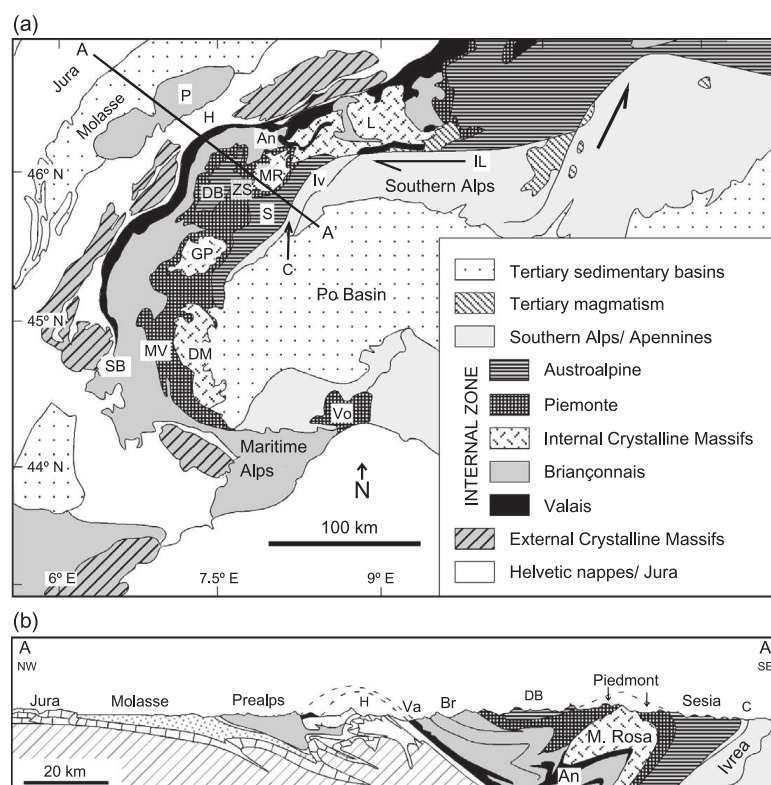


Figure 2-5 : a) Carte des Alpes présentant les différentes unités de haut grade. An, Antrona; C, Canavese; DB, Dent Blanche; DM, Dora Maira; GP, Gran Paradiso; H, Nappes Helvétiques; IL, Insubric Line; Iv, Ivrea; L, Lepontin; MR, Monte Rosa; MV, Monviso; P, Prealpes; S, Sesia; SB, Sub-Briançonnais; Va, Valais; Vo, Voltri; ZS, Zermatt-Saas. b) Coupe selon un transect AA' (Rosenbaum et Lister, 2005).

- Les zones externes sont composées d'un socle cristallin autochtone et para-autochtone constitué de terrains d'âge paléozoïque impliqués dans l'orogénèse varisque, et de sédiments Mésozoïques à Cénozoïques témoignant d'un raccourcissement important marqué par des plis et des failles inverses.

En résumé, les Alpes enregistrent plusieurs épisodes HP-UHP : un premier à ~65 Ma enregistré dans la zone Sesia/Austroalpine, un second à ~45 Ma dans la zone des Piémonts et un troisième dans les Massifs cristallins internes à ~35 Ma. En utilisant une compilation des données géochronologique Agard et al. (2009) ont proposé des durées d'exhumation très courtes (inférieures à 15 Ma) pour les roches HP-UHP dans les Alpes. Ainsi, les modèles établis pour cette zone diffèrent et présentent de un à trois bassins océaniques pouvant correspondre aux différentes ophiolites présentes au sein de la chaîne (Rosenbaum & Lister, 2005).

Au Sud des Alpes, les Apennins font la liaison avec les zones internes de Sicile et Calabre. A l'inverse des Apennins (Carminati & Doglioni, 2012), les Alpes sont plus élevées et possèdent des bassins d'avant-chaîne en faible subsidence.

### 2.3.3 Les bassins océaniques et volcanisme associé

La région Méditerranéenne est globalement en convergence depuis le Crétacé supérieur et cependant, cette zone est marquée par le développement de grands bassins dont certains présentent le développement d'un plancher océanique. Ces bassins sont, d'ouest en est : la Mer d'Alboran, la fosse Valencienne, le bassin Algérien, le bassin Liguro-Provençal et la Mer Tyrrhénienne (Figure 2-4). Ces entités sont communément interprétées comme résultant d'une extension d'arrière arc (e.g. Lonergan & White, 1997; Jolivet et al., 2003). Cependant, la caractérisation de ces bassins, la chronologie et les modalités d'ouverture ainsi que leur relations avec des phénomènes géodynamiques majeurs (retrait du slab, rupture ou déchirure du slab...) font partie des grandes problématiques Méditerranéennes. En effet, ceux-ci et les marges passives associées présentent des géométries complexes qui permettent de contraindre l'histoire géodynamique récente dans la Méditerranée. Dans cette section je présenterai les principaux bassins de la Méditerranée Occidentale ainsi que les grands traits de leur évolution en prenant pour base l'article de synthèse de Lustrino et al. (2011).

#### 2.3.3.1 Le bassin Tyrrhénien

La Mer Tyrrhénienne est un bassin triangulaire enclavé entre la Calabre, la Sicile et le bloc Corso-Sarde, qui s'est développé du Tortonien au Quaternaire (Sartori et al., 1989; Patacca et al., 1990). Elle est subdivisée en trois bassins : le bassin de Marsili au Sud, le bassin de Vavilov au Nord et le Bassin de Cornaglia à l'Ouest, à proximité de la Sardaigne. La stratigraphie obtenue par forage démontre au niveau du bassin de Marsili la présence de dépôts datant du Tortonien-Messinien et du Plio-Pleistocène/Quaternaire (Kastens et al., 1987). Le bassin de Vavilov est lui caractérisé par des dépôts plus jeunes que 2 Ma. Le plancher océanique de la Mer Tyrrhénienne est caractérisé par des laves de type intraplaque (tholeiites et laves riches en Na, transitionnelles et alcalines) coexistant avec des laves de type arc (tholeiites d'arc, laves calco-alcalines et potassiques). Ces laves sont plus vieilles à l'Ouest et plus jeunes au Sud-Est (e.g. Panza et al., 2007; Peccerillo & Lustrino, 2005) avec un volcanisme actif de 12 Ma à l'actuel.

La signature isotopique des échantillons prélevés au niveau du chenal de Sicile, indique des compositions de type DMM-FOZO/HIMU avec des signatures en Sr faiblement radiogéniques et des signatures en Pb variables particulièrement pour le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Peccerillo et al., 2008). Ces auteurs proposent deux interprétations : soit ces laves reflètent des hétérogénéités mantelliques dues à un métasomatisme durant une longue période d'extension ; soit ces laves résultent du mélange entre deux réservoirs mantelliques. Le volcanisme du chenal de Sicile est considéré comme « anorogénique », i.e. non lié à la subduction Miocène ou à la collision (Lustrino & Wilson, 2007). Le volcanisme aux bordures de ce bassin est présent en Corse, Toscane, en péninsule Italienne et en Sicile. Il est caractérisé par une grande variabilité de compositions s'étalant du sub-alcalin à l'ultra-alcalin et au carbonatitique. Le pic d'activité est principalement Pléistocène. En Toscane et en Corse on retrouve des roches basiques à acides de composition très variable émises entre 14 Ma et 0.2 Ma. Des lamproïtes à forte teneur en potassium ont notamment été identifiées avec des signatures isotopiques très radiogéniques en Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.712$ ) et peu radiogéniques en Nd

( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5121$ ) (Conticelli et al., 2009; Lustrino et al., 2011). Ces signatures ont été attribuées à une contamination du manteau lors de processus associés à une subduction bien que l'âge de la contamination soit encore débattu : Crétacé - Milieu Eocène? (Pecerillo & Martinotti 2006), fin Cénozoïque? Miocène - Pliocène? (Conticelli et al., 2009). La période entre 4.2 Ma à 0.8 Ma est marquée, au sein de la province romaine, par le développement de volcans potassiques à ultra-potassiques avec épanchements de laves de type trachyte à rhyolite. Des andésites et andésites basaltiques se développent à la fin du Pliocène dans la Province de Naples ainsi que des shoshonites. L'origine de ces roches est communément attribuée à la fusion partielle d'hétérogénéités mantelliques dans un manteau recoupé par des veines à phlogopite. La présence de hautes teneurs en calcium indiquerait des fluides riches en Ca dans le coin du manteau (Lustrino et al., 2011). Quelques magmas carbonatés ont été identifiés dans la province de Umbria-Latium-Abbruzzo dans des laves sous-saturées en silice. Ils sont considérés comme des liquides carbonatitiques ou bien comme un magma hybride silicaté et calcique. Le Mont Voltri est lui principalement composé de roches porphyroclastiques de type basanite à trachy-phonolite émises de 0.8 à 0.4 Ma. Les rapports isotopiques du Sr sont compris entre 0.7052 et 0.7064, et entre 0.51272 à 0.51228 pour les isotopes du Nd. Les isotopes du plomb montrent des rapports hautement radiogéniques. Le modèle de production de ces magmas est très complexe et invoquerait une ouverture dans le panneau plongeant associée à une remontée de manteau (Rosenbaum et al., 2008). Enfin, l'arc Eolien et les monts sous-marins associés, en fonctionnement depuis 1.3 Ma pour deux de ses volcans (Stromboli et Vulcano), produisent des laves de type tholéïtes d'arc à ultrapotassique et shoshonitique. Les signatures de cet arc sont attribuées à des réactions métamorphiques induites par le panneau plongeant Ionien métasomatisant le coin du manteau (Lustrino et al., 2001).

En résumé, le volcanisme associé au niveau des marges continentales de bordure serait issu d'un manteau métasomatisé par une subduction. Ce métasomatisme provoque un enrichissement en fluide et est à l'origine d'hétérogénéités locales. La rupture du panneau plongeant est envisagée dans certaines zones.

### 2.3.3.2 *Le bassin d'Alboran*

Le domaine d'Alboran possède une origine plus controversée que les autres bassins observés en Méditerranée Occidentale. Trois types de modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer sa formation. Le bassin d'Alboran est caractérisé par une profondeur du Moho de 20 km à 10 km d'Ouest en Est et une profondeur d'environ 60 km pour la limite lithosphère/asthénosphère (Torre et al., 2000). L'activité magmatique dans le bassin d'Alboran s'étend du début du Miocène à la fin du Miocène. Elle se matérialise par la présence d'îles au sein du bassin d'Alboran, ainsi que sous forme de complexes volcaniques érodés au Sud de l'Espagne et de l'Algérie (Duggen et al., 2008).

Dans la partie centrale, le bassin d'Alboran contient des roches tholéïtiques, i.e. basaltes, principalement émis entre 12.1 et 8.7 Ma et des roches calco-alcalines mises en place du milieu à la fin du Miocène. Les rapports isotopiques en Sr et Nd de ces roches varient depuis le domaine des MORBs jusqu'à un pôle sédimentaire. Elles ont été interprétées

comme issues d'une source mantellique appauvrie modifiée par des fluides hydratés provenant de sédiments marins. Sur les bordures de ce bassin on retrouve des laves calco-alcalines émises entre 15 et 6 Ma (e.g. Duggen et al., 2004, 2008). La signature isotopique de ces laves reste sujette à débat. Elle pourrait-être attribuée à une contamination crustale durant leur remontée (Duggen et al., 2008). D'autres auteurs avancent l'hypothèse d'une ablation convective du manteau lithosphérique (Lustrino et al., 2011 ; El Azzouzi et al., 2014). Ce magmatisme est communément interprété comme le témoin d'une rupture du panneau plongeant de la Téthys (e.g. Maury et al., 2000; Coulon et al., 2002; Duggen et al., 2005; Lustrino & Wilson 2007).

### 2.3.3.3 Le bassin Liguro Provençal et le bassin Algérien

Le bassin Liguro-Provençal est caractérisé par une croûte amincie (Chamot Rooke et al., 1999). Sur la Figure 2-6 on voit clairement que le bassin présente une forme triangulaire suggérant une ouverture différentielle entre la zone Nord-Est et la zone Sud-Ouest. La structure crustale du bassin Liguro-Provençal a été récemment revue par inversion tomographique (Gailler et al., 2009). Le bassin est ainsi caractérisé par une zone proche des marges avec une profondeur de Moho de 18 à 10 km, suivi par une zone de transition interprétée comme de la croûte continentale non-typique ou de la croûte océanique et enfin, une partie centrale présentant un Moho à 4-5 km de profondeur et interprétée comme de la croûte océanique. Ces trois zones se retrouvent de part et d'autre de la marge mais sont asymétriques. Elles s'étalent sur 90 km au niveau du Golfe du Lion et sur 40 km du côté de la Sardaigne éliminant l'hypothèse de formation du bassin par simple cisaillement le long d'une faille de détachement.

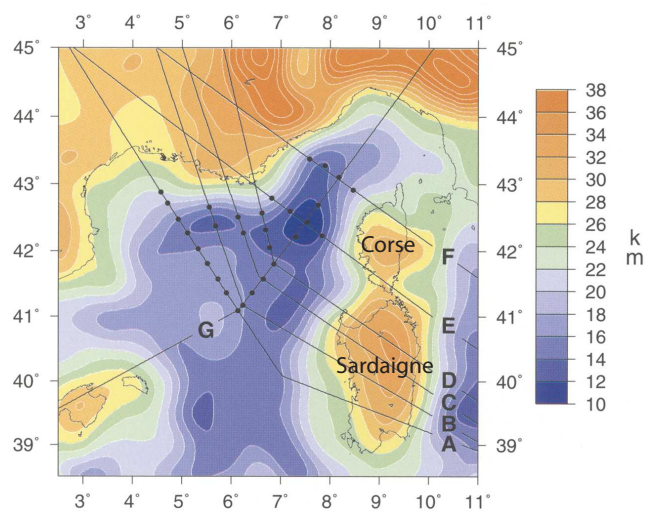


Figure 2-6 : Carte de résultat des inversions de gravité 3D avec correction thermique appliquée représentant la profondeur du Moho dans le bassin Liguro-Provençal (Chamot Rooke et al., 1999).

Demory et al. (2011) à travers l'étude de sédiments par la méthode de magnéto-stratigraphie et paléo-environnement au niveau de la marge passive située à l'ouest de Marseille datent le passage d'une sédimentation syn-rift à une sédimentation post-rift dans le bassin Liguro-Provençal à 20.35 Ma. Ceci indique que l'expansion océanique dans le bassin Liguro-



Provençal commence à 20.35 Ma. Oudet et al. (2010a) proposent une transition syn-rift à post rift entre 21.8 et 18.5 Ma. Montigny et al. (1981) suggèrent une rotation du bloc Corso-Sarde entre 20.5 et 19 Ma. L'ensemble de ces études semble converger quand à l'âge d'ouverture du bassin Liguro-Provençal. Plus au Sud, l'âge de la rotation du bloc Corso-Sarde est estimé à 19 Ma d'après de récentes données paléomagnétiques au niveau du Sud Ouest de la Sardaigne (Speranza et al., 2002). Gattacceca et al. (2007) ont fourni une réévaluation de la rotation du bloc Corso-Sarde. Ces auteurs proposent une rotation anti-horaire de 45° postérieure à 20.5 Ma. Ces auteurs avancent que la rotation était probablement terminée à 15 Ma et que la plus grande partie de la rotation (30°) s'est effectuée entre 20.5 Ma et 18 Ma. Ils relient cette rotation à la période d'activité volcanique maximale en Sardaigne ce qui correspondrait à une ouverture de 9 cm/an au niveau du bassin Liguro-Provençal. Cette vitesse est nettement supérieure à celle de 6 cm/an obtenue pour le retrait de la fosse associé à la formation du bassin d'arrière-arc par Faccenna et al. (2001b).

Deux épisodes magmatiques distincts (orogéniques et anorogéniques ; Lustrino & Wilson, 2009) sont identifiés dans le bassin Liguro-provençal. Les magmas dits « orogéniques » se mettent en place entre 38 Ma et 15 Ma. Ils sont caractérisés, dans les premiers stades, par la mise en place de laves dacitiques et d'ignimbrites rhyolitiques en Sardaigne et sur la marge conjuguée française. Cette phase est suivie par l'émission de laves andésitiques, de basaltes andésitiques et de basaltes (tholéites d'arc à caractère calco-alcalin). Ces roches sont appauvries en HFSE, mettant en évidence un environnement de subduction pour la genèse de ces roches. Les roches les plus différenciées sont particulièrement bien représentées en Sardaigne où elles fournissent des rapports isotopiques bas en  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (de 18.45 à 18.70). Les roches les moins différenciées présentent une large gamme de variation ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)=0.704-0.711$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)= 0.5121-0.5127$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)= 18.4-18.7$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)= 15.62-15.64$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)= 38.4-38.9$ ). Trois composants sont invoqués pour expliquer la genèse de ces roches : un coin du manteau appauvri, un composant dérivé d'une croûte océanique altérée et un composant sédimentaire. La présence de fluides relâchés par la lithosphère subduite est favorisée (cf Lustrino et al., 2011).

La limite Ouest du bassin Algérien est caractérisée par une anomalie magnétique N-S. Il est délimité à l'Est par la zone de fracture Nord Tunisienne (Auzende et al., 1974). La limite entre le bassin Algérien et le bassin Liguro-Provençal est marquée par une anomalie magnétique importante dite « Hamilcar » (Mauffret et al., 2004). Les données fournies pour les chronologies d'ouverture du bassin Algérien sont relativement limitées. Mauffret et al. (2004) proposent une expansion océanique plus jeune que celle du bassin Liguro-Provençal entre 16 Ma et 8 Ma. Martin (2006) a aussi proposé un modèle intéressant quant à l'ouverture des deux bassins suivant une ouverture en porte de saloon.

Au nord de la marge africaine, dans le Tell, le volcanisme principalement Langhien s'étend sur 1200 km et commence au niveau du Ras Tarf au Maroc et va jusqu'au Mogods en Tunisie. Cet épisode magmatique est principalement composé de granitoïdes péralumineux et métalumineux ainsi que d'andésites et de dacite alcalines et calco-alcalines sous forme de complexes volcano-plutoniques (e.g. Maury et al., 2000, Lustrino et al. 2011). Le volcanisme/plutonisme commence par des produits de type calco-alcalin intermédiaires à acides et sont datés entre 24 Ma et 15 Ma au niveau de la petite Kabylie et de 19 Ma à 15 Ma pour la grande Kabylie (e.g. Maury et al, 2000). Au Nord de l'Algérie au niveau du Cap

Bougaroun, on distingue deux groupes : un premier groupe à hautes teneurs en K, un second à teneurs intermédiaires (et de manière plus erratique un groupe avec des faibles teneurs en K). Le premier groupe est composé de gabbros, basaltes, diorites, andésites, tonalites et dacites. Le second a des compositions peralumineuses et est composé de granodiorites à cordiérite, monzogranites et microgranites ainsi que des ignimbrites de dacite et rhyolites. Ces roches présentent des signatures isotopiques en Sr relativement hautes (0.7077-0.7220) et des signatures isotopiques en Nd s'étalant de 0.51210 à 0.51324, les rapports les plus radiogéniques en Nd étant associés aux échantillons les moins différenciés. Ces signatures ont été attribuées à un environnement de subduction, voire à une contamination par de la croûte. Certaines signatures isotopiques plus hautes (i.e. les granites de Filfila) sont expliquées par la fusion partielle des métasédiments locaux (Fourcade et al., 2001). Une fois de plus, un coin du manteau modifié par des fluides pourrait-être à l'origine de ces roches.

En résumé les bassins océaniques identifiés en Méditerranée Occidentale présentent des ouvertures différentielles Avec en premier lieu l'ouverture du bassin Liguro-Provençal, puis du bassin Algérien et enfin de la Mer Tyrrhénienne. Ces bassins sont caractérisés par un développement limité de plancher océanique. Les zones bordant ces bassins sont caractérisées par la présence de blocs allochtones qui représentent des fragments de la paléo-marge européenne (blocs Alkapeca de Bouillin, 1986). Leurs caractéristiques principales sont développées dans la section suivante.

#### 2.3.4 Zoom sur les fragments d'Alkapeca.

Les fragments d'Alkapeca (Alboran, Kabylie, Péloritain, Calabre) définis par Bouillin (1986), représentent des blocs allochtones charriés sur les marges Africaine, Ibérique et Adriatique et sont communément interprétés comme issus de la fragmentation de la paléo-marge Européenne. Ces blocs se situent dans les zones internes de la chaîne Péri-Méditerranéenne (Figure 2-4). Chaque bloc présente des structures et caractéristiques typiques qui seront décrites dans la suite de cette section de la manière suivante : structure générale, principaux événements temporels et caractérisation des unités mafiques et ultramafiques lorsqu'elles sont présentes.

##### 2.3.4.1 Le bloc Alboran

Dans le bloc d'Alboran, on traitera des chaînes Bético-Rifaine (Figure 2-7). L'arc Bético-Rifain est un des arcs les plus étroits à la surface du globe (Platt et al., 2013). De l'intérieur vers l'extérieur on distingue : les zones internes de la chaîne, les flyschs Maghrébins et les zones externes (Chalouan et al., 2008). Dans un but comparatif et pour rester en lien avec la thèse présentée ici, la caractérisation des zones internes sera la plus détaillée.

*Structures générales des zones internes du bloc d'Alboran et composition globale de leurs unités constitutives : des blocs allochtones parfois associés à des unités (U)HP et à des roches ultramafiques.*

Les zones internes comprennent des unités d'origine crustalle présentant une gradation du métamorphisme Alpin en se rapprochant des unités d'origine mantelliques sommitales. Cette gradation met en évidence deux complexes. La plaque inférieure correspond aux Sebtides et Alpujarrides qui sont des roches crustales profondes telles que des migmatites et des granulites rééquilibrées dans le faciès schiste bleu/éclogite associées à des péridotites et à des kinzigités au contact de ces dernières (Chalouan et al., 2008).

Un autre complexe profond est matérialisé par l'unité des Nevado Filabrides qui présente des méta-ophiolites à son sommet (Bodinier et al., 1987). La plaque supérieure est constituée par les Ghomarrides dans le Rif qui sont composées de schistes affectés par un métamorphisme Alpin de moyen à bas grade (Michard et al., 2006) et par les Malaguides dans les Bétiques qui recouvrent les unités de la plaque inférieure (i.e. Sebtides-Alpujarrides) à travers un détachement régional. Elles contiennent des roches Paléozoïques affectées par un métamorphisme varisque. En bordure des zones internes on observe une fenêtre tectonique appelée « Dorsale Calcaire » composée principalement de sédiments carbonatés triasiques à liasiques qui correspond à des reliques de la marge passive Sud de la Téthys (Michard et al., 2002).

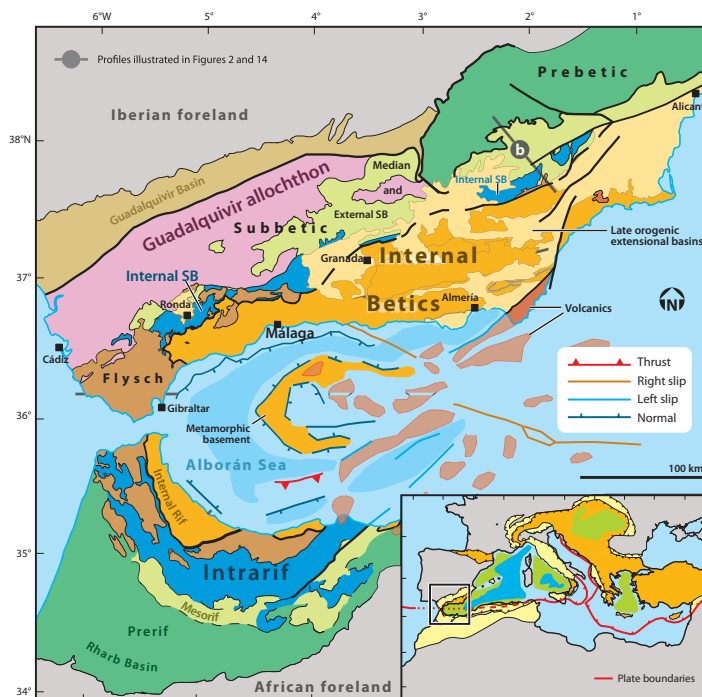


Figure 2-7 : Carte structurale simplifiée modifiée d'après Platt et al. (2013). L'encadré en bas à droite représente la carte tectonique simplifiée de la zone Méditerranéenne.

Les flyschs Maghrébins proviennent de l'Océan Ligure-Maghrébin qui connectait l'Atlantique central et l'océan Alpin du Jurassique au Miocène. Ils sont considérés par

Durand-Delga et al. (2000) comme des dépôts turbiditiques. Lors de la convergence Oligo-Miocène, ces nappes de flysch, enracinées sous les zones internes se sont empilées vers le Ouest dans le Rif et vers le Nord dans les Bétiques (Chalouan et al., 2008). On retrouve dans ces nappes des ophiolites Téthysiennes dans le Rif (Durand-Delga et al., 2000).

Les zones externes sont matérialisées par une bande d'une centaine de kilomètres de large, situées à l'extrême Nord et à l'extrême Sud de la virgation qui représentent les deux paléomarges distinctes : la paléomarge Ibérique et la paléomarge Africaine. On n'observe donc pas de similitudes stratigraphiques entre les deux séquences (Chalouan et al., 2008). Au niveau des Bétiques, les zones externes sont d'avantage limitées. Au niveau du Rif, elles sont composées en partant du distal au proximal de l'Intrarif, du Mésorif et du Prérif. Dans chacune des zones, les unités sont plus ou moins détachées et sont de natures para-autochtones. Dans les unités les plus proximales de la paléomarge Africaine, on retrouve des roches métamorphisées dans le faciès schiste vert (Intrarif et Mésorif). Il est intéressant de noter que dans le Mésorif on retrouve les fragments d'ophiolites (Michard et al., 1992 ; Michard et al., 2014).

*Nature de ces unités : un manteau sous-continentale associé à des roches issues de l'orogénèse hercynienne.*

#### *Chronologies impliquées dans les zones internes*

Globalement, dans les Bétiques et le Rif, on retrouve deux groupements d'âges principaux. Les âges les plus anciens sont reliés à l'orogénèse Hercynienne (Sanchez-Rodriguez, 1998, Platt et Whitehouse, 1999; Zeck & Whitehouse, 1999 ; Montel et al., 2000, Zeck & Whitehouse, 2002 ; Rossetti et al., 2010 ; Acosta-Vigil et al., 2014 ; Gueydan et al., 2015) et les âges les plus récents reflètent l'influence de l'orogénèse Alpine (Zeck et al., 1989 ; Monié et al., 1991 ; Zeck et al., 1992 ; Monié et al., 1994 ; Platt et al., 1998 ; Sosson et al., 1998 ; Platt & Whitehouse, 1999 ; Zeck & Whitehouse, 1999 ; Montel et al., 2000 ; Sanchez-Rodriguez & Gebauer, 2000 ; Zeck & Williams, 2001 ; Zeck & Whitehouse, 2002 ; Platt et al., 2003 ; Whitehouse et Platt, 2003 ; Platt et al., 2005 ; Janots et al., 2006 ; Rossetti et al., 2010 ; Esteban et al., 2011a ; 2011b ; Acosta-Vigil et al., 2014 ; Romagny et al., 2014 ; Gueydan et al., 2015). De manière plus discrète, on retrouve des âges Jurassiques dans les eclogites d'Ojén (Sanchez-Rodriguez & Gebauer, 2000). L'âge du métamorphisme dans le socle cristallin reste controversé, ainsi que la mise en place des péridotites et unités basiques. Les auteurs proposent alternativement une mise en place du manteau dans les unités crustales à l'Hercynien ou à l'Alpin.

Ainsi, dans les migmatites de l'unité d'Ojén de Ronda, au contact direct des péridotites, des datations U-Pb ont permis de mettre en évidence trois phases de métamorphisme et de déformation. Une première phase d'anatexie à 280-290 Ma, une seconde phase métamorphique à 260 Ma et enfin une dernière phase à 30 Ma (Acosta-Vigil et al., 2014). Dans le massif de Beni Bousera, la remontée du manteau s'est effectuée entre 22.5 et 19 Ma avec des taux d'exhumation rapides de l'ordre de 100°C/Ma (Romagny et al., 2014). Ces âges sont confirmés par l'amincissement au contact avec les roches mantelliques de Beni

Boussera d'après des datations U-Pb sur monazites dans un gneiss migmatitique et un micaschiste (Gueydan et al., 2015).

### *Nature du manteau affleurant et gabbro associés*

Les péridotites de Ronda ont été extensivement étudiées du fait d'une qualité d'affleurement et de caractéristiques incomparables. Leur pendant Sud, Beni Boussera est lui aussi célèbre mais a été moins étudié. Le but de cette vue générale des affleurements mantelliques n'est pas de détailler l'ensemble des études effectuées sur la zone, mais d'avantage de dégager les caractéristiques principales du manteau exhumé. D'un point de vue géochronologique, des niveaux de clinopyroxénites à grenat dans les péridotites de Ronda fournissent un âge Sm-Nd à  $21.5 \pm 1.8$  Ma (Zindler et al., 1983) et des âges de  $22.5 \pm 1.1$  Ma à  $25 \pm 1$  Ma pour Beni Boussera (Blichert-Toft et al., 1999 ; Pearson et Nowell, 2004). D'après les isotopes du Sr et du Nd, les clinopyroxénites de Ronda ont été identifiées comme des produits de l'interaction entre une tholeiite de ride océanique et un manteau sous continental (Zindler et al., 1983). Le manteau est caractérisé par des zones refertilisées par le biais d'interactions liquide/roche (Frey et al., 1985 ; Bodinier et al., 2008). Il présente d'importantes variations isotopiques en Nd ainsi que des spectres de Terres Rares appauvris en Terres Rares légères avec une anomalie positive en Lu (Reisberg & Zindler, 1986, Bodinier et al., 2008). L'étude de bande de pyroxénites riches en Cr a récemment mis en évidence un contexte de supra-subduction (Marchesi et al., 2012), voir d'arrière-arc pour des lherzolites à grenat et des mylonites à grenat-spinelle (Garrido et al., 2011). Des études récentes sur des filons gabbroïques tardifs en bordure du massif ont confirmé un contexte de suprasubduction-arrière arc (e.g. Garrido et al., 2011 ; Hidas et al., 2015).

Les péridotites de Beni Boussera contiennent des bandes de pyroxénite à grenat équilibrées dans le champ des diamants qui sont caractérisées par de grandes variations isotopiques en Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7025-0.7110$ ) et en Nd ( $\epsilon\text{Nd}$  de -9 à +26). Ces pyroxénites présentent des évidences d'interaction entre le manteau et des fluides issus de sédiments (Pearson et al., 1992 ; Pearson et Nowell, 2004).

### *Ophiolites de l'arc Bético-Rifain*

-Bétiques : Des ophiolites eo-Alpine datées à  $185 \pm 3$  Ma (Puga et al., 2011) se retrouvent dans le complexe de Mulhacén en dessous des Alpujarrides (Puga et al., 1999). Ces ophiolites sont caractérisées par des températures et des pressions d'équilibre comprises entre 660 à 750 °C et entre 16 à 25 kbar. Elles sont composées de lentilles métriques à kilométriques de roches mafiques, ultramafiques et métasédimentaires. Les roches ultramafiques contiennent relativement peu d'aluminium et les clinopyroxènes des roches ultramafiques sont caractérisées par un appauvrissement en calcium. Les dykes basiques sont rodingitisés ce qui permet de les identifier comme faisant partie d'un ancien plancher océanique. Ces roches présentent une signature géochimique de type E-MORB (Puga et al., 1999 ; 2011). Ces ophiolites représentent des fragments de lithosphère océanique de la branche Sud Ouest de la Téthys occidentale subductés puis exhumés lors de l'orogénèse alpine. Les roches métabasiques du complexe des Névado-Filabrides sont des amphibolites,

des éclogites et des métagabbros associées à des roches ultramafiques. Elles peuvent aussi se présenter sous forme de dykes. Bodinier et al. (1987) suggèrent que pareillement au complexe de Mulhacén, elle représentent des fragments ophiolitiques altérés par de l'eau de mer et enrichis en Terres Rares légères.

-Rif : Les ophiolites de Beni Malek représentent un manteau de péridotites serpentinisées inclu dans une pile tectonique métasédimentaire de bas grade. On y retrouve des clastes de serpentines et des dépôts carbonatés qui sont transgressifs sur le massif lherzolitique que les auteurs relient à l'anomalie magnétique NE-SW (Michard et al., 1992). Récemment Michard et al. (2014) ont identifié la présence de nouvelles ophiolites à l'Est de Beni Malek dans le Mésorif. Ces ophiolites sont constituées d'un socle gabbroïque daté à  $166 \pm 33$  Ma, d'une couverture de brèches mafiques, de marbres micritiques et de radiolarites (Michard et al., 2014). Les profils en éléments traces obtenus sur ces roches montrent un enrichissement en Terres Rares légères marqué associé à une affinité tholéitiques (Benzaggah et al., 2014). Ces ophiolites sont interprétées par certains auteurs comme une ride sous marine et le transect Rifain externe correspondrait à deux marges passives étirées, séparées par une étroite zone transformante océanique (Michard et al., 2014).

#### 2.3.4.2 *Le Bloc Calabro-Peloritain*

Les fragments d'Alkapeca situé en Calabre et en Sicile affleurent au Sud-Ouest de la Calabre et au Nord-Est de la Sicile. Ce sont les fragments d'Alkapeca situés le plus à l'Est. Ces deux zones correspondent à des fragments de la chaîne Varisque remaniés lors de l'orogénèse Alpine et possèdent globalement la même structure que les autres fragments d'Alkapeca.

##### *Structure générale et unités*

Le bloc Calabrais est subdivisé en trois unités : l'unité du Sila au Nord, l'unité de la Serre et l'unité d'Aspromonte au Sud. On distingue deux zones dans le bloc Calabre-Peloritains ; la zone Nord contenant des ophiolites et la zone sud séparées par la fosse de Catanzaro (Romano et al., 2011).

Le massif de Sila, le plus au Nord de la structure arquée, présente la nappe des Calabrides située au dessus du complexe orogénique de haute pression reliée à la subduction Alpine. Cette unité est constituée de morceaux de socles pré-Alpins avec des grades métamorphiques croissant vers l'Ouest. Elle contient des roches d'origine mantellique (harzburgites à spinelle serpentinisées, webstérite à spinelle) et des roches crustales (migmatites, gneiss à Grt-Bt, granulites à pyroxène) ainsi que de petits corps gabbroïques situés au cœur des roches crustales et formés entre 273 et 250 Ma (Liberi et al., 2011). Une section crustale entière est préservée au niveau du massif de la Serre (situé en position centrale du bloc) et inclue une croûte inférieure (métagabbros, granulites mafiques et felsiques, et des métapélites migmatitiques), une croûte moyenne (granites peralumineux tardi-Hercyniens) et d'une section supérieure avec des roches métasédimentaires et métavolcaniques métamorphisées dans le faciès schiste vert à amphibolite (*cf* Romano et al., 2011).

Le massif Péloritain est composé de nappes à vergence Sud de grade métamorphique croissant qui sont partiellement recouvertes par des roches sédimentaires Méso-Cénozoïques (*cf* Williams et al. (2012) pour références). Le domaine inférieur, au Sud, est composé d'un complexe volcano-sédimentaire représenté par des métapélites, schistes, marbres,

métabasaltes, andésites et des roches volcanoclastiques métamorphisées dans le faciès schiste vert durant l'orogénèse Varisque. Le domaine supérieur, plus au Nord, est lui-même composé de deux unités (Mandanici et Aspromonte-Péloritain) contenant des roches métamorphiques schiste-vert à amphibolite d'âge varisque séparées par une couverture Méso-Cénozoïque. Le domaine inférieur, ou plaque inférieure, contient des roches cambriennes et carbonifères (Majesté et Menjoulas et al., 1986) situées au dessus de roches métabasaltiques et métabasaltiques. Ces dernières sont attribuées à l'ouverture de l'océan Rhéique (Trombetta et al., 2004). Le domaine de Mandanici contient des phyllites, des quartzites à phyllite, des micaschistes intercalés avec des marbres, des calc-schistes et de rares roches métavolcaniques. Ces roches ont été métamorphisées du faciès schiste vert au faciès amphibolite pendant l'orogénèse Varisque. L'unité d'Aspromonte-Péloritain est tectoniquement située au dessus des autres unités et contient des roches métamorphisées dans le faciès amphibolite ainsi que de nombreux plutons Hercyniens (cf Fiannacca et al., 2013).

Deux interprétations sont en compétition sur cette zone : soit ces blocs représentent la marge continentale Néo-Téthysienne péri-Européenne, soit ils représentent des terrains peri-Gondwanien (Fiannacca et al., 2008).

### *Geochronologie*

Dans le bloc Calabro-Péloritain, le volcanisme tardi-hercynien est considéré comme mis en place en contexte extensif dans le massif de la Serre (cf Romano et al., 2011) et dans le massif de Sila au Nord (e.g. Liberi et al., 2011). Les gneiss d'Auren, représentant le socle polymétamorphique du bloc péloritain, présentent une phase magmatique comprise entre  $545 \pm 4$  Ma et  $565 \pm 5$  Ma. Ces âges sont typiques des terrains Peri-Gondwaniens similaires à la marge du Gondwana à la fin de l'orogénèse Cadomienne (Linneman et al., 2007 ; Fiannacca et al., 2013 ). Des trondhjemitites du Sud-Ouest de la Calabre (Pizzo Bontino), mises en place à  $313 \pm 4$  Ma, prédatent le plutonisme hercynien daté à  $300.2 \pm 3.8$  Ma grâce aux âges U-Pb obtenus sur les leucogranites de Villa S. Giovanni à l'extrême Sud-Ouest du bloc Calabrais (Fiannacca et al., 2008). Le bloc Calabro-Péloritain est marqué par une déformation extensive marquée, au niveau du socle Varisque, par des âges Ar-Ar à  $\sim 33.5$  Ma obtenus dans des zones de cisaillements à pseudotachylite (cf Fiannacca et al., 2008 et Heymes et al., 2010) et références). L'étude des sédiments d'avant-arc présents au niveau de la formation de Stilo-Cap d'Orlando a permis d'évaluer l'empilement des nappes entre l'Aquitaniens et le Burdigalien moyen à tardif. Comme dans la zone Cordillères Bétiques-Rif, ces dépôts d'avant arc possèdent un héritage hercynien qui témoigne du démembrement progressif de la plaque supérieure (Bonardi et al., 2003, Cavazza et al., 2005). L'âge du métamorphisme (U)HP dans ce bloc d'Alkapecca est estimé à 35 Ma par Rossetti et al. (2001) sur la base de datations Ar-Ar sur des roches métamorphisées dans le faciès Schiste Bleu.

### *Ophiolites*

Les ophiolites exclusivement exposées au Nord de l'arc Calabrais sont des basaltes sub-alkalins présentant des profils de Terre Rares plats et des affinités tholéiitique. Elles sont

équilibrées à des pressions comprises entre 0.9 et 1.1 GPa et 350 °C (Liberi et al., 2006 ; 2009).

#### 2.3.4.3 La Kabylie

Les massifs de Kabylie, situés près du terrain d'étude de cette thèse et possédant des caractéristiques communes frappantes (Michard et al., 2006) constituent une zone de comparaison clef.

##### *Structures générales*

La Kabylie est située sur la marge Algérienne, dans le prolongement du Rif (Figure 2-4), elle appartient à la chaîne du Tell. La Grande Kabylie et la Petite Kabylie sont structurées en une unité inférieure présentant un métamorphisme de haut-grade et une unité supérieure de bas grade. Le contact entre les deux unités est matérialisé par une faille de détachement majeur nommé la Faille de Détachement Majeur Kabyle (Saadallah & Caby, 1996). Ces deux unités sont considérées comme des massifs allochtones depuis les études pionnières jusqu'aux études les plus récentes (e.g. Coutelle, 1971 ; Bouillin, 1986 ; Michard et al., 2006).

-Unité supérieure (ou plaque supérieure) : au sommet on retrouve une séquence sédimentaire Cambrienne à Carbonifère (Baudelot et Géry, 1979 ; Bouillin & Perret, 1982). Deux événements métamorphiques d'âge Dévonien et tardi-Carbonifère sont considérés comme responsable du plissement de l'unité. La plaque supérieure serait ainsi l'équivalent des Ghomarides/ Malaguides du bloc Alboran (Michard et al., 2006). La seule différence étant la présence d'un niveau de Phyllite comme dans le bloc Calabro-Peloritain, et des granites datés à 270-280 Ma (Peucat et al., 1996)

- l'Unité inférieure (ou plaque inférieure) est composée d'orthogneiss, paragneiss et est située au dessus de schistes à graphite et micas, amphibolites et orthogneiss en petite Kabylie. Trois épisodes métamorphiques sont enregistrés : un premier épisode HT-LP (Quartz+Muscovite+Biotite+Grenat+Plagioclase±Andalousite) attribué à l'orogénèse Hercynienne, un second HP-HT attribué à la phase Alpine (Mg-Biotite+Disthène+Staurotide+Rutile, Saadallah & Caby, 1996). En Petite Kabylie, on observe également la présence d'un massif de péridotites à plagioclase contenant des amas de chromites (Leblanc & Temagoult, 1989). Ces péridotites présentent, comme à Beni Bousera, une enveloppe constituée par des métasédiments granulitiques (kinzigites). Ces unités mantelliques sont à proximité du batholithe granitique d'âge Burdigalien du Cap Bougaroun. En Grande Kabylie on retrouve des micaschistes, marbres, métarhyolites et métagabbros, des orthogneiss ainsi que des paragneiss anatectiques à sillimanite.

##### *Caractérisation des unités*

###### *Chronologies impliquées dans les zones internes*

Le métamorphisme Varisque dans les phyllites de l'unité supérieure est daté entre 314 Ma et 295 Ma sur muscovite et biotite respectivement (Monié et al., 1984, Figure 2-8). En



Grande Kabylie cet âge hercynien est confirmé par Peucat et Bossière (1991) par méthode U-Pb sur zircon d'une pegmatite à disthène syn-cinématique de la zone de cisaillement située au Sud de Sidi Ali Bou Nab (Figure 2-8) ; l'âge obtenu est de  $273 \pm 6$  Ma par méthode U-Pb sur zircon et de 250-258 Ma par isochrones internes Rb-Sr dans cette même zone. Les datations Ar-Ar de cette zone de cisaillement indiquent aussi un fonctionnement Miocène daté entre 25 et 30 Ma (Monié et al., 1984 ;1988). La datation U-Pb sur monazite d'une métapélite anatectique (Hammor et al., 2006) fournit un âge similaire de  $275.4 \pm 4.1$  Ma. Une isochrone Rb/Sr calculée à partir des points RT et biotite de la même roche fournit un âge de  $23.7 \pm 1.1$  Ma. Ces deux âges mettent en évidence la phase anatectique varisque et la phase d'exhumation Alpine de la croûte varisque. Les phyllites métamorphisées dans le faciès schiste vert sont datées à 315 Ma par méthode Ar-Ar (Monié et al., 1988). Ces âges traduisent la superposition des évènements varisques et Alpains dans les noyaux Kabyles.

Jusqu'à récemment, en Petite et Grande Kabylie, l'empreinte Alpine restait peu marquée, avec des âges de 25-26 Ma obtenus sur des biotites et muscovites de la zone mylonitique de Sidi Ali Bou Nab (Monié et al., 1984). Les travaux de thèse de Abbassene F. ont permis de mettre en évidence que le complexe volcanique de Collo-Bougaroun présente des âges K-Ar compris entre  $21.25 \pm 6.01$  et  $16.45 \pm 0.52$  Ma et des âges U-Pb de 17 Ma (Abbassene et al., 2014). Les microgranites exposés dans les bassins post-nappe Langhien montrent des âges compris entre  $14.17 \pm 0.35$  Ma et  $13.59 \pm 0.33$  Ma (Abbassene et al., 2014).

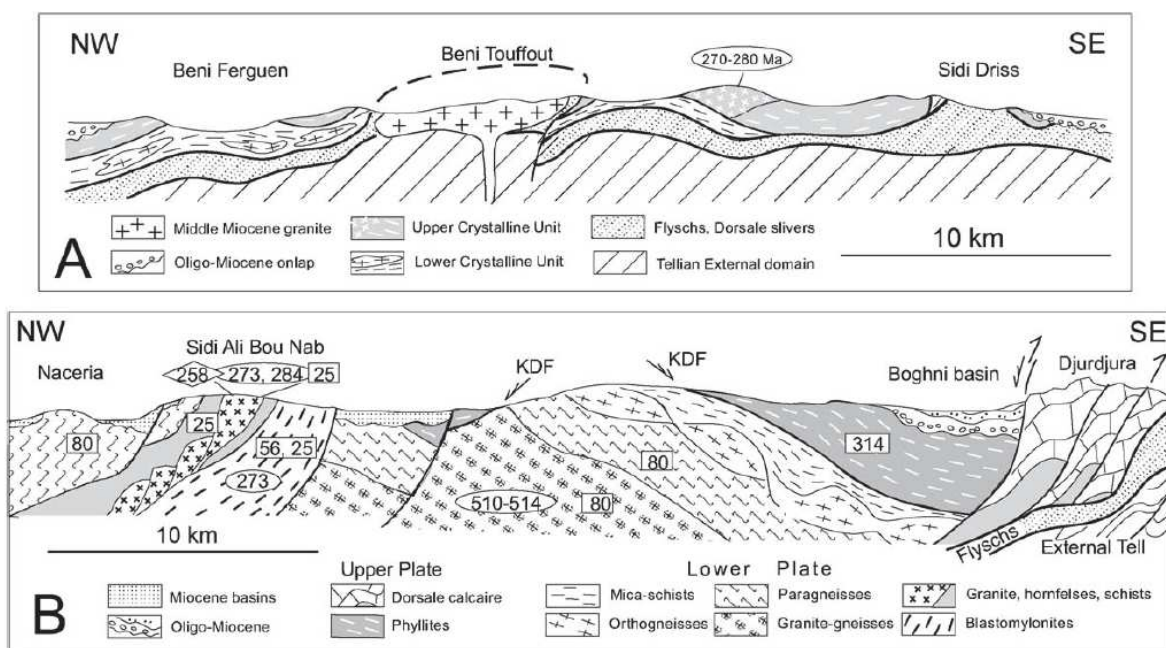


Figure 2-8 : Figure de synthèse géochronologique issue de Michard et al. (2006) pour la Petite Kabylie (A) et la Grande Kabylie (B). Voir texte pour détail sur les méthodes de datation.

### Nature des unités

Très peu de données traitant de la nature des unités mafiques et ultramafiques sont disponibles. Le manteau affleurant au niveau de Collo est constitué par des harzburgites

mylonitiques et des lherzolites à spinelle. Les pyroxènes sont des diopsides pauvres en aluminium et contiennent 1 wt% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, les spinelles en contiennent 34-39 wt%. Ces roches sont équilibrées à 1GPa et présentent une tendance réfractaire. Par analogie avec les chromitites podiformes présentes dans les ophiolites, Leblanc et Temagoult (1989) proposent une origine océanique et interprètent les péridotites de Collo comme les témoins d'une transition Océan-Continent.

La Kabylie peut ainsi être résumée comme constituée d'une « plaque supérieure » séparée d'une « plaque inférieure » par un détachement majeur. La plaque supérieure contient des métasédiments Protérozoïques-Paléozoïques affectés par un métamorphisme tardi-Varisque HT-LP. La plaque inférieure comprend des sédiments Permo-Triassiques et une croûte continentale polymétamorphique associés à des unités mantelliques.

## 2.4 Les différents modèles géodynamiques

Des études locales, qu'elles soient structurales, géochimiques, géophysiques, ou métamorphiques, résultent des contraintes de processus et d'âge qu'il est possible d'appliquer à des modèles plus globaux. Ceci souligne ainsi l'importance de la caractérisation d'une zone d'étude. Les interprétations géodynamiques proposées pour la Méditerranée Occidentale se classent en plusieurs modèles. Certains modèles s'attachent, à une échelle locale, à contraindre les processus géodynamiques menant à la mise en place des unités présentes dans une zone particulière. C'est par exemple le cas des propositions qui sont faites pour la mise en place du manteau au niveau du bloc d'Alboran (voir Platt 2013). D'autres modèles, toujours basés sur une étude locale, replaceront leurs contraintes dans un modèle cinématique global. Enfin, certains modèles cinématiques globaux feront une synthèse des données disponibles dans une zone plus vaste, par exemple dans notre cas l'ensemble de la Méditerranée Occidentale. Dans cette section, capitale pour identifier les grandes problématiques de la Méditerranée Occidentale, je présenterai un panel non exhaustif des modèles cinématiques/géodynamiques globaux qui permettent de mettre en évidence les grands consensus et les questions non résolues.

### 2.4.1 Grandes étapes de l'histoire géodynamique

Je m'attacherai ici à résumer rapidement les grandes étapes de l'histoire géodynamique Méditerranéenne liées à la subduction de la Téthys, comme l'attestent les fragments de cette croûte océanique préservés dans la chaîne Péri-Méditerranéenne (e.g. Bortolotti et Principi, 2005 ; Dilek & Furnes, 2011). La naissance de l'océan Téthys marque la dislocation de la Pangée (Bortolotti et Principi, 2005, Figure 2-9). De ces processus découle la formation de différents domaines dont l'ensemble des blocs d'Alkapeca (Alboran, Kabylie, Peloritain, Calabre, Bouillin et al., 1986) ainsi que la Corse et la Sardaigne qui constituent la paléomarge Européenne (Figure 2-9). Bien sur, le nombre de ces blocs, parfois considéré comme des microcontinents n'est pas clairement dénombré comme le démontre l'étude de Schettino et Turco (2006). Au Crétacé supérieur, l'ouverture du domaine Atlantique Sud est associée à un changement de la cinématique de la plaque Afrique (Rosenbaum, 2002). Cela

coïncide avec le début de la convergence Afrique-Eurasie marquant le début de la subduction Téthysienne sous plaque Eurasie (Figure 2-9).

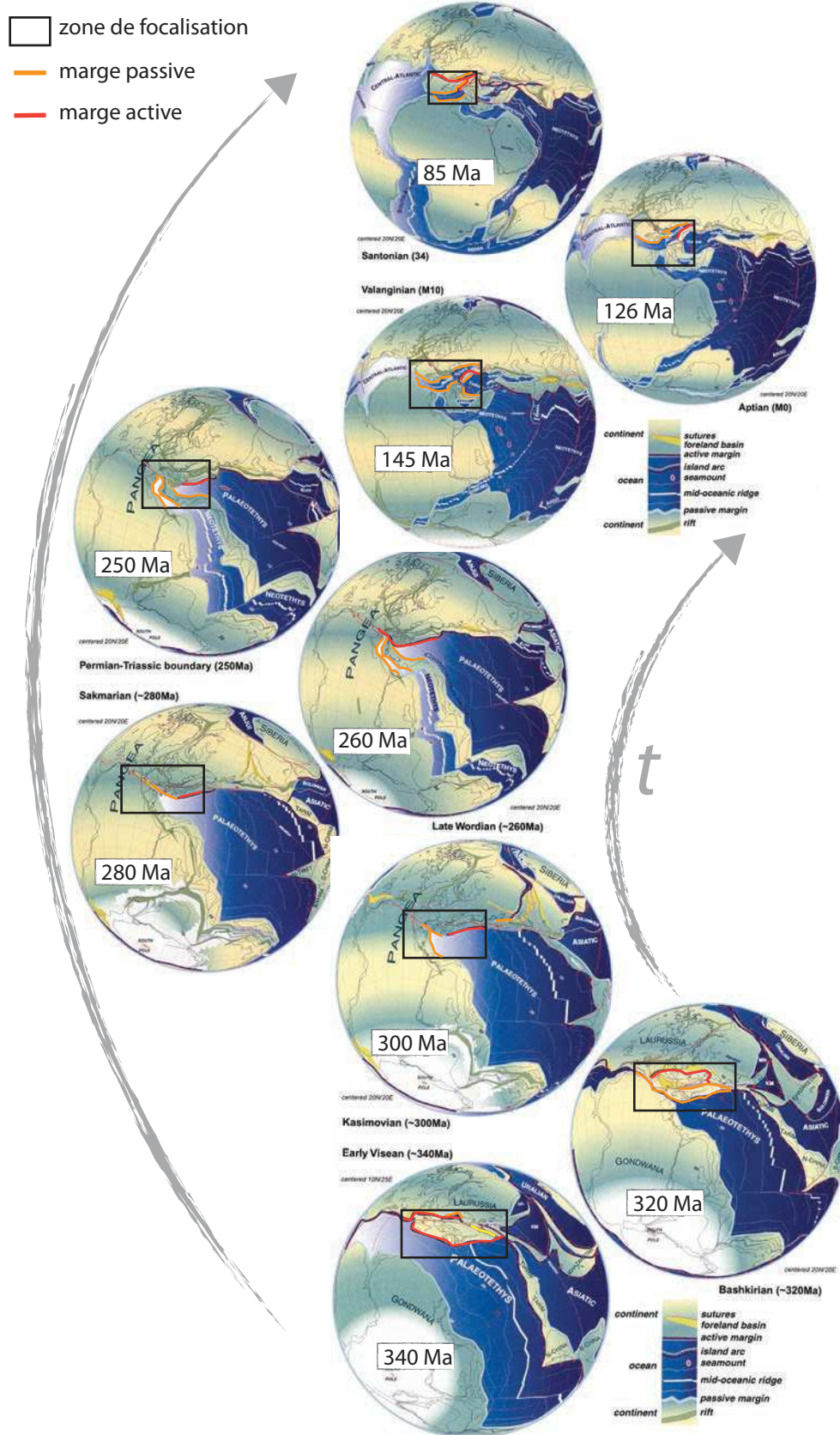


Figure 2-9 Reconstruction paléo-géodynamique modifiée de Stampfli et Borel (2002), mettant en exergue la présence de marges passives à 300 Ma et l'initiation de la convergence au crétaé.

L'initiation de la subduction n'est pas clairement définie dans le temps. En effet les seuls témoins disponibles sont les ophiolites de la croûte océanique Téthysienne subduite. Les âges obtenus sur ces témoins correspondent au pic du métamorphisme (U)HP. Par conséquent le début de la subduction serait antérieur à ces âges qui, si l'on s'en tient aux Alpes, serait antérieur à 65 Ma (soit 85 Ma au pour la zone de Sesia). D'après certains modèles géodynamiques la subduction s'initierait début Crétacé (Doglioni et al., 1999a; Gueguen et al., 1998; Michard et al., 2002; Molli and Malavieille, 2011), à environ 80 Ma (Faccenna et al., 2001a ; Hinsbergen et al., 2014) ou encore à ~35 Ma (Rosenbaum et al., 2002).

La variabilité des modèles est illustrée en Figure 2-10. Les différents auteurs s'accordent, à quelques millions d'années près sur la succession d'événements suivante :

**35 Ma** : c'est l'état initial de la plupart des reconstruction paléo-géodynamiques. La subduction est orientée NE-SW, la Téthys plonge sous la paléomarge Européenne matérialisée par les bloc d'Alkapeca, qui sont ainsi situés au Sud de la Paléomarge Européenne (Faccenna et al., 2004).

**30 Ma** : Probablement en relation avec le ralentissement de la convergence Afrique-Eurasie (Jolivet & Faccenna, 2000), cette période correspond au début du retrait du panneau plongeant vers le SE (Jolivet & Faccenna, 2000 ; Schettino & Turco, 2006). Presque simultanément, le retrait du panneau plongeant s'accompagne d'une extension en arrière-arc entre le bloc Corso-Sarde et la marge Européenne, prémices de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal (e.g.; Frizon de Lamotte et al., 1991; Royden, 1993; Lonergan and White, 1997; Doglioni et al., 1997; Gueguen et al., 1998; Rosenbaum et al., 2002; Faccenna et al., 2001, 2004). Du retrait de la fosse résulte une migration de celle ci vers l'Ouest et vers le Sud-Est suivant deux sections (Figure 2-10). Le retrait du panneau plongeant pourrait induire l'exhumation des unités UHP (Brun et Faccenna, 2008 ; Burov et al., 2014).

**23-20 Ma** : l'extension arrière arc est plus avancée et le début de l'accrétion océanique est établie par les anomalies magnétiques mesurées sur le plancher océanique du bassin Liguro Provençal (Galdeano & Rossignol, 1977 ; Schettino & Turco, 2006). Cette extension en arrière-arc est accompagnée par la rotation anti-horaire du bloc Corso-Sarde, entre 21.5 et 18 Ma (Gattaccecca et al., 2007). Certains modèles, plus précis au niveau des blocs d'Alkapeca proposent une extension arrière-arc entre les différents blocs d'Alkapeca antérieure à cette période (Schettino & Turco ; 2006). Comme nous avons pu le voir dans la section 2.3.3.3 qui traite du bassin Liguro-Provençal et du bassin Algérien, le début de l'expansion océanique dans le bassin Liguro-Provençal (21 Ma) est contemporain de la rotation du bloc Corso-Sarde, or le volcanisme d'arrière-arc aurait commencé quelques millions d'années plus tôt (voir Lustrino et Wilson, 2009). Cette extension provoque un étirement et une fragmentation de l'avant-arc et du prisme d'accrétion originel (i.e. anté retrait du panneau plongeant) ce qui correspond aux unités d'Alkapeca.

**A 20 Ma** l'exhumation des unités profondes des différents blocs d'Alkapeca est supposée accomplie si l'on considère les âges U-Pb des roches métamorphiques au contact des roches mantelliques (e.g. Platt & Whitehouse, 1999, Sanchez-Rodriguez and Gebauer, 2000; Platt & Whitehouse, 2003; Whitehouse & Platt, 2003; Rosetti et al., 2010). Cependant, du fait de l'absence de toute une section crustale dans les Bétiques et dans le Rif, certains auteurs proposent une phase extensive antérieure à l'extension due au retrait du slab qui serait survenue durant le Jurassique (e.g. Michard et al., 2002 ; Hinsbergen et al., 2014).

**18 Ma et 15 Ma** : Les blocs Kabyles dérivent vers le Sud (Sud Est) et entrent en collision avec la paléomarge Africaine (Rosenbaum et al., 2002 ; Lustrino et al., 2007 ; Hinsbergen et al., 2014). Suivant les auteurs, l'âge de la collision reste variable pour les différents blocs d'Alkapeca. Ainsi, on peut avoir une collision du bloc Alboran avant la Kabylie, une collision de la Kabylie avant Alboran (Lonergan et White, 1997 ; Schettino & Turco, 2006 ; Hinsbergen et al., 2014), ou bien une collision plus ou moins simultanée (Rosenbaum et al., 2002 ; Carminati et al., 2012).

#### 2.4.2 Des étapes encore débattues : variabilité dans les modèles

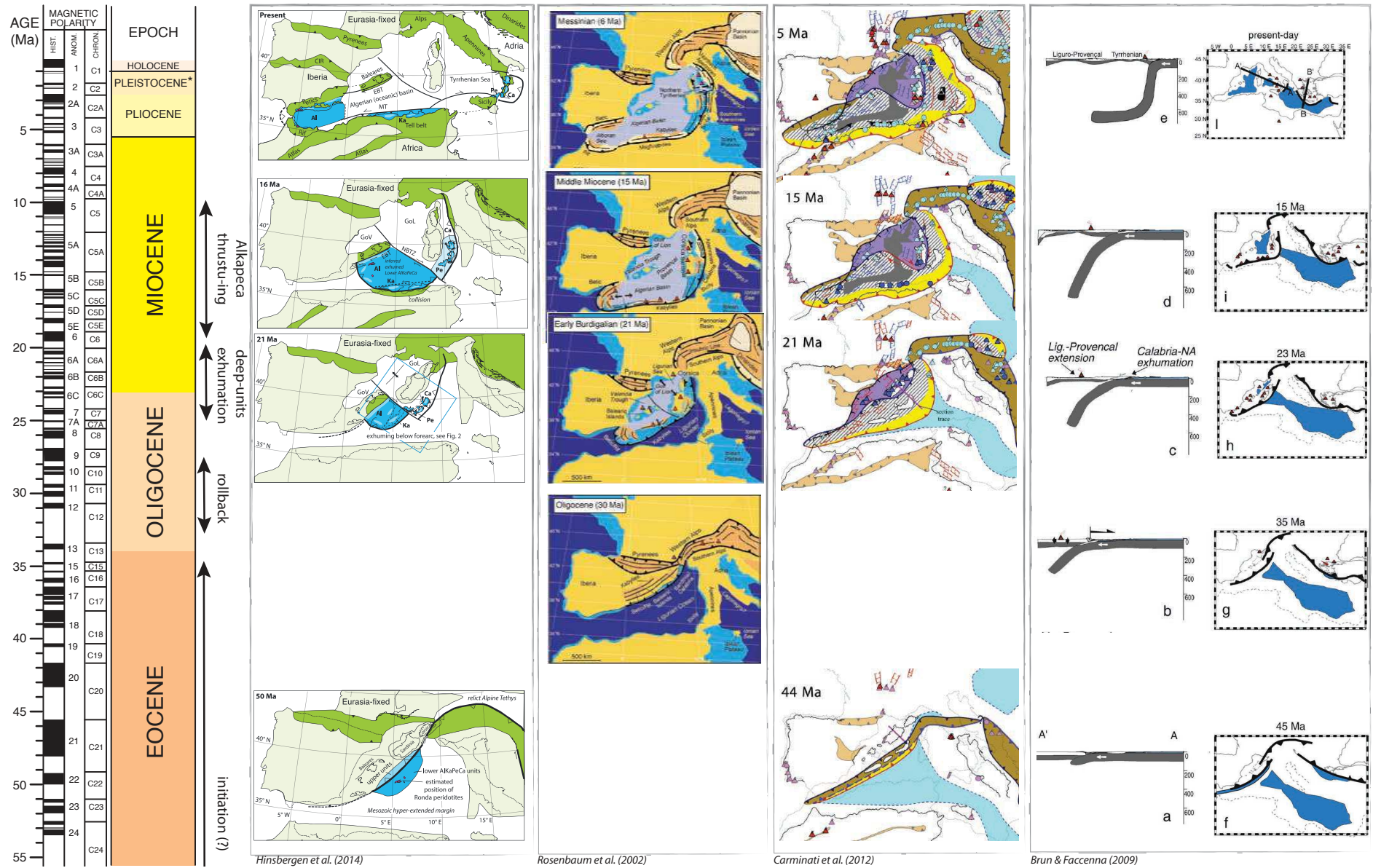
Les contraintes Pression-Température-temps, grade métamorphique, nature des roches et structures sont des paramètres importants qui permettent d'apporter des contraintes sur ces modèles géodynamiques (e.g. Michard et al., 2006 ; Carminati et al., 2012 ; Platt et al., 2013 ; Hinsbergen et al., 2014).

Dans la section précédente les grands traits de l'histoire géodynamique Méditerranéenne ont été dégagés mais de nombreux points restent encore débattus. Comme très bien décrit par Michard et al. (2006) on peut distinguer trois grands types de modèles pour la Méditerranée Occidentale : i/ des modèles impliquant uniquement une collision, beaucoup moins développés dans les études les plus récentes du fait de l'imagerie plus précise de panneaux plongeants (e.g., Platt & Vissers, 1989 ; Montel et al., 2000 ; Turner et al., 2000) ; ii/ des modèles impliquant une subduction dirigée vers le Nord (e.g. Andrieux et al., 1989 ; Zeck et al., 1997 ; Jolivet et al., 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Faccenna et al., 2004 ; Augier et al., 2005 ; Lacombe et al., 2005 ; Brun & Faccenna ; 2008 ; Hinsbergen et al., 2014) ; iii/ et enfin des modèles impliquant deux subductions (e.g. Guerrera et al., 1993 ; Frizon de la Motte et al., 2000 ; Chalouan et al., 2004 ; Dezès et al., 2004 ; Michard et al., 2002, Carminati et al., 2012). La première subduction qui plongerait vers le Sud-Est serait Alpine-Bétique et fonctionnerait de la fin Crétacé à l'Eocène. La seconde Apennine Maghrébide serait Oligocène-Néogène orientée NW. La présence de deux zones de subduction est proposée notamment sur la base des différences observées entre les bétiques et le Rif (Carminati et al., 2012).

Hinsbergen et al. (2014) mettent bien en exergue les causes de variabilités majeures observées dans les modèles :

-Pour l'âge du début de la subduction, les auteurs proposent que la variabilité des scénarios soit due aux choix du parcours effectué par les plaques. Ceci est généralement basé sur les restaurations des anomalies magnétiques des zones de fractures dans l'océan Atlantique et le Golfe de Gascogne. De l'inclusion ou l'omission de certaines anomalies magnétiques résulte une initiation à c. 120 Ma ou une initiation à 35 Ma. Ces paramètres ont aussi une influence sur la quantité de retrait du slab en km.

Figure 2-10 (page suivante) : Echelle des temps géologiques pour l'ère Cénozoïque mise face à quelques exemples de modèles géodynamiques de la zone Ouest Méditerranéenne. De gauche à droite : Hinsbergen et al. (2014), Rosenbaum et al. (2002) ; Carminati et al. (2012) et Brun et Faccenna (2009).



Hinsbergen et al. (2014)

Rosenbaum et al. (2002)

Carminati et al. (2012)

Brun & Faccenna (2009)

- L'extension latérale de la subduction au moment du retrait du panneau plongeant, autrement dit s'il s'étendait de la Corse au détroit de Gibraltar ou de la Corse aux Baléares est aussi sujette à débat. Ce débat résulte principalement des différentes écoles d'interprétation pour l'ouverture du bassin Algérien. En effet, comme on a pu le voir en section 2.3.3.3, les modalités et la chronologie de ce bassin sont peu contraintes.

-La présence d'un métamorphisme HT dans les blocs d'Alkapeca est à expliquer en contexte de subduction. Cette interprétation pose des problèmes à quelques auteurs de travaux récents qui invoquent une mise en place anté-Miocène (e.g. Michard et al., 2002 ; Acosta-Vigil et al., 2014 ; voir aussi Hinsbergen et al., 2014).

-Une des limitations majeures de ces modèles est matérialisée par les limites de plaques encore mal contraintes (Carminati et al., 2012).

Ainsi quelques grandes questions restent encore irrésolues et on voit clairement que s'approcher d'une réponse valable passe nécessairement par la comparaison des différentes zones en Méditerranée. C'est dans ce but que nous nous sommes intéressés à l'Edough, un massif situé en position interne et présentant de grandes similitudes avec les bloc d'Alkapeca.

## 2.5 Le cas du massif de l'Edough : des similitudes avec les fragments d'AlKaPeCa qui en font une zone d'intérêt

Le massif de l'Edough (Hilly, 1962 ; Figure 2-11) est une zone peu étudiée de la chaîne des Maghrébides. Pourtant comme évoqué en introduction, elle présente des caractéristiques qui tendraient à montrer de grandes similitudes avec les autres fragments d'Alkapeca (Michard et al., 2006). Le massif de l'Edough est le massif cristallin de la chaîne des Maghrébides situé le plus à l'Est de la chaîne. Deux écoles, dans les travaux pionniers présentent cette zone alternativement comme étant un massif cristallin externe de la chaîne Péri-Méditerranéenne (Vila, 1970 ; 1978) ou comme un massif cristallin interne, similaire à la Petite et Grande Kabylie (e.g. Bossière, 1980 ; Bouillin et al., 1984 ; Bossière et Peucat, 1985, Hammor, 1992). Dans cette partie je m'attacherai à synthétiser la structure générale de la zone d'après les données bibliographiques disponibles, pour ensuite détailler les caractéristiques pétro-géochimiques établies pour chacune des zones dégagées dans la structure générale. Le but de cette section étant bien sur de connaître plus en détails la zone qui nous intéresse mais aussi de mettre en avant l'intérêt d'étudier le massif de l'Edough.

### 2.5.1 Caractérisation géophysique

La géophysique qui image des structures à différentes échelles, permet de mettre en évidence plusieurs points clefs au niveau de l'Algérie.

Récemment des études géophysiques produites au niveau de la marge Algérienne ont permis de mettre en évidence de larges failles normales oligo-miocène alors qu'une tectonique transcurente caractérise la marge (Strzeczynski et al., 2008). La présence de failles transformante dextres NO-SE est considérée comme reliée à l'ouverture du bassin (Strzeczynski et al., 2008) au niveau de la Grande Kabylie. Bouyahiaoui et al. (2015) mettent en évidence avec des données de sismique grand angle au niveau d'Annaba que la lithosphère au niveau de la marge est particulièrement amincie (15 km sur une distance de 35 km) pour

les parties supérieures et inférieure de la croûte en bordure de bassin supposant une origine allochtone. Les auteurs l'interprètent comme un segment arrière d'un bloc d'Alkapeca. Par ailleurs un ensemble d'écaïlles stratifiées et déformées est interprété comme des flysch allochtones. Les auteurs situent la transition océan continent à 20-25 km du pied de côte. La marge Algérienne est actuellement considérée comme une marge inversée ; soit une marge précédemment en extension et actuellement en compression (Storzynski et al., 2008 ; Bouyahiaoui et al., 2015) présentant des similitudes avec des marges actives (Hamai et al., 2015).

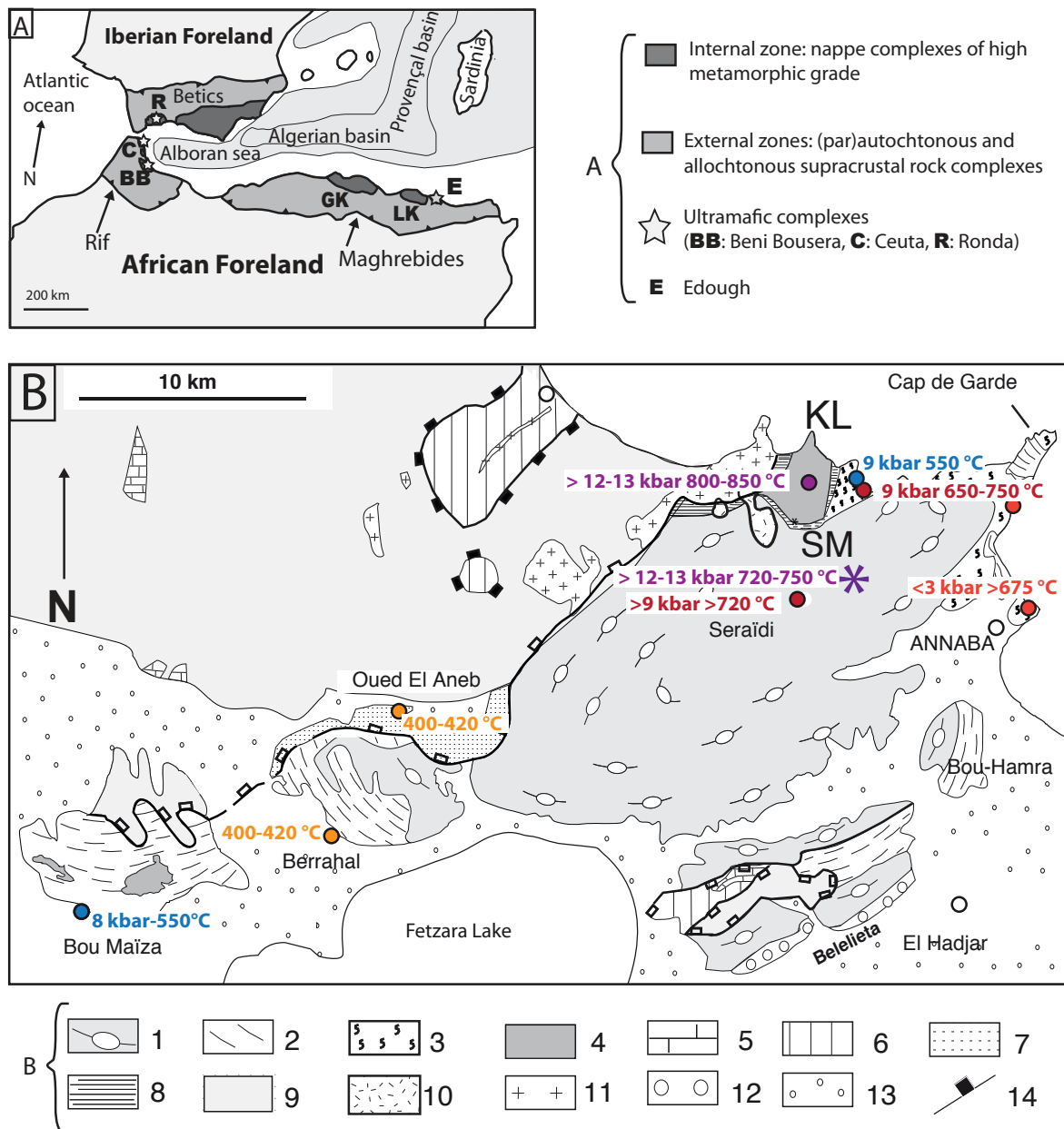


Figure 2-11 : A) Localisation du massif de l'Edough dans la Méditerranée A : Position des zones internes de la chaîne Peri-Méditerranéenne. B) : Zoom sur le massif de l'Edough avec positionnement des différentes localités échantillonnées lors de cette étude i.e. Unité métamorphique de haut grade, amphibolites massives de Kef Lakhal (KL), roches mafiques et ultramafiques de Sidi Mohamed (SM), Bou Maïza (BM). 1-granites et gneiss; 2-schistes et micaschistes; 3-roches métamorphiques haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhal (amphibolites) et de Bou Maïza; 5-marbres Jurassiques; 6-marnes et flysch Crétacé; 7-unité faciès schiste vert de



l'Oued el Aneb (phyllites, marbres et jaspe); 8- bandes d'ultramylonites ; 9-nappes numidiennes; 10-rhyolite extrusives; 11-microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. Sont reportés sur ce diagramme des estimations de Pression (P) et température (T) établies par Caby et al. (2001)

## 2.5.2 Structure générale

Le massif de l'Edough présente un dôme en son cœur recouvert par une pile tectonique complexe qui comprend des roches métamorphiques de haut grade affleurant au Nord et au Sud (Figure 2-12). Au sommet de la pile tectonique, on retrouve des grès Numidiens exposés de part et d'autre du dôme (Caby et al., 2001). Au Nord-Est du dôme de l'Edough, et ce dans sa direction d'allongement, on retrouve des roches volcaniques langhiennes ainsi que des roches plutoniques associées (Marignac et al., 1988). Au Nord, au dessus de l'unité métamorphique de haut grade, affleure un corps d'amphibolites massives (amphibolites de la Voile Noire si l'on considère le nom du cap, ou de Kef Lakhal si l'on considère le nom du massif lui-même). A la base de ces amphibolites massives on retrouve de rares lentilles de roches ultramafiques. Au Sud du dôme de l'Edough, comme mis en évidence dans la carte géologique simplifiée de l'Edough (Figure 2-11), les dépôts plio-quaternaires recouvrent une bonne partie de la zone rendant impossible l'évaluation du contact entre le dôme de l'Edough et la «paléomarge » Africaine.

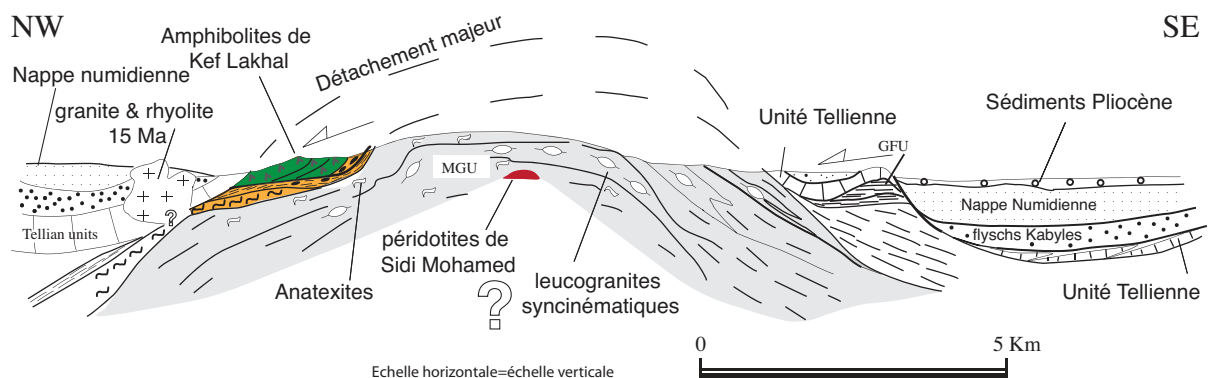


Figure 2-12 : Coupe modifiée de Caby et al. (2001) du dôme de l'Edough et unités sus-jacentes. Abréviations de Caby et al (2001) : Amphibolite Peridotite Unit (APU) ; Migmatite-Granite Unit (MGU) ; High Grade Metamorphic Unit (HGMU) ; Greenschist Facies Unit (GFU).

Le dôme de l'Edough est séparé de l'unité Tellienne par un contact majeur et plat (Caby et Hammor, 1992). L'ensemble du massif présente un sens de cisaillement général NW (Caby et Hammor, 1992).

On peut ainsi subdiviser l'Edough en quatre zones principales d'après Caby et al. (2001) :

- L'unité des schistes verts comprenant les nappes Telliennes.
- L'unité métamorphique de haut-grade.
- L'unité de migmatites, granites et gneiss indifférenciés matérialisés en cœur de dôme.
- Suite à notre étude je rajouterai l'unité des roches mantelliques de Sidi Mohammed et amphibolites à grenat associées.
- L'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal

## 2.5.3 Caractéristiques des différentes unités et conditions PT(t)

Cette description des différentes unités du massif de l'Edough est basée sur l'article de Caby et al. (2001) qui synthétise très bien l'ensemble des caractéristiques observées. A cela sont

rajoutées les données de temps et caractérisations géochimiques plus récentes. Les équilibres pression-température (PT) évalués pour chaque unité sont synthétisés en Figure 2-11, sur une carte similaire, les âges obtenus sur chaque unité ainsi que les techniques de datations associées sont synthétisées en Figure 2-13.

#### 2.5.3.1 Unité des schistes verts

L'unité des schistes verts peut être subdivisée en deux types d'affleurements : les roches Mésozoïques de bas grade et les marbres présents au niveau de Berrahal et Oued el Aneb (Figure 2-13).

##### *Caractéristiques générales*

- Composition : Les roches mésozoïques affleurent au niveau de Belelieta au Sud Est du dôme de l'Edough, et sont considérées comme d'âge albo-aptiennes à crétacé supérieur. Ce sont des turbidites profondes à globotruncanidés, d'après une communication écrite de M. Durand-Delga et J.C. Lahondère à R. Caby en 1994 et des déterminations de fossiles non publiées de J. Magné. Les marbres sont associés à des ardoises et des silts en fines alternances. La schistosité marque des plis à plan axial vertical à déversé vers le NO et est caractérisée par la présence de chlorite et micas blancs. Cette unité repose sur des marbres azoïques à fabrique mylonitique contenant de la Mg-chlorite ainsi que des petits cristaux de rutiles. Cette série est au dessus des marbres azoïques, le contact tectonique est plat.
- Les marbres de la carrière de Berrahal au Sud Ouest du dôme, se présentent sous forme de bancs calcaires/dolomitiques alternant avec des pélites à hématite et des cherts à litage rouge. Dans la couche basale de dolomite, la foliation est définie par le talc et la trémolite sous forme de sigmoïdes et de fibres, indique un sens de cisaillement NW à une température d'équilibre de 400-420 °C (Figure 2-11). Les pélites et les cherts contiennent Qtz+Ab+Czo+Bt+Ms+He (abréviations d'après Kretz (1983)). Au niveau de l'Oued el Aneb, les marbres contiennent du talc et de la chlorite riche en magnésium et présentent aussi une alternance, quoique plus fine, avec des niveaux métasédimentaires de bas grade (Bt+Ep+Act+Ab). Des sills de dolérites sont équilibrés dans le faciès schiste vert. Les deux zones présentent des types de roche et un faciès métamorphique similaire au Tellien de Petite Kabylie.

##### *Estimations PT*

Les phyllites de Bou Maïza sont équilibrées à 550 °C et 4-5 kbar (Ky+St+Ms). A proximité de Berrahal et Belleita elles sont équilibrées à 550°C et 8 kbar d'après les réactions métamorphiques identifiées par Caby et al. (2001);  $\text{Clid}=\text{Grt}+\text{Chl}+\text{St}+\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{Grt}+\text{Chl}=\text{St}+\text{Bt}$ .

#### 2.5.4 Unité métamorphique de haut-grade

L'unité métamorphique de haut grade affleure au N-O du dôme de l'Edough ainsi qu'à l'Est et au Sud de celui-ci. Suivant les faciès métamorphiques, les auteurs ont défini différentes nomenclatures dans cette unité (Gleizes et al., 1988, Ahmed-Said et Leake, 1992 ;1997 ; Caby et al., 2001). Pour plus de clarté, j'utiliserai la division de Caby et al. (2001). Cette unité présente une gradation de faciès métamorphique du Sud vers le Nord.

### *Caractéristiques générales*

- l'unité métamorphique de haut grade supérieure consiste en une formation de grès-métagéolites présentant un litage compositionnel bien préservé sous forme de bande de 5 à 30 cm de métagéolites à graphite alternant avec des bandes de métaquartzites à feldspath. A proximité d'Annaba, sur la côte, cette unité présente des lentilles de marbres, gneiss à calc-silicates, et lentilles d'amphibolite d'une nature non-océanique (Ahmed-Said et Leake, 1992 ; 1997). D'après Caby et al. (2001) au niveau d'Annaba, on retrouve de l'andalousite partiellement résorbée et le disthène apparaît uniquement au Nord d'Annaba. A proximité du dôme on retrouve des assemblages à andalousite-cordiérite. Au niveau d'Annaba des gneiss-granites contenant de la tourmaline intrudent l'unité métamorphique de haut grade et possèdent un litage magmatique.
- l'unité métamorphique de haut grade inférieure est exposée au niveau de Bou Maïza et contient des phyllites interstratifiées avec des quartzites, des schistes à actinote, serpentine et métagabbros situés en dessous de marbres mylonitiques. On retrouve quelques blastes de disthène de petite taille dans ces métagéolites. Caby et al. (2001) identifient la présence de rutile et de zoïsite en tant que paragenèse primaire dans les lentilles de gabbros effacées par le développement tardif d'albite, d'épidote et d'actinolite. Les auteurs proposent que les schistes à Mg-chlorite, trémolite et actinolite soient issus de la déstabilisation des roches ultramafiques. Les plus hautes températures dans cette unité sont enregistrées au contact avec l'unité d'amphibolites de Kef Lakhal. Dans cette partie, on retrouve des micaschistes et des amphibolites en lentilles, des marbres, des schistes calcaires et des diatexites. On note que dans cette zone des boudins ultramafiques sont présents au niveau des contacts majeurs.

### *Estimations PT et contraintes temporelles*

-A l'Ouest d'Annaba : Les roches riches en grenat provenant d'un protolithe pélitique à Mg-Fe présentent un assemblage à Grt+Ky+Qtz+Bt, stable à  $P > 7$  kbar et  $T > 650^{\circ}\text{C}$ . Des assemblages de plus bas grade suggèrent  $\text{Cld} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Grt} + \text{St}$  à  $T < 600^{\circ}\text{C}$  et  $P < 7$  kbar. Suites à ces étapes, la dernière phase mise en évidence par les équilibres Grt-Bt est à  $600^{\circ}\text{C}$  et 5 kbar.

- Au Sud de Kef Lakhal et au niveau du Cap de Garde les équilibres sont HP-HT. L'assemblage Crn+Ky+Grt est stable à 8.5 kbar et  $740^{\circ}\text{C}$ . La présence de rutile et disthène à cœur de grenat indique des pressions  $>12$  kbar. La réaction  $\text{An} \rightarrow \text{Grs} + \text{Ky} + \text{Qtz}$  indique des pressions de 7.6-9.3 kbar et  $650^{\circ}\text{C}$ - $750^{\circ}\text{C}$ .

-Plus proche de la Voile Noire on enregistre la décompression à travers la présence de Sill+Ky+And+Ttn+Ti-Bt. De rares leucosomes à Grt+Rt+Ky indiquent une fusion partielle à plus haute pression. La pression estimée avec des couples Grt-Pl+Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> est de 9-10 kbar pour  $T$   $650$ - $750^{\circ}\text{C}$  indiquant une fusion partielle à haute pression. Les équilibres Grt-Bt donnent une température de  $750$

°C à 4-5 kbar pour l'étape de décompression marquée par la présence d'andalousite en équilibre avec la biotite.

A l'Ouest d'Annaba, des datations U-Pb sur zircon dans un leucogranite intrusif ont mis en évidence trois étapes : une cristallisation magmatique du leucogranite à  $308 \pm 7$  Ma, suivie par un métamorphisme daté à  $286 \pm 11$  Ma. L'ensemble est repris au cours d'un événement métamorphique Miocène daté par monazite à  $17.7 \pm 1.3$  Ma (Bruguier et al. 2009). Au niveau du Cap de Garde, les muscovites et biotites d'un micaschiste à grenat disthène montrent des âges plateaux de  $17.0 \pm 0.2$  Ma et  $15.5 \pm 0.2$  Ma respectivement (Monié et al., 1992).

### *Géochimie*

Ahmed-Said et Leake (1992 ; 1997) ont montré que les amphibolites en lentilles situées en dessous de l'unité métamorphique de haut grade sont de type calco-alkalin. Elles contiennent des amphiboles de type hornblende pargasitique et des profils de terre rares enrichis en terres rares légères. Elles proviennent de la cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique dominée par l'olivine. Les amphibolites en lentilles au niveau du Cap de Garde sont de type alcalin et présentent des profils en éléments traces enrichis en éléments les plus incompatibles avec des anomalies légèrement négatives en Ba et Eu. Elles sont interprétées comme étant similaires aux amphibolites en lentilles observées au niveau de l'unité métamorphique de haut grade (Hadj-Zobir et al., 2014). Les péridotites en lentilles situées au niveau des contacts majeurs sont interprétées comme des résidus de péridotites mantelliques ayant subi des taux de fusion partielle de l'ordre de 35 % (Ahmed Said et Leake, 1997).

#### 2.5.5 Le dôme de l'Edough

##### *Caractéristiques générales*

Le dôme de l'Edough contient des paragneiss, des diatexites, des granites à biotite-muscovite ainsi que des bandes d'aprites. Aissa et al. (1998) a décrit la présence de lentilles de skarn et des bandes restitiques de métapélites métamorphisées dans un faciès granulite. Ce dôme présente un contact intrusif avec l'unité métamorphique de haut grade à l'Est d'Annaba. On retrouve du disthène au niveau de ces contacts intrusifs.

##### *Estimations PT et déformations*

La présence de restites à Kfs+Ky+Alm, attribuées à des conditions  $T > 720$  °C et  $P > 9$  kbar (Aissa et al., 1998), indiquerait un stade HT-HP prenant place avant l'anatexie à basse pression. Une datation U-Pb sur monazite dans une diatexite leucocrate située aux abords des péridotites de Sidi Mohamed fournit un âge de  $17.84 \pm 0.12$  Ma. Cet âge est relié à la mise en place des péridotites au sein des gneiss (Bruguier et al., 2009). Les âges obtenus sur des géochronomètres de plus basse température sont de  $\sim 25$  Ma sur amphibole dans un échantillon situé au N-E du dôme de l'Edough et de 17-16 Ma dans un échantillon au S-E du dôme (Monié et al., 1992). Ils ont été interprétés comme reflétant un refroidissement très rapide dans le massif. Les travaux pionniers de Hammor (1992) ont clairement mis en

évidence un événement métamorphique au Miocène par le biais d'isochrones Rb-Sr et Sm-Nd.

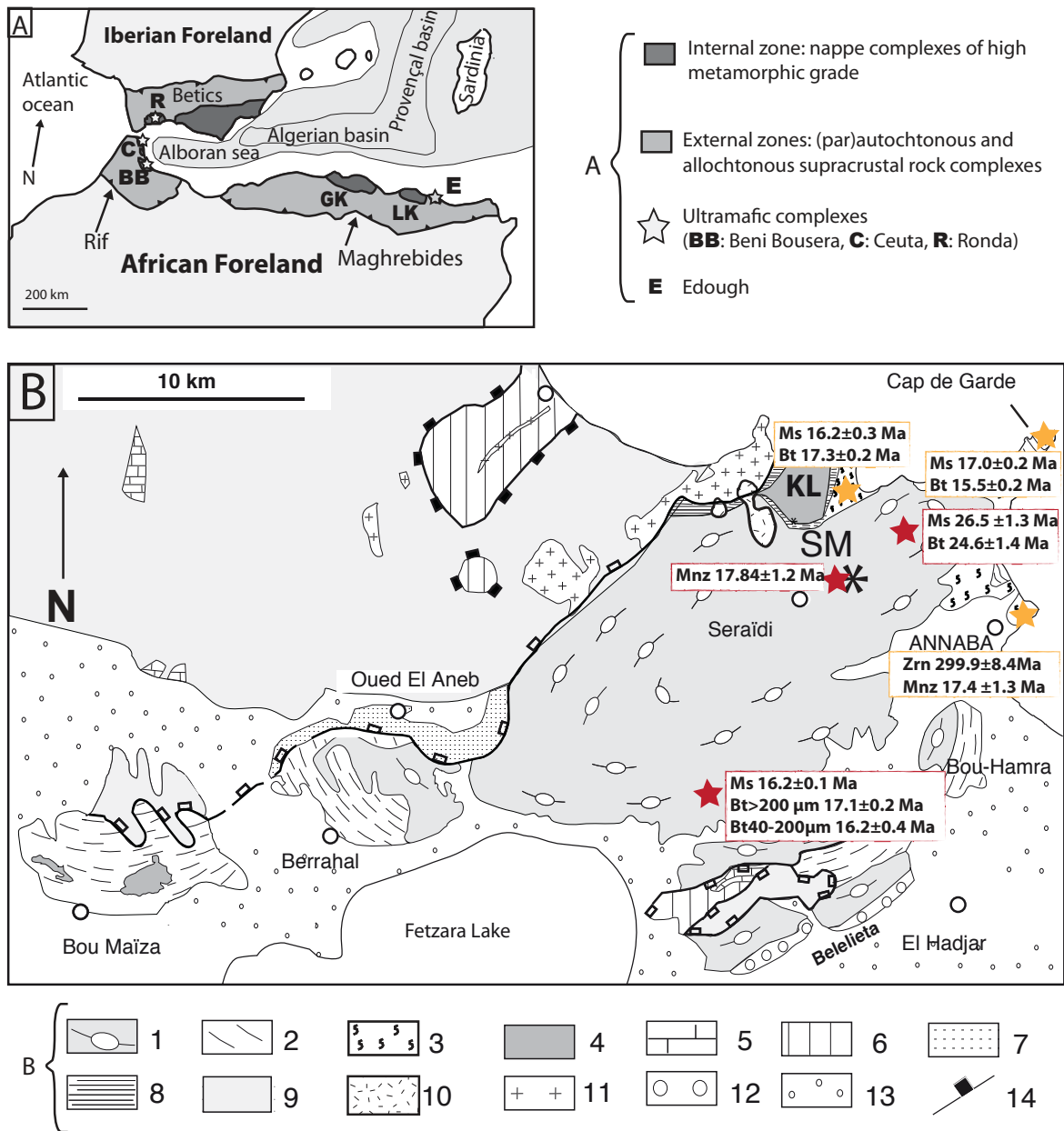


Figure 2-13: A) Localisation du massif de l'Edough dans la Méditerranée et positionnement de l'échantillonnage. A : Position des zones internes de la chaîne Peri-Méditerranéenne. B) : Zoom sur le massif de l'Edough avec positionnement des différentes localités échantillonnées lors de cette étude i.e. Unité métamorphique de haut grade, amphibolites massives de Kef Lakhall (KL), roches mafiques et ultramafiques de Sidi Mohamed (SM), Bou Maïza (BM). 1-granites et gneiss; 2-micaschistes; 3-roches métamorphiques haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhall (amphibolites); 5-marbres Jurassiques; 6-marnes et flysch Crétacé; 7-unité faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonites ; 9-nappes numidiennes; 10-rhyolite; 11-microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. Sont reportés sur ce diagramme les âges de la littérature obtenus par U-Pb sur zircons et monazite ainsi que par Ar-Ar sur muscovite, biotite et amphibole (Monié et al., 1992 ; Bruguier et al., 2009).

## *Géochimie*

Les gneiss du dôme de l'Edough sont de nature felsique ignée (Hadj-Zobir, 2007). Ils présentent des profils de Terres rares enrichis en Terres Rares Légères et des anomalies négatives en Eu. Les gneiss sont interprétés comme des granites calco-alkalins très différenciés de type S formés par des taux de fusion partielle de 10-30 % des gneiss à biotite de l'unité inférieure/ou assimilé, suivis par des taux de cristallisation fractionnée de 50-60 % (Ahmed-Saïd & Leake, 1995).

### 2.5.6 Sidi Mohamed

#### *Caractéristiques générales*

L'affleurement de Sidi Mohammed représente un corps de péridotites de 200 m de diamètre environ et présente des métagabbros à son sommet ainsi que des amphibolites à grenat. Il est situé au cœur du dôme de l'Edough. Sur les bordures de cet affleurement ultramafique, Bossière et al. (1976) décrivent la présence de roches à trémolite/actinote, avec dans certains cas, présence d'orthopyroxènes de type enstatite de taille centimétrique. Les amphibolites à grenat contiennent des plagioclases peu abondant et interstitiel, des grenats, des amphiboles, de la clinozoïzite et du rutile et sont interprétées comme des granulites basiques (Hadj-Zobir, 2007). Les péridotites ont une structure planaire soulignée par l'allongement des orthopyroxènes et contiennent aussi quelques rares clinopyroxènes, de l'olivine, de la serpentine, de la magnétite et des minéraux secondaires tels que antigorite, chlorite, amphibole, talc et brucite. Hadj-Zobir (2007) distingue des harzburgites, harzburgites à clinopyroxène, pyroxénites et pyroxénites à olivine. Il n'y a pas de contraintes temporelles sur cette zone.

## *Géochimie*

Les roches mafiques de Sidi Mohamed ont pu être interprétées comme étant des granulites basiques à haut MgO (9-12 wt%) et les amphiboles sont métamorphiques. Ces roches résulteraient de processus de cristallisation fractionnée, et présentent des anomalies négatives en Nb-Ta. Elles sont interprétées comme des basaltes tholéïtiques mis en place dans un environnement d'arc, plus précisément d'arrière-arc (Hadj-Zobir, 2007). Les roches ultramafiques de Sidi Mohamed présentent des enrichissements en Ca (CaO= 0.23-13.33 wt%) surtout marqués dans les pyroxénites, des spectres en Terres Rares de forme convexe vers le haut, surtout mis en évidence par un enrichissement en La dans les échantillons de Hadj-Zobir (2007). Ces roches sont interprétées comme des péridotites mantelliques hydrothermalement altérées d'après les anomalies négatives en Ce et Sr. Ces péridotites seraient résiduelles du fait de haut Mg# (>90) et très faibles teneurs en Ti.

### 2.5.7 L'unité des amphibolites de Kef Lakhal et amphibolites de Bou-maïza

#### *Caractéristiques générales*

Les amphibolites massives de Kef Lakhal présentent un litage compositionnel de lits mélanocrates riches en amphibole brune et de lits leucocrates plus riches en épidotes. L'unité est tronquée à la base par la bande d'ultramylonite affleurant à l'Ouest et au Sud des amphibolites massives de Kef Lakhal. A la base de ce corps d'amphibolites on retrouve notamment des bancs riches en grenat, bancs très altérés, dont on ne peut affirmer l'appartenance à l'unité des amphibolites massives compte tenu des relations structurales moins bien définies. La partie inférieure de la séquence est interprétée comme des gabbros lités

#### *Estimations PT et déformations*

Les amphibolites massives présentent des températures de métamorphisme comprises entre 650 °C et 750 °C et des pressions de 9-10 kbar (Ahmed Saïd & Leake, 1997).

#### *Géochimie*

Les amphibolites de Kef Lakhal contiennent des amphiboles de type ferro-hornblende pargasitiques. Le pyroxène est de type diopside hedenbergite et les plagioclases sont caractérisés par des teneurs en Anorthite allant de 12 à 85 %. Les amphibolites massives de Kef Lakhal sont interprétées comme formées par cristallisation fractionnée dominée par l'olivine. Elles sont de type océanique et présentent des profils de terres rares plats (Ahmed Saïd & Leake, 1997). Elles sont considérées comme des reliques d'un magma basaltique de type MORB. Les isotopes du soufre et de l'oxygène effectués sur les amphibolites massives de Kef Lakhal confirment qu'elles proviennent d'un magma basaltique. Certaines amphibolites à la base, montreraient une altération météorique et une contamination par les roches (micaschistes et marbres) métamorphiques de haut grade sous-jacentes (Laouar et al., 2002). Les dépôts de fer au niveau de Bou Maïza contiennent du soufre magmatique et incorporent du soufre issu des micaschistes sous-jacents (Laouar et al., 2002). Ahmed-Saïd et Leake (1997) ont déterminé que les amphibolites massives de Kef Lakhal n'étaient pas liées génétiquement aux amphibolites en lentilles car ces dernières ont subies trois épisodes métamorphiques alors que les amphibolites massives de Kef Lakhal uniquement deux. Par ailleurs, les premières sont de type MORB et les secondes de type arc-océanique.

### 2.5.8 Caractéristiques principales et intérêt de la zone

Le massif de l'Edough présente une importante variabilité lithologique et métamorphique. Ceci est marqué par des roches ayant subies plusieurs épisodes métamorphiques distincts. Par exemple, le nombre d'épisodes métamorphiques enregistré dans l'unité métamorphique de haut grade serait de trois, alors que dans l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal ils seraient au nombre de deux.

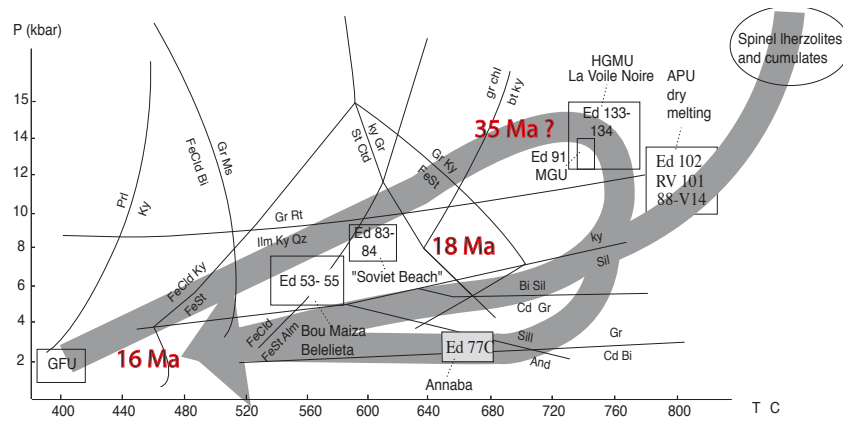


Figure 2-14 : Chemins P-T-t établis par R. Caby.

Les précédents travaux indiquent une évolution métamorphique caractérisée par des chemins P-T-t différents selon les unités (Figure 2-14). Les schistes de Bou-Maïza se sont formés à moyenne pression en même temps que des pressions de 12-14 kbar étaient atteintes au Nord du massif dans l'unité de la Voile Noire/Kef Lakhel. La mise en place des roches mantelliques dans le cœur du dôme de l'Edough aurait fourni la chaleur nécessaire à la fusion partielle des roches encaissantes et les conditions PT max atteintes dans le massif auraient été atteintes dans les roches mafiques (amphibolites à grenat), situées entre les péridotites et l'encaissant. Ces conditions globalement HP-HT prédatent une anatexie BP-HT dans la zone (Caby et al., 2001).

Comme cela a très bien été synthétisé dans les travaux de Michard et al. (2006), les similitudes entre l'Edough et la Kabylie sont frappantes. On retrouve en effet le même type d'unités ; crustales et mantelliques, la même structure métamorphique ; plaque supérieure et inférieure séparées par une faille de détachement majeure ; les mêmes tendances temporelles avec des reliques de l'orogénèse Varisque et de l'événement métamorphique Miocène bien développé dans l'ensemble des fragments Alkapeca. Le modèle interprétatif proposé par Caby et al. (2001) relie le massif de l'Edough à la plaque Africaine. Dans ce modèle (Figure 1-16), le massif apparaît en fenêtre sous les nappes Telliennes constituant la couverture Mésozoïque de la plaque Africaine. D'après ce modèle les conditions de (U)HP seraient atteintes dans les unités de Kef Lakhel entre 37-34 Ma pour être exhumées entre 24 et 18 Ma.

La présence de l'unité d'amphibolites massives de Kef Lakhel ajoute un intérêt majeur à la zone d'étude. Ces amphibolites pourraient représenter un fragment de matériel océanique (fragment du panneau plongeant Téthysien ? ou du bassin Liguro-Provençal ?) comme observé en position interne dans la chaîne des Bétiques (voir section 2.3.4.1 sur les ophiolites de la chaîne des Bétiques et du Rif).

Diverses questions restent ainsi en suspens au niveau local :

-Quelle est la chronologie de mise en place des différentes unités ?

-Quelle est la nature des amphibolites massives, des différentes roches mantelliques ainsi que celle des granulites basiques présentes au cœur de l'Edough ?



-Au vu des travaux pionniers d'Ahmed-Said et Leake (1992, 1997) la relation entre les lentilles d'amphibolites présentes dans l'unité métamorphique de haut-grade et les amphibolites massives de Kef Lakhal reste à confirmer : sont-elles d'origine différentes ? Sont-elles issues des mêmes réservoirs source ? Observe-t-on des échanges entre ces deux unités ?

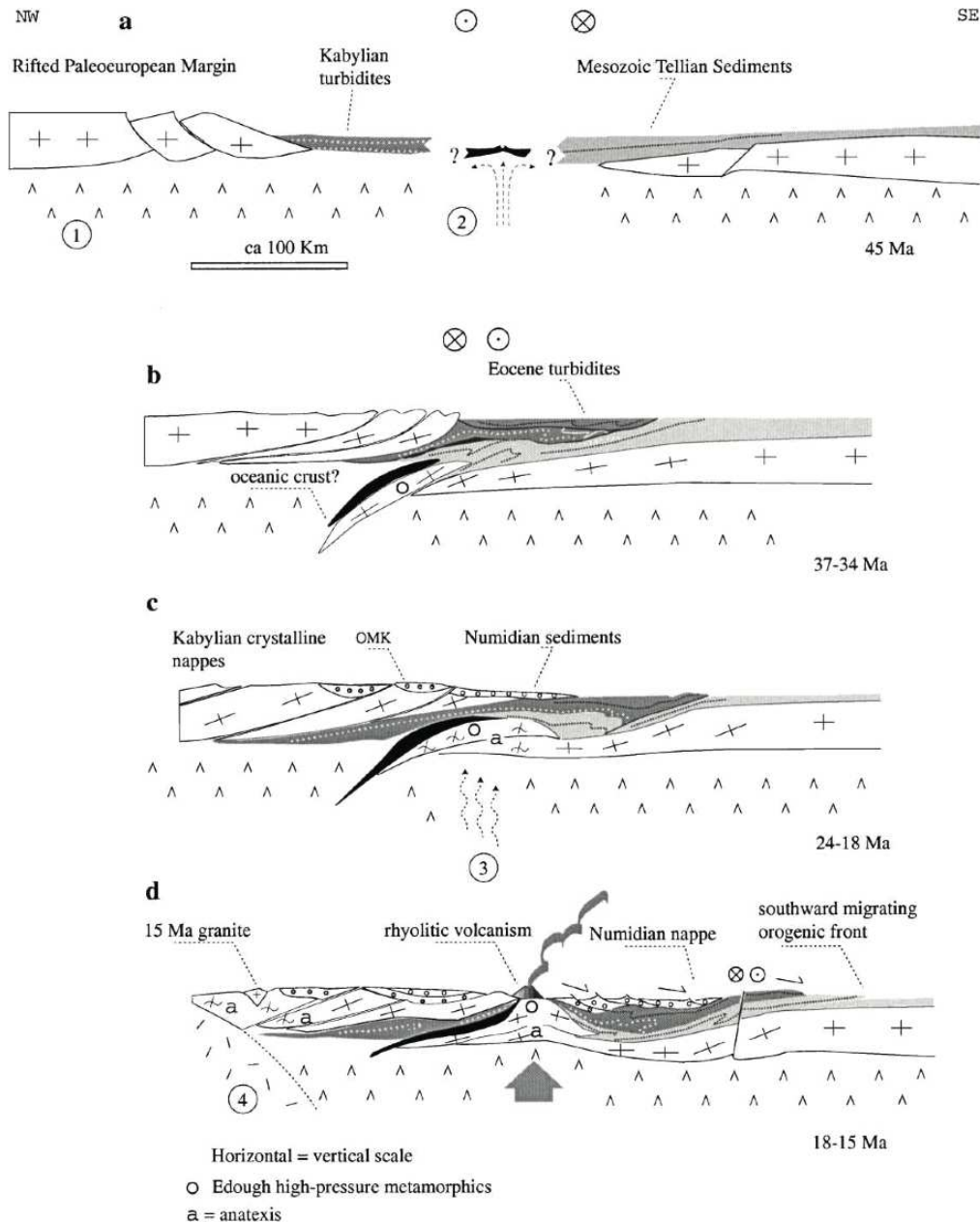


Figure 2-15 : Interprétation géodynamique proposée par Caby et al. (2001) pour le massif de l'Edough.

D'un point de vue plus global, l'importance du massif de l'Edough est appuyée par la nécessité de contraindre sa position dans le puzzle de la Méditerranée Occidentale. S'agit t'il d'une portion de la croûte inférieure Africaine exhumée ou bien d'un fragment du bloc Alkapeca comme la Grande et la Petite Kabylie? Par ailleurs que nous apporte l'étude de ce

massif dans le cadre d'une reconstitution paléogéodynamique de la Méditerranée Occidentale ? Le massif de l'Edough se trouve à mi-chemin entre les terminaisons occidentale (arc Bétiques/Rif) et orientale (arc Calabro/Péloritain) de l'orogène peri-Méditerranéen, à un endroit où la plupart des cartes mettent pudiquement la légende. Peu d'informations sont connues sur cette zone qui se trouve actuellement au sud du bassin Algérien, l'un des plus importants bassins océaniques en Méditerranée Occidentale.

Pour répondre à ces interrogations, nous avons procédé à un échantillonnage des principales lithologies identifiées dans les différentes unités concernées (i.e. Kef Lakhal, Unité métamorphique de haut-grade au contact avec Kef Lakhal, roches mantelliques et roches mafiques de Sidi Mohamed) décrites dans le chapitre suivant.

# Chapitre 3 - Echantillonnage et observations de terrain

---

3.1	Introduction : Synthèse mission Annaba.....	68
3.2	Observations de terrain.....	70
3.2.1	Unité métamorphique de haut-grade .....	70
3.2.2	Unité des amphibolites massives de Kef Lakhel.....	74
3.2.3	L'affleurement de péridotites de Sidi Mohammed .....	76
3.2.4	Massif gabbroïque et amphibolitique de Bou Maïza .....	78
3.3	Conclusions : Principales caractéristiques - Questions en suspens - Axes de travail .	80

---



### 3.1 Introduction : Synthèse mission Annaba

Les échantillons ont été prélevés dans le massif de l'Edough, plus précisément au niveau de la Voile Noire, de Sidi Mohammed et de Bou Maïza, l'ensemble se situant dans la région d'Annaba. Ces trois zones présentent les affleurements de roches basiques et ultrabasiques les plus orientaux du Nord Algérie. L'échantillonnage a été réalisé afin de pouvoir répondre à la problématique générale de cette thèse (voir Chapitre 1 : Introduction et Chapitre 2.4 : Contexte géologique de l'Algérie).

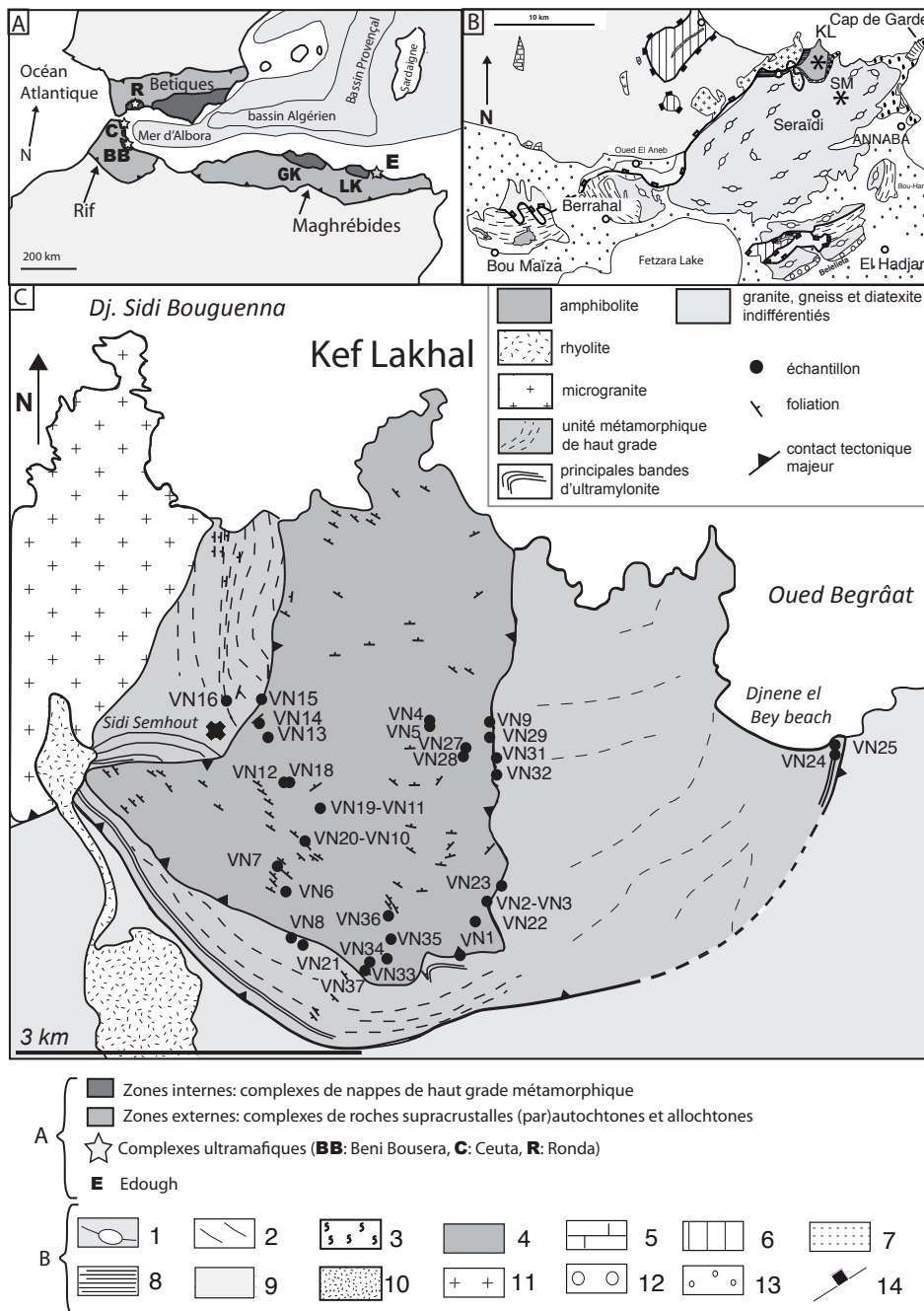


Figure 3-1 : Localisation du massif de l'Edough dans la Méditerranée et positionnement de l'échantillonnage. A : Position des zones internes de la chaîne Péri-Méditerranéenne. B : Zoom sur le massif de l'Edough avec

positionnement des différentes localités échantillonnées lors de cette étude i.e. Unité métamorphique de haut grade (HGMU), amphibolites massives de Kef Lakhhal (KL), roches mafiques et ultramafiques de Sidi Mohamed (SM), Bou Maïza (BM). 1- granites et gneiss; 2-micaschistes; 3- roches métamorphiques de haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhhal (amphibolites); 5- marbres Jurassique; 6- marnes et flysch Crétacé; 7- unité métamorphique de faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonites ; 9- nappe Numidienne; 10- rhyolite; 11- microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. C : Schéma des amphibolites de Kef Lakhhal et unités attenantes avec un intérêt particulier pour la zone métamorphique de haut grade (définie par Caby et al., 2001, foliations d'après Ahmed-Said & Leake (1992)).

**Dans le but de contraindre la nature et l'origine des différentes unités, i.e. les processus et réservoirs mis en jeu au cours de leur genèse et/ou âge de formation, nous avons sélectionné des échantillons de manière systématique/extensive, lorsque cela était possible, avec une attention particulière portée aux roches mafiques et ultramafiques. En effet, elles représentent les lithologies de la zone les moins étudiées à ce jour.**

**Pour obtenir des informations sur les calages temporels de mise en contact des différentes unités, ont également été sélectionnées des roches situées au niveau des contacts majeurs.**

Au total 88 échantillons ont été prélevés (Tableau 3-1).

Unité	Ultramafique	Mafique	Felsique	Total par unité
Voile Noire	0	31	0	31
Unité métamorphique de haut-grade	13	6	18	37
Sidi Mohamed	11	3	0	14
Bou Maïza	0	16	6	22

Tableau 3-1 : Récapitulatif des échantillons prélevés au sein du massif de l'Edough, répartis par grand type de lithologie et par unité structurale.

La majorité des échantillons provient du corps principal d'amphibolites massives ; les échantillons ultramafiques sont moins nombreux car ils n'affleurent pas de façon satisfaisante. Les limites de lithologies présentées ci-dessus (Figure 3-1) sont issues des articles pionniers et ont été modifiées d'après les différentes observations de terrain (e.g. Bouillin et al.,1986; Hammor, 1992 ; Ahmed Said & Leake 1992, 1995; Caby et al., 2001; et références citées).

Avant d'aller plus avant dans ce chapitre, il semble nécessaire de mentionner un point sur les conditions d'échantillonnage rencontrées lors de ce travail de thèse. En effet, le contexte géopolitique Algérien étant difficile, nous n'avons eu accès au terrain que pour une période très limitée de quatre jours. De ce fait, il est difficile, en si peu de temps de contraindre avec précision les structures. En effet, bien que la structure générale ait été globalement connue, de nombreuses relations structurales, entre les différentes unités, n'ont pu être contraintes. De plus, l'ensemble de la zone est très boisé et soumis à l'érosion ce qui n'offre pas un nombre d'affleurements important. Ce problème d'un accès limité au terrain durant un temps si court et sur un nombre d'affleurements assez réduits explique la partie limitée des interprétations structurales proposées dans ce travail et qui ne sont généralement

pas plus détaillées que celles obtenues lors des travaux pionniers (Hammor, 1992 ; Ahmed Said & Leake 1992, 1995, 1997, Caby et al., 2001) .

Dans ce paragraphe, on décrira les principales lithologies reconnues sur le terrain, ainsi que les affleurements clés, en fonction de chacune des unités. La pétrologie est présentée dans chacune des sections pétrologiques contenues dans les articles publiés, sous presse, soumis ou à soumettre, intégrés dans les paragraphes correspondants de ce mémoire. La liste de chacun des échantillons étudiés, avec lithologie et localisation associée, est disponible en Annexe B.2.

## 3.2 Observations de terrain

### 3.2.1 Unité métamorphique de haut-grade

L'unité métamorphique de haut-grade (Figure 3-2) a tout d'abord été nommée « unité métasédimentaire de haut grade » par Caby et al. (2001). Elle se situe entre les roches gneissiques du "dôme de l'Edough" et les amphibolites massives de l'unité sommitale de Kef Lakhal. Suite aux résultats de ce travail ayant démontré que certains des échantillons n'étaient pas d'origine métasédimentaire mais clairement d'origine magmatique, nous qualifierons celle-ci d' « unité métamorphique de haut grade » (voir Chapitre 5).

Cette unité est composée de lithologie variées : lentilles d'amphibolites, marbres, micaschistes, orthogneiss, diatexites, migmatites (ces dernières n'ont pas été échantillonnées pour ce travail) ainsi que des ultramylonites à l'affleurement dans la zone VN16 (Figure 3-2). La présence de bande d'ultramylonite en fait une zone de cisaillement particulièrement sensible à l'érosion pour les niveaux les plus déformés et par conséquent l'échantillonnage reste peu étendu.

#### 3.2.1.1 Contact avec le dôme de l'Edough (échantillons VN24-VN25)

Le contact avec le dôme de l'Edough est visible au niveau des points GPS VN24-VN25 sur la côte (Figure 3-2 A). L'affleurement est caractérisé par des micaschistes intercalés avec des sills d'amphibolite et d'orthogneiss ainsi que par la présence d'un boudin de péridotite (Figure 3-2B-C), présentant l'assemblage suivant: Serpentine ± Clinopyroxene ± Orthopyroxene ± Olivine. Ce boudin est serpentinisé et altéré et présente, au niveau de ses bordures, le développement d'une bande d'actinotite-trémolite-talc très friable. Ce type de contact entre péridotite et encaissant caractérise en général la limite entre les péridotites et les roches voisines et a pu être observé dans les autres zones contenant des boudins de roches ultrabasiques.

La foliation observée dans les micaschistes épouse la péridotite au niveau du contact avec le dôme, et présente une rotation aux abords du corps ultrabasique. Ces micaschistes présentent l'assemblage suivant: Grenat + Muscovite + Biotite + Quartz ± Feldspath potassique ± Plagioclase ± Disthène et sont riches en grenat de taille millimétrique à pluri-millimétrique, en muscovite et plus pauvres en biotite (Figure 3-2D).

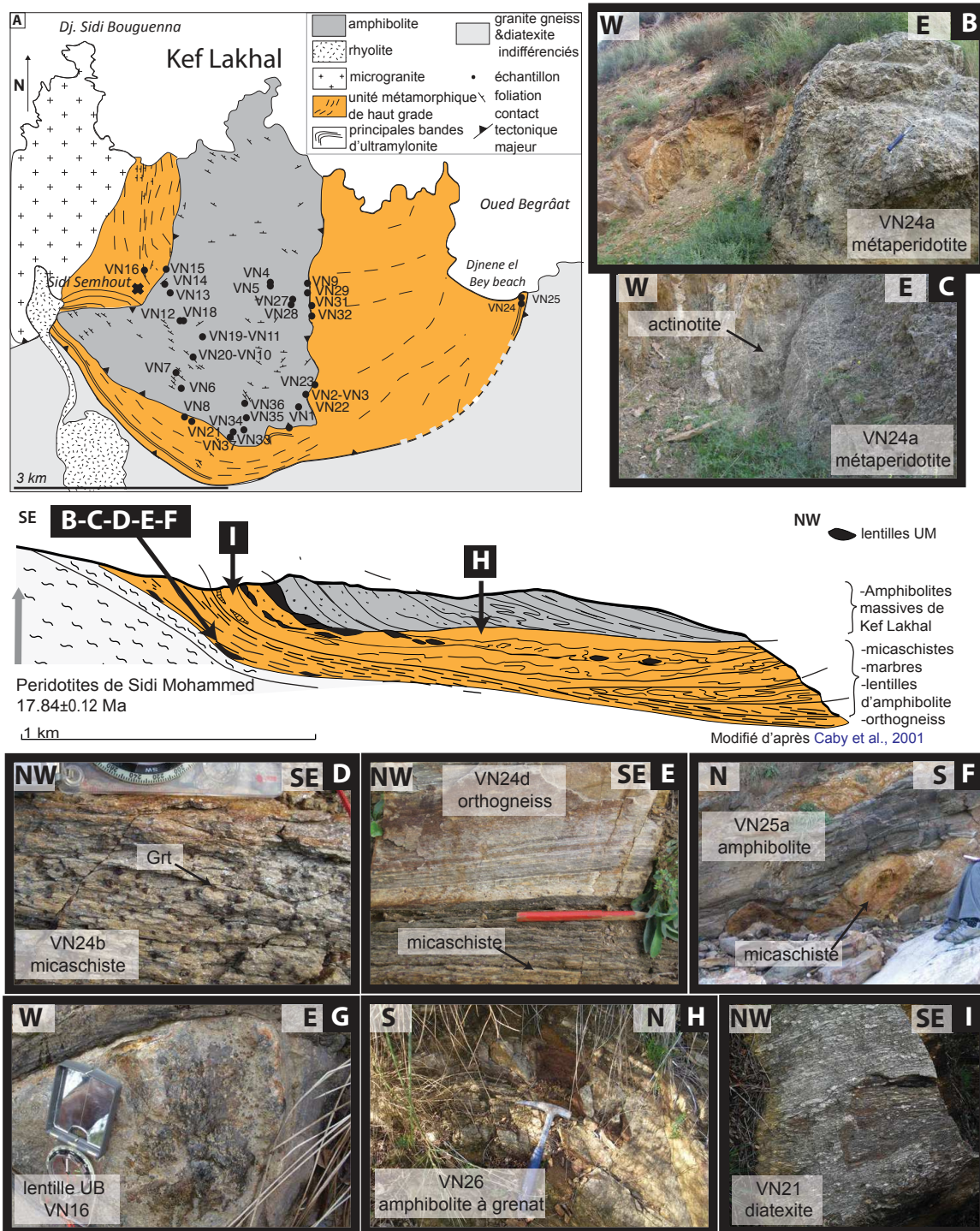


Figure 3-2 : Synthèse de localisation de l'échantillonnage et photographie des principales lithologies de l'unité métamorphique de haut grade. A) Schéma de la zone située au Nord-Ouest du dôme de l'Edough. Est représenté l'ensemble de l'échantillonnage effectué ainsi que les contacts majeurs entre l'unité et les autres entités. Coupe schématique de la zone d'étude modifiée d'après Cabry et al. (2001). Les photographies présentées dans la figure sont positionnées à titre indicatif sur cette coupe : B-C) photographies du boudin de métaperidotite VN24a mettant en évidence l'altération marquée de l'échantillon ainsi que le développement d'actinote au niveau du contact avec les micaschistes. D) micaschiste VN24b. E) Orthogneiss VN24d (recoupant le micaschiste VN24b). F) Amphibolite boudinées VN25a intercalée avec des micaschistes au niveau de Djnene el Bey beach. G) Lentille de roche ultrabasique observée dans la zone de cisaillement située à l'Ouest des amphibolites massives de Kef Lakhal. H) Amphibolite à grenat VN26 au niveau du contact basal des amphibolites massives de Kef



Lakhal. I) Diatexite VN21 possédant des porphyroclastes de feldspath situé au Sud de l'unité des amphibolites massives de Kaf Lakhal.

Les amphibolites situées aux points GPS VN24-VN25 sont intercalées avec les micaschistes ; d'épaisseur variable ; elles sont déformées voire boudinées. Les amphibolites sont mélanocrates et riches en amphibole (Tshermakite + Plagioclase  $\pm$  Sphène  $\pm$  Rutile  $\pm$  Grenat). Certains boudins d'amphibolites apparaissent non déformés au cœur (Figure 3-2F).

Au niveau de cet affleurement clé, un orthogneiss plissé recoupe les micaschistes (Figure 3-2, Figure 3-2E) avec un axe de plis N136°-20W ; l'orthogneiss est caractérisé par une légère alternance de niveaux riches en biotite et de niveaux riches en feldspath avec une granulométrie très fine (Quartz +Feldspath potassique + Muscovite  $\pm$  Biotite  $\pm$  Grenat). La déformation de ces orthogneiss est très développée avec des plis très marqués. De plus, on peut voir en cœur de plis des restites de roches magmatiques felsiques non déformées ou bien des lentilles de marbre à wollastonite (Figure 3-3 A-B).

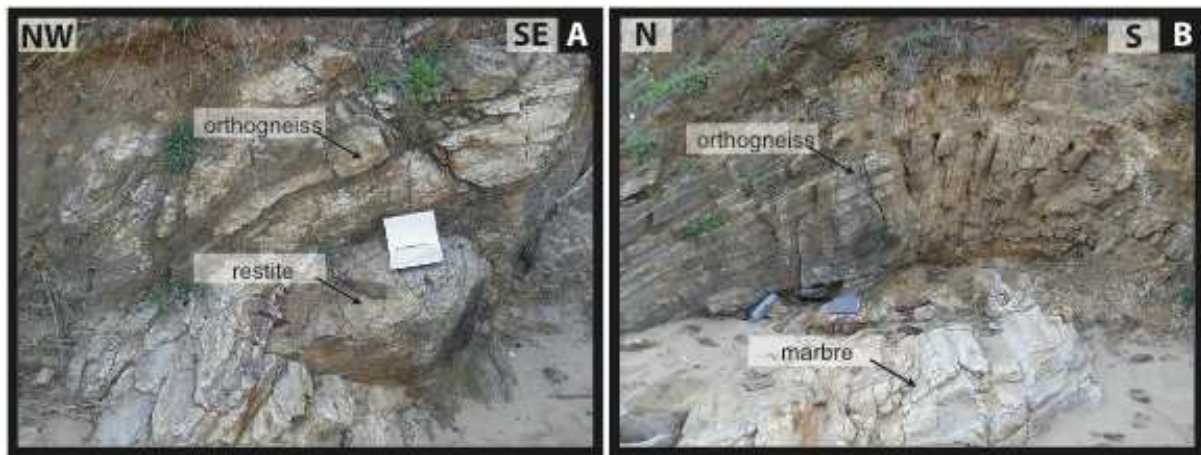


Figure 3-3 : Photographie au niveau des points GPS VN24-VN25. A) restite magmatique felsique bordée d'un orthogneiss déformé. B) orthogneiss plissé et lentille de marbre à wollastonite en coeur de plis.

En dessous des micaschistes on retrouve un niveau à talc, probablement représentant une zone de faiblesse dans un protolithe basique, similaire au développement de talc observé aux abords du boudin de péridotite. Une veine à tourmaline est observée en-dessous des micaschistes et ce le long de la foliation générale observée dans la zone. Les macrocristaux de tourmaline forment des sigmoïdes.

Cette zone est ainsi capitale pour l'investigation entreprise puisque l'on y voit clairement des micaschistes à grenats recoupés par des roches magmatiques felsiques et mafiques (orthogneiss et amphibolites) et entourant un boudin de péridotite.

**C'est un lieu important pour caractériser les échanges entre encaissants, roches basiques et ultrabasiques, et ainsi définir leur relation et leur nature. De plus la géochronologie dans cette zone permettra de contraindre l'exhumation de cette unité par rapport à l'épisode de « doming ».**

### 3.2.1.2 Contact avec l'unité des amphibolites sommitales du massif de Kef Lakhal

Le contact avec l'unité amphibolitique de Kef Lakhal est beaucoup plus difficile à observer du fait de la végétation et de l'altération présente dans cette zone de l'Algérie. De nombreuses lithologies situées en base d'unité affleurent sous forme de lentille (Figure 3-2H). Ainsi, on retrouve des lentilles de roches ultrabasiques ou métapéridotites, avec développement de niveaux à actinolite-trémolite en bordure de celles-ci. Il est intéressant de noter que ces métapéridotites sont de taille réduite (50 cm maximum). Elles sont globalement serpentinisées et foliées avec, dans certains cas, une recristallisation d'amphibole secondaire en leur sein (Serpentine + Clinopyroxène ± Mg-Hornblende ± Edenite ± Tremolite ± Spinelle). L'ensemble des roches ultramafiques peut se classer selon deux types d'échantillons : un premier qui correspond aux roches caractéristiques des contacts entre péridotites et roches encaissantes associées. Ces roches sont généralement composées en grande partie d'actinotite qui se développe lors de la mise en place des boudins de péridotites. Le second type est constitué de méta-péridotites. Ces dernières sont majoritairement composées de serpentine et actinote et recoupées par des veines à quartz et brucite et peuvent éventuellement contenir de la chlorite. Les minéraux primaires (Clinopyroxène-Orthopyroxène-Olivine) sont hautement métamorphisés et peu présents dans les lames minces. Quand ils sont présents, ils marquent des traces de déformation importante.

Au niveau du contact Est avec les amphibolites massives on retrouve des amphibolites leucocrates plissées riches en mégacristaux de grenat (Grenat + Tshermakite + Edenite ± Mg-Hornblende ± Plagioclase ± Quartz; Figure 3-2H). Au sud de Kef Lakhal, où l'unité métamorphique de haut grade s'amincit (VN21, Figure 3-2 A) on retrouve un affleurement de diatexite à macrocristaux de feldspaths formant des sigmoïdes (Biotite + Muscovite + Quartz + Feldspath potassique + Plagioclase ± Grenat, Figure 3-2 I). Les relations entre cet affleurement et les roches adjacentes ne sont pas claires. Toujours au Sud, plus proche de la crête que l'échantillon VN21, on retrouve une bande de macrocristaux de grenat (environ 10 cm de diamètre chacun) pris dans une matrice de saprolite, ces grenats sont riches en inclusions, notamment en rutile.

### 3.2.1.3 Zone de cisaillement de Sidi Semhout

A l'ouest de Kef Lakhal, au niveau de Sidi Semhout nous avons pu étudier une zone de cisaillement d'orientation générale N162°-38E. Les mylonites sont composées de roches felsiques, riches en quartz, feldspath, hématite et petits cristaux de biotite. Au cœur de ces mylonites on retrouve des lentilles de lithologies variées et notamment des roches basiques de type amphibolite (avec présence de grenat ou non) et ultrabasiques de type métapéridotites (VN16, Figure 3-2). L'ensemble de cette zone de cisaillement, dont l'affleurement se situe dans une rivière, n'a pu être examiné en détail mais, d'après les travaux pionniers (Ahmed Said & Leake 1992 ; 1997) on observe des rotations de foliation N-S pour la partie la plus à l'Ouest à une orientation générale E-W aux abords de Kef Lakhal.

**Définir la nature des lentilles permettra d'apporter des informations sur le fonctionnement de la zone de cisaillement, particulièrement au niveau chimique. De**

**plus, la datation de ces lentilles pourrait permettre d'évaluer si cette zone de cisaillement a fonctionné durant le cycle Alpin uniquement.**

### 3.2.2 Unité des amphibolites massives de Kef Lakhal

Les amphibolites massives de Kef Lakhal sont globalement homogènes en terme de lithologie et présentent l'assemblage suivant: Mg-Hornblende + Pargasite + Edenite + Tshermakite + Plagioclase ± Epidote ± Quartz ± Rutile ± Sphene ± Grenat. Les variabilités observées dans le type d'amphibole peuvent être expliquées par deux phénomènes, i) des variations de composition du protolithe et ii) l'empreinte d'un métamorphisme de plus bas degré qui peut être rattaché à des processus tardifs tels que l'exhumation du complexe.

Quelques lentilles de métagabbro, plus riches en épidote et leucocrates, ont été prélevées proches du contact basal avec l'unité métamorphique de haut grade. Les textures liées à la déformation sont variables et varient d'une amphibolite homogène et mélanocrate légèrement foliée à une amphibolite foliée riche en niveau à épidote pouvant être boudinée. Un bel exemple peut être observé en Figure 3-4 B-H et Figure 3-4 C, respectivement. On a ainsi des amphibolites à texture porphyroclastique et des amphibolites à texture litée. La majorité des amphibolites litées échantillonnées présente une alternance entre niveaux riches en amphibole et niveaux riches en épidote (Figure 3-4 G-I). D'autres amphibolites litées contiennent des niveaux leucocrates à plagioclase et pourraient témoigner d'épisode de fusion partielle locale.

Plus proche de la base de l'unité on retrouve des plissements marqués notamment par les lits riches en feldspath et épidote (Figure 3-4E-F), témoignant d'une déformation syn-magmatique avec un litage sans variation notable de granulométrie. Un affleurement, en particulier, permet d'appuyer une déformation à l'état magmatique. Ainsi, on a pu voir un sill mafique inséré dans des amphibolites plus déformées/litées avec quelques structures pénétratives en bout de sill (Figure 3-4D). On observe une concordance non parfaite entre les foliations mesurées dans l'unité de Kef Lakhal et les foliations mesurées dans l'unité métamorphique de haut grade sous-jacente, ce qui pourrait laisser supposer que la déformation enregistrée se fait à haute température. Il est important de noter que les foliations dans l'unité de Kef Lakhal ont été mesurées, dans la plupart des cas, dans des zones assez proches du contact entre les deux unités (Figure 3-1).

En résumé nous avons pu échantillonner des amphibolites porphyroclastiques riches en plagioclase, des amphibolites litées riches en lits à épidote marquant ponctuellement des déformations à l'état magmatique. Cette unité d'amphibolite de Kef Lakhal a été proposée comme étant distincte des lentilles d'amphibolites présentes dans l'unité métamorphique de haut grade. Ainsi, en plus d'apporter des contraintes sur les différences entre les deux unités contenant des amphibolites, **l'étude des amphibolites porphyroclastiques et litées de l'unité de Kef Lakhal permettra l'évaluation de la nature et de l'origine de leur protolithe ainsi que des mécanismes liés à leur formation.**

**Enfin, dans les zones très proches du contact on pourra contraindre les relations avec l'unité sous-jacente et son impact potentiel sur la chimie des roches de l'unité supérieure étudiée.**

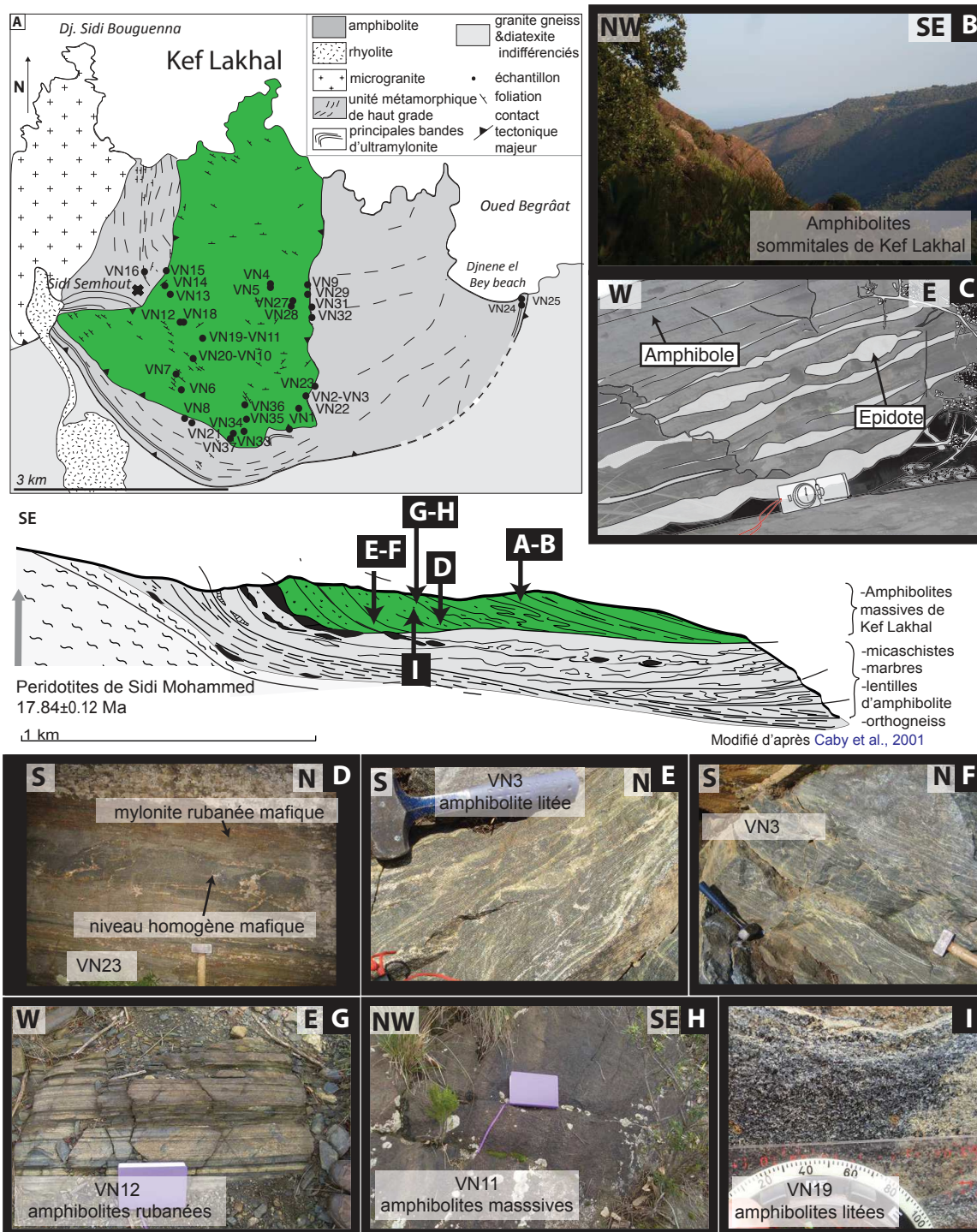


Figure 3-4 : Synthèse de localisation de l'échantillonnage et photographies des principales lithologies de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal. A) Schéma de la zone située au Nord-Ouest du dôme de l'Edough. Est représenté l'ensemble de l'échantillonnage effectué ainsi que les contacts majeurs entre unité et coupe schématique de la zone d'étude modifiée d'après Caby et al. (2001). Les photographies présentées dans la figure sont positionnées à titre indicatif sur cette coupe. B) Photographie des amphibolites massives de Kef Lakhal vues de la crête. C) Schéma d'une amphibolite litée montrant du boudinage dans les niveaux leucocrates riches en épидote. D) sill d'amphibolite massive pénétrant dans des amphibolites présentant une foliation marquée. E-F) Amphibolites litées avec plissement à l'état magmatique marqué par les niveaux leucocrate. G) Amphibolite litée VN12. H) Amphibolite porphyroclastique VN11. I) Photographie d'une amphibolite litée mettant en évidence la présence d'épidote (en vert).

### 3.2.3 L'affleurement de péridotites de Sidi Mohammed

L'affleurement de Sidi Mohamed correspond à une lentille de roches ultrabasiques de type métapéridotite avec, à son sommet, des amphibolites à grenat. L'ensemble est inclus au cœur du dôme asymétrique de l'Edough ; lui-même surmonté par l'unité métamorphique de haut grade au Nord et par les unités de Kef Lakhal et Bou Maïza au Nord et au Sud respectivement (Figure 3-5A). Au niveau du Kilomètre 7, l'affleurement de péridotite est de taille plus importante que dans l'unité métamorphique de haut grade (environ 200 m d'envergure).

Comme au niveau de l'unité métamorphique de haut grade, les péridotites sont très altérées et on observe un léger rubanement dans les lentilles de dunite (Figure 3-5E). Les bandes de pyroxénites observées localement obliques à la foliation dans les dunites sont à endiopside, actinote, brucite, talc et serpentine (Figure 3-5B). On observe une association harzburgite/lherzovite. Les échantillons de péridotite préservés sont très rares et on échantillonne souvent des péridotites à orthopyroxène reprises dans une matrice foliée rétro-morphique d'amphibole de type actinote, avec talc, serpentine et brucite. Les orthopyroxènes peuvent éventuellement être remplacés par des amphiboles secondaires.

Pareillement à l'unité métamorphique de haut grade le contact de ces roches ultrabasiques est marqué par le développement d'actinotite (Figure 3-5F). Au sein des actinotites on retrouve des grenats. Il est intéressant de noter que sur de plus vieilles photographies (Figure 3-5 C-D-G) on voit clairement le contact péridotites et gabbros associés avec développement de veines plagioclasiques développées autour des apophyses de gabbro. Dans ces blocs clairement métagabbroïques on retrouve des amphibolites à grenat et rutile (K7g-K7h). Le contact est aussi caractérisé par la présence de chloritoschiste à pyroxène visible côté encaissant, ainsi que par la présence d'une veine à macrocristaux de tourmaline. Dans la zone des Bétiques (Sud-Est de l'Espagne), à proximité des roches mantelliques, trois générations de tourmaline, situées dans des veines, ont été identifiées. Une première génération de tourmaline est d'origine magmatique à post-magmatique et se présente sous forme de porphyroclastes (similaire à l'Edough), un second type lié à la tourmalinisation de roches psammopélitiques correspond à des cristaux finement recristallisés, finalement une troisième génération est attribuée au métamorphisme Alpin avec des textures cellulaires et bordures réactionnelles au niveau des cristaux considérés (e.g. Torrez-Ruiz et al., 2003).

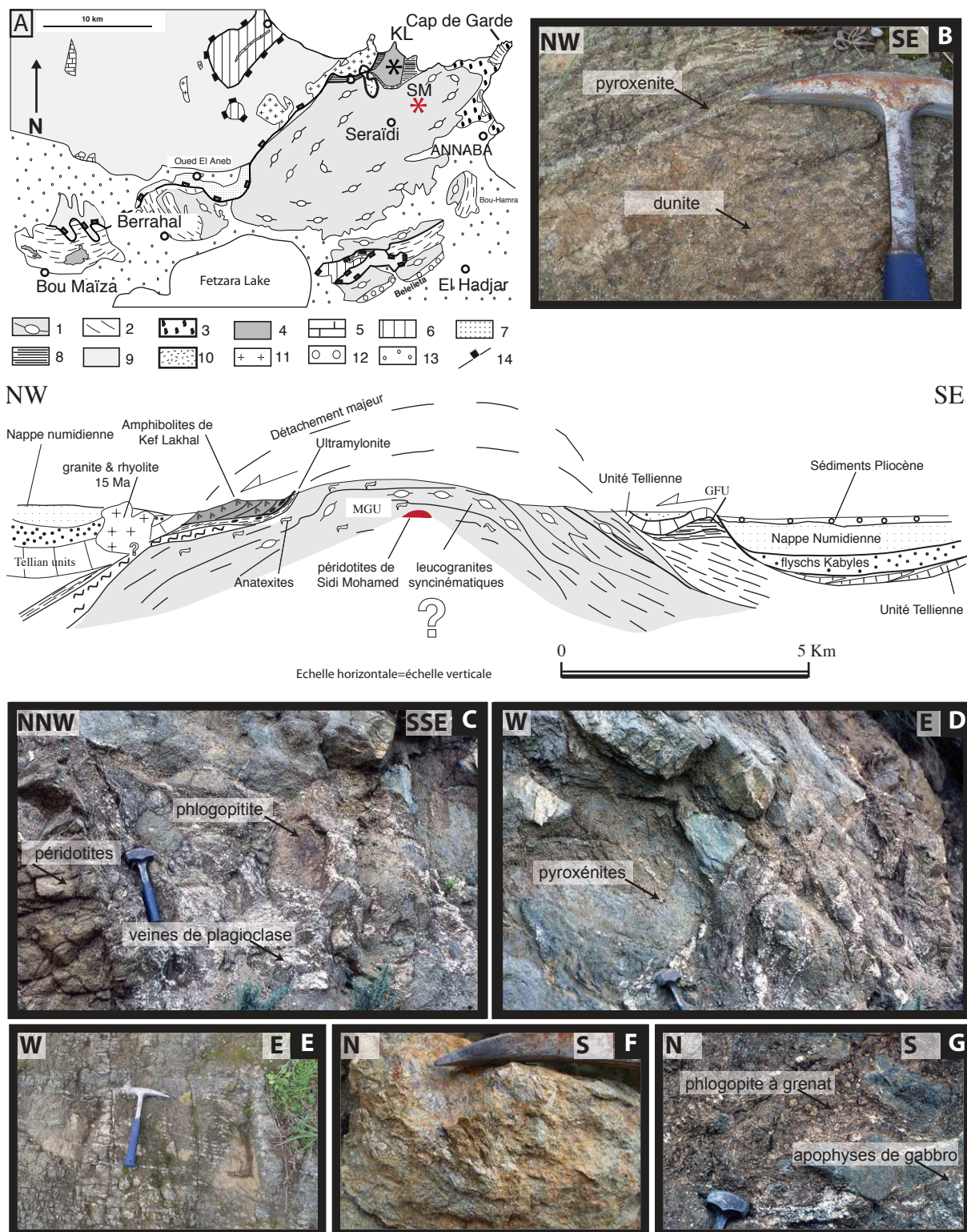


Figure 3-5 : Carte géologique simplifiée du Massif de l'Edough avec positionnement des différentes localités échantillonnées lors de cette étude i.e. Unité métamorphique de haut grade, amphibolites massives de Kef Lakhal (KL), roches mafiques et ultramafiques de Sidi Mohamed (SM), Bou Maïza (BM). A cette carte est associée une coupe NW-SE positionnant l'affleurement de Sidi Mohamed, modifiée d'après Caby et al. (2001). 1- granites et gneiss; 2- micaschistes; 3- roches métamorphiques haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhal (amphibolites); 5- marbres Jurassique; 6-marnes et flysch Crétacé; 7-unité faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonite ; 9- nappe Numidienne ; 10- rhyolite extrusive; 11- microgranite; 12- sédiments

Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. B) Dunités de Sidi Mohamed recoupées par une fine bande de pyroxénite. C-D) Contact clair entre les péridotites et les roches sus-jacentes avec développement de veines plagioclasiques. Photographie R. Caby. E) Photographie des péridotites affleurantes en 2012 avec rubanement mis en évidence par une érosion préférentielle. F) Actinote –phlogopite développée au niveau des contact péridotite/encaissant. G) Apophyse de gabbro au cœur d'une phlogopite à grenat (photographie de R. Caby).

**Sidi Mohamed est donc une zone d'intérêt particulier du fait de la présence d'un manteau dont on ignore la nature, associé à des roches mafiques qui pourraient nous permettre de connaître les conditions PT enregistrées dans la zone.**

De plus, l'étude de Bruguier et al. (2009) a montré que ce témoin de manteau a été intégré dans le dôme de l'Edough au Miocène de façon synchrone à un épisode de fusion partielle. Cette zone constitue **donc une zone particulièrement intéressante pour contraindre les événements miocène au niveau local mais également dans un schéma d'évolution plus global à l'échelle de la partie Est de l'Algérie, voire de la Méditerranée occidentale.**

### 3.2.4 Massif gabbroïque et amphibolitique de Bou Maïza

La zone de Bou Maïza contient des roches ultramafiques et mafiques présentes au sein de sédiments de types divers avec, quelquefois, une alternance visible entre niveaux détritiques mafiques et pélitiques. La carrière échantillonnée, utilisée par la briqueterie de Koudiet el Hamra présentait une zone d'affleurement d'environ 3 km<sup>2</sup> au moment de l'échantillonnage.

A la base de la structure étudiée on retrouve, sur environ 20 m d'épaisseur, un niveau de micaschistes à grenat-sillimanite-disthène très altéré.

Ceux-ci sont surmontés par des lentilles de gabbros de plusieurs dizaines de mètres de long présentant une foliation N110°-36W (Figure 3-6C). Ces gabbros sont hétérogènes et peuvent différer par leur minéralogie et microstructures : plus ou moins foliés, de texture équante à mylonitique. Ils sont riches en pyroxène (souvent amphibolitisés en bordure) et plagioclase non altérés, pour les moins déformés. La proportion d'amphibole (hornblende-actinote) augmente pour les plus déformés d'entre eux (Figure 3-6G). On retrouve parmi la variabilité de roches gabbroïques échantillonnées (Figure 3-6 C-D-E-H) : des gabbros à biotite, des métagabbros magnésiens, des dolérites, anorthosites, troctolites (gabbro à olivine). Proche du point GPS BM4, on a pu observer des galets pélitiques dans des sédiments ultramafiques (Figure 3-6F). La présence de lentilles de gabbros intercalées dans des sédiments mafiques et bordées de sédiments pélitiques est bien illustrée avec la Figure 3-6D.

Au dessus de ces métagabbros on retrouve des micaschistes finement lités associés à des amphibolites litées à grain fin (litage millimétrique à centimétrique) elles même surmontées par des amphibolites massives à grain fin. On retrouve à nouveau au-dessus des micaschistes, quartzites (Figure 3-6G) et des marbres à horizons ferrifères. La base des marbres est caractérisée par des lits à Actinote + Tremolite + Talc ± Epidote ± Clinopyroxènes ± carbonates.

**L'association de roches du massif de Bou Maïza pourrait ainsi être interprétée comme une formation de roches mafiques/ultramafiques affleurant sous forme de blocs,**

avec des olistolithes interstratifiés au sein de sédiments pélitiques et rythmiques, de type turbidite.

De cette observation d'association de lithologies à l'interprétation qui consisterait à dire qu'il s'agit d'une marge passive amincie (ou un prisme d'accrétion) il y a quelques investigations à procéder. En effet, certains niveaux de gabbros apparaissent plus épais et massifs. Il semble donc nécessaire de réaliser une étude poussée ayant pour but de définir la nature du ou des magma(s) parent(s).

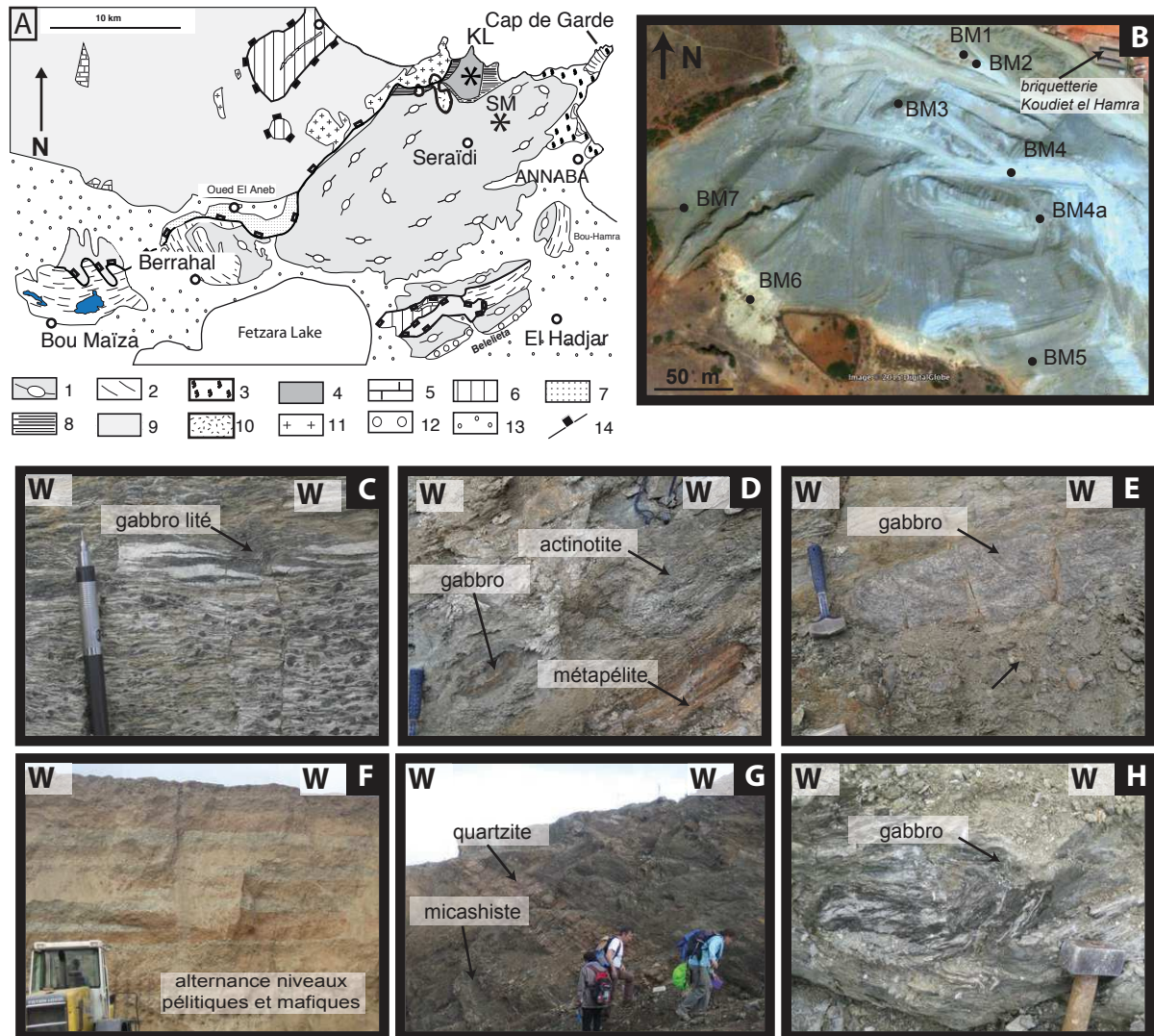


Figure 3-6 : Carte géologique simplifiée du Massif de l'Edough avec positionnement des différentes localités échantillonnées lors de cette étude i.e. Unité métamorphique de haut grade, amphibolites massives de Kef Lakhal (KL), roches mafiques et ultramafiques de Sidi Mohamed (SM), Bou Maïza (BM). A cette carte est associée une coupe NW-SE positionnant l'affleurement de Sidi Mohamed, modifiée d'après Caby et al. (2001). 1- granites et gneiss; 2- micaschistes; 3- roches métamorphiques haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhal (amphibolites); 5- marbres Jurassique; 6- marnes et flysch Crétacé; 7- unité faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonite ; 9- nappe Numidienne; 10- rhyolite extrusive; 11- microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. B) Localisation de l'échantillonnage effectué au niveau de la briquetterie Koudiet el Hamra. Images issues de « Bou Maïza » 32 S 351904.78 mE et 4075842.63 m N. Google Earth. le 11/08/2011. 5 aout 2015. C) Gabbro folié présentant un étirement des cristaux de feldspath dans la partie sommitale. D) Lentille de gabbro prise dans une matrice riche en actinote au-dessus de métapélites : « mélange » typique de la zone de Bou Maïza. E) Lentille de leucogabbro dans une matrice à



actinote. F) Alternance claire entre des sédiments mafiques et pélitiques. G) Sommet de la carrière de la briqueterie avec niveau de quartzite au cœur des métasédiments. H) Gabbro plissé.

### 3.3 Conclusions : Principales caractéristiques - Questions en suspens - Axes de travail

Il apparaît clairement, à travers ce chapitre, que la zone investiguée possède une variabilité importante tant par la présence de plusieurs types de lithologie que par la présence de différentes unités structurales.

En résumé, on a pu observer les unités suivantes:

- l'unité de Kef Lakhal est composée d'amphibolite massive et de lentilles de gabbro avec différentes textures de déformation. Son contact avec l'unité métamorphique sous-jacente est caractérisé par la présence de roches ultramafiques en lentille;

- l'unité métamorphique de haut grade est composée de lithologies variées : méta-sédimentaire, méta-magmatique et ultrabasique et correspondrait à une unité dite de « mélange ». Les relations entre les différentes lithologies sont claires au niveau de la plage de Djnene El Bey et l'analyse de cette zone apportera donc des contraintes capitales;

- la zone de Sidi Mohamed, située au cœur du dôme de l'Edough lui-même composé majoritairement de gneiss et de migmatite, correspond à une unité de roches ultramafiques associées à des roches basiques;

- la zone de Bou Maïza correspondrait à une alternance de métasédiments mafiques et pélitiques (voir de roches méta-magmatiques).

Ainsi, un des buts majeurs de cette étude sera de caractériser d'un point de vue nature, origine, processus et âge les différentes unités présentes au sein de la zone de l'Edough et de définir les relations génétiques existant entre ces différentes unités.

L'étude détaillée de ces unités et de leurs relations devrait permettre d'apporter des contraintes intéressantes à un niveau local de la partie Nord-Est de l'Algérie, mais également à un niveau plus global de l'évolution de la Méditerranée au Cénozoïque

# Chapitre 4 - Les unités mafiques et ultramafiques du N-E Algérien: un reste de croûte de bassin d'arrière-arc et du manteau sous continental ? Travaux préliminaires et questions posées

---

4.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	83
4.2	Principaux résultats et conclusions .....	84
4.2.1	Préambule pétrologique simplifié .....	84
4.2.2	Interprétations majeures et implications .....	86
4.3	Publication : Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria) : Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin .....	92
4.4	Quelles questions restent en suspens ? Quelle limite doit-on considérer pour l'implication de ces résultats ? .....	109

---



## 4.1 Problématique et objectifs principaux de l'étude

Les roches mafiques et ultramafiques retrouvées dans les zones orogéniques constituent des témoins de première importance pour pouvoir contraindre l'évolution géodynamique de ces zones. L'étude de ces lithologies permet en effet de faire le lien entre les processus crustaux et mantelliques (e.g. Bonin, 2004 ; Dilek & Altunkaynak, 2009). Comme on a pu le voir en Chapitre 2, on retrouve de larges affleurements de roches mantelliques dans la partie Ouest de la chaîne péri-méditerranéenne. Dans les zones Bétiques et le Rif, leur étude a permis de contraindre les interactions croûte-manteau survenues suite à la subduction de portions de la croûte océanique Téthysienne d'âge Jurassique en relation avec les mouvements de la plaque Africaine par rapport à la plaque Européenne. Les Maghrébides, situées en Afrique du Nord, constituent la terminaison Sud de la ceinture orogénique péri-méditerranéenne. La formation de cette partie de la chaîne a été attribuée au déplacement et à la collision de fragments continentaux issus de la fragmentation de la paléomarge européenne (domaine AlKaPeCa: Alboran-Kabylie-Péloritain-Calabre défini par Bouillin (1986)) avec la marge Nord Africaine. Cette fragmentation trouve son origine dans le retrait vers l'Est du panneau plongeant téthysien (Chapitre 2.4.).

Les affleurements de roches mantelliques les plus imposants sont situés au niveau du Rif et des Bétiques ont été étudiés et contraints par différents travaux (e.g. Frey et al., 1985 ; Reisberg & Zindler 1986 ; Reisberg et al., 1991 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Lorand et al., 2000 ; Lenoir et al., 2001 ; Pearson & Nowell, 2004). Sur la marge Algérienne on retrouve également des affleurements de roches mantelliques (*cf.* les études mentionnées dans le Chapitre 2 paragraphe 5 et le Chapitre 3 traitant de la mission de terrain effectuée à Annaba en novembre 2012). Ces affleurements n'ont été que peu étudiés, probablement du fait de leur taille plus réduite et du contexte géopolitique récent. Or les similitudes entre le massif de l'Edough et les zones internes de la chaîne Peri-Méditerranéenne au niveau des Bétiques, du Rif, de la Petite et Grande Kabylie sont claires (Caby et al., 2001 ; Michard et al., 2006 ; Bruguier et al., 2009). Ces caractéristiques communes désignent ainsi le massif de l'Edough comme une zone d'intérêt particulier : il contient des roches basiques (péridotites de Sidi Mohamed, amphibolites de Kef Lakhal, gabbros de Bou Maïza et boudins d'amphibolites et de roches ultrabasiques de l'unité métamorphique de haut grade) qui pourraient mettre en lumière d'autres étapes clefs de la géodynamique Méditerranéenne.

Ce travail, préliminaire à toute étude poussée, est centré autour des roches mafiques et ultramafiques prélevées dans trois unités différentes : les amphibolites massives de Kef Lakhal, les roches ultrabasiques de Sidi Mohamed et enfin les roches mafiques prélevées au niveau de Bou Maïza lors d'une mission de terrain préliminaire réalisée par R. Caby et D. Hammor. Les buts de cette étude sont de :

- Elargir les connaissances sur la zone du massif de l'Edough, en particulier en ce qui concerne les lithologies basiques et ultrabasiques;
- Définir la nature de ces différentes lithologies, leur contexte de formation et leurs éventuelles relations génétiques;
- Fournir un guide de travail pour le coeur de mon travail de thèse, i.e. orienter le travail de thèse sur les aspects les plus prometteurs.

Lorsque l'on considère une zone quasiment vierge de publications récentes tel que le massif de l'Edough, et particulièrement en géochimie, il est alors nécessaire de réaliser une étude préliminaire, que l'on pourrait assimiler à une étude de faisabilité, ceci afin d'orienter et de diriger au mieux la suite des travaux.

Pour ce faire nous avons développé une approche géochimique sur roche totale incluant des analyses en éléments majeurs et en traces associées à des données isotopiques (Rb-Sr, Sm-N et U-Th-Pb), le tout combiné à une étude pétrologique des échantillons. Au total deux échantillons des roches ultramafiques de Sidi Mohamed, onze échantillons provenant de Bou Maïza et quatre échantillons provenant de Kef Lakhal ont été étudiés.

Ainsi, la suite du chapitre est articulée autour de l'article présenté en 4.3. publié à *Tectonophysics* et intitulé « Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin ? ». Dans la section suivante, les principaux résultats et conclusions de l'étude sont présentés.

Le but de ce chapitre est donc de définir la possible nature de ces échantillons et de mettre en lumière les questions soulevées à l'issue de cette étude ainsi que ses limites.

## 4.2 Principaux résultats et conclusions

### 4.2.1 Préambule pétrologique simplifié

Avant de résumer les principaux résultats et conclusions, il est nécessaire de procéder à un bref rappel des caractéristiques principales observées dans les lithologies sélectionnées afin de pouvoir évaluer en section 4.4 la validité de l'interprétation à l'échelle du massif.

Au niveau de la carrière de **Bou Maïza** nous avons tout d'abord étudié des échantillons sédimentaires, à savoir un gneiss leucocrate et un schiste calcosilicaté. Le premier est un gneiss à amphibole contenant des blastes de plagioclase à sous grains d'oligoclase ainsi que des blastes d'amphibole vert sombre à vert clair associés à une matrice à épidote et agrégats de rutile prismatique. Le second contient plus de 70% d'épidote et des blastes de diopside en équilibre avec de l'épidote granulaire.

Les échantillons gabbroïques sont assez variés avec des métagabbros porphyroclastiques à amphibole, plagioclase et épidote. La déformation est variable dans les échantillons sélectionnés et on retrouve des gabbros grenus à foliés avec un allongement des grains important. Ces métagabbros contiennent pour la plupart de l'amphibole, actinote ainsi que du plagioclase. Une matrice qui a pu se former au dépend des plagioclases est observée

dans certains des échantillons et est composée de plagioclase finement cristallisé, d'amphibole et/ou d'épidote ainsi que d'une quantité variable de quartz. Certains échantillons (B45) sont caractérisés par la présence de bandes à actinote alternant avec des plagioclases équigranulaires à aiguille d'actinote. On retrouve aussi une métadolérite (B46) contenant jusqu'à 70 % d'amphibole en équilibre avec de l'albite et une quantité mineure de quartz. Le métagabbro SB1 contient lui environ 70 % de plagioclase blasto-porphyrique ainsi que des blasto-porphyroclastes d'hornblende interprétés comme des reliques magmatiques de pyroxène. Certains échantillons contiennent aussi de la biotite magmatique.

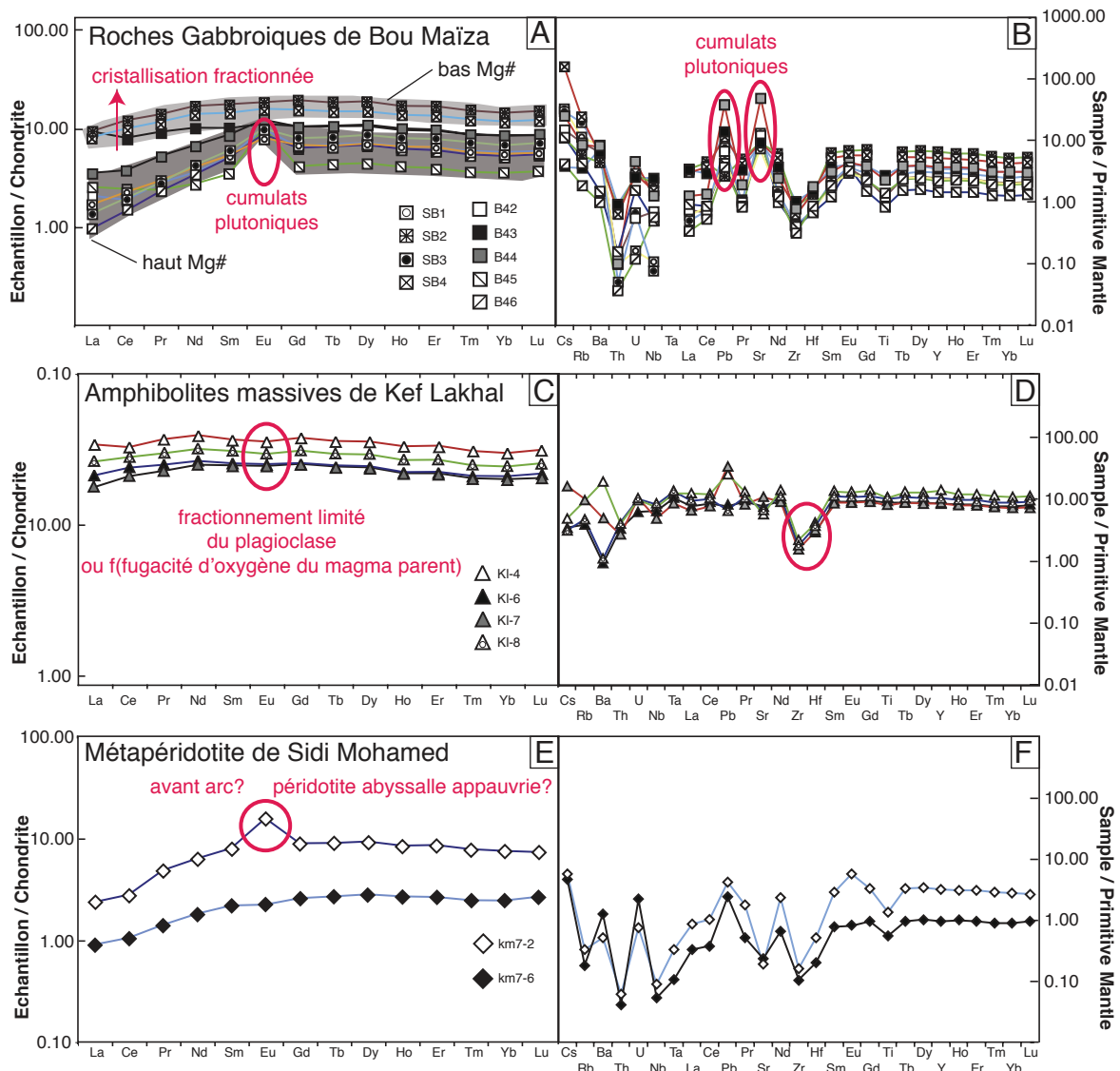


Figure 4-1 : Spectre des Terre Rares (normalisés aux chondrites) et spectres multi éléments normalisés au Manteau primitif pour les échantillons de Bou Maïza (BM ; 4A, 4B), les amphibolites massives de Kef Lakhal/La Voile Noire (KL ; 4C, 4D) et les échantillons de Sidi Mohamed (SM, 4<sup>E</sup>, 4F)

Les échantillons de la **Voile Noire/Kef Lakhal** sont plus homogènes, les amphibolites ainsi sélectionnées sont des amphibolites anatectiques présentant différents degrés de fusion partielle. Elles contiennent des amphiboles de type pargasite associées à des reliques de diopside, des plagioclases ainsi qu'une fine matrice à épidote observée pour certains échantillons et des zones à leucosomes leucocrates observées dans l'échantillon KL8

notamment. On retrouve des veines leucocrates pouvant suggérer un épisode de fusion partielle. Certains échantillons présentent des niveaux plus clairs à épidote.

Dans le massif de **Sidi Mohamed** deux échantillons de métapéridotite serpentinisée ont été étudiés et contiennent de l'olivine à sous-grain, de rares clinopyroxènes, de la brucite, des fantômes d'orthopyroxène ainsi que de petits spinelles. Les opaques et la serpentine sont très développés et peu de minéraux primaires sont préservés.

#### 4.2.2 Interprétations majeures et implications

Les cinq échantillons gabbroïques de **Bou Maïza** analysés présentent une amplitude de variation du Mg# comprise entre 66 et 80 et sont de type basalte (B45 et B46) à basalte andésitique (B42, B43 et B44) dans une diagramme TAS (*Figure 4a* de l'article présenté en paragraphe 4.3) et se reportent dans la lignée de la série sub-alkaline. Les échantillons sont faiblement enrichis en Terres Rares, et présentent deux types de spectres : un premier type est matérialisé par des spectres plats plus enrichis en Terres Rares et représentant les magmas les plus évolués (bas Mg#) et un second type, représenté par un appauvrissement marqué au niveau du La et Ce et des anomalies positives en Eu ( $Eu/Eu^*=1.06-5.51$ ) et étant caractérisé par des Mg# plus hauts i.e. liquide les moins évolués. Les spectres en éléments traces étendus apparaissent homogènes et présentent des anomalies positives en Pb et Sr. Nous attribuons ainsi les anomalies positives en Eu comme étant le témoin de cumulats plutoniques à accumulation de plagioclases (similairement à Aït-Djafer et al., 2003). Un échantillon se distingue par un spectre de Terres Rares plat avec une légère anomalie positive en Eu indiquant qu'il ne s'agit pas d'un cumulat mais plutôt d'un liquide basaltique piégé.

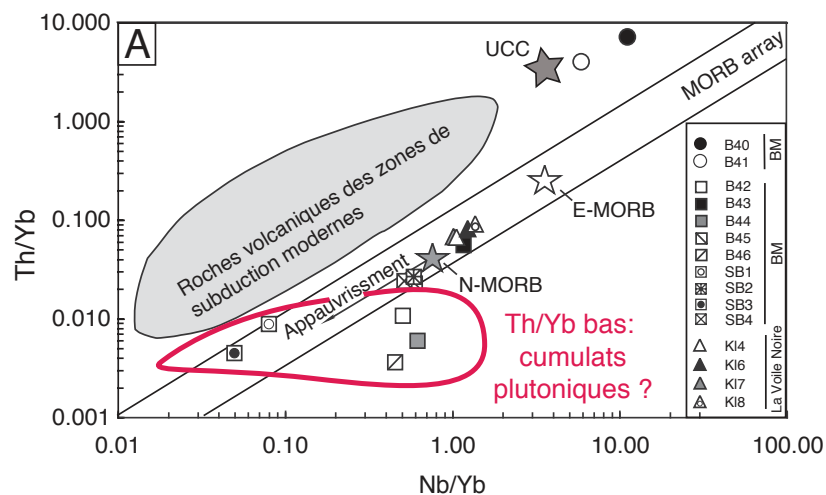


Figure 4-2 : Graphique de Th/Yb vs Nb/Yb d'après Pearce & Peate (1995).

Représentés dans le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb (Figure 4-2) les points sont situés à l'intérieur et en dessous du domaine caractérisant les MORB-OIB, et l'échantillon distingué par un profil plat en Terres Rares (B43) présente les plus hauts rapports de la série (1.16 et 0.054 respectivement) proches des amphibolites massives de Kef Lakhal renforçant l'idée qu'il s'agit d'un liquide basaltique piégé. En revanche, les autres échantillons possèdent des

Th/Yb bas (Figure 4-2), l'Yb étant utilisé dans ce rapport inter-élémentaire pour minimiser les effets de la cristallisation fractionnée ou d'une accumulation de cristaux, les faibles rapports observés pour les échantillons considérés peuvent être représentatifs de l'origine cumulative des échantillons. Les échantillons d'origine sédimentaire se placent dans le même diagramme (Figure 4-2) proches de la croûte continentale supérieure et tendent à montrer ; en regard des éléments majeurs ; une origine continentale pour ces échantillons.

Les isotopes permettent de nous apporter des informations supplémentaires capitales quant à la source de ces échantillons. Les échantillons représentés dans un diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indiquent clairement une origine à partir d'un Manteau Appauvri (Figure 4-3A) ayant enregistré une altération par de l'eau de mer (Bosch, 1991 ; Bosch et al., 2004) détectée par l'obtention de hauts rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , nettement supérieurs aux valeurs des MORB (Figure 4-3A). Ainsi, les rapports isotopiques du Sr ne seront pas utilisés pour évaluer les réservoirs sources ayant participé à la genèse de nos échantillons. En s'intéressant aux isotopes du plomb, dans un diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , les échantillons se placent dans le domaine des MORB ou dans le domaine des sédiments pélagiques et détritiques récents (voir Figure 4-3B pour références). Le fait que certains rapports, par exemple le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , soient hauts alors que les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  restent bas et que les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  soient de type Manteau appauvris, indique un clair découplage de ces systèmes isotopiques.

Les rapports isotopiques du Pb indiquent ainsi la participation d'un composant de type sédimentaire/EM2 (Manteau Enrichi de type 2) alors que le système isotopique du Nd montre clairement un réservoir de type Manteau Appauvri. On a de manière schématique un mélange entre un pôle manteau appauvri et un pôle sédimentaire (Figure 4-3B), avec les gabbros SB1, B42 et B46 appartenant au champ des MORB et étant les moins affectés par le composant sédimentaire. Le fait que les rapports isotopiques du Nd soient moins variables tend à éliminer l'hypothèse d'une influence sédimentaire résultant de l'assimilation de matériel sédimentaire (Figure 4-3A). Une explication alternative pour de telles caractéristiques pourrait-être une contamination d'une source de type manteau appauvri par des fluides ou liquides issus d'un composant sédimentaire. Cette idée reste d'ailleurs en accord avec les anomalies positives en Pb et l'enrichissement observé en LILE (Large-Ion Lithophiles Elements, Figure 4-1A).

Le diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs Th/Nd (Figure 4-3E) permet ainsi de mettre en évidence que l'ensemble des échantillons gabbroïques de Bou Maïza se situent à gauche de la droite de mélange entre le manteau appauvri et le pôle sédimentaire de Bou Maïza (matérialisé par les échantillons B40 et B41 de cette étude et incluant le pôle GLOSS ie. Global Subducting Sediment de Plank et Langmuir 1998). Comme le Nd et le Th sont deux éléments ayant un comportement plutôt immobile, ils ne seront pas modifiés en cas de métasomatisme de la zone mantellique. Combinées aux signatures isotopiques en Sr et Pb qui montrent une participation de sédiments via des fluides, ces échantillons gabbroïques de type DMM auraient été contaminés lors de déshydratation de sédiments issus de la subduction.



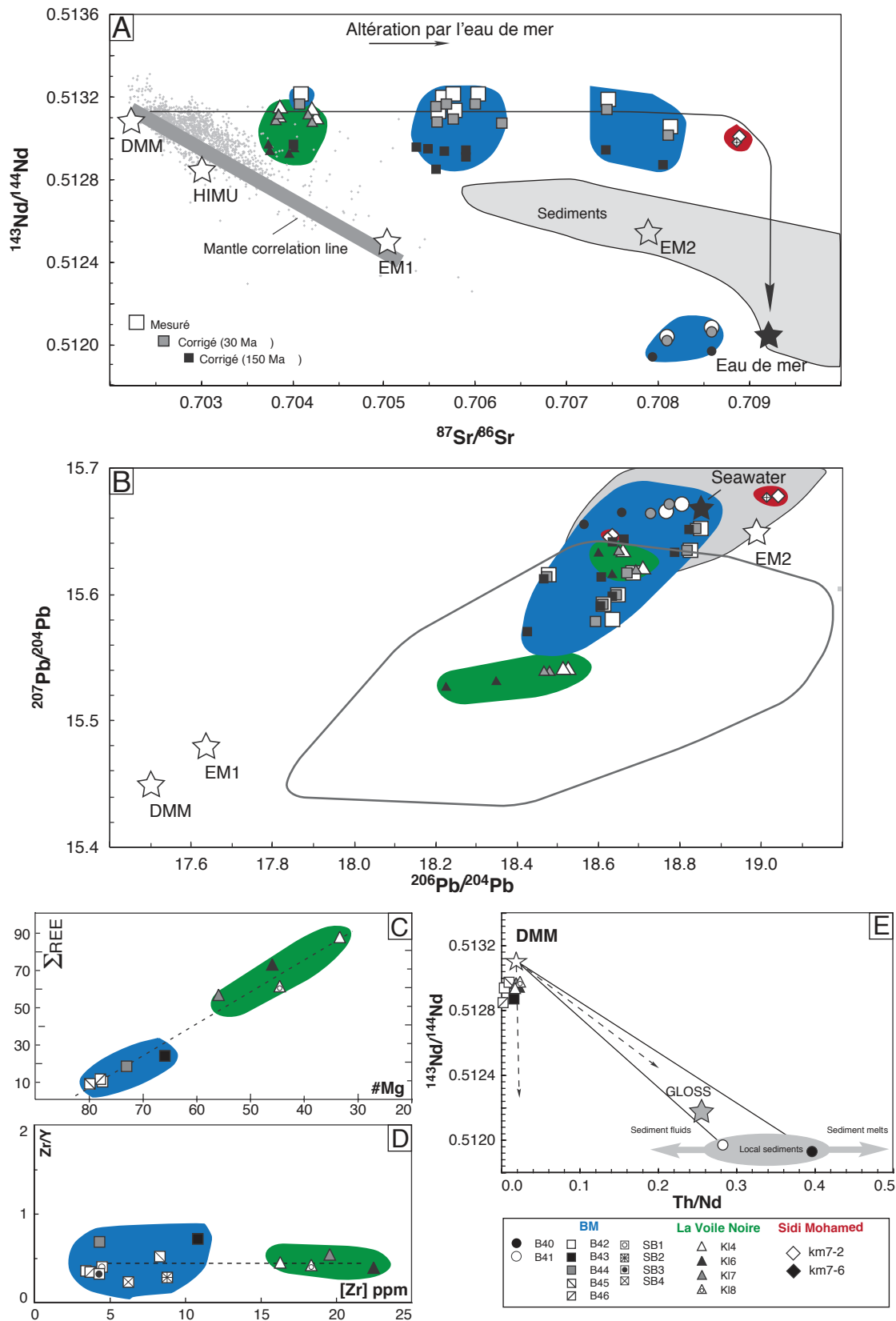


Figure 4-3 : A) Diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour des rapports isotopiques mesurés et corrigés de l'âge. B) Diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour des rapports isotopiques mesurés et corrigés de l'âge. Les sédiments modernes proviennent des travaux de Ben Othman et al. (1989). Les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb de l'eau de mer sont d'après Palmer et Edmond (1989), Piegras et Wasserburg (1987), Tachikawa et al. (1999) et Abouchami et Goldstein (1995) respectivement. Les rapports mesurés correspondent aux symboles blancs, les

symboles gris sont corrigés à 30 Ma, et les symboles noirs sont corrigés à 150 Ma. Les péridotites de Sidi Mohamed ont été corrigées à 18 Ma d'après Bruguier et al. (2009). Les pôles DMM, EM1 et EM2 sont tirés de Zindler et Hart (1986) et Eisele et al. (2002). C) Diagramme  $\Sigma\text{REE}$  vs Mg# pour les amphibolites de la Voile Noire et les métagabbros de Bou Maïza. D) Zr/Y vs [Zr] pour les amphibolites de la Voile Noire et les métagabbros de Bou Maïza. E) Diagramme représentant les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs Th/Nd pour l'ensemble des échantillons de cette étude. Global Subducting Sediments (GLOSS) d'après Plank et Langmuir (1998).

Quatre échantillons d'amphibolites massives ont été étudiés au sein du massif de **La Voile Noire/ Kef Lakhhal**. Ces échantillons possèdent des Mg# s'échantillonnant de 33.3 à 55.8. Les amphibolites se placent dans le champ des basaltes sub-alcalins et dans le champ tholéïtique dans les diagrammes TAS et AFM, respectivement (voir Figure 4A et B dans la section 4.3). L'échantillon KL7 se situe très près du champ des N-MORB dans le diagramme AFM. Leurs teneurs en  $\text{TiO}_2$  et leurs rapports Ti/Eu (1.2-2.11 wt% et 6397 et 7577 respectivement) sont dans les gammes de variation des MORB (Arevalo & McDonough, 2010). Les spectres de Terres Rares sont presque plats avec une forme légèrement convexe au niveau des Terres Rares Moyennes (Figure 4-1C).

Comme pour Bou Maïza, l'enrichissement en Terres Rare est de 20 à 30 fois des chondrites, dans la gamme caractérisant les MORB de type N (Arevalo & McDonough, 2010). Dans le diagramme normalisé au Manteau primitif, on retrouve des anomalies négatives en Zr-Hf associé à des pics variables en Pb ; positifs pour KL4 et KL7 et légèrement négatifs pour KL6 et KL8 (Figure 4-1D).

Dans le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb, les échantillons appartiennent à la gamme des MORB-OIB (Figure 4-2). L'absence d'anomalie négative en Eu tend à montrer un fractionnement limité du plagioclase. Des rapports de La/Yb variables pourraient être interprétés comme étant le résultat d'une cristallisation fractionnée ou d'un taux de fusion partielle variable (voir Figure 6B de la section 4.3).

Comparativement à Bou Maïza les amphibolites massives de la Voile Noire/Kef Lakhhal sont plus enrichies en Terres Rares et sur le diagramme  $\Sigma\text{REE}$  vs Mg# les deux unités forment une tendance claire avec une augmentation du Mg# corrélée avec une diminution des teneurs REE (Figure 4-3C) ce qui tendrait à appuyer une origine commune, plus probablement liée au fractionnement d'un magma basaltique. La covariation observée en éléments incompatibles et compatibles comme suggéré par Ray et al. (2011) et représenté dans Figure 4-3D à travers le diagramme Zr/Y vs [Zr] afin de tester une origine cogénétique s'avère fructueuse dans notre cas où l'on observe des teneurs variables en [Zr] pour des valeurs de Zr/Y proches (comprises entre 0.28 et 0.72).

D'un point de vue traçage isotopique, les amphibolites de la Voile Noire/Kef Lakhhal présentent une amplitude de variation des  $\epsilon\text{Nd}$  bornée entre +9.2 et +10.2 pour (Figure 4-3A). Les isotopes du Sr se caractérisent par des rapports relativement radiogéniques, différents du manteau appauvri avec des  $\epsilon\text{Sr}$  allant de -3 à -10. Les isotopes du Pb et du Sr définissent ainsi deux groupes distincts : un premier typique des MORB (KL6-KL8, Figure 4-3B) et un second groupe à plus hauts rapports  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour un rapport de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  donné. Ces caractéristiques les replacent dans le champ des sédiments représenté dans un diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Figure 4-3B). En ce qui concerne les sources impliquées

dans la genèse des amphibolites massives de Kef Lakhel nous proposons que, comme dans le cas de Bou Maïza, celles-ci sont issues du fractionnement d'un magma basaltique issu d'un réservoir de type manteau appauvri modifié par des fluides issus des sédiments, en effet les caractéristiques générales des quatre échantillons sont similaires à celles des gabbros de Bou Maïza.

### **Sidi Mohamed**

Les métapéridotites de Sidi Mohamed possèdent d'importantes pertes au feu de 4.2 wt% et 12.0 wt%, respectivement, pour les échantillons Km7-2 et Km7-6. Ces caractéristiques sont probablement liées aux différents degrés de serpentinisation, observés dans les deux échantillons. Les teneurs observées en éléments majeurs sont proches des estimations faites pour le manteau primitif telles que définies par McDonough & Sun, (1995). Par conséquent, on peut en déduire que ces échantillons n'ont pas subi d'importants taux de fusion partielle ni d'extraction de magma ( $\text{SiO}_2=43.6-40.6$  wt%,  $\text{MgO}=32.8-30.8$  wt%  $\text{Mg\#}=89.6-87.6$ ). Les profils de Terre Rares permettent d'identifier deux échantillons appauvris (Figure 4-1E-F) et l'un d'entre eux montre une anomalie positive en Eu surprenante considérant qu'il ne contient pas de feldspath. Cette caractéristique pourrait correspondre à des péridotites d'avant-arc (Parkinson & Pearce, 1998) ou bien des péridotites abyssales appauvries (e.g. Niu & Hekinian, 1997). Les diagrammes en éléments traces montrent des anomalies négatives en Rb, Th, Sr, Nb, Ta et Ti et des enrichissements en éléments mobiles provenant de fluides (Cs, Ba, U et Pb).

Les rapports isotopiques du Nd présentent des valeurs typiquement mantelliques avec des  $\epsilon\text{Nd}$  positifs de 7.0 et 12.2. L'échantillon Km7-2 possède un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  égal à 0.7088 qui peut être expliqué par de l'altération hydrothermale via l'eau de mer. Tracé dans le diagramme présenté en Figure 4-3B, i.e.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , les échantillons de Sidi Mohamed se placent dans le champ des sédiments. La faible teneur en Pb mis en regard avec des anomalies positive en plomb permet de justifier que la participation d'un composant à haut  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , introduit même en faible quantité, peut grandement modifier les rapports isotopiques de nos échantillons ultramafiques et expliquerait ainsi leur position dans le champ des sédiments. Le fait que, comme au niveau de Bou Maïza, les signatures isotopiques en Nd préservent des signatures de type Manteau Appauvri permet de dire que la contribution d'origine sédimentaire ne s'est pas faite par assimilation de matériel.

Etablir une comparaison entre les échantillons de Sidi Mohamed et les autres unités semble nécessaire. En effet, les péridotites échantillonnées pourraient être à l'origine des amphibolites et métagabbros par fusion partielle. Cependant, certaines caractéristiques permettent d'exclure une telle relation génétique. En effet:

- l'échantillon Km7-6 possède les mêmes teneurs en Terre Rares que le gabbro B46;
- les péridotites de Sidi Mohamed ne présentent pas de caractéristiques géochimiques permettant de supposer qu'elles ont subi de forts taux de fusion partielle.

On interprète ainsi les péridotites de Sidi Mohamed comme une portion de manteau sous-continental à ce stade de l'investigation.

### *Conclusion et possible modèle géodynamique :*

En résumé, l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal et les métagabbros de Bou Maïza semblent reliés génétiquement et se seraient formés dans un contexte de type bassin d'arrière-arc. Ces unités ne semblent pas génétiquement reliées au périodites de Sidi Mohamed. Cette dernière représente probablement une portion de manteau sous-continentale mis en place au cœur du dôme de l'Edough aux environs de c.18 Ma d'après Bruguier et al. (2009).

Au vu du manque d'informations géochronologique sur ces unités, il devient difficile de faire une « reconstruction » géodynamique précise. En prenant cet aspect en compte nous proposons le scénario suivant : la paléo-géodynamique de la Méditerranée Occidentale peut-être grossièrement approximée aux processus liés à la subduction de la croûte Téthysienne, avec enfoncement de la Téthys sous la plaque Européenne suivi par un retrait de la fosse, globalement dans une direction Est puis Sud-Est (e.g. Carminati et al., 1998 ; Guegen et al., 1998 ; Faccenna et al., 2001 ; Beccaluva et al., 2011). L'idée que les roches de Bou Maïza et de Kef Lakhal/la Voile Noire représenteraient un vestige de la Téthys est tentante. Certaines occurrences de Téthys sont d'ailleurs connues plus à l'Ouest dans les Nappes Téliennes du Sud de la Kabylie (Bouillin, 1979). Ces reliques affleurent sous formes de basaltes en pillow, dolérites, gabbros épars et radiolarites. De même dans le Rif et en Sicile on retrouve des ophiolites de croûte Téthysienne d'âge Jurassique, associées à diverses unités tectoniques appartenant au flysch Crétacé maghrébin (Durand-Delga et al., 2000).

Nous proposons aussi une autre alternative à savoir que les deux unités, Bou Maïza et Kef Lakhal, représenteraient un morceau de bassin d'arrière-arc formé lors de la dérive des fragments d'AlKaPeCa lié au retrait du panneau plongeant de la Téthys. Comme souligné par Carminati et al. (1998) la terminaison Sud du bassin Liguro-Provençal, ayant commencé à se former vers 30 Ma, n'est pas connue. De plus cette extension précédant l'ouverture du bassin Algérien à 18 Ma (Bruguier et al., 2009), la terminaison Sud du bassin Liguro Provençal se situerait globalement au niveau du bassin Algérien actuel. Ces morceaux d'arrière-arc auraient alors pu être charriés sur la marge Africaine suite à des mouvements liés au retrait du panneau plongeant, ou bien à une déchirure de celui-ci ou bien encore suite à des mouvements transformants liés aux mouvements du panneau plongeant (voir Chapitre 2 Paragraphe 2.4.).

#### 4.3 Publication : Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria) : Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin

Delphine Bosch<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Mehdi Mechat<sup>b</sup>, Laure Fernandez<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, , Patrick Verdoux<sup>c</sup>.

<sup>a</sup> Université de Montpellier, UMR5243, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géologie d'Annaba (LRGA), Université de Badji-Mokhtar BP12, El Hadjar, Annaba 23000.

<sup>c</sup> Laboratoire de Géochimie Isotopique environnementale, Université de Nîmes/Site GIS, UMR-CNRS 7330, rue Georges Besse, 30035 Nîmes Cedex 1, France.

publié dans la revue *Tectonophysics* [doi:10.1016/j.tecto.2014.03.031](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.031)

NB. Ma contribution dans cet article, publié en avril 2014, a été la suivante:

- j'ai réalisé l'ensemble des dosages en éléments en trace des échantillons présentés ainsi que la réduction des données correspondantes et l'élaboration des diagrammes;
- j'ai participé aux discussions et interprétations proposées dans cet article.



## Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin?



Delphine Bosch<sup>a,\*</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Mehdi Mechat<sup>b</sup>, Laure Fernandez<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, Patrick Verdoux<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, Cedex 05, France

<sup>b</sup> Université Badji-Mokhtar, BP12, El-Hadjjar, Annaba 23 000, Algeria

<sup>c</sup> Université de Nîmes/Site GIS, UMR 7330, Parc Scientifique Georges Besse, 150 rue Georges Besse, 30035 Nîmes Cedex 1, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 19 August 2013

Received in revised form 22 March 2014

Accepted 28 March 2014

Available online 12 April 2014

#### Keywords:

Western Mediterranean

Peridotite

Geochemistry

Geodynamic evolution

Algerian basin

### ABSTRACT

The Maghrebides, Betics and some parts of the Calabrian, NE Sicilian and Tuscan allochthons constitute dismembered fragments of the Alpine belt that resulted from the Cenozoic collision between Africa and Eurasia and the opening of the Western Mediterranean basin. Mineral and whole-rock geochemical analyses have been performed on three distinct outcrops of mantle material from the Edough Massif of NE Algeria, namely the Bou Maiza (BM) gabbros, the La Voile Noire (LVN) amphibolites and the Sidi Mohamed (SM) peridotites. In all samples, Sr isotopes are largely affected by seawater alteration ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{act.}} > 0.70384$  and up to 0.70888) and cannot be used to evaluate the nature of the source reservoirs. SM peridotites display variable depleted mantle Nd isotopic signatures ( $\epsilon_{\text{Ndact.}}$  from +7.0 to +12.2) and geochemical features suggesting no significant chemical depletion as a result of partial melting and melt extraction ( $\text{Mg\#} < 90$ ; slightly LREE-depleted patterns with  $\text{La}/\text{Yb}_N = 0.33\text{--}0.39$ ). These rocks are interpreted as parts of the subcontinental lithospheric mantle incorporated into the crustal units of the Edough Massif during the early stages of opening of the Algerian basin. BM gabbros and LVN amphibolites show geochemical signatures indicating derivation from a common depleted mantle reservoir ( $\epsilon_{\text{Nd}} > +7.9$ ) and are likely cogenetic, but without filiation with the SM peridotites. Pb isotopes indicate a contribution of sediments in the source reservoir, which is attributed to contamination solely by hydrous fluids released from a sedimentary component. This observation, together with a LILE-enrichment, suggests a back-arc basin environment. These results indicate that BM and LVN units were obducted onto the North African margin and subsequently fragmented, probably during doming and exhumation of the lower continental crust of the Edough massif. Doming resulted in opposite movements of the overlying oceanic units, southward for the BM units and northward for LVN amphibolites.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

The incorporation of mafic/ultramafic rocks into crustal units is a major feature of most orogenic belts (Brueckner and Medaris, 2000) and their study is paramount to understand the geodynamic evolution of these areas as they may provide a link between mantle and crustal processes. In the Western Mediterranean, large masses of mantle material were incorporated at around 20–25 Ma in the Betic–Rif arc (the Beni Bousera and the Ronda massifs in Morocco and Spain, respectively). These are important witnesses of crust–

mantle interaction processes that followed subduction of the Jurassic Tethys oceanic crust and collision-related tectonic events associated with the northward motion of Africa (e.g. Carminati et al., 2012; Frizon de Lamotte et al., 2000). The Maghrebides represent a collisional zone along the edge of Northern Africa that resulted from the fragmentation, drifting and subsequent docking of some fragments of the AlKaPeCa domain (Alboran–Kabylie–Peloritans Mts–Calabria domain of Bouillin (1986)) to Africa. The belt contains few occurrences of mafic/ultramafic rocks, which although scarce, are important for reconstructing the paleogeodynamic evolution of the Western Mediterranean basin. In the northern part of Algeria, only few studies have been devoted to these materials and, as a consequence, reconstructions of the Western Mediterranean (e.g. Carminati et al., 2012; Doglioni et al., 1997; Royden, 1993) rarely integrate information from the Algerian

\* Corresponding author. Tel.: +33 467 143 267.  
E-mail address: [bosch@gm.univ-montp2.fr](mailto:bosch@gm.univ-montp2.fr) (D. Bosch).

part of the North African margin. This study aims at broadening the knowledge of this area by focusing on the geochemistry of mafic rocks outcropping in the Edough massif of Northeastern Algeria. The final aims of this paper are to attempt an interpretation on the origin of these rocks and to fully integrate these new data in the geodynamic evolution of the Western Mediterranean basin. To reach these goals, we present a description of the metagabbroic rocks from the Bou Maiza (BM) inlier of the Edough Massif and focus on their geochemical (major and trace elements) and isotopic (Sr, Nd and Pb isotopes) signatures in order to evaluate their nature, origin and geodynamical setting. In addition, these data address the potential link between the BM metagabbros and other mafic/ultramafic outcrops of the Edough massif, namely the Sidi Mohamed (SM) peridotites and amphibolites from La Voile Noire (LVN).

## 2. Geological setting of mafic and ultramafic rocks of the Edough Massif

The Bou Maiza rocks are exposed as an inlier, ~30 km south-west of the Edough massif (Fig. 1) that displays a dome geometry interpreted as a metamorphic core complex of Miocene age (Caby and Hammor, 1992; Caby et al., 2001). The Bou Maiza (BM) crystalline inlier comprises slices of metagabbros and amphibolite facies phyllites overlain in tectonic contact by greenschist facies Mesozoic metasediments, all covered by the Oligocene Numidian nappe. The Bou Maiza succession (apparent thickness ~350 m) comprises two units. The lower unit of kyanite–staurolite–garnet metapelites contains intercalations of quartzites, pink marbles (~50 m thick) and occurrences of stratiform magnetite–hematite horizons. The upper unit of phyllites also contains marble intercalations, calc schists, talcschists and decametric lenses of metabasic, mainly gabbroic rocks. These lenses are heterogeneous and composed of different types of amphibole-bearing metagabbros that differ by their mineralogy and microstructure. Most metagabbros display synmetamorphic protomylonitic to ultramylonitic fabrics parallel to

the foliation observed in the metapelites. Massive layers, lenses and boudins of equant magmatic metagabbro are also present. Relict igneous layering in the metagabbros is defined by variable grain size, abundance of mafic blasts and plagioclase-enriched layers. Metamorphic amphibole is observed in all kinds of metagabbros. Approaching the interface between mafic rocks and metapelites, the foliation grades to amphibolite facies mylonites formed in both the mafic and pelitic rocks. Due to poor outcrop conditions, it is not clear however, if the mafic rocks represent intrusive sills or, alternatively allochthonous imbricates of mafic rocks within the metapelites. Above the lenses of metagabbros layered micaschists associated with fine-grained amphibolites have been observed. These amphibolites display millimetric to centimetric layering, with lenses and blocks of metagabbros embedded within sedimentary layers, suggesting that they represent mafic metasediments (litharenites). It is thus tentatively concluded that part of the metagabbros may represent lenses embedded in a finely layered sedimentary matrix, which composition is either pelitic or mafic. The geochemical study on gabbroic rocks was thus only focused on samples taken from massive layers that clearly display a magmatic microstructure (samples B42 to B46, and SB1 to SB4).

Phyllites are clearly of amphibolite facies grade since they contain minute syn-kinematic blasts of kyanite and staurolite ( $\pm$  garnet) set up in a fine-grained quartz-poor white mica-rich matrix, the foliation being cut by flakes of pale-brown biotite. Thin bands and boudins of actinolite schist, tremolite schist and talcschist are exposed below the mylonitic marbles. A felsic layer (B40) of metasedimentary origin shows gradational contacts with an adjacent gabbro. Another calcic band enriched in epidote, pyroxene and garnet (B41) may represent a sedimentary intercalation of impure siliceous dolomitic marble apparently enclosed in metabasic rocks. The tremolite–actinolite–Mg–chlorite  $\pm$  talc schists may derive from peridotite and pyroxenite layers.

The amphibolite facies metamorphic mineralogy of the metagabbros is consistent with the coexistence of kyanite + staurolite in adjacent metapelites. Temperatures of ~550 °C and minimum pressures of

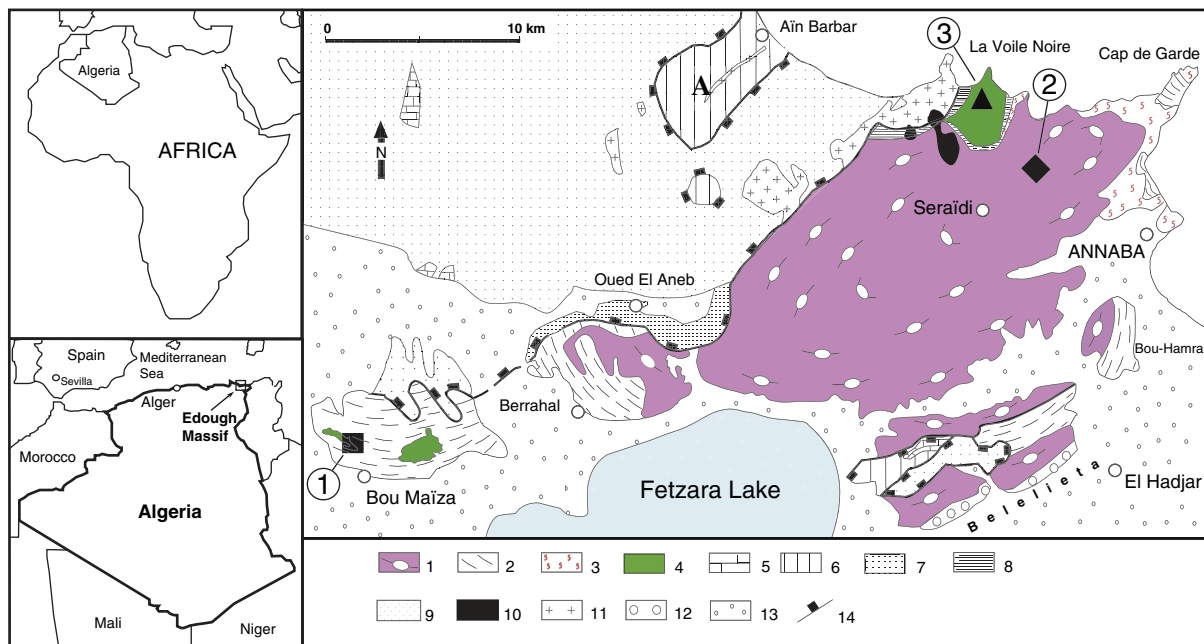


Fig. 1. Geological sketch map of the Edough massif of NE Algeria (modified from Caby et al. (2001)) showing the location of the different outcrops sampled during this study (■ – black square: Bou Maiza gabbros and metasediments; ◆ – black diamond: Sidi Mohamed peridotites; ▲ – black triangle: La Voile Noire amphibolites), 1 – granite-gneiss; 2 – micaschist; 3 – anatexite; 4 – undifferentiated mafic and ultra-mafic rocks; 5 – Jurassic marble; 6 – Cretaceous marls and flysch; 7 – Mesozoic (?) phyllite, marble and jasper; 8 – ultramylonite; 9 – Numidian nappes; 10 – rhyolite; 11 – intrusive granite; 12 – Pliocene sediments; 13 – Quaternary cover; 14 – major tectonic contact.

4–5 kbar are estimated for the kyanite–staurolite–white mica phyllites (Caby et al., 2001). At variance with similar metapelites (andalusite–staurolite-bearing), the so-called “Alternances Series” exposed close to Annaba in the northern part of the Edough massif and that contain acritarchs of Paleozoic age (Ilavsky and Snopkova, 1987), the Bou Maiza metapelites were subjected to lower temperature (no sillimanite), and higher pressure conditions (no andalusite, no cordierite).

Further north, amphibolites of the Edough massif (the Amphibolite–Peridotite Unit of Caby et al. (2001)) (Fig. 1) represent a ~800 m thick allochthonous slab delineated at its base by a metamorphic sole of high-temperature mylonites and ultramylonites including peridotite boudins. Rare relics of an early syn-kinematic high-pressure, high-temperature metamorphic stage accompanied by partial melting are portrayed by garnet–clinopyroxene–zoisite–rutile assemblages for which thermobarometric calculations of Caby et al. (2001) indicate  $P \geq 12$  kbar and  $T \geq 800$  °C. Based on major and REE analyses (Ahmed-Said and Leake, 1992, 1997) as well as on S and O isotopes (Laouar et al., 2002) a MORB protolith has been proposed for the origin of parental magmas of these amphibolites.

The Sidi Mohamed peridotites, outcropping at the so called “Km7” locality (Bossiere et al., 1988; Hadj-Zobir and Oberhansli, 2013), represent a 150 m long pod of mainly harzburgite and dunite enclosed in quartzo-feldspathic diatexites. The peridotites were tectonically emplaced at 18 Ma (Bruguier et al., 2009) and suffered metamorphic recrystallization and hydration.

### 3. Analytical techniques

Rock samples were crushed then powdered in an agate mill for whole rock (WR) analyses. Major elements were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) at the CRPG Nancy (France). Whole-rock trace element concentrations were measured by ICP-MS using a ThermoFinnigan Element XR at Geosciences Montpellier. For Sr, Nd and Pb isotopic analyses, WR were leached for 45 min in 6 N HCl at 90 °C. After leaching, residues were rinsed three times in purified Milli-Q H<sub>2</sub>O. Samples were subsequently dissolved during 72 h on a hot plate with a mixture of HF and HNO<sub>3</sub> (1:1). After evaporation to dryness, 1 ml of HNO<sub>3</sub> was added to the residue and kept at about 90 °C for 36 h and then evaporated to dryness. The Pb chemical separation was done using anion resin and HBr and HCl as eluants. Sr isotopes were separated using Sr Eichrom resin and REE were concentrated from the matrix using cation exchange resin followed by two steps of Nd purification using the HDEHP technique. Strontium, Nd and Pb total procedural blanks were less than 40 pg, 15 pg and 20 pg, respectively. Strontium isotopic compositions were measured on a Finnigan Triton TI mass spectrometer at the Laboratoire de Géochimie GIS of Nîmes. Lead and neodymium isotopic compositions were measured using the Nu 500 MC-ICP-MS at the Ecole Normale Supérieure de Lyon. Details about analytical parameters, including reproducibility, accuracy and standards, are available in Bosch et al. (2008) and references therein.

### 4. Petrography

Seventeen samples have been collected for this study, including eleven samples from the Bou Maiza massif, two from the Sidi Mohamed peridotitic outcrop and four from La Voile Noire massif (Fig. 1). The main petrological characteristics of the studied samples are described in the following paragraph and microphotographs of the studied thin-sections are shown in Fig. 2.

#### 4.1. Bou Maiza samples

##### 4.1.1. Sedimentary samples

B40. Leucocratic amphibole gneiss. Plagioclase blasts derive from phenocrysts with unrecrystallized domains, preserved twinnings

and rimmed by recrystallized plagioclase sub-grains (oligoclase). Dark green to pale brown amphibole blasts occasionally with bent cleavages, are in equilibrium with phlogopite (<2 vol.%). Numerous inclusions of prismatic rutile are observed in amphibole and plagioclase. The plagioclase–quartz matrix contains minor epidote grains and aggregates of prismatic rutile.

B41. Calcisilicate schist (with 70 vol.% of epidote plus zoisite) containing poikilitic diopside blasts in syn-crystallization with granular epidote and about 10% of pale green, Ca-rich amphibole plus euhedral garnet with calcite cores. Thin trails of platen quartz, magnetite, titanite and minor phlogopite are also present. The protolith may be impure ferrous siliceous carbonate.

##### 4.1.2. Gabbroic samples

B42. Coarse-grained amphibole meta-gabbro. Monocrystalline actinote prisms (~40 vol.%) represent the total pseudomorphs after assumed magmatic clinopyroxene. Plagioclase phenocrysts, up to 1 cm in size, are totally recrystallized into an assemblage of plagioclase and zoisite, the latter being concentrated in cores and evidencing igneous zoning of the former plagioclase.

B43. Coarse-grained meta-gabbro. Weakly oriented hornblende-type green acicular amphibole of metamorphic origin has totally replaced an assumed former pyroxene. In the cores of coarse-grained aggregates of amphibole, diopside poikiloblasts are observed with epidote + quartz droplets, possibly representing metamorphic blasts. Most of the magmatic plagioclase has recrystallized into a mosaic of secondary plagioclase in equilibrium with metamorphic amphibole. Xenomorphic apatite, up to 1 mm, is also present. Titanite granules included in plagioclase are possibly of magmatic origin.

B44. Coarse-grained meta-gabbro. The sites of magmatic former ferro-magnesian mineral (clinopyroxene? up to 2–3 cm) are replaced by polycrystalline green amphibole with titanite granules. The former plagioclase megacrysts are replaced by dense aggregates of clinozoisite needles and larger zoisite prisms set up in a mosaic of secondary microcrystalline plagioclase (albite) suggestive of the high Ca content of the precursor plagioclase.

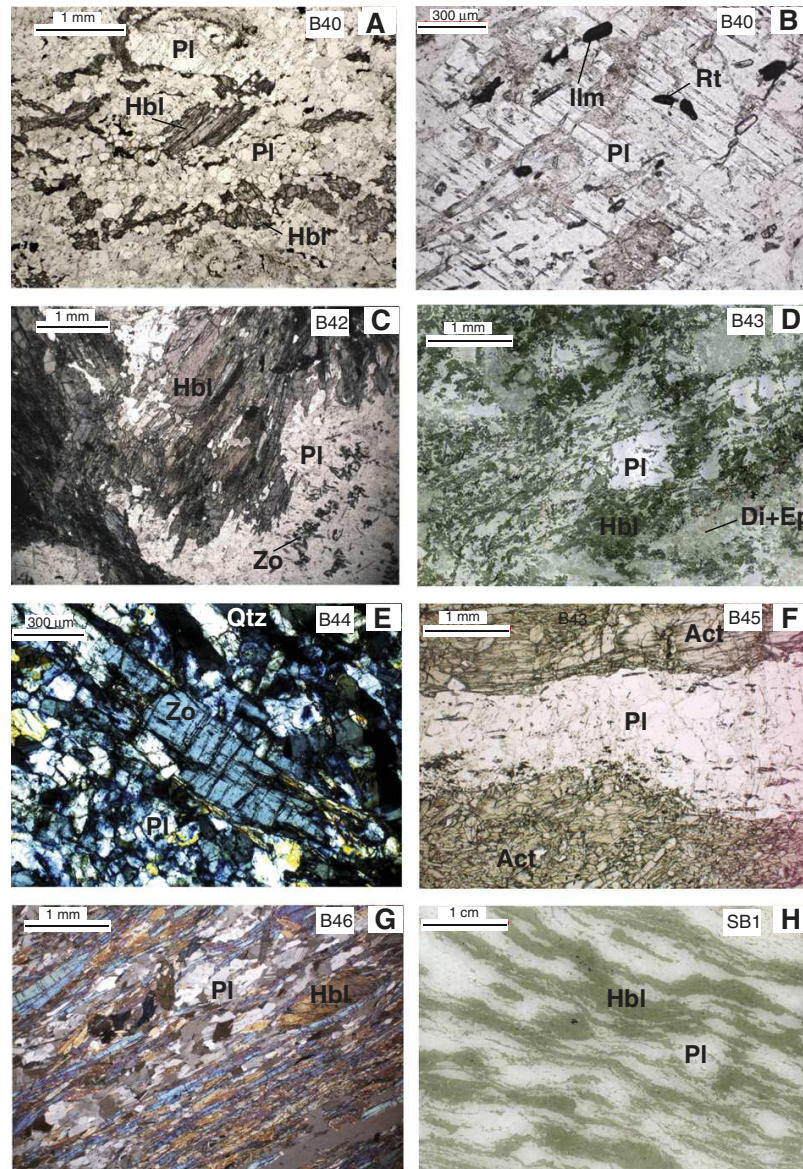
B45. Metagabbro composed of bands constituted by 100% actinote with inclusions of prismatic rutile alternating with trails of recrystallized equigranular plagioclase (albite) crowded by actinote needles. The rock also contains minor amount of secondary scapolite. This rock represents a former olivine-gabbro.

B46. Meta-dolerite. The rock is composed of about 70 vol.% of colorless to pale green amphibole needles in equilibrium with albite, minor quartz and minute rutile grains.

SB1. Plagioclase-rich metagabbro. The rock fabric is delineated by alternating plagioclase (~70 vol.%) and polycrystalline amphibole ribbons. Blastoporphyritic plagioclase up to 5 mm with bent cleavage planes interpreted as relics of phenocrysts is observed in the leucocratic layers, chiefly made up of a plagioclase mosaic with <1 vol.% of quartz. The amphibole layers also include blastoporphyritic amphibole, up to 1 cm in size, interpreted as magmatic relics after clinopyroxene, set up in a groundmass of metamorphic dark green acicular amphibole with optical characters of hornblende. Acicular amphibole is also observed in the plagioclase grains of the matrix as well as rare green chlorite and hematite.

SB2. Fine-grained microgabbro displaying a compositional layering, 2–5 mm in scale, defined by the relative abundance of mafic and felsic minerals. A ghost deformed doleritic microstructure is however recognizable, delineated by high-temperature pale green to pale





**Fig. 2.** Thin section microphotographs of the studied samples. (A) Fine-grained leucocratic amphibole gneiss B40. Mg-hornblende and plagioclase phenocrysts are dispersed in the quartz-plagioclase matrix. (B) Plagioclase phenocryst from sample B40 displays inclusions of ilmenite and prismatic rutile. (C) Amphibole metagabbro B42. Mg-hornblende with acicular rims represents pseudomorphs after a magmatic mineral. (D) Amphibolitized metagabbro B43. Polycrystalline hornblende represents total pseudomorphs after a Fe–Mg igneous mineral. Poikilitic clinopyroxene + epidote may represent pseudomorphs of magmatic augite. Note that acicular amphibole has also grown in plagioclase. (E) Metagabbro B44. Prisms of zoisite + quartz + plagioclase have crystallized in cores from former calcic plagioclases. Note the numerous fractures in zoisite. (F) Actinolite-metagabbro B45 characterized by alternating actinolite and plagioclase layers. (G) Amphibolite B46 composed of 70% of amphibole + plagioclase and minor quartz. (H) Strongly foliated metagabbro SB1. Plagioclase phenocrysts are totally recrystallized into polycrystalline plagioclase subgrains + minor quartz. Mafic clasts have been replaced by metamorphic Mg-hornblende. (I) Mesocratic biotite amphibolite SB4. (J) Enlargement of microphotograph I. Amphibole (Mg-hornblende) is observed both as euhedral crystals of assumed magmatic origin and in the matrix associated with pale-brown biotite and plagioclase. (K) Layered/veined amphibolite K17 of “La Voile Noire” displaying igneous layering. The green layers are chiefly made up of epidote and diopside, the dark layers contain pargasite + magnetite + plagioclase as major phases. The white veins on the left side represent pyroxene–amphibole–titanite leucosome. (L) Anatectic amphibolite K18 of “La Voile Noire”. Clinopyroxene and pargasitic amphibole are observed in the rock and in the veins and patches considered as recrystallized percolating melt. (M) Close-up view of sample K18 showing pargasite rimmed by pale green diopside. (N) Clinopyroxene-bearing leucosome from amphibolite K14. (O) Metaperidotite Km7-2. Serpentinized olivine, polycrystalline clinopyroxene (Cpx) and relict orthopyroxene with a clinopyroxene corona. (P) Close-up view of sample Km7-2. Polycrystalline clinopyroxene in textural equilibrium with brucite and magnetite. Symbols after Kretz (1983).

brown amphibole. Brown biotite (~5–10 vol.%) is of metamorphic origin since it appears not only in the matrix but also in the pressure shadows of stretched amphibole phenoblasts, but in microstructural

equilibrium with the amphibole rims. The metamorphic matrix is composed of unaltered plagioclase and ~5 vol.% of quartz. Apatite, abundant titanite and ilmenite are present as accessory phases.

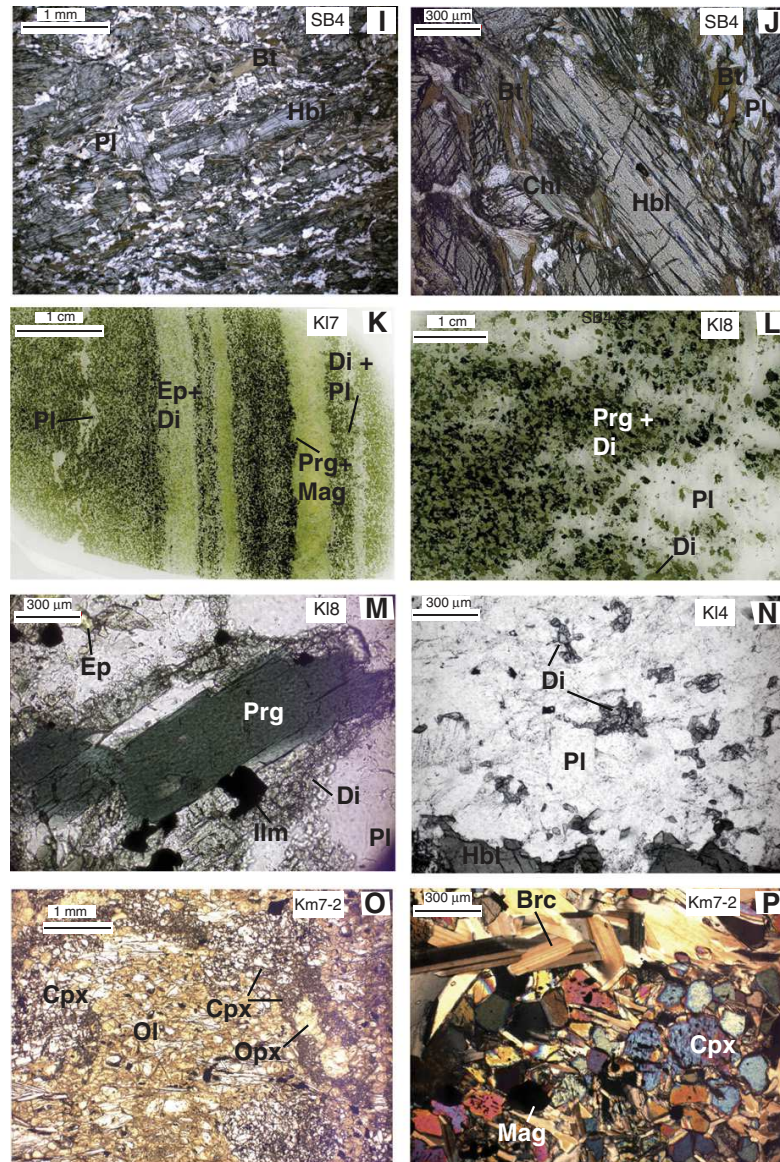


Fig. 2 (continued).

SB3. Plagioclase-rich amphibole metagabbro similar to SB1. Brown biotite blasts (<2 vol.%) occur in both plagioclase and amphibole layers. Inclusions of prismatic rutile appear both in amphibole and plagioclase. Titanite, ilmenite, pyrite and rare zircon grains (<10–20  $\mu\text{m}$ ) have been also observed.

SB4. Mesocratic biotite metadolerite. This sample is comparable to SB2.

#### 4.2. La Voile Noire (Kef Lakhal) samples

KL4. Homogeneous slightly anatectic amphibolite, i.e. amphibolitic migmatite. The rock contains equal amounts of amphibole and plagioclase, and minor secondary epidote. Veinlets of ~5 mm thick

probably represent anatectic melt. Some veins contain few pyroxene grains and ilmenite always rimmed by titanite.

KL6. Anatectic amphibolite. The rock is composed of an anastomosed network of diffuse leucosomes and mafic bands containing c. 80 vol.% of dark green amphibole, 5–10% of clinopyroxene grains, ilmenite + titanite, and secondary epidote. Some leucocratic veins with abundant epidote contain ~5 vol.% of amphibole and other veins are quartz- and clinopyroxene-bearing. Occurrence of such veins argues for dehydration melting of the amphibolite (quartz-tholeiitic compositions) at temperatures around 800 °C.

KL7. Veined anatectic amphibolite. The dark bands (in part restitic, 1 to 10 cm thick, with plagioclase pockets) contain dark green amphibole (hornblende) and  $\leq 10$  vol.% of clinopyroxene + ilmenite–

**Table 1**Major and trace elements analyses. LOI: loss of ignition. Mg# =  $100 \times \text{cationic Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ , with all Fe as  $\text{Fe}^{2+}$ . Ratios normalized to chondrite values after Sun and McDonough (1989).

Sample	km7-2	km7-6	B40	B41	B42	B43	B44	B45	B46	SB1	SB2	SB3	SB4	KI-4	KI-6	KI-7	KI-8
<i>Major elements (wt.%)</i>																	
SiO <sub>2</sub>	43.64	40.60	59.82	41.57	53.05	52.12	53.28	49.55	51.54					48.30	50.46	48.01	50.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.43	3.3	21.8	21.82	19.12	16.88	19.41	17.67	16.82					16.64	14.84	15.92	14.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.61	8.7	1.98	8.72	4.51	7.92	6.12	5.92	6.23					12.12	10.35	9.71	11.04
MnO	0.17	0.1	0.04	0.31	0.09	0.14	0.11	0.1	0.11					0.18	0.16	0.17	0.16
MgO	32.76	30.80	2.03	2.81	7.96	7.67	8.33	11.7	10.79					3.03	4.14	6.13	4.68
CaO	3.84	3.04	6.57	20.64	12.06	10.93	10.38	10.89	11.03					12.83	14.06	13.46	12.74
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	4.11	0.05	1.13	1.83	0.56	2.01	1.53					3.31	1.77	2.96	2.22
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.14	0.07	0.06	0.05	0.05	0.24	0.16					0.30	0.21	0.33	0.27
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.11	1.09	0.71	0.25	0.54	0.46	0.17	0.28					2.11	1.77	1.62	2.05
Ti ppm	1620	660	6540	4260	1500	3240	2760	1020	1680					12660	10620	9720	12300
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.059	0.05	0.21	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05					0.27	0.27	0.17	0.24
LOI	4.15	12.03	0.87	1.73	1.34	0.92	1.22	1.55	1.19					0.94	1.44	1.37	1.14
Total	98.91	98.77	98.45	98.64	99.57	98.95	99.97	99.85	99.68					100.08	99.52	99.90	99.65
Mg#	89.6	87.6	67.2	39.2	77.9	66.0	73.1	79.8	77.6					33.3	44.4	55.8	45.9
<i>Trace elements (ppm)</i>																	
Rb	0.20	0.11	8.77	0.68	5.49	2.15	5.02	2.52	1.106	6.84	3.42	11.77	14.27	5.74	2.3	6.04	2.86
Sr	3.8	4.6	353.7	621.7	241.7	183.1	937.0	212.9	199.4	146.0	182.6	269.6	184.8	114.4	151.3	217.4	135.3
Y	13.56	4.06	23.3	38.81	10.52	15.02	15.82	6.27	9.5	10.18	28.18	12.78	22.74	59.57	37.26	36.88	45.02
Zr	1.66	1.11	9.50	33.79	3.7	10.83	8.30	4.31	3.43	4.40	8.95	4.35	6.28	22.42	19.57	16.26	18.3
Nb	0.060	0.036	20.76	17.83	0.46	1.6	0.83	0.34	0.38	0.069	1.36	0.050	1.01	4.87	4.24	3.26	5.44
Cs	0.12	0.097	0.37	0.109	0.31	0.079	0.53	0.24	0.085	0.70	0.23	0.62	3.26	0.1	0.073	0.34	0.066
Ba	3.39	8.25	72.75	13.05	42.3	46.52	52.19	9.88	6.60	54.59	28.49	44.74	39.83	126.5	6.09	32.59	7.15
La	0.56	0.21	42.38	52.9	0.49	2.19	0.84	0.60	0.23	0.40	2.22	0.32	1.93	7.98	4.99	4.18	6.17
Ce	1.70	0.64	90.16	112.35	1.14	4.90	2.30	1.48	0.89	1.37	7.38	1.19	6.09	19.86	14.46	12.69	17.05
Pr	0.45	0.13	9.09	11.53	0.26	0.85	0.49	0.22	0.21	0.27	1.29	0.26	1.08	3.38	2.29	2.09	2.73
Nd	2.87	0.82	34.31	43.68	1.63	4.62	3.07	1.24	1.54	1.84	7.70	1.93	6.42	17.75	11.99	11.27	14.39

Sm	1.17	0.32	6.25	8.27	0.75	1.49	1.28	0.51	0.75	0.79	2.61	0.88	2.13	5.37	3.74	3.62	4.51
Eu	0.88	0.12	1.16	2.04	0.56	0.62	0.69	0.57	0.49	0.45	1.04	0.56	0.89	1.98	1.4	1.37	1.65
Gd	1.77	0.51	5.22	7.2	1.3	2.09	2.08	0.82	1.26	1.35	3.86	1.59	3.08	7.42	5.05	4.99	6.11
Tb	0.32	0.096	0.76	1.08	0.25	0.38	0.38	0.16	0.24	0.24	0.66	0.29	0.54	1.28	0.88	0.87	1.05
Dy	2.27	0.69	4.41	6.45	1.76	2.60	2.68	1.09	1.67	1.72	4.63	2.11	3.65	8.65	5.94	5.83	7.12
Ho	0.46	0.15	0.8	1.20	0.36	0.53	0.55	0.22	0.34	0.36	0.93	0.44	0.75	1.79	1.21	1.19	1.45
Er	1.36	0.42	2.19	3.44	1.04	1.51	1.56	0.63	0.96	1.03	2.69	1.25	2.15	5.28	3.56	3.48	4.26
Tm	0.19	0.060	0.30	0.48	0.14	0.21	0.22	0.089	0.13	0.14	0.38	0.18	0.31	0.75	0.51	0.5	0.604
Yb	1.20	0.39	1.89	3.08	0.92	1.37	1.36	0.57	0.85	0.88	2.31	1.08	1.89	4.77	3.34	3.19	3.88
Lu	0.18	0.065	0.297	0.48	0.15	0.21	0.21	0.089	0.13	0.14	0.37	0.17	0.3	0.77	0.53	0.5	0.62
Hf	0.15	0.060	0.35	1.01	0.24	0.47	0.49	0.21	0.26	0.2	0.38	0.21	0.4	1.19	1.06	0.93	1.11
Ta	0.012	0.004	2.87	3.56	0.95	1.48	1.31	0.66	1.04	0.04	0.13	0.02	0.29	0.46	0.38	0.31	0.49
Pb	0.62	0.36	8.99	11.76	1.02	2.09	5.64	0.64	0.55	0.71	0.39	1.18	1.73	3.84	1.14	5.05	1.006
Th	0.005	0.003	13.6	12.4	0.010	0.074	0.008	0.013	0.0031	0.0077	0.063	0.004	0.050	0.31	0.27	0.21	0.34
U	0.015	0.045	0.87	1.61	0.011	0.052	0.092	0.032	0.0025	0.0032	0.055	0.014	0.059	0.20	0.13	0.21	0.20
ΣPEE	15.4	4.6	199.2	254.2	10.7	23.6	17.7	8.3	9.7	11.0	38.1	12.3	31.2	87.0	59.9	55.8	71.6
Ti/Eu	1842	5289	5649	2092	2700	5184	4006	1793	3411					6397	7577	7104	7473
La/YbN	0.33	0.39	16.09	12.34	0.38	1.15	0.44	0.76	0.19	0.32	0.69	0.21	0.73	1.2	1.07	0.94	1.14
La/SmN	0.31	0.43	4.38	4.13	0.42	0.95	0.42	0.77	0.20	0.33	0.55	0.24	0.59	0.96	0.86	0.74	0.88
Ce/YbN	0.39	0.45	13.26	10.15	0.35	0.99	0.47	0.73	0.29	0.43	0.89	0.31	0.89	1.16	1.2	1.11	1.22
Gd/YbN	1.19	1.06	2.24	1.9	1.14	1.23	1.24	1.17	1.20	1.24	1.35	1.19	1.32	1.26	1.22	1.27	1.27
La/Yb	0.46	0.54	22.44	17.2	0.53	1.60	0.62	1.06	0.27	0.45	0.96	0.30	1.02	1.67	1.49	1.31	1.59
La/Ti (×104)	3.44	3.23	64.8	124.17	3.27	6.77	3.03	5.89	1.35	–	–	–	–	6.30	4.70	4.30	5.01
La/Sr (×102)	14.82	4.64	11.98	8.51	0.20	1.20	0.089	0.28	0.11	0.27	1.22	0.12	1.04	6.98	3.30	1.92	4.56
Zr/Y	0.12	0.27	0.41	0.87	0.35	0.72	0.52	0.69	0.36	0.43	0.32	0.34	0.28	0.38	0.53	0.44	0.41
Th/Yb	0.004	0.008	7.21	4.02	0.011	0.054	0.006	0.023	0.0036	0.0087	0.027	0.0037	0.026	0.066	0.080	0.067	0.087
Nb/Yb	0.049	0.091	10.99	5.80	0.50	1.16	0.61	0.59	0.45	0.078	0.59	0.046	0.53	1.02	1.27	1.02	1.40
Eu*/Eu	1.82	0.91	0.59	0.77	1.66	1.06	1.26	2.63	1.51	2.51	3.51	4.51	5.51	0.93	0.96	0.96	0.94
Ba/Yb	2.80	21.10	38.5	4.24	45.94	33.94	38.49	17.49	7.81	61.71	12.31	41.29	21.04	26.52	1.82	10.21	1.84
Th/Nd	0.002	0.004	0.40	0.28	0.006	0.016	0.0026	0.01	0.002	0.0042	0.0081	0.0021	0.0078	0.018	0.023	0.019	0.024

**Table 2**

Sr, Nd and Pb isotopic analyses. Uncertainties reported on Sr and Nd measured isotope ratios are  $2\sigma^{1/2}$  analytical errors in the last decimal place, where  $n$  is the number of measured isotopic ratios. Analytical errors on Pb isotope ratios are better than 300 ppm. Present-day  $\epsilon_{\text{Sr}}$  and  $\epsilon_{\text{Nd}}$  were calculated using  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.7045$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0.0816$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ , and  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ . – : not analyzed. Initial isotopic ratios have been recalculated at 18 Ma according to Bruguier et al. (2009) and on the ground of paleogeodynamical constraints at 30 Ma and 150 Ma according to Carminati et al. (1998) and Durand-Delga et al. (2000) respectively. See text for explanations.

Sample	km7-2	km7-6	B40	B41	B42	B43	B44	B45	B46	SB1	SB2	SB3	SB4	KI4	KI6	KI7	KI8	
<i>Measured ratios</i>																		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513007	0.513271	0.512043	0.512081	0.513216	0.513058	0.513186	0.513212	0.513137	0.513208	0.513132	0.513221	0.513106	0.513113	0.513123	0.513153	0.513157	
$\pm 2\sigma$	5	20	3	2	7	3	4	6	5	6	3	5	6	2	2	3	5	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.247	0.235	0.110	0.114	0.28	0.195	0.251	0.246	0.292	0.259	0.205	0.275	0.200	0.183	0.188	0.194	0.189	
$\epsilon_{\text{Nd}_{\text{act}}}$	7.2	12.3	–11.6	–10.9	11.2	8.2	10.7	11.2	9.7	11.1	9.6	11.3	9.1	9.2	9.4	10.0	10.1	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.708884	–	0.708096	0.708585	0.70603	0.708124	0.707451	0.704085	0.705585	0.705637	0.705767	0.705748	0.706381	0.704271	0.703842	0.704202	0.703861	
$\pm 2\sigma$	10	3	5	2	5	3	2	9	4	3	4	2	3	3	2	3	3	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.152	0.065	0.072	0.003	0.066	0.034	0.015	0.034	0.016	0.136	0.054	0.126	0.223	0.145	0.044	0.080	0.061	
$\epsilon_{\text{Sr}_{\text{act}}}$	62.2	–	51.0	58.0	21.7	51.4	41.9	–5.9	15.4	16.1	18.0	17.7	26.7	–3.3	–9.3	–4.2	–9.1	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.6676	38.8208	38.8498	38.8887	38.4158	38.6199	38.7443	38.5018	38.2915	38.3453	38.2167	38.6091	38.6506	38.5002	38.0685	38.6381	38.0882	
$\pm 2\sigma$	18	61	19	8	17	7	10	26	35	11	14	11	12	12	21	8	20	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6461	15.6776	15.6718	15.6661	15.5996	15.6349	15.6519	15.6173	15.5922	15.6143	15.5803	15.6449	15.6439	15.6209	15.5412	15.6362	15.5425	
$\pm 2\sigma$	8	25	6	3	7	3	4	9	17	4	5	6	4	6	3	8	8	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.6336	19.0379	18.8044	18.7682	18.6480	18.8246	18.8492	18.6829	18.6120	18.4740	18.6284	18.6792	18.6804	18.7105	18.5126	18.6607	18.5244	
$\pm 2\sigma$	7	30	5	3	7	3	4	11	17	3	6	6	4	4	8	3	9	
<i>Age corrected ratios (18 Ma)</i>																		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0.51298	0.51324	0.51203	0.51207	0.51318	0.51304	0.51316	0.51318	0.51310	0.51318	0.51311	0.51319	0.51308	0.51309	0.51310	0.51313	0.51313	
$\epsilon_{\text{Nd}_i}$	7.0	12.2	–11.4	–10.7	11.0	8.2	10.5	11.0	9.5	10.9	9.6	11.2	9.1	9.3	9.4	10.0	10.1	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	0.70885	–	0.70808	0.70858	0.70601	0.70812	0.70745	0.70408	0.70558	0.7056	0.70575	0.70572	0.70632	0.70423	0.70383	0.70418	0.70385	
$\epsilon_{\text{Sr}_i}$	62.0	–	51.1	58.3	21.8	51.6	42.1	–5.7	15.6	15.9	18.1	17.5	26.2	–3.5	–9.2	–4.2	–9.0	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	38.6671	38.8203	38.7609	38.827	38.4152	38.6178	38.7442	38.5006	38.2912	38.3446	38.2073	38.6089	38.6489	38.4954	38.0550	38.6356	38.0687	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	15.6459	15.6766	15.6710	15.6650	15.5995	15.6347	15.6518	15.6169	15.5922	15.6143	15.5791	15.6448	15.6436	15.6205	15.5403	15.6359	15.5408	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	18.6293	19.0158	18.7873	18.744	18.6460	18.8202	18.8463	18.6740	18.6112	18.4733	18.6038	18.6771	18.6744	18.7015	18.4931	18.6534	18.4893	
<i>Age corrected ratios (30 Ma)</i>																		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0.51296	0.51322	0.51202	0.51206	0.51316	0.51302	0.51314	0.51316	0.51308	0.51316	0.51309	0.51317	0.51307	0.51308	0.51309	0.51311	0.51312	
$\epsilon_{\text{Nd}_i}$	7.0	12.2	–11.3	–10.6	10.9	8.2	10.4	11.0	9.3	10.8	9.6	11.0	9.1	9.3	9.5	10.0	10.1	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	0.70882	–	0.70807	0.70858	0.70600	0.70811	0.70744	0.70407	0.70558	0.70558	0.70574	0.70569	0.70629	0.70421	0.70382	0.70417	0.70383	
$\epsilon_{\text{Sr}_i}$	61.8	–	51.1	58.5	21.8	51.7	42.3	–5.6	15.8	15.8	18.2	17.4	25.8	–3.6	–9.1	–4.2	–8.9	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	38.6668	38.8199	38.7016	38.7858	38.4149	38.6165	38.7442	38.4999	38.2910	38.3442	38.2010	38.6087	38.6478	38.4922	38.0460	38.6340	38.0557	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	15.6458	15.6759	15.6704	15.6642	15.5994	15.6346	15.6517	15.6166	15.5921	15.6143	15.5783	15.6448	15.6434	15.6202	15.5397	15.6356	15.5397	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	18.6264	19.0011	18.7759	18.7278	18.6447	18.8173	18.8444	18.6681	18.6107	18.4728	18.5873	18.6757	18.6704	18.6955	18.4801	18.6485	18.4658	
<i>Age corrected ratios (150 Ma)</i>																		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0.51276	0.51304	0.51194	0.51197	0.51294	0.51287	0.51294	0.51297	0.51285	0.51295	0.51293	0.51295	0.51291	0.51293	0.51294	0.51296	0.51297	
$\epsilon_{\text{Nd}_i}$	6.2	11.6	–10.0	–9.3	9.7	8.2	9.6	10.2	7.9	9.9	9.5	9.8	9.0	9.5	9.6	10.1	10.2	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	0.70856	–	0.70794	0.70858	0.70589	0.70805	0.70742	0.70401	0.70555	0.70535	0.70565	0.70548	0.70591	0.70396	0.70375	0.70403	0.70373	
$\epsilon_{\text{Sr}_i}$	60.1	–	51.4	60.4	22.2	52.9	43.9	–4.5	17.4	14.5	18.8	16.4	22.4	–5.2	–8.2	–4.2	–8.5	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	38.6638	38.8163	38.1067	38.3724	38.4111	38.6026	38.7436	38.4920	38.2888	38.3398	38.1383	38.6074	38.6365	38.4603	37.9559	38.6176	37.9252	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	15.6443	15.6684	15.6646	15.6560	15.5988	15.6331	15.6507	15.6136	15.5919	15.6140	15.5700	15.6441	15.6414	15.6171	15.5331	15.6332	15.5278	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	18.5974	18.8520	18.6603	18.5643	18.6315	18.7877	18.8251	18.6084	18.6053	18.4678	18.4210	18.6616	18.6299	18.6347	18.3486	18.5993	18.2285	

titanite. The leucocratic bands are epidote-bearing, whereas the diffuse plagioclase veins contain some amounts of clinopyroxene, suggestive of dehydration melting.

KL8. Anatectic amphibolite. The dark domains contain mainly amphibole ( $\geq 70$  vol.%), plagioclase (around andesine composition) and quartz. A diffuse network of plagioclase–quartz veins, containing euhedral poikilitic amphibole and euhedral apatite, suggests a percolating anatectic melt. Magnetite rimmed by titanite is observed as inclusions in amphibole. Epidote is possibly a late mineral.

#### 4.3. Sidi Mohamed peridotite samples

Km7-2. This sample is a foliated serpentinized peridotite. The rock contains olivine sub-grains, clinopyroxene crowded by metallic inclusions and amphibole. The minerals are preserved in a ground-mass of serpentine with magnetite grains and very abundant brucite (MgOH). Moreover, ghosts of OPX as well as small spinel grains have also been observed.

Km7-6. This sample is a serpentinized peridotite with abundant matrix of Mg chlorite and serpentine. The rock contains altered chromite, relict grains of clinopyroxene, orthopyroxene and/or olivine rimmed by opaques.

## 5. Geochemistry

The major and trace element contents as well as Pb, Sr and Nd isotopic ratios for samples analyzed during this study are reported in Tables 1 and 2 and in Figs. 3 to 8.

### 5.1. Major and trace elements

#### 5.1.1. Bou Maiza samples

Nine BM gabbros have been selected for geochemical analyses and have been analyzed for both trace elements and isotopes. Among the nine, only five have been selected as more representative and analyzed for major elements. The LOI of the BM gabbroic rocks (B42 to B46) is low and ranges from 0.92% to 1.55% reflecting the low extent of alteration in the studied rocks (Table 1). Samples show low  $\text{SiO}_2$  contents ( $\text{SiO}_2 = 49.5\text{--}53.3$  wt.%) associated to high MgO amounts ( $\text{MgO} = 7.67\text{--}11.70$  wt.%) in good agreement with their gabbroic origin (Fig. 3). They show a relatively restricted spread of Mg# values ( $\text{Mg\#} = 66\text{--}80$ ), low  $\text{TiO}_2$  contents ( $\text{TiO}_2 = 0.17\text{--}0.54$  wt.%) and low REE contents ( $\Sigma\text{REE} = 8\text{--}24$  ppm). In the total alkali–silica (TAS) diagram (Fig. 4A) they plot in the field of basalts (B45 and B46) and basaltic andesites (B42, B43, and B44) of sub-alkaline series. As it can be seen in Table 1, the most evolved compositions (lower Mg#) have higher REE contents, indicating that REE enrichments are probably the result of fractional crystallization rather than variable degrees of partial melting. In the AFM diagram (Fig. 4B), the Bou Maiza samples plot in the tholeiitic domain. The nine BM gabbros show depleted LREE patterns ( $\text{La}/\text{Sm}_{(N)} = 0.20\text{--}0.95$ ) in the chondrite-normalized diagram (Fig. 5A) with flat HREE ( $\text{Gd}/\text{Yb}_{(N)} = 1.14\text{--}1.35$ ) and positive Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.06\text{--}5.51$ ). Such positive Eu anomalies are typical of plutonic cumulate rocks with plagioclase accumulation. In the primitive mantle (PM)-normalized diagram (Fig. 5B), this is correlated with patent positive anomalies of Sr and Pb. Sample B43 is slightly different from the others as it exhibits a flat REE pattern with only a very slight positive Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.06$ ), suggesting it is not a cumulate gabbro, but instead probably crystallized from basaltic liquids that were emplaced and trapped. The PM-normalized patterns are slightly enriched in LILE and yield negative anomalies in Th and Ti. However, there are no

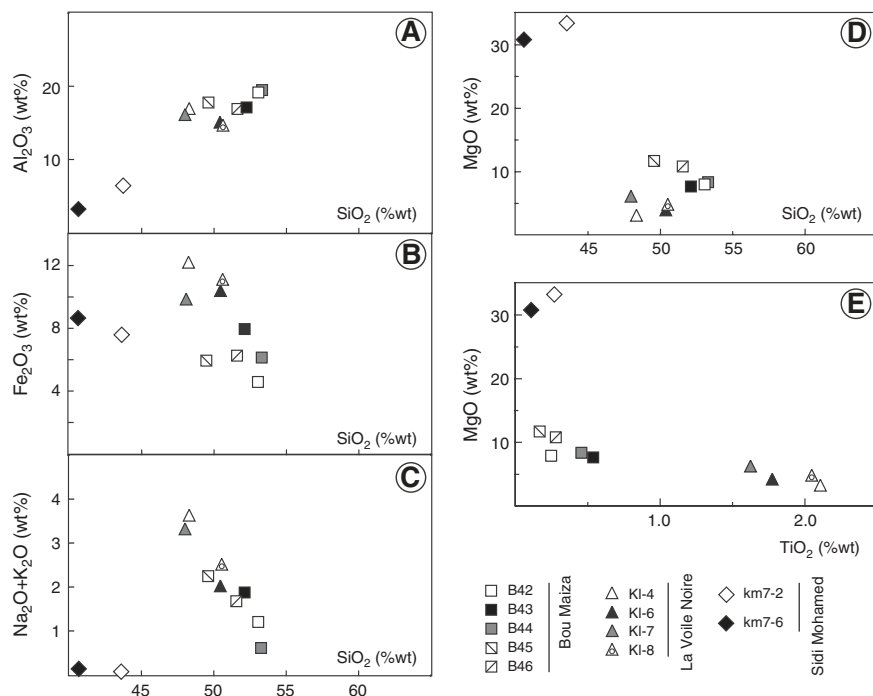


Fig. 3. (A)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (an. wt.%), (B)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (an. wt.%), (C)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (an. wt.%) and (D) MgO (an. wt.%) versus  $\text{SiO}_2$  (an. wt.%), (E) MgO (an. wt.%) versus  $\text{TiO}_2$  (an. wt.%) for the studied samples. Symbols: Bou Maiza gabbros (square); Sidi Mohamed peridotites (diamond); La Voile Noire amphibolites (triangle).

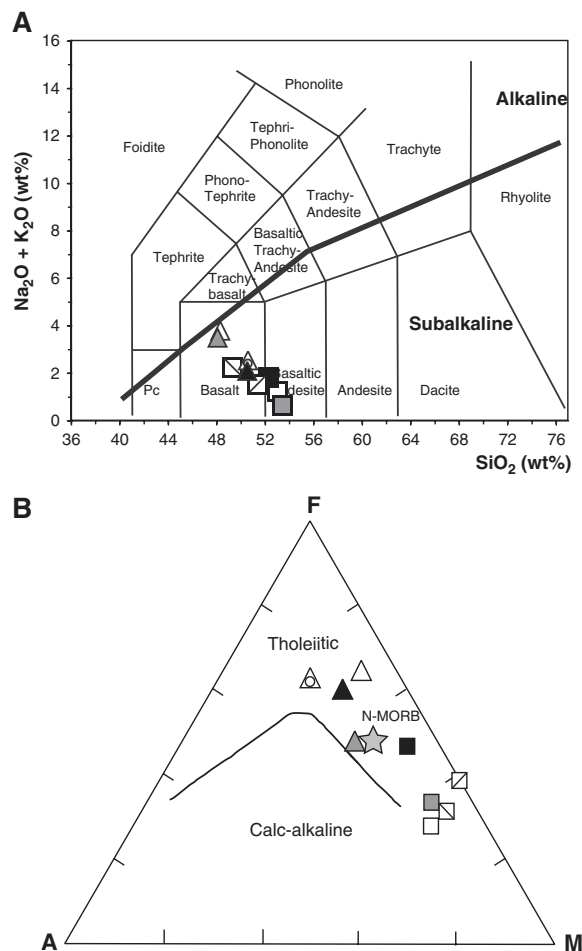


Fig. 4. (A) Total alkalis vs SiO<sub>2</sub> (TAS) diagram. Classification is from Middlemost (1994). (B) AFM diagram (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO in wt.%) showing the tholeiitic and calc-alkaline trends. The N-MORB average (star) is from Humphris et al. (1985). Symbols are the same as that in Fig. 3.

pronounced anomalies in Nb relative to La or U, except for sample SB1 and SB3 (Fig. 5B).

In the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Pearce and Peate, 1995) the data points are located within (B43, B45 and SB1 to SB4) or below (B42, B44 and B46) the MORB and OIB array (Fig. 6A). In this diagram, although Yb is used as a denominator to minimize the effects of fractional crystallization or crystal accumulation, the low Th/Yb ratios can be indicative of a cumulative origin of the samples. Sample B43 yields both higher Nb/Yb and Th/Yb of 1.16 and 0.054 respectively, and is located between the N-MORB and E-MORB end-members, close to the LVN amphibolites, thus reinforcing our view that it is a trapped basaltic liquid.

Leucocratic gneiss B40 shows high SiO<sub>2</sub> (59.8 wt.%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (21.8 wt.%) contents with very low amounts of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO (~2.0 wt.%; Table 1). Calc-silicate schist B41 shows a very low SiO<sub>2</sub> content (41.6 wt.%) associated to very high contents in CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20.6 wt.% and 21.8 wt.%, respectively). Both samples have high ΣREE (199 and 254 ppm respectively) and trace element patterns very different from the metagabbros. Their patterns (not shown) are characterized by a significant enrichment in LREE (La/Yb<sub>(N)</sub> = 12–16; Ce/Yb<sub>(N)</sub> = 10.2–13.3), and a negative Eu anomaly (Eu\*/Eu < 0.8). In the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Fig. 6A) they plot close to the upper continental

crust end-member. These geochemical characteristics support a continental origin for samples B40 and B41.

### 5.1.2. Sidi Mohamed peridotites

The LOI of the two studied peridotites is high (4.2 wt.% for Km7-2) to very high (12.0 wt.% for Km7-6) suggesting that rocks have been hydrolized or carbonated. The higher amount of serpentine observed in Km7-6 compared to Km7-2 is in good agreement with the measured LOI values. Given these high LOI values, it is interesting to evaluate the influence of serpentinization on the chemical element budget of the studied rocks. HFSE and REE for example are largely immobile during hydration (Niu, 2004) or serpentinization (You et al., 1996) processes. The two peridotites Km7-2 and Km7-6 have SiO<sub>2</sub> and MgO abundances of 43.6 and 40.6 wt.%, and 32.8 and 30.8 wt.% respectively, with Mg# ranging from 89.6 to 87.6. These values are close to the primitive mantle estimate (89.6 after McDonough and Sun (1995)), thus indicating that these rocks have not been subjected to a chemical depletion as a result of large degrees of partial melting and melt-extraction. In the chondrite- and primitive mantle-normalized diagrams (Fig. 5C, D), the samples are characterized by depleted LREE patterns (La/Yb<sub>(N)</sub> = 0.33–0.39) with no (sample Km7-6) or a positive Eu anomaly (Eu\*/Eu = 1.82 for Km7-2). The Eu anomaly for sample Km7-2 is puzzling since there is no plagioclase in this rock. The serpentinization process cannot be the explanation since there is no correlation in the two studied samples between the LOI and the Eu anomaly. It is noteworthy that positive Eu anomalies have been previously observed for fore-arc (e.g. Parkinson and Pearce, 1998) and for depleted abyssal peridotites (e.g. Niu and Hekinian, 1997) and have been interpreted as possibly reflecting a previous melting event either at mid-ocean ridge or during extraction of the continental crust. The trace element patterns (Fig. 5D) show a marked depletion in Rb, Th, and Sr and in high field strength elements (Nb, Ta and Ti) (Table 1). Conversely, they show positive anomalies in elements considered as mobile in aqueous fluids (Cs, Ba, U and Pb).

### 5.1.3. Amphibolites from La Voile Noire

The LOI values of the four amphibolites are very low (0.94–1.44%), in agreement with their low degree of alteration. The four studied samples are homogeneous in major element composition with SiO<sub>2</sub>, MgO and CaO contents ranging from 48.0 to 50.6 wt.%, 3.0 to 6.1 wt.% and 12.7 to 14.1 wt.%, respectively (Table 1, Fig. 3). Their Mg# values range from 33.3 to 55.8. The TiO<sub>2</sub> amount varies from 1.62 to 2.11 wt.%. (Table 1) and Ti/Eu ratios range from 6397 to 7577. This is in the range of global MORB as defined by Arevalo and McDonough (2010). Two samples (KL4 et KL7) appear slightly depleted in SiO<sub>2</sub> (<48.3 wt.%) and enriched in alkali compared to the others (KL6 and KL8). In the TAS and AFM diagrams (Fig. 4A and B), they plot in the subalkaline basalt field and are located in the tholeiitic domain with sample KL7 plotting very close to the N-MORB end-member. The REE chondrite-normalized patterns (Fig. 5E) are nearly flat with a slightly convex shape in the MREE region (La/Sm<sub>(N)</sub> = 0.74–0.96, La/Yb<sub>(N)</sub> = 0.93–1.2). They show a global REE enrichment factor of 20 to 30 relative to the CI chondrite and La/Sm<sub>(N)</sub> ratios < 1.0 (from 0.74 to 0.96) typical of N-MORB (Arevalo and McDonough, 2010). In the primitive mantle-normalized diagram (Fig. 5F), the samples show negative Zr–Hf anomalies and variable Pb spikes, either positive (KL4 and KL7) or slightly negative (KL6 and KL8), which contrasts with the characteristic features of global MORB (Arevalo and McDonough, 2010). In the Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Fig. 6A), the four samples plot within the MORB and OIB array, between the N-MORB and E-MORB end member. The four analyzed samples yield a variation of the La/Yb ratios (Fig. 6B) that can be explained either by crystal fractionation or by different degrees of partial melting. The low MgO contents and Mg# (see Table 1) are too low to reflect primary or near-primary mantle melts and on the contrary, indicate that the parental magmas went through a stage of fractional crystallization. The lack of large negative Eu anomalies in the REE patterns can be indicative of limited plagioclase fractionation

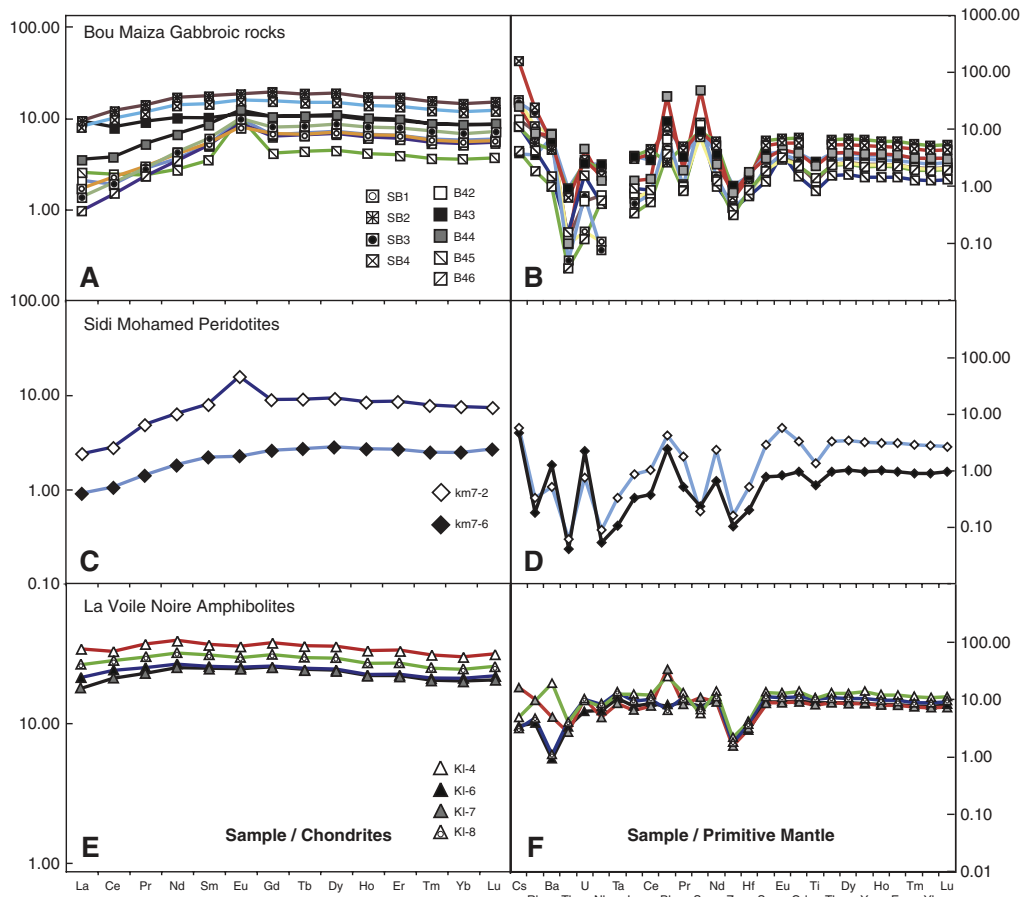


Fig. 5. Rare earth element patterns (normalized to chondrite) and extended trace element patterns (normalized to primitive mantle) for rocks from the BM (4A, 4B), SM (4C, 4D) and LVN (4E, 4F) areas of the Edough Massif (NE Algeria). Normalizing values after Sun and McDonough (1989). Symbols are the same as that in Fig. 3.

(Fig. 5E) although this can also be related to the oxygen fugacity of the melt (Drake, 1975). On the other hand, the increase of La/Yb ratios is consistent with Cpx fractionation (above 10 kbar after Fujii and Bougault (1983)), as there is a correlation between the increase of La/Yb, La/Ti and La/Sr ratios with increasing La content in the four samples analyzed (Fig. 6B).

## 5.2. Sr, Nd & Pb isotopes

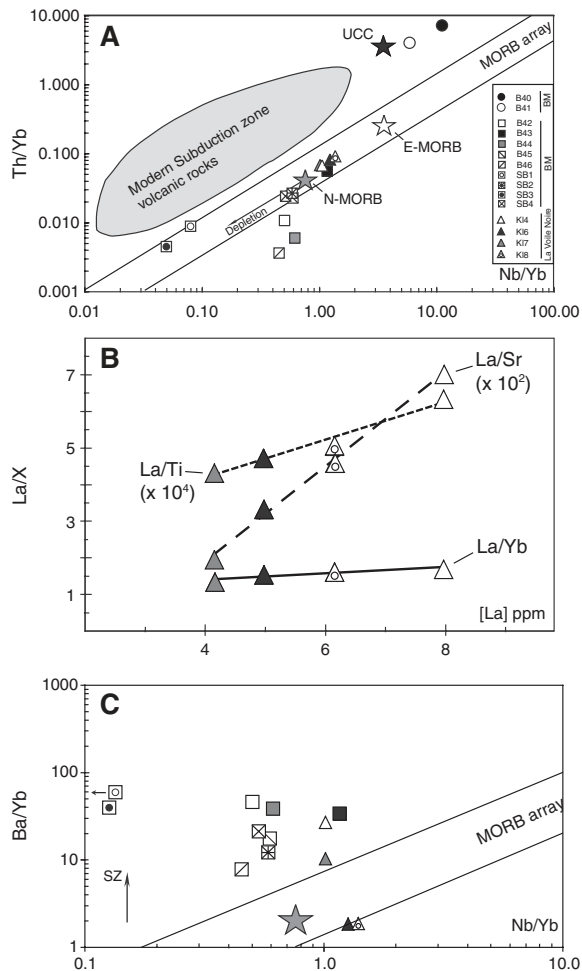
The isotopic compositions measured for a suite of samples can only be interpreted in terms of geochemical signature of the source or in terms of genetic relationship between the different samples if the measured isotopic ratios are age-corrected for in-situ radioactive accumulation. Absolute age constraints are not available for the different outcrops of mafic and ultramafic samples analyzed during this study, except for the SM peridotites, which were tectonically emplaced within the crustal units of the Edough Massif at 18 Ma (Bruguier et al., 2009). This age is similar to those determined for the tectonic emplacement of orogenic peridotites from other peri-Mediterranean massifs, such as Beni-Bousera and Ronda (Blichert-Toft et al., 1999; Esteban et al., 2007; Platt and Whitehouse, 1999; Zindler et al., 1983). In the Rif and NE Sicily, a late Jurassic age (~150 Ma) has been proposed for mafic rocks (e.g. Durand-Delga et al., 2000; Lombardo et al., 2002). In addition, back-arc basin opening as a result of slab roll-back and eastward retreat of the Tethyan slab affected the Western Mediterranean domain since

the last 30 Ma (e.g. Doglioni et al., 1997; Michard, 2006; Speranza et al., 2002). Taking this into account, we have chosen to correct the measured isotopic ratios for radioactive decay using ages of 18 Ma, 30 Ma and 150 Ma (see Table 2). In the various isotopic diagrams the samples are thus reported with measured ratios and initial values calculated back at 18 Ma (SM), 30 Ma and 150 Ma (BM and LVN) (Fig. 7).

### 5.2.1. Bou Maiza samples

The  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for the BM gabbroic samples (measured or age-corrected) remain highly positive ( $> +7.9$ , i.e. 0.51285, even for the maximum age correction, see Table 2) and clearly indicate an origin from a depleted mantle reservoir. Measured or corrected  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values are all positive except for sample B45, which exhibits a measured negative value ( $-5.9$ , see Table 2). In the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram (Fig. 7A), the samples define a linear trend parallel to the x-axis. Compared to the oceanic ridges domain (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) they show comparable Nd ratios but significantly higher Sr ratios. This is commonly interpreted as resulting from hydrothermal alteration by seawater responsible for a strong increase of Sr isotopic values while preserving the original (mantle) neodymium signature (e.g. Bosch, 1991; Bosch et al., 2004). This behavior is commonly observed for hydrothermally altered samples and is explained by the strong difference between the Nd and Sr content of seawater, i.e.,  $2.6 \times 10^{-6}$  ppm and 8 ppm, respectively (Palmer and Edmond,





**Fig. 6.** Plots of Th/Yb (A) and Ba/Yb (C) versus Nb/Yb (after Pearce and Peate (1995) and Pearce and Stern (2006); respectively) for rocks from the BM, SM and LVN areas of the Edough Massif. SZ is a vector showing the displacement of the data by addition of a subduction zone component to the mantle source. N-MORB and E-MORB are from Sun and McDonough (1989); (B) plot of [La] versus La/Yb, La/Ti ( $\times 10,000$ ) and La/Sr ( $\times 100$ ) for amphibolites from the LVN area.

1989; Piepgras and Wasserburg, 1987). On the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram (Fig. 7B), the nine gabbroic samples plot either close to the trend defined by the worldwide MOR basalts (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) or inside the field defined by pelagic/recent detrital sediments. The elevation of the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios without increase of the  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  or  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios (nor with modification of the Nd isotopic signature) indicates a decoupling of the three isotopic systems investigated in this study.

Gneiss B40 and calcisilicate schist B41 display Nd signatures with highly negative values for measured, or age-corrected (see Table 2) ratios, typical of crust-derived components. Their measured Sr isotopic ratios range from 0.70809 to 0.70858, or from 0.70794 to 0.70858 for age-corrected ratios (Table 2). Crustal units of the Edough massif (micaschists and gneisses), some of which include Hercynian components (Bruguier et al., 2009), have highly elevated  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, ranging from 0.720 to 0.840 (Hammor, 1992), which is significantly higher than the Sr isotopic signature of samples B40 and B41. In the Nd/Sr isotopic space (Fig. 7A), these two samples are located close to the domain defined by marine sediments (Ben Othman et al., 1989). Their

Pb isotopic compositions locate them in the field of marine sediments (pelagic or recent detrital component) close to the seawater end-member (Fig. 7B).

### 5.2.2. Sidi Mohamed peridotites

The Nd isotopic ratios of the two SM peridotites display typical mantle values for both uncorrected or 18 Ma recalculated ratios (see Table 2) with  $\epsilon\text{Nd}$  values of +7.0 and +12.2. This large range of variation is taken as evidence for the preserved existence of mantle heterogeneities, which is a common feature of the sub-continental lithospheric mantle (e.g. Le Roux et al., 2009; Mukasa et al., 1991; Reisberg et al., 1989). Sample Km7-2 shows a high Sr ratio of 0.7088, which is likely to result from hydrothermal alteration by seawater. On the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram, the two peridotitic samples plot in the field defined by sediments (Fig. 7B). Considering the very low Pb content (0.35 and 0.62 ppm) of these ultramafic samples, a slight contribution from a Pb-rich, high  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio component may be suspected as the cause of their anomalous Pb isotope ratios, as well as the positive Pb spikes observed in the trace element patterns (Fig. 5D). Nevertheless, as observed previously for BM gabbroic rocks, the Nd isotopic signatures remain typical of mantle values, thus precluding a significant contribution of a crustal component and/or assimilation of detrital sediments, as this would have significantly lowered the Nd isotopic signatures. At least, part of the isotopic characteristics of these samples may be explained by interaction with seawater, which has a low Nd content (thus inducing no modification on the original Nd isotopes) but a high Sr content ( $\sim 8$  ppm) and an elevated Sr isotopic signature ( $\sim 0.709$ ). As previously noted for BM samples, the isotopic characteristics of the SM peridotites emphasize a decoupling of the investigated isotopic systems, each reflecting a peculiar process, concerning either the source reservoir or a post-crystallization event.

### 5.2.3. Amphibolites from La Voile Noire

The four LVN amphibolites yield a restricted range of Nd isotopic ratios typical of depleted MORB mantle with positive  $\epsilon\text{Nd}$  ranging from +9.2 to +10.2 (Table 2, Fig. 7A). They display negative  $\epsilon\text{Sr}$  values for both uncorrected and age-corrected ratios broadly ranging from  $-3$  to  $-10$ . The Pb and Sr isotopes allow defining two groups of two samples. One yields values close or typical to oceanic ridges basalts (KL6 and KL8) and a second batch (KL4 and KL7) shows higher  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for a given  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio (Fig. 7A and B). In the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram, the two samples KL4 and KL7 plot in the field of marine sediments while the two other samples are located in the area defined by worldwide basalts.

## 6. Discussion

This study provides the first combined geochemical and petrological constraints on different mafic and ultramafic rocks from the Edough massif of NE Algeria. By taking these features into account it is possible to establish potential relationships between these units, to characterize the mantle source reservoirs and to place constraints on their geodynamical setting.

### 6.1. Link between the different outcrops

BM gabbros have lower  $\Sigma\text{REE}$  ( $<39$  ppm) than LVN amphibolites ( $\Sigma\text{REE} = 55\text{--}87$  ppm; Table 1). In the  $\Sigma\text{REE}$  versus Mg# diagram (Fig. 8A), BM gabbros and LVN amphibolites plot on a single linear trend defining an increase of REE associated with decreasing Mg#. The correlation of  $\Sigma\text{REE}$  with Mg# is likely the result of fractionating basaltic magmas (rather than variable degrees of partial melting in the mantle source region) and is consistent with a cogenetic origin of these two rock units. The covariation between incompatible trace element ratios and the least compatible element can also be used to check for the possible comagmatic relationship between different rock groups (e.g. Ray

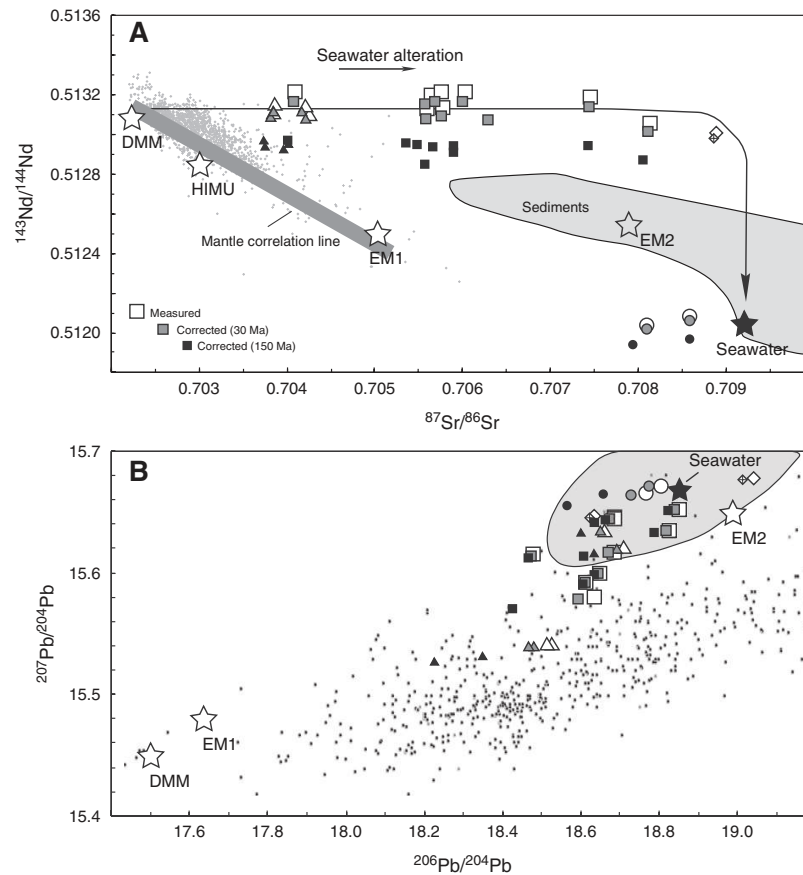


Fig. 7. (A)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram for measured and age-corrected isotopic ratios; (B)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram. Modern marine sediments after Ben Othman et al. (1989); Sr, Nd and Pb seawater isotopic composition after Palmer and Edmond (1989), Piegras and Wasserburg (1987), Tachikawa et al. (1999), and Abouchami and Goldstein (1995) respectively. Measured ratios: open symbols; 30 Ma corrected ratios: gray symbols; 150 Ma corrected ratios: black symbols. SM peridotites corrected using an age of 18 Ma (Bruguier et al., 2009). DMM, EM-1, and EM-2 are from Zindler and Hart (1986) and Eisele et al. (2002).

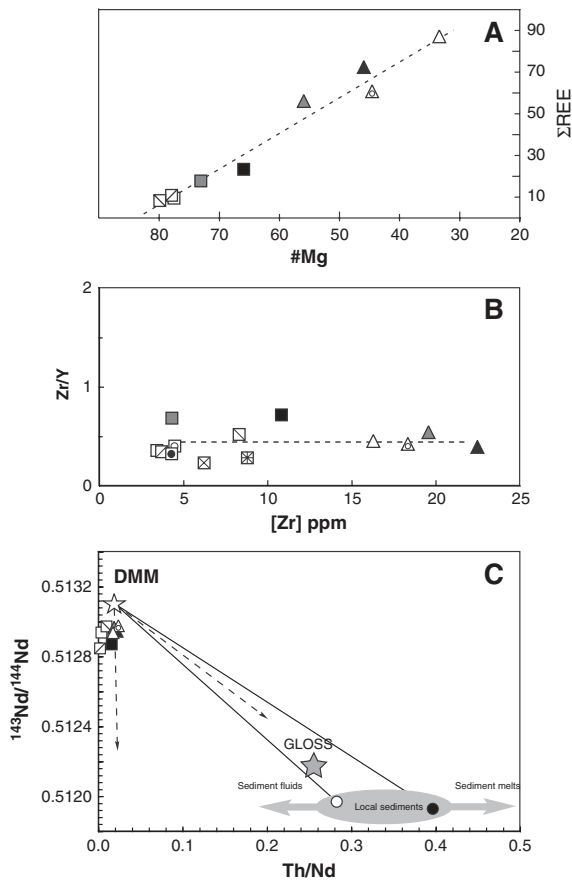
et al., 2011). In the Zr/Y versus Zr plot (Fig. 8B), the Zr/Y ratios of BM gabbros and LVN amphibolites are very close, whereas Zr contents are less than 15 ppm for gabbros (3.4 to 10.8 ppm) and higher than 15 ppm for amphibolites (16.3 to 22.4 ppm). BM gabbros have Zr/Y ratios ranging from 0.28 to 0.72 and LVN amphibolites have values between 0.38 and 0.53. Similar Zr/Y ratios for the gabbros and amphibolites plead for a cogenetic relationship. On the ground of the present geochemical dataset it is tentatively proposed that BM gabbros and LVN amphibolites could be cogenetic. In this view, gabbros from Bou Maiza can be regarded as representing the cumulate phase resulting from fractionation of basaltic magmas that were compositionally similar to that of La Voile Noire amphibolites. Nd isotopic ratio variation from both gabbros and amphibolites concurs with this hypothesis.

The question then arises as to know if a link can be established between BM-LVN units on one hand and SM peridotites on the other hand. The question is worth noting, since slices of spinel lherzolites are associated with LVN amphibolites (Ahmed-Said and Leake, 1997; Caby et al., 2001) and it is tempting to compare them to SM ultramafics. This would make the SM peridotites a possible candidate for the source of the BM and LVN units. However several features are not consistent with this assumption. Firstly, the SM peridotites are enclosed in the crustal units of the Edough Massif whereas BM-LVN units on the contrary are structurally overlying the Edough basement rocks. In Fig. 5, trace element patterns of the SM peridotites do not have a shape compatible with formation of BM and LVN units by partial melting of

SM-like peridotites. In particular, sample km7-6 has the same REE level than gabbro B46, i.e. equal to  $1 \times$  the primitive mantle contents. Forearc peridotites linked to mantle melting (e.g., Parkinson and Pearce, 1998) have much more depleted REE patterns than those observed for SM peridotites, which suggests that the mantle region represented by the SM peridotites did not undergo high partial melting degrees. This is also consistent with the Mg# of these rocks which is close to the primitive mantle estimate (McDonough and Sun, 1995). In conclusion, SM peridotites most probably represent a piece of metasomatised subcontinental mantle that was tectonically emplaced into the lower crustal units of the Edough Massif and which was not subjected to high degree of partial melting to produce the BM and LVN units. These two latter can reasonably be regarded as cogenetic units dislocated after their thrusting onto the African margin by doming of the lower crust of the Edough Massif.

## 6.2. Source reservoirs

As seen in Fig. 7A, most of the studied samples have Sr isotopic signature above (or well above) 0.704, and in the Nd/Sr isotopic diagram, they describe a trend of increasing  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios while yielding a restricted range of variation for the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios. In addition, there is no obvious lowering of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios with increasing  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios. This is likely to represent the effect of seawater alteration on the studied samples. Therefore we will not discuss further



**Fig. 8.** Plots of  $\Sigma\text{REE}$  versus Mg# (A) and Zr/Y versus [Zr] (B) for La Voile Noire amphibolites and Bou Maiza metagabbros; (C) plot of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus Th/Nd for all rocks from the Edough Massif. Local sediments are represented by samples B40 and B41. GLOSS is the Global Oceanic Subducted Sediments from Plank and Langmuir (1998).

their Sr isotopic signature to evaluate the nature of their source reservoirs. This set apart, Nd and Pb isotopes yield puzzling and somewhat contradictory results. Nd isotopes yield a depleted mantle signature for all samples of the three units indicating that they derived from a source reservoir geochemically close to a depleted mantle source. SM peridotites have age corrected Nd ratios (18 Ma) of 0.51298 and 0.51324, whereas BM and LVN samples have corrected ratios ranging from 0.51304 to 0.51319 (18 Ma), from 0.51302 to 0.51317 (30 Ma) or from 0.51285 to 0.51297 (150 Ma). On the contrary, Pb isotope ratios clearly indicate various degrees of a sedimentary or EM2 component contribution in the source reservoir and yield a broad mixing (see Fig. 7B) between a sedimentary pole and the DM reservoir. LVN amphibolites KL6 and KL8, and BM gabbros SB2, B42 and B46 plot in the worldwide MORB trend, and appear to be the least affected by the sedimentary component. These observations emphasize that the Nd isotope systematic is decoupled from the Pb isotope systematic and, that these isotopic systems are controlled by different processes. From the Nd isotopic point of view, contamination by continental crustal or sedimentary material by assimilation is highly unlikely as this would have shifted the Nd isotopic composition outside of the DMM range, which is not observed in Fig. 7A. An alternative explanation is the modification of the depleted mantle source by fluids and/or melts originating from a sedimentary component. This is consistent with positive lead anomalies observed for all samples except for amphibolites KL6

and KL8, which on the contrary display a slight negative Pb anomaly, typical of N-MORB (Arevalo and McDonough, 2010). As seen in Fig. 5, BM and LVN rocks display LILE enrichments, which is a very common feature of the subduction-modified mantle. Nd and Pb have very different behavior in melts and hydrous fluids and a decoupling of the two isotopic systems in subduction-related environments has been already evidenced (Class et al., 2000). By combining Th and Nd with Nd isotopes (Fig. 8C), it can be seen that BM and LVN rocks plot on a vertical to sub-vertical array, on the left of a fan-like mixing domain between a DMM type source and the sediments (as defined by samples B40 and B41), which also include the global subducted sediments of Plank and Langmuir (1998). It is noteworthy that since Th and Nd are both immobile they are not transported by hydrous fluids, and metasomatism of the mantle region solely by hydrous fluids released from a sedimentary component would not change significantly the Nd isotopic composition of the mantle reservoir affected by this process. Therefore the location of the data point in Fig. 8C clearly indicates that enrichments observed in the trace element patterns (LILE and Pb), along with the modifications of the Pb isotopic signatures can be attributed to the contamination of the mantle source by fluids released from sediments. Since Nd isotopic signatures have not been modified; partial melting of the sedimentary component did not occur. As mentioned above, the most obvious geodynamic environment to produce such modifications is a subduction-related setting either in a fore-arc or back-arc basin setting. In the plot of Ba/Yb versus Nb/Yb (Fig. 6C), the BM and LVN samples plot either within the subduction unaffected MORB array (KL6 and KL8) or are displaced out of this array to higher Ba/Yb ratios. The coexistence of rocks displaying geochemical signatures akin either to N-MORB or affected by processes related to subduction in the LVN area is typical of back-arc setting (see Pearce and Stern, 2006), and we tentatively favor such an environment for the BM/LVN units thrust onto the North African margin.

### 6.3. Proposed geodynamical setting for the different outcrops

Any geodynamical reconstruction of the different studied rock units strongly relies on the age of these units, and this is clearly out of the scope of this study. However, with proper caution due to the lack of geochronological information on the studied units, the geochemical characteristics of the Edough rocks potentially bring new constraints that make it possible to tentatively propose a link with the different events that punctuated the geodynamical evolution of the Western Mediterranean area.

The Bou Maiza metagabbros are best interpreted as part of an allochthonous unit of oceanic origin that mainly contains layered metagabbros crystallized from a depleted mantle (MORB type) without noticeable input of a crustal component. These rocks compare with the amphibolites from La Voile Noire to which are associated slices of spinel lherzolites (Ahmed-Said and Leake, 1997) and that suffered high-temperature metamorphism ( $T = 800\text{--}850\text{ }^\circ\text{C}$ , Caby et al., 2001). Bou Maiza gabbros and La Voile Noire amphibolites derived from mantle sources enriched only by hydrous fluids driven off a subducted oceanic lithosphere and its sedimentary cover. Geochemical analyses rule out source contamination by assimilation of continental crust components. The most likely geodynamical environment for both areas is a back-arc basin environment.

The paleogeodynamic evolution of the West Mediterranean area can be summarized as the result of a single subduction process of the Tethys ocean beneath the Paleo-European continental margin. This was initiated in the Paleocene/Eocene (e.g. Faccenna et al., 2001; Gueguen et al., 1998) and was followed by back-arc extension due to slab roll-back and a global eastward to south-eastward migration of extensional processes at least from the late Oligocene/early Miocene (Beccaluva et al., 2011; Carminati et al., 1998). At first sight, the studied metabasic rocks from the Edough massif (BM and LVN) may therefore tentatively be considered as remnants of this large oceanic domain of essentially Jurassic age (Stampfli et al., 2002).

Rock units with such affinities are known in the peri-Mediterranean area. Pillow basalts, dolerites, scarce gabbros and radiolarites are known from the Inner Tellian nappes from two areas south of the Kabylies (Bouillin, 1979). Dolerite sills and spilitic basalts overlain by jaspers are part of the allochthonous flyschs exposed south of the Petite Kabylie (the El Karn massif, Bouillin, 1979). The El Mila and Texena doleritic-gabbroic sill complex, ~500 m thick, is part of the greenschist facies Tellian units, south of the Petite Kabylie crystalline nappe (Durand-Delga et al., 2000). Other occurrences of spilitic basalts of the same area are unconformably overlain by radiolarites of Berriasian age. In the Rif and in Sicily, scarce remnants of pillow basalts, dolerites and radiolarites of Jurassic age, considered as part of an ophiolitic assemblage, are associated with various tectonic units of the Maghrebien Cretaceous flysch zone (Durand-Delga et al., 2000). The trace element characteristics of basalts from these two areas point to an enriched mantle source (E- or T-MORB affinity), similar to remnants of a Mesozoic rift in the Betic Cordilleras (Tubía et al., 2009). However, none of these units yielded evidence for a subduction component in their mantle source reservoir.

Another alternative is to consider BM/LVN units as remnants of a back-arc basin that formed rear of the drifting Alkapeca fragments as a consequence of the Cenozoic retreat of the Tethyan slab. Carminati et al. (1998) proposed that extension in the Western Mediterranean area started ~30 Ma ago, in the Late Oligocene. This was accompanied by drifting of the Corsica–Sardinia block, extension in the Valencia trough (Jolivet and Faccenna, 2000) and later, during the Early Miocene, by oceanization in the Liguro–Provençal basin. As already noted by Carminati et al. (1998), the exact southern termination of the Provençal basin is unknown, but since the Algerian basin started forming either in the Langhian (Carminati et al., 1998) or slightly before, during the Burdigalian (Bruguier et al., 2009), it is likely that the Provençal basin extended more to the south, until a location that is now occupied by the Algerian basin. By taking this into account, we favor the interpretation that BM/LVN units represent the lost fragments of the southern termination of the Provençal basin that was pushed onto the North African margin during the South verging opening of the Algerian basin. This was quickly followed by doming of the continental crust of the Edough massif and exhumation of the lower crustal units. During this event it is proposed that the fragments of the Provençal basin that have been previously obducted onto the North African margin were dislocated and affected by opposite movements, southward for the BM units, and northward for the LVN amphibolites. The exact sequence of event is not known with precision, but is probably synchronous with the tectonic emplacement of the SM peridotites into the lower crust of the Edough massif at about 18 Ma (Bruguier et al., 2009).

### Acknowledgments

We are grateful to B. Galland for her help in the management of the isotope laboratory of Géosciences Montpellier. C. Douchet is acknowledged for her help during trace elements analyses. C. Nevado and D. Delmas provided high quality polished thin sections. We are also thankful to P. Télouk (ENS Lyon) for his help during MC-ICP-MS analyses at the national facility service. This work has benefited from a financial support of the 2013-SYSTER program from the Institut National des Sciences de l'Univers – Centre National de la Recherche Scientifique (INSU-CNRS, France) to D.B. We also thank the CNRS/DPGRF Program for a grant (N°52859), which allowed exchanges between French and Algerian researchers. A thorough review by P. Macera, an anonymous reviewer and the Editor (Rob Govers) is acknowledged and has greatly helped in improving the manuscript.

### References

Aouchami, W., Goldstein, S.L., 1995. A lead isotopic study of Circum-Antarctic manganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1809–1820.

- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1992. The composition and origin of Kef Lakhal amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *Mineral. Mag.* 56, 459–468.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1997. The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria; two unrelated basic magmas and the lherzolite–harzburgite residue of a possible magma source. *Mineral. Petrol.* 59, 207–237.
- Arevalo, R., McDonough, W.F., 2010. Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chem. Geol.* 271, 70–85.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., Siena, F., 2011. Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatism phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the Western Mediterranean. *Lithos* 123, 218–224.
- Ben Othman, D., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust–mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 1–21.
- Blichert-Toft, J., Albaredo, F., Kornprobst, J., 1999. Lu–Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* 283, 1303–1306.
- Bosch, D., 1991. Introduction progressive d'eau de mer dans le diapir mantellique de Zabargad d'après les isotopes du Sr et du Nd. *CR Acad. Sci. Paris* 313, 49–56.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.M., Agrinier, P., 2004. Deep and high temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite. Petrological and isotopic evidence. *J. Petrol.* 45, 1181–1203.
- Bosch, D., Blichert-Toft, J., Moynier, F., Nelson, B.K., Telouk, P., Gillot, P.Y., Albarède, F., 2008. Pb, Hf and Nd isotope compositions of the two Réunion volcanoes (Indian Ocean): a tale of two small-scale mantle “blobs”? *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 748–768.
- Bossiere, G., Collomb, P., Madjoub, Y., 1988. Sur un gisement de péridotite découvert dans le massif de l'Edough (Annaba, Algérie). *CR Acad. Sci. Paris* 306, 1039–1045.
- Bouillin, J.P., 1979. La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie), une région-clé pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mem. Soc. Géol. Fr.* 135 (LVII, 83 pp.).
- Bouillin, J.P., 1986. Le bassin Maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 547–558.
- Brueckner, H.K., Medaris, L.G., 2000. A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *J. Metamorph. Geol.* 18, 123–133.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough Massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chem. Geol.* 261, 171–183.
- Caby, R., Hammor, D., 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un “Metamorphic Core Complex” d'âge miocène dans les Maghrébides. *CR Acad. Sci. Paris* 314, 829–835.
- Caby, R., Hammor, D., 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.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basin: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 651–665.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.
- Class, C., Miller, D., Goldstein, S., Langmuir, C., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GC000010>.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Sabat, F., Fernandez, M., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova* 9, 109–112.
- Drake, M.J., 1975. The oxidation state of Eu as an indicator of oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 55–64.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *CR Acad. Sci. Paris* 331, 29–38.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S.J.G., Blichert-Toft, J., Devey, C.W., Hofmann, A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 197–212.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubia, J.M., Liat, 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.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., Lucente, P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 105–116.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Fujii, T., Bougault, H., 1983. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 283–295.
- Gueguen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259–269.
- Hadj-Zobir, S., Oberhänsli, R., 2013. The Sidi Mohamed peridotites (Edough massif, NE Algeria): evidence for an upper mantle origin. *J. Earth Syst. Sci.* 122, 1455–1465.
- Hammor, D., 1992. Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évolution polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie Nord-Orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd et <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar). PhD, 2. Univ. Montpellier (205 pp.).
- Humphris, S.E., Thompson, G., Schilling, J.G., Kingsley, R.H., 1985. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge between 46°S and 32°S – influence of the Tristan Da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1445–1464.
- Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *CR Acad. Sci. Paris* 305, 881–884.

- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 271–283.
- Le Roux, V., Bodinier, J.L., Alard, O., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 2009. Isotopic decoupling during porous melt flow: a case-study in the Lherz peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 76–85.
- Lombardo, B., Rubatso, D., Castelli, D., 2002. Ion microprobe U–Pb dating of zircon from a Monviso metaplagiogranite: implications for the evolution of the Piedmont–Liguria Tethys in the Western Alps. *Ophioliti* 27, 109–117.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Michard, A., 2006. Extension in Alpine Western Europe and West Mediterranean. *C. R. Geosci.* 338, 225–228.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.* 37, 215–224.
- Mukasa, S.B., Shervais, J.W., Wilshire, H.G., Nielson, J.E., 1991. Intrinsic Nd, Pb, and Sr isotopic heterogeneities exhibited by the Lherz Alpine Peridotite Massif, French Pyrenees. *J. Petrol. Spec.* 2, 117–134.
- Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *J. Petrol.* 45, 2423–2458.
- Niu, Y., Hekinian, R., 1997. Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 243–258.
- Palmer, M.R., Edmond, J.M., 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 92, 11–26.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *J. Petrol.* 39, 1577–1618.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251–285.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of Back-arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives, 166. American Geophysical Union, Washington D.C. p. 6. <http://dx.doi.org/10.1029/166GM06>.
- Piegras, D.J., Wasserburg, G.J., 1987. Rare-earth element transport in the western North-Atlantic inferred from Nd isotopic observations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1257–1271.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* 145, 325–394.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 591–605.
- Ray, D., Misra, S., Banerjee, R., Weiss, D., 2011. Geochemical investigation of gabbro from slow-spreading Northern Central Indian Ocean Ridge, Indian Ocean. *Geol. Mag.* 148, 404–422.
- Reisberg, L., Zindler, A., Jagoutz, E., 1989. Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda ultramafic complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 161–180.
- Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M., 2002. Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro–Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics* 347, 231–251.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.* 8, 77–106.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond. Oxford: Blackwells for the Geological Society, London, pp. 313–345.
- Tachikawa, K., Jeandel, C., Roy-Barman, M., 1999. A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 170, 433–446.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Esteban, J.J., Gil Ibarra, J.I., 2009. Remnants of a Mesozoic rift in a subducted terrane of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol.* 117, 71–87.
- You, C.F., Castillo, P.R., Gieskes, J.M., Chan, L.H., Spivack, A.J., 1996. Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluids processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 41–52.
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493–571.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.R., Endres, R., Goldstein, S., 1983. Nd and Sm isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature* 304, 226–230.

#### 4.4 Quelles questions restent en suspens ? Quelle limite cette étude présente-t-elle ?

Les résultats obtenus présentent des informations capitales permettant de poser la base de mes travaux de thèse et permettent un éclairage certain de la connaissance de la zone.

En résumé, on doit donc retenir que deux unités (i.e. Bou Maïza et Kef Lakhal) représenteraient, sur la base de ces travaux préliminaires, des vestiges d'un bassin d'arrière-arc d'âge possiblement Miocène et dont le réservoir source aurait subi l'influence de la subduction par le biais de fluides dérivés de la déshydratation de sédiments détritiques. Dans le cas des péridotites de la zone de Sidi Mohamed ces roches constitueraient des témoins d'un manteau sous-continentale dont la mise en place s'est effectuée à c.18 Ma (Bruguier et al., 2009).

Cependant, ces conclusions sur l'origine de ces unités sont à modérer pour différentes raisons :

- Au niveau des techniques utilisées, il manque à cette étude les isotopes de l'Hf. On sait en effet que le Nd et l'Hf sont les systèmes isotopiques les moins affectés lors du métamorphisme et il serait utile d'avoir des données Hf pour pouvoir conclure avec plus de certitude. De plus, afin de s'affranchir d'éventuelles phases secondaires un travail minutieux d'isotopie sur minéraux séparés et géochimie in situ doit-être fourni.

- Un second point concerne la représentativité des échantillons étudiés : le nombre d'échantillons est relativement limité dans cette étude et donc, insuffisamment représentatif, en particulier pour les zones de Kef Lakhal et Sidi Mohamed. Or, en particulier au niveau de Kef Lakhal la variabilité lithologique est nettement plus importante et l'échantillonnage reste donc très insuffisant (Voir Chapitre 3 et Annexe B).

- La chronologie de mise en place des différentes unités est un point crucial qui n'est pas contraint ici et qui est nécessaire à l'établissement d'un éventuel modèle géodynamique.



# Chapitre 5 - L'unité métamorphique de haut grade relique d'une marge passive Permo-Carbonifère

---

5.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	113
5.2	Nature de l'unité métamorphique de haut grade et des âges de mise en place : synthèse .....	115
5.2.1	Interprétations majeures et implications .....	115
5.2.2	Conclusion .....	127
5.3	Publication : Carboniferous and Miocene records in the northeastern part of Algeria - Inputs in the Mediterranean evolution framework.....	128
5.4	Précisions sur l'unité métamorphique de haut grade .....	157
5.4.1	De l'utilisation des diagrammes discriminants d'environnements géotectoniques 157	
5.4.2	Les compositions minéralogiques : un argument supplémentaire à l'interprétation proposée. ....	158
5.5	L'apport de l'isotopie de l'Hf in situ sur zircons : Confirmation ou limitation des implications déduites de la géochronologie et de la géochimie isotopique par voie conventionnelle?.....	160
5.5.1	Résultats .....	161
5.5.2	Interprétation et discussion : une confirmation de l'interprétation proposée.....	163
5.5.3	Conclusions .....	164

---





## 5.1 Problématique et objectifs principaux de l'étude

Les chapitres précédents ont permis de souligner l'importance des roches mantelliques exposées dans les zones internes pour comprendre l'histoire et l'évolution géodynamique de la chaîne Alpine Peri-Méditerranéenne. Afin d'avoir une vue plus large sur les processus à prendre en compte dans les reconstructions paléogéodynamiques (e.g. Frizon de Lamotte et al., 1991; Royden, 1993; Lonergan and Platt, 1995; Lonergan and White, 1997; Faccenna et al., 2001; Jolivet et al., 2008), l'analyse précise des unités métamorphiques polyphasées est nécessaire. L'étude de ces zones permet d'établir l'architecture interne de l'orogène, les affiliations paléogéographiques des différentes sous-unités et permet également de définir l'âge des déformations enregistrées.

Seules de très rares données étaient jusqu'à présent disponibles sur le massif de l'Edough. En 2001, Caby et collaborateurs (Caby et al., 2001) ont proposé que l'unité métamorphique de haut grade, située au dessus du dôme de l'Edough, correspondait à une unité de « mélange » contenant des lithologies diverses. L'étude de Monié et al. (1992) a identifié, au sein de la zone, un épisode métamorphique Miocène d'âge compris entre 17 et 20 Ma (Monié et al., 1992). Dans les unités crustales situées au cœur du dôme, une étude plus récente (Bruguier et al., 2009) a démontré la superposition d'un événement métamorphique Permien ( $286 \pm 11$  Ma) et d'un événement métamorphique Miocène ( $17.84 \pm 0.12$  Ma) affectant des protolithes hercyniens. Par ailleurs, l'étude de Michard et al. (2006), a mis en évidence des similitudes importantes existant entre le massif de l'Edough et les noyaux Kabyles voisins. Sur la base de ces observations, ces auteurs ont proposé d'assimiler le massif de l'Edough à un fragment du domaine Alkapecca (Bouillin, 1986), et donc à la paléomarge Européenne, et non pas à la marge Nord de la plaque Afrique. À cet état de l'art, s'ajoute la question de l'origine et de la nature des amphibolites présentes au sein de l'unité métamorphique et dans le complexe d'amphibolite de Kef Lakhel et qui, d'après des travaux antérieurs (Ahmed-Saïd et Leake, 1992; 1995) ne seraient pas reliés génétiquement.

Ce chapitre traite donc de l'unité métamorphique de haut grade, ou unité de « mélange », qui se situe au-dessus du dôme de l'Edough et en-dessous de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhel présentées dans le chapitre suivant (Figure 5-1A). Il s'articule autour d'un article publié dans la revue *Journal of Geodynamics* inséré en section 5.3. Cette unité métamorphique de haut grade contient des lithologies variées telles que des lentilles de marbres et d'amphibolites, des micaschistes, des diatexites, des orthogneiss, des quartzites et des lentilles ou boules métriques de roches ultramafiques. Les relations entre les différentes lithologies sont parfois difficilement observables sur le terrain (*cf.* Chapitre 3). Ainsi pour cette étude nous nous sommes focalisés sur trois zones principales:

i/ l'affleurement de l'Oued Begrâat, où l'on voit clairement des micaschistes intrudés par un orthogneiss/métagranite. Des boudins d'amphibolites et des roches ultrabasiques sont intercalés dans les sédiments et pourraient correspondre, pour les amphibolites, à des niveaux volcaniques interstratifiés;

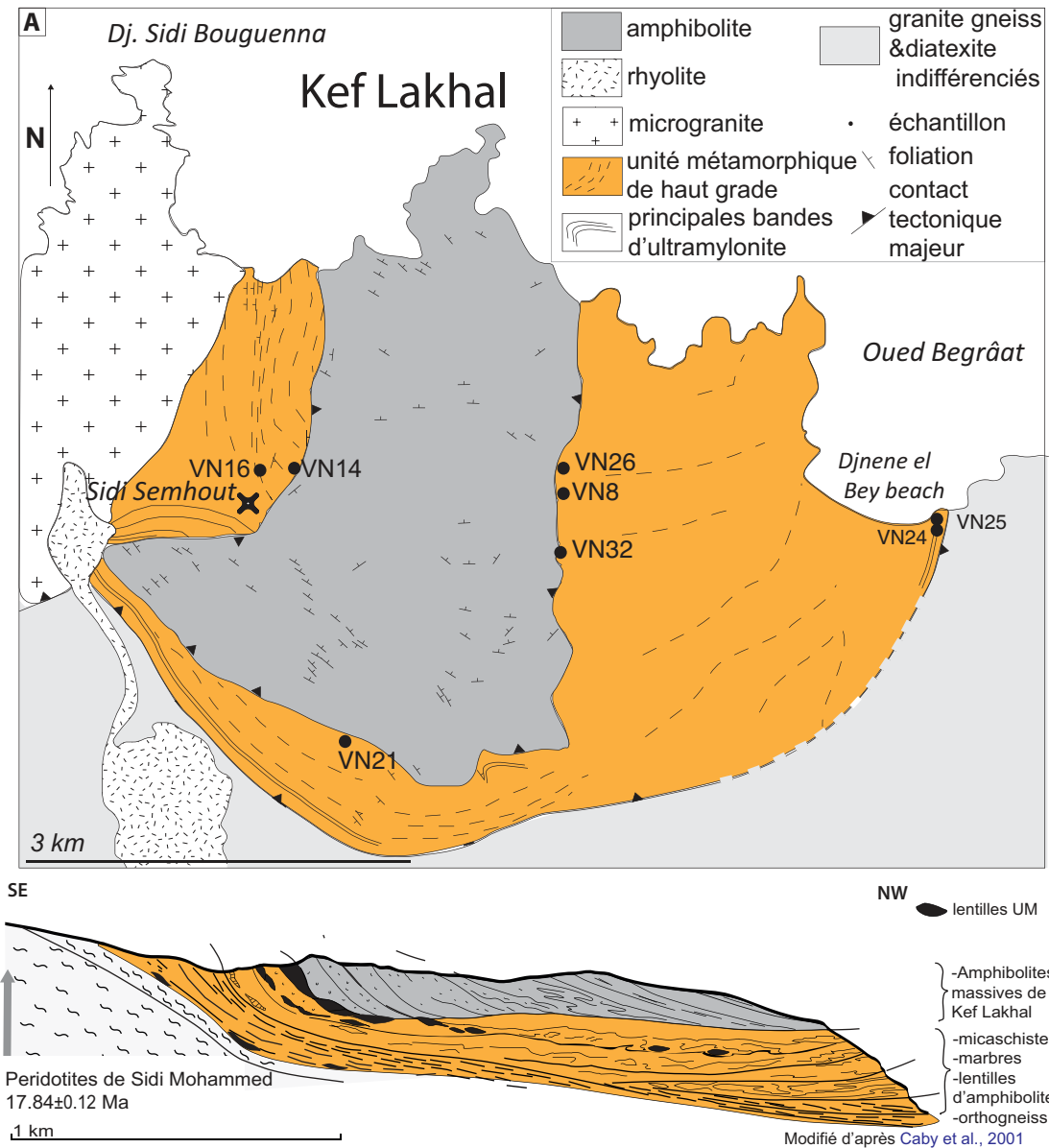


Figure 5-1 : A) Synthèse de la localisation de l'échantillonnage effectué dans l'unité métamorphique de haut grade et traité dans ce chapitre (Nord-Ouest du dôme de l'Edough). Les contacts majeurs entre les unités sont aussi indiqués; B) Coupe schématique de la zone d'étude modifiée d'après Caby et al. (2001).

ii/ la zone au contact avec les amphibolites massives de Kef Lakhal qui comprend des lentilles d'amphibolites, des diatextites et des roches ultrabasiques;

iii/ la zone d'ultramylonite à lentilles d'amphibolites et de roches ultrabasiques située à l'Ouest de Kef Lakhal ( Figure 5-1).

Un premier objectif est de contraindre la nature de cette unité, i.e. dans quel contexte se sont formées les roches mafiques et ultramafiques? Quelle est la source des sédiments ? Un second objectif est de déterminer l'âge de ces unités ainsi que celui des événements

métamorphiques qu'elles ont subi. Ces contraintes permettront d'effectuer une comparaison avec les autres unités des zones internes de la chaîne Peri-Méditerranéenne.

Pour répondre à ces questions une étude multi-méthode a été effectuée grâce à des analyses d'éléments majeurs et en traces, in situ et sur roche totale, qui ont permis de définir la nature des échantillons et les conditions métamorphiques qu'ils ont enregistré. La mesure des rapports isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf a été effectuée sur roches totales et sur minéraux séparés. Enfin, nous avons procédé à des datations U-Pb sur zircons et Ar-Ar sur micas et amphiboles.

Afin de compléter les analyses isotopiques sur roche totale, il sera présenté, dans une troisième partie de ce chapitre, les analyses isotopiques de l'Hf "in situ" sur des zircons préalablement datés par la méthode U-Pb. Ces analyses ont été effectuées à l'Université de Bristol lors d'un stage de deux semaines, en partie financé par l'école doctorale Sibaghe. Ces résultats feront l'objet d'une publication postérieure à ma thèse.

Dans une première section je résumerai principalement les résultats publiés dans l'article intitulé "Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides - New insights on the western Mediterranean evolution", actuellement disponible en version en ligne à la revue *Journal of Geodynamics* et disponible, dans ce manuscrit, en section 5.3. Dans la deuxième section de ce chapitre je présenterai les données isotopiques de l'Hf in situ sur zircons et enfin, dans une dernière partie j'établirai le lien qui peut être établi entre ces deux études et les implications de l'ensemble des résultats obtenus.

## 5.2 Nature de l'unité métamorphique de haut grade et des âges de mise en place : synthèse

### 5.2.1 Interprétations majeures et implications

#### 5.2.1.1 Echantillonnage

L'échantillonnage sélectionné pour cette étude est composé de trois micaschistes (VN24b, VN25b, VN25c), d'un orthogneiss (VN24d), d'une diatexite (VN21), de deux échantillons ultramafiques (VN24a et VN32a) et de cinq amphibolites. Parmi les amphibolites, deux sont des amphibolites à grenat (VN8 et VN26) alors que les trois autres contiennent très peu de grenat. Les échantillons provenant de l'Oued Begrâat sont VN24 et VN25, les échantillons situés au contact des amphibolites massives de Kef Lakhal sont les échantillons VN26, VN8, VN21 et VN32a, Enfin, deux échantillons situés dans la zone de cisaillement affleurant à l'Ouest des amphibolites massives de Kef Lakhal, ont été également étudiés, il s'agit des amphibolites VN14a et VN16d (Figure 5-1).

#### 5.2.1.2 Minéraux et température

Les grenats sont de type almandin à la fois dans les échantillons magmatiques acides et sédimentaires. Le cœur des grenats dans les échantillons acides montre une plus haute teneur en grossulaire ce qui suggère la préservation de conditions métamorphiques progrades. Dans les roches sédimentaires la bordure des grenats présente une augmentation de la teneur

en fer (i.e. de 76 à 82%Alm pour VN24b et de 73 à 86%Alm pour VN25b) associée à une augmentation de la teneur en terres rares. Ces caractéristiques témoignent d'une cristallisation de la bordure des grenats à plus haute température.

Les amphibolites contiennent plusieurs types d'amphiboles calciques : certains échantillons (VN26, VN14a et VN16d) contiennent des amphiboles de composition variant depuis la ferro-pargasite jusqu'à l'édenite. Toutefois, pour la majorité des analyses réalisées, le type d'amphibole évolue depuis des compositions de tschermakite jusqu'à de l'actinote mettant ainsi en évidence les différents degrés de métamorphisme enregistrés. Le rapport  $Al^{IV}/Al^{VI}$  présente des valeurs variant de 1.12 à 2.81 ce qui indique que les amphiboles analysées sont métamorphiques et enregistrent un faciès de bas degré jusqu'au faciès amphibolite (Fleet and Barnett, 1978). Les profils de terres rares sont associés au type d'amphibole et aux minéraux cristallisant lors du grade de métamorphisme associé. L'ensemble des amphiboles présente des anomalies négatives en Zr-Hf.

La composition chimique en éléments majeurs des feldspaths provenant des roches acides et sédimentaires est de type orthose à albite et les faibles anomalies positives dans les profils de terre rares suggèrent un fractionnement important du feldspath ou bien des conditions oxydantes lors de la cristallisation (Weill & Drake, 1973). L'absence d'anomalies positives associées en Ba et Sr est en faveur de la seconde hypothèse. Les feldspaths issus des roches basiques et ultrabasiques possèdent une composition qui s'échelonne entre le pôle albite et le pôle anorthite.

Les estimations de température d'équilibre entre feldspath et amphibole (Holland & Blundy, 1994) pour les amphibolites VN14a, VN25a et VN26 fournissent des valeurs de 721-766°C, 670-704°C et 657-703°C ( $\pm 50^\circ\text{C}$ ) respectivement. L'utilisation du thermomètre grenat-biotite avec les calibrations de Ferry & Spear (1978) et Hodges & Spear (1982) nous permet d'obtenir des températures d'équilibre de 686-727°C et de 584-621°C (à 7-10 kbar) pour, respectivement, la diatexite VN21 et l'orthogneiss VN24d. L'utilisation de la thermométrie basée sur la teneur en Zr des rutiles a été mise en oeuvre dans le micaschiste VN25b et dans l'amphibolite à grenat VN26 (Ferry et Watson, 2007). Les résultats obtenus restent globalement en accord avec les données obtenues par les thermomètres conventionnels avec des valeurs de  $607\pm 17^\circ\text{C}$  et  $613\pm 48^\circ\text{C}$ , respectivement.

### 5.2.1.3 Géochronologie : un magmatisme et une sédimentation Carbonifère associé à un enregistrement de métamorphisme Miocène

Les erreurs présentées dans cette section pour les âges Ar plateaux (Fleck et al., 1977) ou Ar par isochrones inverses (Roddick et al., 1980) ainsi que celles obtenues pour les âges U-Pb sont exprimées à  $\pm 2\sigma$ .

#### *Enregistrement de deux évènements métamorphiques Miocène :*

Les données géochronologiques Ar-Ar obtenues sur micas et amphiboles sont, dans l'ensemble de notre étude, cohérents entre eux. Les seuls grains de biotite analysés proviennent de l'échantillon VN21 et fournissent un âge plateau de  $17.39 \pm 0.11$  Ma et une

isochrone inverse associée de  $17.02 \pm 0.19$  Ma (Figure 5-2a-b). Les muscovites présentent des âges plateaux compris entre  $16.61 \pm 0.35$  Ma to  $17.05 \pm 0.09$  Ma associés à des isochrones inverses présentant des âges compris entre  $16.45 \pm 0.52$  Ma to  $16.94 \pm 0.12$  Ma. Les données obtenues ne montrent pas de perturbation notable et permettent donc d'identifier une phase de refroidissement datée au Miocène (Figure 5-2a→d). On note que les biotites et les muscovites ont des âges identiques (voire plus vieux pour les biotites) ce qui témoigne de taux de refroidissement très rapides. Le fait que les biotites aient un âge plus vieux que les muscovites associées peut se justifier par la différence de taille des grains influant sur la température de fermeture (Dodson, 1973). Les amphiboles extraites des échantillons VN14a et VN16d, situés dans la zone de cisaillement à l'Ouest de l'unité sommitale de Kef Lakhal, fournissent des âges plateaux de  $18.03 \pm 0.24$  Ma et  $17.79 \pm 0.37$  Ma et des isochrones inverses de  $17.79 \pm 0.37$  Ma et  $18.18 \pm 0.57$  Ma. L'amphibolite à grenat VN26, au contact des amphibolites massives de Kef Lakhal présente un âge plateau plus vieux de  $20.78 \pm 0.87$  Ma et un âge par isochrone inverse de  $20.29 \pm 0.57$  Ma. La forme du plateau permet d'exclure un excès d'argon.

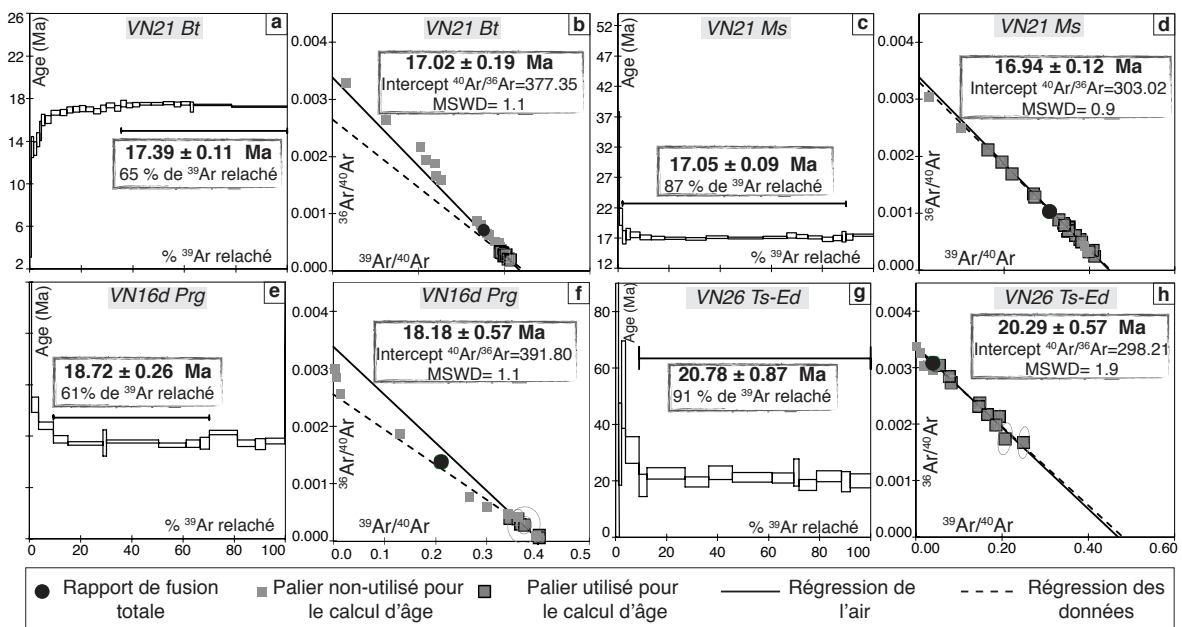


Figure 5-2 : Exemples d'âges plateaux  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  obtenus ainsi que les isochrones inverses associées pour des biotites, muscovites, et amphiboles de l'unité métamorphique de haut grade. a-b) VN21 biotite. b-d) VN21 muscovite. e-f) VN16d pargasite. g-h) VN26 tschermakite-édénite. Abréviations des minéraux sur la figure d'après Kretz (1983).

Les datations U-Pb réalisées sur la diatexite VN21 et sur le micaschiste VN25b sont cohérentes avec les données Ar-Ar et permettent d'identifier deux événements distincts datés à  $20.85 \pm 0.34$  Ma (MSWD= 1.1) et à  $17.65 \pm 0.46$  Ma (MSWD = 0.8 Ma) (Figure 5-3a-c). Ces âges ont été obtenus sur des bordures de zircons ayant des teneurs élevées en U (1037 ppm et 712 ppm respectivement en moyenne) et de faibles rapports Th/U. Ceci permet d'attribuer ces âges à deux événements métamorphiques distincts. L'âge à  $17.65 \pm 0.46$  Ma est similaire à celui obtenu par Bruguier et al. (2009) qui l'a proposé synchrone de la mise en place des péridotites de Sidi Mohamed lors de l'exhumation de la croûte inférieure du massif

de l'Edough. Notre étude démontre, pour la première fois dans le massif de l'Edough, l'existence d'un événement métamorphique antérieur, daté à  $20.85 \pm 0.34$  Ma que nous relierons à la mise en place des amphibolites de Kef Lakhal sur les unités crustales du massif de l'Edough. L'âge de cet événement est identique à celui obtenu par isochrone interne par la méthode Sm-Nd (roche totale, feldspath et deux fractions d'amphibole) sur l'amphibolite VN26 qui fournit un âge de  $20.9 \pm 5.9$  Ma.

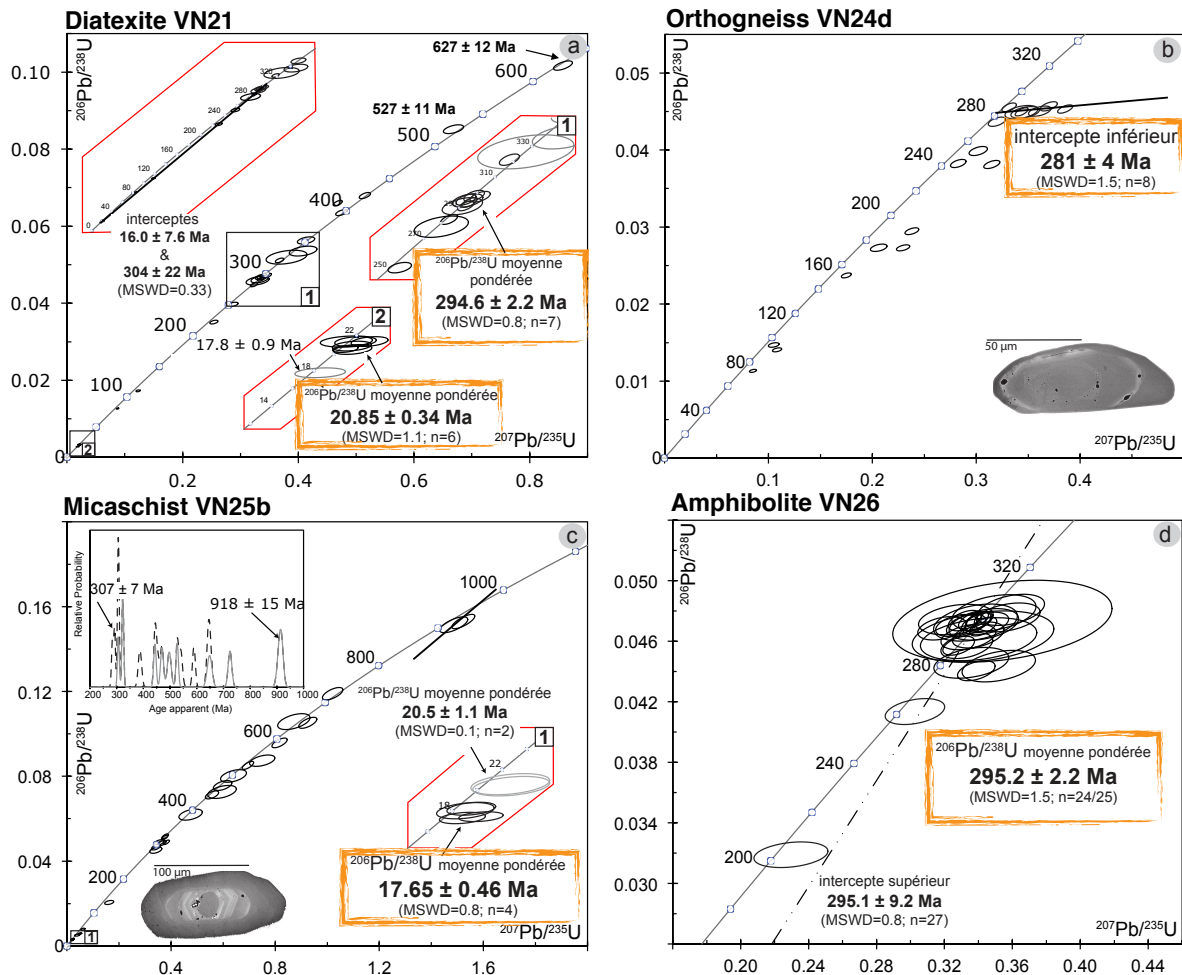


Figure 5-3 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb sur zircons par LA-ICP-MS avec deux photographies de grains de zircon (microscope électronique à balayage) mettant en évidence les structures internes des grains. a) Diatexite VN21. b) Orthogneiss VN24d. c) Micaschiste VN 25b. d) Amphibolite VN26.

Des études antérieures ont permis de mettre en évidence un stade de métamorphisme de haut grade avec des pressions  $\geq 12$  kbar et des températures  $> 740^\circ\text{C}$  (Caby et al., 2001). Dans cette zone, la présence de grenats à inclusions de diamant métamorphique indique également que certaines unités ont subi des conditions métamorphique dans le domaine de l'ultra-haute pression (*cf* Caby et al. (2014) et Chapitre 6). Les premiers stades de décompression sont associés au développement de leucosome (Grt, Rt, Ky et Pl antiperthitique) reflétant des conditions minimales de 8-9 kbar et  $650-700^\circ\text{C}$ . Ces conditions PT sont en accord avec les températures obtenues dans les échantillons en contact avec les amphibolites de Kef Lakhal. Nous relierons donc l'exhumation des amphibolites de Kef Lakhal

( $20.85 \pm 0.34$  Ma) à des températures de l'ordre de 660-730°C. Ces conditions ne correspondent pas aux conditions du pic du métamorphisme UHP qui est par conséquent antérieur comme nous le verrons dans le chapitre suivant qui traite des conditions UHP enregistrées dans l'unité métamorphique de haut grade. Le fait qu'au contact des amphibolites de Kef Lakhal (échantillons VN26 et VN21) les âges fournis par les chronomètres de basse température (Ar-Ar), soient similaires à ceux obtenus par les chronomètres de plus haute température (Sm-Nd et U-Pb sur zircons) indique que le charriage s'accompagne d'un refroidissement rapide.

Pour le second événement, les conditions métamorphiques atteignent des températures de l'ordre de 600°C (d'après la thermométrie du Zr dans le rutile). Ces conditions de température se situent, à la marge d'erreur près, dans la gamme de température de fermeture des amphiboles (Dahl, 1996) et permettent d'expliquer l'âge plus ancien ( $20.8 \pm 0.9$  Ma) préservé dans les amphiboles de l'échantillon VN26.

Les taux de refroidissement calculés à partir de ces résultats sont de l'ordre de 100°C/Ma. Ces valeurs sont en accord avec les données de Bruguier et al. (2009) qui marquent un refroidissement rapide sur la base d'un nombre de données géochronologiques plus limité, et permettent donc d'associer le refroidissement du dôme à des processus tectoniques compatibles avec une exhumation de la croûte inférieure lors d'une phase de type « core complex ».

#### *Géochronologie : Un évènement magmatique et une sédimentation Permo-Carbonifère*

Les données géochronologiques obtenues par la méthode U-Pb sur zircons mettent en évidence un magmatisme, un métamorphisme ainsi qu'une sédimentation datés du Permo-Carbonifère.

Vingt-cinq zircons provenant de la lentille d'amphibolite VN26 présentent des rapports Th/U élevés typiques d'une cristallisation magmatique. Dans le diagramme Concordia, ils s'alignent selon une discordia bien définie aux environs de 300 Ma (Figure 5-3d) et dont l'intercept supérieur est de  $295.1 \pm 9.2$  Ma. Un groupe d'analyses concordantes fournit une moyenne pondérée de  $295.2 \pm 2.2$  Ma. Cet âge est attribué à la cristallisation du magma mafique.

Les zircons extraits de la diatexite VN21 présentent des formes sub-automorphes. Les parties centrales de ces minéraux ont des âges compris entre 100 et 650 Ma (Figure 5-3a). Certains de ces âges sont clairement associés à des cœurs hérités, et reflètent donc l'âge des roches sources ou roches assimilées lors de la mise en place du magma granitique. Un groupe de zircons sub-automorphes fournit des analyses concordantes qui permettent de calculer une moyenne pondérée des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  à  $294.6 \pm 2.2$  Ma (MSWD = 0.8). Nous interprétons cet âge comme correspondant à celui de la cristallisation du magma granitique.

L'orthogneiss VN24d, intrusif dans les micaschistes, fournit un âge de  $281 \pm 4$  Ma interprété comme celui de la cristallisation du magma granitique. Cet âge constitue également un âge minimum pour le dépôt des sédiments.

Les zircons du micaschiste VN25b présentent des âges très variés, en accord avec une origine détritique. Les âges les plus anciens sont de  $648 \pm 18$  Ma,  $725 \pm 14$  Ma,  $909 \pm 17$  et



918 ± 15 Ma (Figure 5-3c). Les âges les plus jeunes sont rattachés à des roches sources hercyniennes avec des âges compris entre 307 et 325 Ma. Le zircon concordant le plus jeune fournit un âge de 307 ± 7 Ma qui constitue un âge maximum pour le dépôt des sédiments. Cet âge combiné à celui de l'orthogneiss, intrusif dans les sédiments, permet de contraindre le dépôt des sédiments entre 281 ± 4 Ma et 307 ± 7 Ma.

Les âges de cristallisation magmatique des trois échantillons étudiés se situent entre 281 et 295 Ma et permettent de proposer que l'unité métamorphique de haut-grade contient des unités d'âge Permo-Carbonifère. On notera également que l'âge de l'orthogneiss VN21 est identique à celui proposé par Bruguier et al. (2009) pour un épisode métamorphique (286 ± 11 Ma) affectant les unités de la croûte inférieure du massif de l'Edough. Ceci indique que le magmatisme et le métamorphisme dans la croûte inférieure sont contemporains du développement de bassins dans les niveaux plus superficiels. Ces observations sont en accord avec le développement d'une tectonique extensive importante affectant l'ensemble de la chaîne hercynienne au cours de la période Permo-Carbonifère. Ces âges sont classiquement attribués à des phénomènes d'extension post-orogénique (Tribuzio et al., 1999; Paquette et al., 2003) ou aux stades initiaux du rifting menant à la formation de la Néo-Thétys (Stampfli et Borel, 2002). Ces âges ont été identifiés, entre autre, au Maroc dans les massifs de Rehamma et Djebilet lors d'une phase de compression (Chopin et al., 2014) ainsi qu'en Petite et Grande Kabylie (Peucat et al., 1996; Hammor et al., 2006).

En conclusion, les âges obtenus sur l'unité métamorphique de haut grade s'intègrent parfaitement dans la trame temporelle définie par les précédentes études menées sur les zones internes de la Méditerranée. Les taux de refroidissement rapide de 100°C/Ma sont similaires à ceux obtenus dans les Bétiques et dans l'unité des Septides dans le Rif (e.g. Zeck et al., 1992; Monié et al., 1994; Platt & Whitehouse, 1999; Booth-Rea et al., 2003; Michard et al., 2006).

#### 5.2.1.4 L'unité métamorphique de haut-grade est-elle une marge passive ?

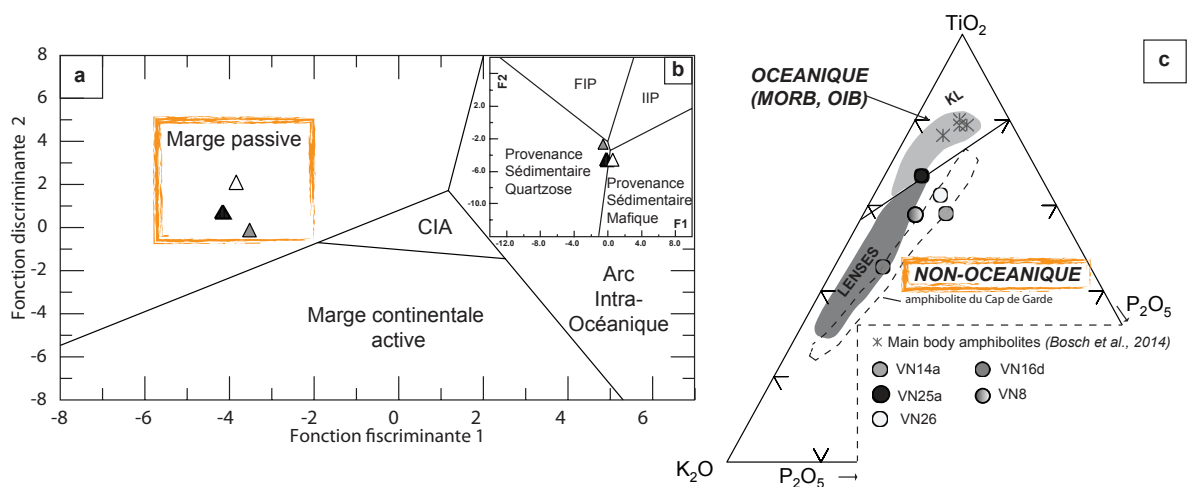


Figure 5-4 : a-b) Diagrammes discriminants pour les roches sédimentaires d'après Roser and Korsch (1988). CIA : Arc volcanique continental, FIP : Province ignées felsiques. IIP : Provinces ignées intermédiaires. c) Diagramme ternaire K<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> d'après Pearce et al. (1975) pour les lentilles d'amphibolites analysées dans l'article présenté et appartenant à l'unité métamorphique de haut-grade. Pour comparaison : les

amphibolites massives de Kef Lakhal proviennent de Bosch et al. (2014) voir Chapitre 4 et d'Ahmed Said et Leake (1995), les lentilles d'amphibolites sont d'après Ahmed Said et Leake (1995) et les amphibolites du Cap de Garde d'après Hadj-Zobir et al. (2014).

Les éléments majeurs permettent de mettre en avant deux caractéristiques importantes : les roches sédimentaires étudiées présentent des caractéristiques géochimiques de type marge passive (Figure 5-4 *a-b*, Roser & Korsch, 1988). Ceci est en bon accord avec les signatures des amphibolites qui sont de type non-océanique (Figure 5-4*c*) ainsi qu'avec l'association entre roches sédimentaires et roches basiques, incluant des boules de péridotites "emballées" dans les sédiments. Cependant les éléments majeurs ne sont pas suffisants pour conclure sur le contexte de formation des échantillons. Une confirmation par les éléments en traces et les rapports isotopiques apparaît nécessaire. En effet, les résultats de géochronologie montrent que l'empreinte métamorphique d'âge Miocène est détectée dans nos échantillons.

#### *Evaluation de la mobilité des éléments lors du métamorphisme Miocène*

Tout d'abord, l'unité métamorphique de haut grade est une zone de cisaillement avec présence de lithologies exprimées sous forme de lentilles. Les zones de cisaillement favorisent la circulation des fluides dans les zones les plus déformées (e.g. Oliver et al., 1990 ; Ague et al., 2011 ; Garofalo, 2012 ; Menegon et al., 2015). Ainsi, étant donné que nous avons préférentiellement échantillonné des roches préservées sous forme de lentille, on peut supposer que la participation des fluides a été relativement limitée dans nos échantillons. De plus, nous avons sélectionné préférentiellement les coeurs de lentille et/ou boudin.

De façon à tester la mobilité des éléments, des diagrammes d'éléments traces normalisés à la croûte continentale supérieure (McLennan, 2001) ont été tracés pour les échantillons felsiques et sédimentaires. Ainsi, on s'aperçoit sur les spectres obtenus que seuls le Sr et la Ba possèdent un comportement mobile dans les sédiments et les roches acides étudiés (+ Pb pour les sédiments), avec des anomalies négatives observées pour ces éléments. Le reste du profil est plat et témoigne d'une grande similitude avec la croûte continentale supérieure ce qui permet de considérer ces caractéristiques comme initiales, non modifiées. Ces observations sont également valables pour les éléments majeurs (Figure 5-5*b-c*).

Les échantillons mafiques ont été reportés dans des diagrammes normalisés au E-DMM (Workman & Hart, 2005). Les profils ainsi obtenus pour les roches mafiques sont plus réguliers que lorsqu'ils sont normalisés au Manteau Primitif. Ceci suggère que les enrichissements observés reflètent des effets de source. Ainsi, les pics positifs en U et Pb sont attribués à un enrichissement de la région source des magmas par un composant crustal ou par des fluides issus de la subduction. Toutefois, reportés dans les diagrammes inter-élémentaires les échantillons basiques se situent dans le champ des MORB, ce qui tendrait à démontrer une influence relativement limitée du métamorphisme.

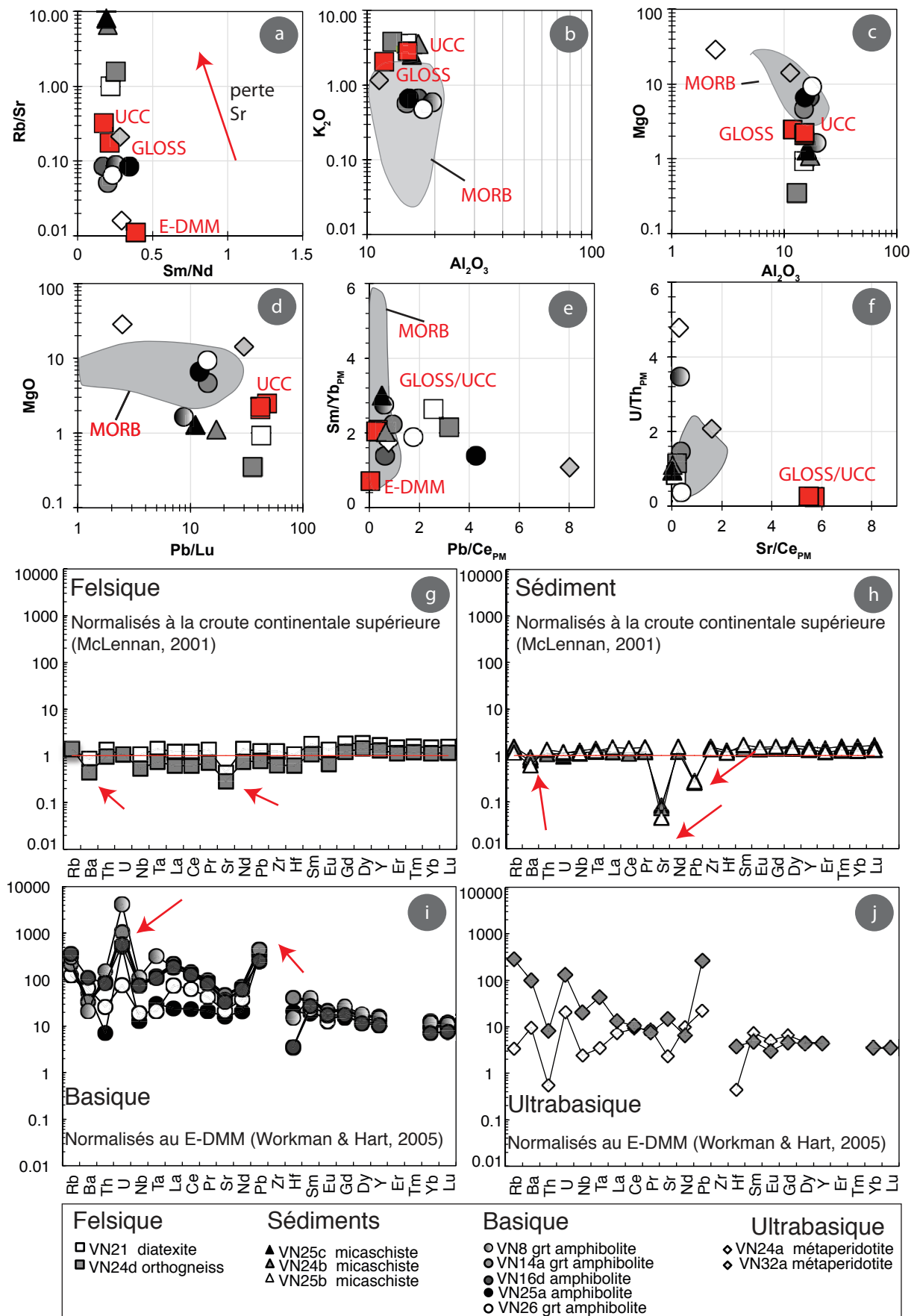


Figure 5-5 : Diagramme illustrant la mobilité des éléments lors du métamorphisme Miocène mis en évidence par les datations U-Pb et Ar-Ar présentées ci-dessus. a,b,c,d,e,f) Rb/Sr vs Sm/Nd, K<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO vs

$Al_2O_3$ , MgO vs Pb/Lu, Sm/Yb<sub>PM</sub> vs Pb/Ce<sub>PM</sub> et U/Th<sub>PM</sub> vs Sr/Ce<sub>PM</sub>. GLOSS d'après Plank et Langmuir. (1998), Croûte continentale supérieure d'après McLennan (2001) et Condie (1993), E-DMM d'après Workman & Hart (2005), MORB d'après la base de donnée GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. d-h) Diagrammes normalisés à la croûte continentale supérieure (McLennan 2001) pour les échantillons felsiques et sédimentaires respectivement. i-j) Diagrammes normalisés au manteau enrichi E-DMM (Workman & Hart, 2005) pour les échantillons basiques et ultrabasiques respectivement.

On peut donc conclure que pour les roches felsiques, mafiques et sédimentaires, les isotopes du Nd et de l'Hf peuvent être considérés avec confiance alors que les isotopes du Sr et du Pb reflètent des perturbations post-cristallisation. Les échantillons ultrabasiques, quant à eux, présentent des profils très perturbés et la mobilité des éléments semble avoir été beaucoup plus importante dans ces échantillons (Figure 5-5j).

#### *Nature des roches mafiques : Réservoirs source impliqués*

L'utilisation de géochronomètres absolus permet de mettre en évidence l'empreinte de deux phases majeures : une à *c.* 300 Ma et une à *c.* 20 Ma. Ainsi, lorsque l'on utilise des traceurs isotopiques radiogéniques, la question de la correction d'âge devient primordiale. Dans cette étude, l'idée la plus simple serait de tout corriger à 300 Ma, puisqu'il s'agit de l'étape de formation des échantillons. Toutefois le but ultime de l'utilisation de ces traceurs est i) de caractériser les réservoirs sources, ii) de comparer les échantillons entre eux.

Ainsi, avant d'établir des comparaisons entre composants de cette zone de mélange, il est nécessaire de garder en mémoire que :

- L'unité métamorphique de haut grade est fortement remaniée et présente une grande hétérogénéité de composants. Les données géochronologiques U-Pb n'ont pas été obtenues pour l'ensemble des échantillons et, de ce fait, nous ne pouvons pas être sûrs que tous les échantillons se sont formés à 300 Ma. Ceci est appuyé par le fait que l'échantillon VN25a, par exemple, se distingue des autres échantillons par des rapports isotopiques plus proches du manteau appauvri (voir Figure 5-6 a-d-b-e) et possède potentiellement une origine différente.
- La mobilité de certains éléments à comportement plus ou moins incompatible tels le Sr, le Pb mais aussi le Rb, l'U a été mise en lumière dans le paragraphe précédent traitant de la mobilité des éléments. Si les éléments pères ou fils ont été mobiles lors du métamorphisme, une correction d'âge, pour un âge ancien, devient alors très aléatoire. Ainsi seul le diagramme isotopique  $^{176}Hf/^{177}Hf$  vs  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (Nd et Hf n'étant pas mobiles ni leur isotopes pères Sm et Lu) apparaîtrait solide pour des rapports corrigés à 300 Ma.
- Enfin, les deux corrections d'âge ont été réalisées, i.e. à 300 Ma ou 20 Ma, et on n'observe que cela ne modifie pas de façon drastique les positions relatives des échantillons dans les différents diagrammes isotopiques et donc, les conclusions principales réalisées restent valables.

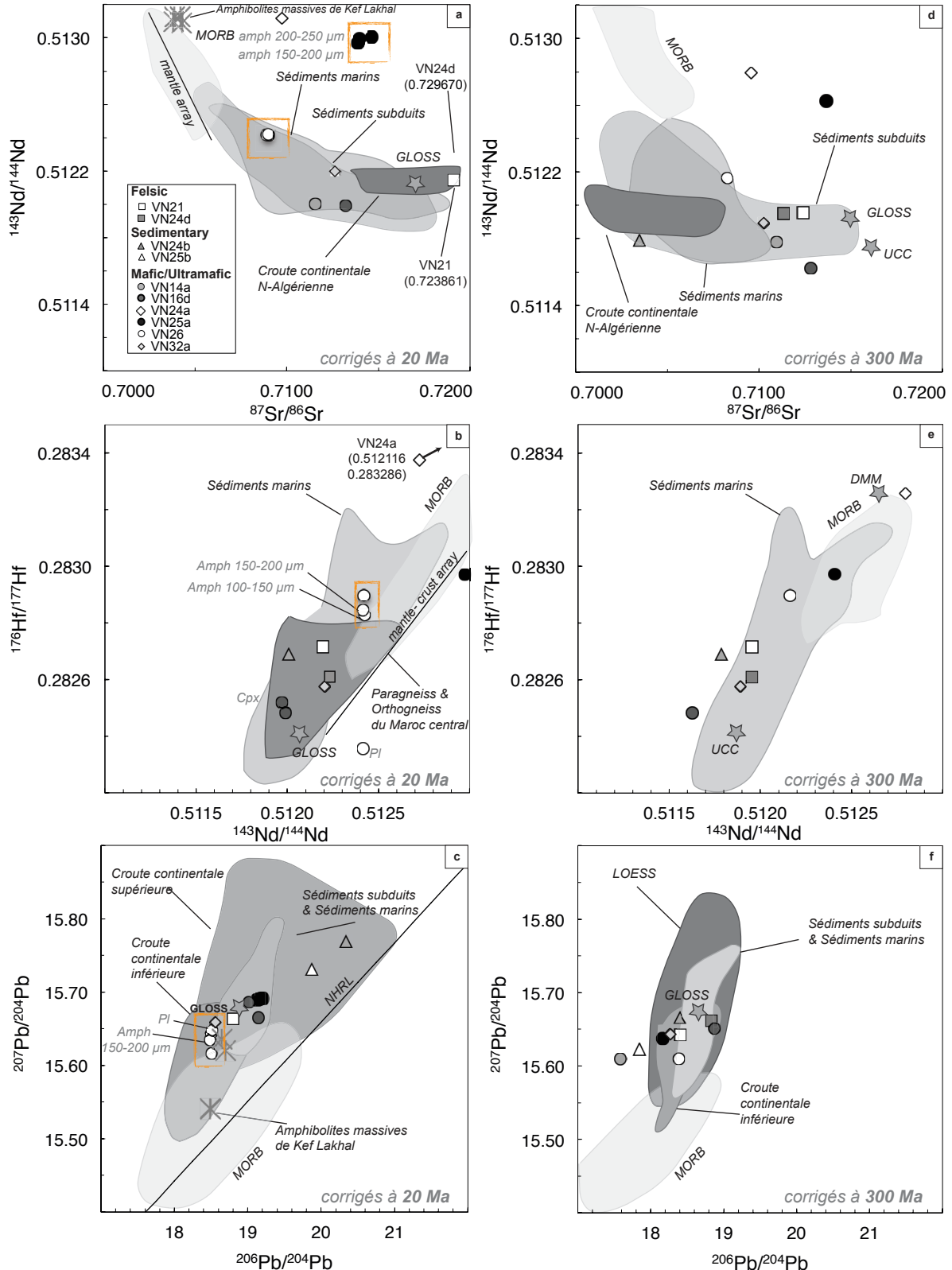


Figure 5-6 : Diagrammes isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf corrigés à 20 Ma et 300 Ma pour les échantillons d'origine felsique (VN21, VN24d) ; sédimentaire (VN24b, VN25b), mafique (VN14a, VN16d, VN25a et VN26) et ultramafique (VN32a). a-d) Diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Sont reportés pour comparaison les sédiments marins (Ben Othman et al., 1989 ; Jolly et al., 2006 ; Vervoort et al., 2011), les sédiments subduits (Plank et Langmuir, 1998) ; la croûte Nord-Algérienne (Fourcade et al., 2001) et les amphibolites massives de Kef Lakhal présentées dans le chapitre précédent (Bosch et al., 2014). b-e) Diagramme  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Sont reportés pour comparaison les sédiments subduits (Plank et Langmuir, 1998) les paragneiss et orthogneiss du Maroc central (Le Fèvre 2002). c-f)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Sont reportés pour comparaison les sédiments marins et sédiments subduits (Ben Othman et al., 1989 ; Plank et Langmuir, 1988 ; Vervoort et al., 2011); les champs de la croûte continentale supérieure (UCC) et de la croûte continentale inférieure (LCC) proviennent de <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>, Millot et al. (2004) et Rudnick and Goldstein, (1990). Le champ des MORB provient lui aussi de la base de donnée GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Les étoiles noires correspondent aux pyroxénites riches en Cr de Marchesi et al. (2012) et les croix grises aux amphibolites massives de Kef Lakhal de Bosch et al. (2014).

Dans la suite de ce chapitre, nous utiliserons des rapports isotopiques corrigés à 20 Ma pour la description des données. Toutefois, nous garderons à l'esprit qu'une correction à 300 Ma pour les échantillons basiques, en particulier pour les isotopes de l'Hf et du Nd, pour les échantillons datés, reste plus juste pour l'évaluation des réservoirs.

Comme l'ensemble des données isotopiques est décrit et interprété dans l'article présenté en section 5.3, j'ai choisi de focaliser ici mon propos uniquement sur les roches basiques (amphibolites) étudiées.

Les données isotopiques obtenues pour la lentille d'amphibolite VN26 sont, dans l'ensemble, homogènes pour la roche totale et les minéraux séparés à la fois pour les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  évoluant de, respectivement, 0.70890 à 0.70903, de 0.51241 à 0.51242, de 18.489 à 18.515, et de 0.28282 à 0.28285. La roche totale et les minéraux séparés se placent en position intermédiaire entre un réservoir de type DMM et un réservoir plus évolué de type croûte continentale ou matériel sédimentaire (Figure 5-6a-b). L'amphibolite VN25a est significativement isotopiquement différente avec des signatures isotopiques sur roche totale, amphibole et feldspath qui se placent sans ambiguïté dans le champ des roches issues du Manteau, i.e. rapports isotopiques variant de  $0.28292 < ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i < 0.28296$ ;  $0.51297 < ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i < 0.51300$  (ainsi que des rapports isotopiques de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  anormalement haut  $0.71389 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.71464$ ). Les amphibolites VN14a et VN16 présentent des rapports isotopiques Hf et Nd bas associés à des rapports isotopiques Sr-Pb radiogéniques se plaçant dans le champ des sédiments (Figure 5-6a-b-c).

Le fait que l'échantillon VN25a préserve des rapports isotopiques typiques d'un manteau de type DMM en ce qui concerne les isotopes du Nd et de l'Hf alors que les isotopes du Sr et du Pb sont beaucoup plus radiogéniques que le réservoir DMM suggère une participation de fluides issus de matériaux crustaux/sédimentaires au sein du réservoir mantellique à l'origine de cet échantillon. Ce type de processus est bien identifié pour découpler les réponses des différents systèmes isotopiques (Class et al., 2000). Les autres signatures isotopiques observées, intermédiaires entre un réservoir DMM et un réservoir crustal (VN14a, VN16d et VN26), suggèrent un processus d'interaction entre un liquide magmatique et des fluides provenant d'un matériel évolué, de tels processus ont été identifiés par exemple au niveau des pyroxénites riches en Chrome de Ronda (Marchesi et al., 2011). De même que dans l'étude de ces auteurs, l'environnement le plus favorable à ce type de processus est celui de la subduction. Un tel modèle est tout à fait compatible avec la position des points expérimentaux reportés dans le diagramme Th/Yb vs Nb/Yb (Figure 5-7a) qui se situent en dehors du champ des MORB et proches, selon les échantillons considérés, de

différents domaines tels que le magmatisme bimodal hercynien, les granites du NE algérien, les sédiments marins.... De même, les anomalies négatives en Nb-Ta et Zr-Hf ainsi que les enrichissements observés en LILE, visibles sur les spectres d'éléments traces normalisés au manteau primitif, suggèrent une origine avec participation d'une composante évoluée distincte du réservoir mantellique. Dans le cas des échantillons VN26, VN14a et VN16b, il est donc proposé que le manteau source a été modifié par des processus associés au fonctionnement d'une zone de subduction. Ceci est appuyé par le fait que dans le diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs

Th/Nd les échantillons mafiques présentent un haut rapport Th/Nd en accord avec une modification du manteau source par des liquides. La source la plus probable pour une telle contamination est représentée par la fusion de sédiments comme décrit par Chiarenzelli et al. (2010).

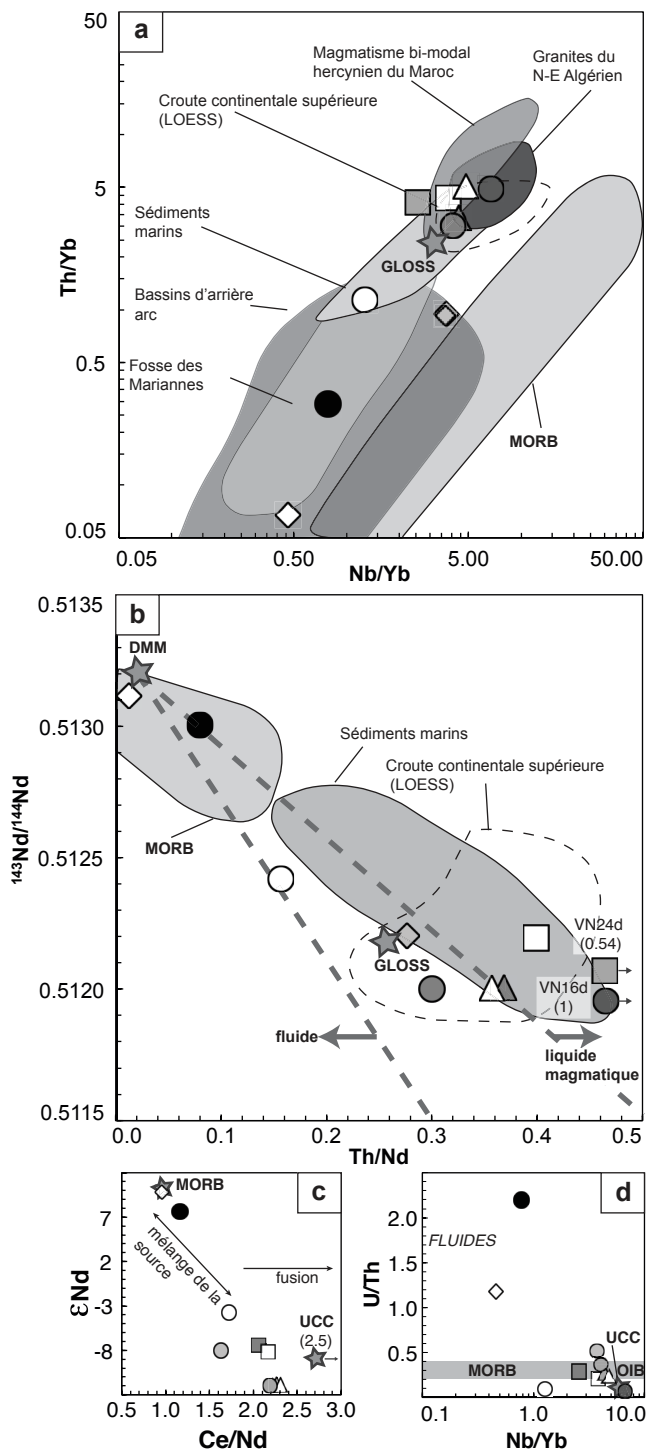


Figure 5-7 : a) Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce et Peate, 1995) et b)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs Th/Nd pour les roches totales des échantillons felsiques, sédimentaires, mafiques et ultramafiques. Lignes en pointillés d'après Bosch et al. (2014). c-d)  $\epsilon\text{Nd}$  vs Ce/Nd et U/Th vs Nb/Yb (Peate et Pearce, 1998) pour l'ensemble des échantillons. Sont reportés pour comparaison la composition des LOESS et de la Croute Continentale Supérieure (Taylor et al., 1983; Taylor et McLennan, 1985; Gallet et al., 1998); GLOSS d'après Planck et Langmuir (1998); le magmatisme hercynien bi-Modal Marocain (Gasquet et al., 1992); les sédiments marins (Vervoort et al., 2011), les granites du NE Algérien (Fourcade et al., 2001). Les MORB proviennent de la base de donnée GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. DMM d'après Zindler and Hart (1986). Symboles similaires à la Figure Figure 5-6

## 5.2.2 Conclusion

En conclusion, cette étude constitue une partie importante de mon travail de thèse qui a permis de démontrer les points suivants :

- L'unité métamorphique de haut grade située au NE du dôme de l'Edough et au-dessous des amphibolites massives de Kef Lakhal est composée d'un ensemble de roches mettant en évidence deux groupements d'âges : Permo-Carbonifère et Miocène.
- Les âges Permo-Carbonifères sont reliés à l'extension post-orogénèse varisque dans un contexte de type rift (marge passive). Cette « marge passive », est caractérisée par le dépôt de sédiments entre  $307 \pm 7$  Ma et  $281 \pm 4$  Ma. Le magmatisme bi-modal qui prend place dans cette zone est daté à 295 Ma pour une amphibolite ( $295.2 \pm 2.2$  Ma) et un granite migmatisé ( $294.6 \pm 2.2$  Ma). L'ensemble est recoupé par des filons granitiques Permien (281 ± 4 Ma) qui témoignent de la mise en place dans la croûte supérieure de magmas contemporains du métamorphisme affectant la croûte inférieure dans le dôme de l'Edough.
- Les roches magmatiques mafiques de l'unité métamorphique de haut grade ont des signatures géochimiques qui indiquent que leur manteau source a été modifié par des processus associés au fonctionnement d'une subduction anté-Carbonifère.
- La chronologie des événements magmatiques et métamorphiques identifiés dans cette unité présente des similitudes avec les événements reconnus dans d'autres unités en Afrique du Nord comme la Meseta Est et le Haut-Atlas Marocain.
- Le cycle Alpin dans le massif de l'Edough est marqué par deux événements métamorphiques distincts, datés à  $20.85 \pm 0.34$  Ma ( $2\sigma$ ) et  $17.65 \pm 0.46$  Ma ( $2\sigma$ ). Ils reflètent i/ le charriage de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal ; ii/ l'exhumation de la croûte inférieure du massif de l'Edough en formant un dôme métamorphique. Entre 18 et 17 Ma, le refroidissement de la croûte est extrêmement rapide avec des taux de refroidissement supérieurs à  $100^\circ\text{C} / \text{Ma}$ . Les températures de l'ordre de  $350^\circ\text{C}$  sont atteintes à  $17.02 \pm 0.19$  Ma.



5.3 Publication : Carboniferous and Miocene records in the northeastern part of Algeria - Inputs in the Mediterranean evolution framework.

Laure Fernandez<sup>a</sup>, Delphine Bosch<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, Patrick Monié<sup>a</sup>, Nicolas Arnaud<sup>a</sup>, Abder Toubal<sup>b</sup>, Béatrice Galland<sup>a</sup>, Chantal Douchet<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Université de Montpellier, UMR5243, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géologie d'Annaba (LRGA), Université de Badji-Mokhtar BP12, El Hadjar, Annaba 23000

sous presse pour publication dans la revue *Journal of Geodynamics*

NB : Le « supplementary material » associé à cette publication est disponible en version dématérialisée dans le document Matériel supplémentaire joint à ce manuscrit.



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Geodynamics

journal homepage: <http://www.elsevier.com/locate/jog>



## Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution

Laure Fernandez<sup>a,\*</sup>, Delphine Bosch<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, Patrick Monié<sup>a</sup>, Nicolas Arnaud<sup>a</sup>, Abder Toubal<sup>b</sup>, Béatrice Galland<sup>a</sup>, Chantal Douchet<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Géosciences Montpellier, UMR CNRS 5243, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France

<sup>b</sup> Laboratoire de Recherche de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji-Mokhtar, BP 12, Annaba 23 000, Algeria

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 28 February 2015

Received in revised form 2 August 2015

Accepted 2 October 2015

Available online xxx

#### Keywords:

Geochemistry

Geochronology

Western Mediterranean

Maghrebides

Miocene

Permo-Carboniferous

### ABSTRACT

Geochemical and geochronological analyses were performed on metamorphic rocks from the footwall of an oceanic unit thrust onto the North African margin. The footwall is mainly constituted by metamorphosed sediments and interlayered mafic rocks with scarce ultramafic lenses. Major and trace elements geochemistry of the sediments is consistent with a passive margin setting ( $16.9 < K_2O/Na_2O < 20.9$ ;  $18.2 < Zr/Th < 24.6$ ). U–Pb analyses of detrital zircons indicate that deposition of the sedimentary sequence is younger than  $307 \pm 7$  Ma ( $2\sigma$ ) and concur with a provenance of the detritus from the Eastern Meseta and High Atlas of Morocco. The age of a crosscutting orthogneiss ( $281 \pm 4$  Ma) further constrains deposition to the upper Carboniferous/lower Permian times (307–281 Ma), in good agreement with the  $295 \pm 2$  Ma age of an interbedded amphibolite. Geochemistry of the mafic and ultramafic rocks displays subduction related features (LILE and LREE enrichments, HFSE depletion). Pb, Sr, Nd and Hf isotopes further indicate a depleted mantle reservoir modified by a continental crust-derived component brought into the mantle during an ancient subduction event. The range of isotopic compositions and geochemical signatures displayed by the Carboniferous mafic rocks suggest they inherited their geochemical characteristics during melting of a heterogeneous lithospheric mantle containing variable metasomatic additions. Geochronological results indicate that the HT metamorphic evolution of this upper Paleozoic sequence resulted from two distinct events, each followed by fast cooling. The first one, dated at  $20.85 \pm 0.34$  Ma ( $2\sigma$ ), followed HP metamorphism and thrusting of the Kef Lakhel oceanic complex onto the Northern margin of Africa. The second event occurred at  $17.65 \pm 0.46$  Ma ( $2\sigma$ ) and is coeval with exhumation and anatexis of the lower crustal units of the neighbouring Edough dome. Fast cooling of the footwall rocks, through the closure temperatures of muscovite and biotite, occurred synchronously at  $16.94 \pm 0.10$  Ma ( $2\sigma$ ) and  $17.02 \pm 0.19$  Ma ( $2\sigma$ ) respectively. This study documents a further example of the complex history recorded by rocks of the Peri-Mediterranean area that contains an imbrication of geological units, witnesses of a protracted history related to Permo-Carboniferous and Miocene events.

© 2015 Published by Elsevier Ltd.

### 1. Introduction

The western Mediterranean basin is wrapped by an alpine peri-Mediterranean mountain belt that runs from the Betics in Spain to NE Tunisia through the Rif and the Tell in Morocco and Algeria (Fig. 1a). Key features include the occurrence of mantle material emplaced into continental crustal units (including the Ronda Massif, the world's largest outcrop of subcontinental mantle, *Obata*,

1980) and diamond-bearing units, either of continental (e.g. Ruiz-Cruz and De Galdeano, 2012) or of mantle origin (Caby et al., 2014). Mantle materials constitute important elements in order to reconstruct the architecture as well as the tectonic evolution of the orogens (e.g. Zindler et al., 1983; Blichert-Toft et al., 1999). As a consequence, numerous studies have thus largely focused on these materials, whereas the high-grade metamorphic rocks, often polymetamorphosed, constituting the footwall of the allochthonous mantle rocks have often been forsaken. The study of these rocks is however a major issue as it may provide insights contributing to a better understanding of the processes that take place when the mantle fragments are emplaced onto the continental margins (e.g.

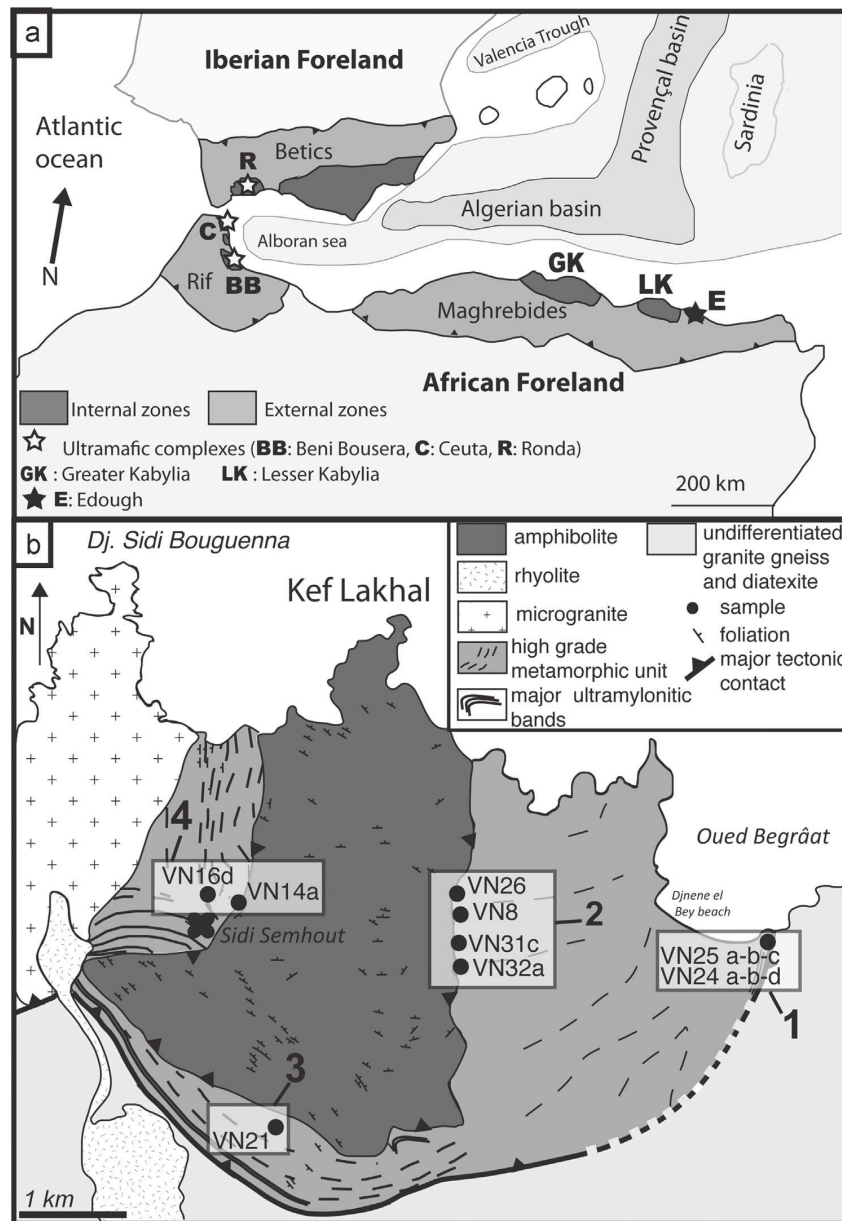
\* Corresponding author.

E-mail address: [laure.fernandez@gm.univ-montp2.fr](mailto:laure.fernandez@gm.univ-montp2.fr) (L. Fernandez).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

0264-3707/© 2015 Published by Elsevier Ltd.

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Fig. 1.** (a) Tectonic sketch map of the Western Mediterranean basin showing the location of the Maghrebides within the framework of the west Mediterranean orogen (modified after Frizon de Lamotte et al., 2000). (b) Geological sketch map of the Kef Lakhal area in the Edough massif of NE Algeria (modified from Caby et al., 2014). Reported foliations are from Ahmed-Said and Leake, 1992). Squares 1–4 refer to localities mentioned in the text.

Rossetti et al., 2010; Romagny et al., 2014). In addition, the nature and geotectonic setting of these units as well as the age of metamorphism that affected them during emplacement of the mantle rocks, are potentially accessible for paleogeodynamical reconstructions (e.g. Frizon de Lamotte et al., 1991; Royden, 1993; Lonergan and Platt, 1995; Lonergan and White, 1997; Faccenna et al., 2001; Jolivet et al., 2008).

In this contribution, we focused on the high-grade metamorphic rocks outcropping in the northwestern part of the Edough Massif of NE Algeria at the northern limit of the Edough dome (Fig. 1b). These

rocks were overthrust by the Kef Lakhal amphibolite complex of oceanic origin (Ahmed-Said and Leake, 1992, 1997; Bosch et al., 2014) and thrust over the edge of the African margin, probably during the incipient opening of the Algerian basin (Caby et al., 2001). The main aim of the study is to characterize the nature and paleogeodynamic environment of the high-grade rocks from the footwall unit, to determine whether they are allochthonous or (para)autochthonous in origin and to constrain the age of metamorphism that affected them. To reach this goal requires an integrated geochemical (major and trace elements, and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

on whole-rocks and separated minerals) and geochronological study (U–Pb, Sm–Nd and Ar–Ar) on samples collected at different levels of the footwall.

## 2. Geodynamical and geological setting

The Edough massif, in northeastern Algeria, is part of the Maghrebides mountain belt, a collisional zone extending from Morocco to Algeria, which represents the southern segment of the Peri-Mediterranean Alpine belt (Fig. 1a). The Maghrebides resulted from the Cenozoic fragmentation of the European paleomargin and the drifting of the resulting fragments, the so-called Alkapeca terrane of Bouillin (1986), some of which (such as the Lesser and Greater Kabylia) ultimately collided with the northern margin of Africa. Since the Cretaceous/Eocene, the paleogeodynamic evolution of the West Mediterranean can broadly be summarized as resulting from subduction processes affecting the Tethys Ocean beneath the continental European paleomargin. The initiation of the subduction is still debated and could have started as early as c. 80 Ma with a very slow convergence velocity between 80 and 35 Ma (Faccenna et al., 2001) or later, between c. 65 and 30 Ma (Dercourt et al., 1986; Doglioni et al., 1997; Carminati et al., 1998). Back-arc extension due to slab retreat began around 30 Ma (Augier et al., 2005; Jolivet et al., 2008) causing the opening of the Liguro-Provençal basin and the rotation of the Corsica-Sardinia block (Advokaat et al., 2014). The opening of the Algerian basin, south of the Liguro-Provençal basin is assumed to have occurred later, during the early Miocene (e.g. Carminati et al., 1998; Medaouri et al., 2014).

The Edough massif (Fig. 1b) displays a 40 km long structural dome shape oriented NE–SW that has been interpreted as a Miocene metamorphic core complex (Hamor, 1992; Caby and Hamor, 1992; Caby et al., 2001). The core of the massif is made up of granitoid, gneiss and migmatite associated with high-grade metasediments that are structurally overlain by pelitic schists of assumed Paleozoic age (Ilavsky and Snopkova, 1987) and on top, by outliers of Tethyan Mesozoic metasediments capped by the Numidian flysch nappe. Previous geochronological studies on rocks from the massif have identified two main events at c. 17–20 and 280–310 Ma (Monié et al., 1992; Bruguier et al., 2009). The oldest range of ages was attributed to late Carboniferous magmatism overprinted by a Permian metamorphic event and were taken as emphasizing the polycyclic evolution of basement rocks preserved in the crystalline dome of the Edough massif (Bruguier et al., 2009). A small peridotite body, the Sidi Mohamed peridotites, first identified by Bossière et al. (1976), outcrops in the northeastern part of the dome and represents a piece of sub-continental mantle (Hadj-Zobir and Oberhänsli, 2013; Bosch et al., 2014) emplaced into the crustal units at 18 Ma (Bruguier et al., 2009). In the northwestern part of the massif, high-grade metamorphic units are present above the core units and include kyanite–sillimanite–andalusite-bearing sediments, marbles, diatexite and amphibolite lenses (Ahmed-Said and Leake, 1992, 1997). Southeast of the Kef Lakhal unit, some metasediments show two superimposed metamorphic events one of which is characterized by HT–HP metamorphic conditions (700–750 °C and 12–14 kbar after Caby et al., 2001). These high-grade rocks constitute the footwall of the Kef Lakhal amphibolite complex. Stable isotopes (O, S) on these amphibolites indicate that the magmas were contaminated by fluids originating from a sedimentary component (Laouar et al., 2002). The main mylonite zone that delineates oceanic units of the Kef Lakhal complex from high-grade metamorphic units below contains relics of UHP, diamond-bearing metamorphic rocks accreted to the base of the overriding Kef Lakhal complex during its thrusting over the African continental margin (Caby et al., 2014). Previous Ar–Ar ages performed by Monié

et al. (1992) on high-grade metamorphic rocks from the Edough dome and Cap de Garde area range from  $17.3 \pm 0.2$  to  $15.5 \pm 0.2$  Ma for amphibole, muscovite and biotite. These ages were assigned to the late stages of extensional tectonics linked to exhumation of the core of the Edough dome. Besides, one orthogneiss from the Edough massif yielded a poorly constrained Sm–Nd isochron (whole-rock–garnet–feldspar) age of  $25.4 \pm 10$  Ma attributed to metamorphism in the dome (Hamor, 1992).

In the following sections we present petro-geochemical and geochronological constraints on metamorphosed sediments and igneous rocks located in the footwall of the Kef Lakhal amphibolite complex, which have been until now only scarcely investigated.

## 3. Analytical techniques

### 3.1. Major and trace elements

Rocks samples were crushed and then pulverized in an agate mill for whole-rock analyses (WR). Analyses of major elements on WR were performed at the “Service d’Analyse des Roches et des Minéraux” (SARM, Nancy, France) by X-ray fluorescence (XRF). Trace elements on WR were analysed by ICP–MS using an Agilent 7700× from the “Analyse des Elements Trace dans l’Environnement (AETE)” technical platform from Montpellier University (France). In situ major element analyses of minerals were performed at Montpellier University using an electron microprobe CAMECA SX100 with an accelerating voltage and beam current of 20 kV and 10 nA respectively and a counting time of 20–30 s. In situ trace element analyses of minerals were carried out by LA–ICP–MS at the Géosciences Montpellier laboratory using a ThermoFinnigan Element XR ICP–MS, coupled with a Geolas (Microlas) automated platform housing a 193 nm Compex 102 laser from LambdaPhysik. Signals were acquired in Time Resolved Acquisition mode, devoting 2 min for the blank and 1 min for measurement of the analytes. The laser was fired using an energy density of  $15 \text{ J/cm}^2$  at a frequency of 5 Hz and using a spot size of 50–120 μm. Oxide level, measured by the ThO/Th ratio, was below 0.8%. Reference sample BIR-1G was analysed as an unknown during the analytical runs and shows good agreement with working values (Gao et al., 2002). Si was used as an internal standard and analyte concentrations were calibrated against the NIST 612 rhyolitic glass, according to the values of Pearce et al. (1997). Data were subsequently reduced using the GLITTER software (Van Achterberg et al., 2001) by inspecting the time-resolved spectra to check for heterogeneities in the analysed volume.

### 3.2. Isotopes

Sr–Nd–Pb–Hf isotopic analyses were performed on HCl6N-acid leached whole-rocks and mineral fractions. Leached WR, feldspar and amphibole were dissolved on a hot plate with a mixture of 48% HF and 13 N HNO<sub>3</sub> (1:1) and few drops of HClO<sub>4</sub>. Pb was separated using anionic resin and HBr and HCl acids as reagents. Three successive concentration/purification steps were necessary to separate Sr, Nd and Hf. The procedures used were modified from Pin et al. (1995) and Connelly et al. (2006). Sr isotopic ratios were measured by thermal ionization mass spectrometry using a Triton Finnigan Mat spectrometer at Labogis from the Nîmes University. Pb, Nd and Hf analyses were performed using a Nu 500 HR MC–ICP–MS at the “Service Commun National d’Analyse” from the Ecole Normale Supérieure (ENS, Lyon, France). Sr, Nd, Pb and Hf total procedural blanks were less than 30, 10, 30 and 20 pg, respectively. Mass dependent fractionations were corrected using a <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr ratio of 0.1194, a <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ratio of 0.7219 and a <sup>179</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf ratio of 0.7325 for Sr, Nd and Hf analyses, respectively. Standards

were measured repeatedly during the course of this study and yielded average values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710243 \pm 10$  ( $2\sigma$ ,  $n=7$ ) for the NBS987 standard,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5119632 \pm 1$  ( $2\sigma$ ,  $n=7$ ) for the “Rennes” in-house Nd standard (Chauvel and Blichert-Toft, 2001) and  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282160 \pm 10$  ( $2\sigma$ ,  $\pm 1$ ) for the JMC475 Hf standard (Blichert-Toft et al., 1997). NBS981 Pb standards were analysed every two samples and yielded a reproducibility better than 60 ppm. All measured isotopic ratios were corrected for in situ decay using a Miocene age at 20 Ma according to the U–Pb and Sm–Nd ages obtained during the course of this study.

### 3.3. U–Pb geochronology

Zircons were separated following standard separation techniques (Bosch et al., 1996). Around 50 zircons from each sample were selected from the least magnetic concentrates in order to obtain an assortment of the best quality crystals. Zircons were then embedded in epoxy resin together with chips of the 91500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995), and polished to expose their internal structures. The laser (Lambda Physik CompEx 102 excimer laser) used for U–Th–Pb analyses was coupled to an Element XR sector field ICP-MS. Analytical procedures are after Bosch et al. (2011), and are only briefly summarized below.

Laser spot sizes were fixed to 26  $\mu\text{m}$ . Samples were ablated under ultrapure helium in a 15  $\text{cm}^3$ , circular shaped cell with an energy density of 12  $\text{J}/\text{cm}^2$  at a frequency of 4 Hz. The helium gas stream was then mixed with argon before entering the plasma. The mean oxide value (ThO/Th) during analyses was <1%. Acquisition lasted 45 s and the blank was measured before each new analysis during 15 s. All isotopes ( $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb} + \text{Hg}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$ ) were measured in pulse counting mode. Unknowns were bracketed by analyses of the G91500 standard (Wiedenbeck et al., 1995), which were used to calculate a mass bias factor (Pb/Pb ratio) and the inter-element fractionation (U/Pb ratios). The calculated bias factors and associated errors were then added in quadrature to individual errors measured on each unknown (after Horstwood et al., 2003). The decay constants and present-day  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  value given by Steiger and Jäger (1977) were used and ages were calculated using the program Isoplot/Ex of Ludwig (2002). Zircons showing a degree of discordance in the range  $\pm 10\%$  were classified as concordant within errors and weighted mean ages were calculated for batches of such concordant analyses.

### 3.4. Ar–Ar geochronology

Biotite, muscovite and amphibole were handpicked in the 80–150  $\mu\text{m}$  fractions after magnetic separation using a Frantz magnetic separator. After ultrasonic cleaning in ultrapure acetone and distilled water, minerals were conditioned in aluminium foil packets and irradiated for 40 h in the TRIGA Mark-II reactor of Pavia University (Italy) with aliquots of the Fish Canyon sanidine standard ( $28.03 \pm 0.08$  Ma; Jourdan and Renne, 2007) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were determined by irradiation of KF and  $\text{CaF}_2$  pure salts from which the following correction factors were obtained:  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$ ,  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$  and  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$ . Argon analyses were performed at Géosciences Montpellier (France) with an analytical system that consists of: (a) an IR-CO<sub>2</sub> laser of 100 kHz used at 5–15% during 60 s, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, maintained at  $10^{-8}$ – $10^{-9}$  bar, with a drilled copper plate and the four samples on, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr–Al getters, (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher). A custom-made software controls the laser intensity, the timing of extraction/purification and the data acquisition. To measure the argon background within the system, one blank analysis was performed every three sample analyses. The ArArCalc software© v2.5.2 was used for data reduction and plotting. The two-sigma errors reported on plateau, isochron and total gas ages include the error on the irradiation factor J. Atmospheric  $^{40}\text{Ar}$  was estimated using a value of the initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  of 295.5 (Steiger and Jäger, 1977). Data are portrayed as age spectra in Fig. 9a–i and summarized in Table 3. A complete set of isotopic results is given in Supplementary Appendix.

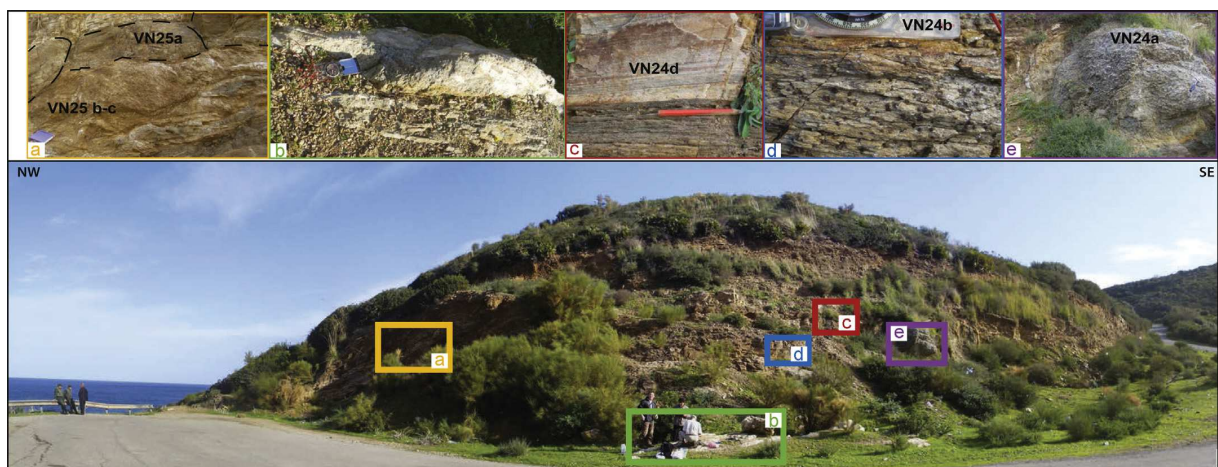
## 4. Results

### 4.1. Sample description

#### 4.1.1. Field relationships

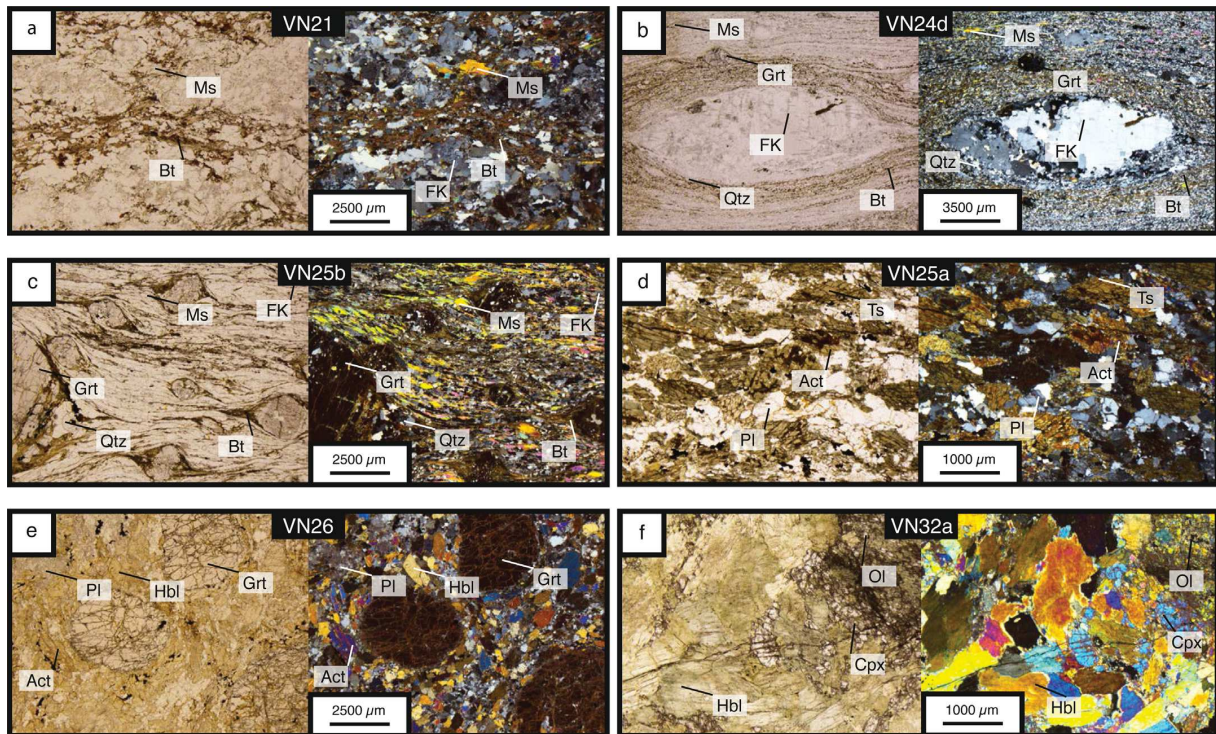
Four main areas were sampled in the high-grade metamorphic units constituting the footwall of the Kef Lakhel complex (localities 1–4 in Fig. 1b). These localities are broadly similar to those described in Cabry et al. (2014).

At locality 1 (see Fig. 2) field relationships between the different lithologies can be clearly observed. A mylonite/ultramylonite



**Fig. 2.** Panoramic photograph of locality 1. Insets show the different lithologies: (a) amphibolite lens VN25a intercalated within micaschist VN25b; (b) wollastonite lenses; (c) orthogneiss VN24d; (d) micaschist VN24b displaying white mica and garnet; and (e) peridotite lens VN24a of 2 m in size.

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Fig. 3.** Thin section microphotographs in plane and cross-polarized mode. (a) Diatexite VN21 showing muscovite, perthitic K-feldspar and primary biotite associated to secondary biotite + sillimanite (fibrolite) materialized by shiny aureoles around brown biotite. (b) Mylonitized orthogneiss (VN24d) presenting myrmekite next to K-feldspar phenocryst associated to small garnet containing primary mica inclusions. The photograph displays a finely grained matrix constituted of quartz, small muscovite mica-fishes and late biotite + sillimanite. (c) micaschist VN25b displaying garnet porphyroclasts with inclusion-rich cores. The occurrence of a biotite + sillimanite (fibrolite) assemblage in garnet tails points to garnet destabilization. (d) Slightly deformed amphibolite VN25a showing plagioclase and amphibole (tschermakite and actinolite). (e) Garnet amphibolite VN26 showing strongly cataclased garnet associated to amphibole, quartz and plagioclase. (f) Ultramafic rock VN32a presenting secondary amphibole megacrysts associated with serpentinized olivine and small, rare primary clinopyroxene. Symbols after Kretz (1983).

band (c. 15 m thick) sharply delimits the high-grade rocks from the granite–gneiss rocks of the dome. Garnet micaschists (samples VN24b, VN25b and VN25c) contain decimeter-sized amphibolite lenses (VN25a) parallel to schistosity and a metre-sized boudin of coarse-grained peridotite (VN24a) surrounded by a brownish two metres wide alteration zone (Fig. 2a–e). Micaschists are locally intruded by a fine-grained orthogneiss (VN24d) oriented parallel to the main schistosity. Contact between the orthogneiss and metasediments is sharp and suggests intrusive relationship. In addition a small level of wollastonite marble was also observed within this rock association (Fig. 2b).

Samples collected at locality 2, close to the contact with the Kef Lakhel complex (Fig. 1b, samples VN8, VN26, VN31c, VN32a) are exposed through road cuts, often as lenses of limited size, but field relationships are unclear due to poor outcrop quality and deformation related to the vicinity of the main contact zone. By similarity with locality 1, it is proposed that the amphibolites represent sills interbedded in the metasediments.

Diatexite VN21 (locality 3 of Fig. 1b) is a partially molten felsic rock outcropping in the southern part of the footwall unit. This sample is located close to the Kef Lakhel massive amphibolite unit and was sampled in contact with a highly altered actinolite thick band oriented along the main foliation.

The locality 4, close to Sidi Semhout, exposes fine-grained ultramylonites displaying small lenses of mafic and ultramafic rocks (VN16d), oriented along the foliation. A leucocratic amphibolite (VN14a) has also been sampled along the western contact with the Kef Lakhel complex.

In the thin-section description below, samples are presented according to their protolith nature: felsic (igneous), sedimentary and mafic or ultramafic.

#### 4.1.2. Thin-section description

**Felsic rocks:** Diatexite VN21 presents a porphyroclastic texture (Fig. 3a) mainly composed of feldspar (orthoclase and plagioclase), quartz, biotite, and white mica porphyroclasts. Some scarce garnets have been also observed. K-feldspar is deformed as demonstrated by the occurrence of twisted twins and also contains quartz xenomorphic inclusions. Coarse biotite crystals outline the foliation and are associated to a second generation of smaller biotite at grain boundaries. Both types are partly destabilized and often associated to fibrolite. Rare late light green chlorite has also been observed. Porphyroclasts of white mica, less abundant than biotite, display mica-fish features and late biotite exsolutions.

Orthogneiss VN24d shows a protomylonitic porphyroclastic texture. The main paragenesis contains quartz, feldspar, few micas (mainly biotite and muscovite) and, rare garnets (Fig. 3b). Rare inclusions of primary mica have been observed into garnet. Orthoclase feldspar megacrysts show myrmekites at its rim and quartz inclusions in its core. Polycrystalline quartz ribbons mark the foliation. Garnet is relatively small (c. 150–200 μm) and rare, with tails mainly formed by biotite crystallized during the latest stage of metamorphism.

**Sediments:** Garnet micaschists VN24b, VN25b and VN25c are made of garnet, white mica, biotite, feldspar and quartz. For VN24b, fibrolite and andalusite have also been observed as well as fluid

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

inclusions into garnet. Tourmaline crystals have been identified. It is noteworthy that a 10-cm thick tourmaline vein, adjacent to this sample, has been observed in the field. Rare kyanite is observed often constituting microdomains with white mica. VN25b and VN25c display garnet with biotite tails more or less chloritized (Fig. 3c). The core of garnet is rich in quartz and fluid inclusions, which are not observed in the rim. White micas are partly recrystallized into biotite associated to fibrolite. Very small zones with sillimanite and poecilitic andalusite have been also observed. Prismatic rutile is present. Another type of garnet contains an exsolved acicular rutile network in its core and does not display other mineral inclusions.

**Mafic/ultramafic rocks:** VN25a is an amphibolite containing xenomorphic brown amphibole, quartz, feldspar, rare rutile and relics of garnet (Fig. 3d). The texture is porphyroclastic. Grains of amphiboles are elongated and highly deformed with numerous fractures along cleavage plans. Quartz grains display recrystallization features (sub-euhedral shapes associated to sharp rims).

VN26 is a garnet amphibolite lens located at the contact zone with the Kef Lakhal complex (Fig. 1b). Its metamorphic paragenesis is made of brown amphibole, feldspar, rutile, garnet and scarce quartz. It displays a porphyroclastic texture (Fig. 3e). Some garnet crystals are cataclased. Brown amphibole is often destabilized in actinote. The garnet rims contain aligned prismatic rutile, probably outlining a former foliation.

Similarly VN8 sample is a garnet amphibolite with quartz, amphibole and garnet porphyroclasts (up to 1 cm). Leucocratic layers (feldspar and quartz) are dominant in this rock. Most quartz crystallized as ribbons marking the foliation. Garnet is highly recrystallized and presents rotation figures. Some smaller polygonal garnets are also observed and possibly represent a second generation. As in most amphibolites, green and brown amphiboles have been observed. Titanite is also present mainly located around garnet and coexisting with green amphibole. This sample displays some rare occurrences of relic pyroxene.

VN14a and VN16d are leucocratic amphibolites. They contain numerous quartz, feldspar, amphibole porphyroclasts, titanite and few clinopyroxenes. The texture is porphyroclastic and a compositional bedding (with an alternation of mafic and leucocratic minerals) emphasizes the foliation. Both samples display green amphibole and titanite crystallized at the expense of garnet. VN14a contains numerous highly deformed garnets rich in oxide inclusions. Quartz crystallizes in interstitial sites.

VN32a metaperidotite (Fig. 3f) contains numerous secondary euhedral green amphiboles. Some preserved areas in the rock present relics of olivines consumed in serpentine and/or amphibole and small clinopyroxenes. Orthopyroxene is deformed and fractured. Small quartz–feldspar veinlets crosscut the sample and suggest late fluid circulation.

VN24a is a coarse-grained metaperidotite cut by talc veins and displaying centimetre-sized subhedral orthopyroxene, clinopyroxene and almost fully serpentinized olivine grains set up in a matrix of talc, brucite and actinolite.

#### 4.2. Whole-rock chemistry

##### 4.2.1. Major elements

**Felsic rocks:** The two felsic rocks analysed (diatexite VN21 and orthogneiss VN24d) are SiO<sub>2</sub>-rich (69.2 and 75.2 wt% respectively) and display a high alumina saturation index (A/CNK=1.31 and 1.19) characteristic of peraluminous granitoids. In the TAS diagram (Fig. 4a; Lebas et al., 1986), both samples plot in the granite field of the sub-alkaline series. In the AFM diagram they fall in the calc-alkaline domain (Fig. 4b; Irvine and Baragar, 1971).

**Sediments:** The micaschists (VN24b VN25b and VN25c) show high and homogeneous SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (ranging from 66.7

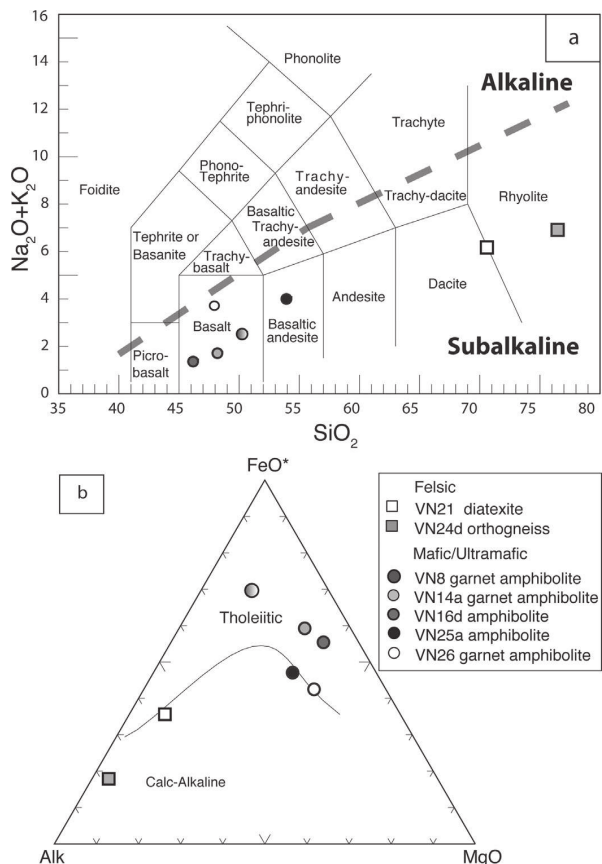


Fig. 4. Whole-rock discriminant diagrams for felsic and mafic samples: (a) Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> after Lebas et al. (1986); (b) AFM diagram after Irvine and Baragar (1971). FeO\*: Fe total; Alk: Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

to 68.6 wt% and from 14.86 to 16.97 wt% respectively, see Table 1). They are classified as shale in the diagram of Herron (1988) (not shown).

**Mafic–ultramafic rocks:** The amphibolite lenses (VN8, VN14a, VN16d, VN25a and VN26) and the two ultrabasic rocks (VN24a and VN32a) have low SiO<sub>2</sub> (from c. 43.0 to 52.5 wt%) and TiO<sub>2</sub> (from 0.40 to 1.75 wt%) contents (Table 1). The peridotite VN24a displays the lowest SiO<sub>2</sub> (c. 43%), TiO<sub>2</sub> (0.04 wt%) and CaO (1.76 wt%) contents. This sample exhibits a high loss on ignition of 14.4% suggesting it has been hydrolysed or carbonated, in agreement with the occurrence of abundant brucite, talc and serpentine (Table 1). In the TAS diagram (Fig. 4a; Lebas et al., 1986), the amphibolites plot in the basalt field of the sub-alkaline series. The amphibolite VN25a is located in the basaltic–andesite field. In the AFM diagram (Fig. 4b; Irvine and Baragar, 1971), the amphibolites plot either on the line separating the calc-alkaline and tholeiitic domains (VN25a and VN26) or in the tholeiitic field (VN8, VN14a and VN16d).

##### 4.2.2. Trace elements

**Felsic rocks:** Both samples (orthogneiss and diatexite) display a moderately fractionated chondrite-normalized REE pattern (La/Yb<sub>N</sub>=5.2–7.9 and Gd/Yb<sub>N</sub>=1.5–1.7, Fig. 5a, Table 1) with a pronounced Eu negative anomaly (Eu\* = 0.37–0.49). The primitive-mantle normalized patterns show enrichments in LILE such as Rb, Th and U, over marked depletions in HFS elements (Nb, Ta), Ba and Sr (Fig. 5b). A positive Pb spike is also observed.

**Sediments:** The micaschists (VN24b, VN25b and VN25c) display similar chondrite-normalized REE patterns (Fig. 5c) characterized by a moderate LREE enrichment (La/Yb<sub>N</sub> ranging from 7.3 to 11.6), flat HREE (Gd/Yb<sub>N</sub> ranging from 1.3 to 1.8) and a negative Eu anomaly (Eu/Eu\* ranging from 0.60 to 0.63). In the primitive

mantle-normalized multi-element diagram, these three samples display negative Ba, Nb, Ta and Sr anomalies, but no Zr–Hf depletion (Fig. 5d).

**Mafic-ultramafic rocks:** The amphibolite lenses (VN8, VN14a, VN16d, VN25a and VN26) display flat (VN25a, La/Yb<sub>N</sub> = 1.07) to

**Table 1**

Whole-rock major and trace element concentrations of felsic, sedimentary and mafic/ultramafic samples. LOI: loss on ignition. A/CNK = [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>]/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O). Eu/Eu\* = [Eu/√(Sm \* Gd)] × 100. La/Yb<sub>N</sub> and Gd/Yb<sub>N</sub> normalized to chondrite after Sun and McDonough (1989).

Majors and trace elements on whole rock							
Classification		Felsic		Sediment			
Sample		VN21	VN24d	VN24b	VN25b	VN25c	
Lithology		Diatexite	Orthogneiss	Micaschist	Micaschist	Micaschist	
Localization (UTM)		32S	32S	32S	32S	32S	
		381,554.06 m E	385,118 m E	385,118 m E	385,118 m E	385,118 m E	
		4,089,021.90 m N	4,090,032 m N	4,090,032 m N	4,090,032 m N	4,090,032 m N	
Altitude (m)		349	5	5	5	5	
Major element (%)	SiO <sub>2</sub>	69.22	75.19	66.83	66.72	68.63	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	12.96	16.97	15.83	14.86	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.37	1.76	7.21	7.98	8.47	
	MnO	0.06	0.02	0.08	0.07	0.08	
	MgO	0.93	0.35	1.10	1.29	1.28	
	CaO	1.85	0.88	0.43	0.27	0.40	
	Na <sub>2</sub> O	2.57	3.12	0.17	0.15	0.15	
	K <sub>2</sub> O	3.62	3.79	3.56	2.53	2.84	
	TiO <sub>2</sub>	0.68	0.27	0.90	0.82	0.79	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.16	0.16	0.15	0.14	
	PF	1.39	1.06	3.16	4.40	2.20	
	Total	99.88	99.56	100.57	100.19	99.82	
	A/CNK	1.31	1.19	–	–	–	
	Trace element (ppm)	Ba	467.800	246.300	495.900	339.200	432.900
		Be	1.960	1.440	1.750	1.910	1.380
Ce		78.300	39.720	71.240	91.300	72.850	
Cs		4.740	2.130	4.460	5.770	3.440	
Cu		7.070	9.900	69.310	22.630	42.120	
Dy		6.480	5.070	5.760	5.070	5.050	
Er		3.430	2.620	3.290	2.700	2.720	
Eu		1.190	0.580	1.200	1.320	1.190	
Ga		19.670	15.320	23.870	22.280	21.530	
Gd		6.860	4.620	5.480	5.910	5.290	
Ge		1.780	1.530	1.640	1.750	1.620	
Hf		6.150	3.600	7.420	6.640	7.390	
Ho		1.230	0.970	1.170	0.950	0.970	
La		36.790	18.490	35.330	45.150	35.740	
Lu		0.490	0.370	0.530	0.430	0.430	
Nb		12.770	6.490	15.240	13.420	13.520	
Nd		36.130	19.310	31.440	39.530	31.620	
Ni		17.900	9.140	67.380	44.320	61.810	
Pb		20.970	13.230	4.830	4.750	4.380	
Pr		9.410	4.990	8.390	10.550	8.500	
Rb		151.700	158.600	171.000	130.400	134.500	
Sm		7.910	4.900	6.300	7.530	6.260	
Sn		4.820	4.670	7.450	6.870	6.560	
Sr		152.900	99.910	26.100	16.250	29.080	
Ta		1.420	0.750	1.410	1.230	1.200	
Tb		1.080	0.830	0.910	0.870	0.830	
Th		14.420	10.360	11.590	14.130	11.980	
Tm		0.520	0.400	0.510	0.420	0.430	
U		2.970	2.970	3.170	3.310	2.700	
V		47.360	16.530	109.800	106.700	95.940	
W		2.630	2.510	2.340	2.310	1.930	
Y		37.460	28.980	33.830	29.170	28.950	
Yb		3.330	2.530	3.460	2.790	2.880	
Zn		60.240	17.360	66.690	49.010	51.780	
Zr		238.400	120.400	283.000	256.800	294.100	
Li	–	7.390	–	–	–		
La/Yb <sub>N</sub>	7.925	5.246	7.331	11.604	8.892		
Gd/Yb <sub>N</sub>	1.705	1.513	1.312	1.753	1.519		
Eu/Eu*	0.494	0.374	0.624	0.605	0.633		
∑REE	193.150	105.392	175.005	214.537	174.758		
Ce/Pb	3.734	3.002	14.749	19.221	16.632		
Th/Yb	4.330	4.095	3.350	5.065	4.160		
Zr/Th	16.53	11.62	24.42	18.17	24.55		

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



Table 1 (Continued)

Majors and trace elements on whole rock							
Classification	Mafic–ultramafic						
Sample	VN8	VN14a	VN16d	VN24a	VN25a	VN26	VN32a
Lithology	Garnet amphibolite	Amphibolite	Amphibolite	Peridotite	Amphibolite	Garnet amphibolite	Peridotite
Localization (UTM)	32S 381,535 m E 4,089,033 m N	32S 381,562.00 4,090,585.00	32S 381,158 m E 4,090,689 m N	32S 385,118 m E 4,090,032 m N	32S 385,118 m E 4,090,032 m N	32S 382,891.91 m E 4,090,572.23 m N	32S 382872 m E 4,090,072 m N
Altitude (m)	361	141	124	5	190		229
Major element (%)	SiO <sub>2</sub>	49.24	46.79	45.08	42.97	52.47	47.90
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.43	15.02	16.90	2.45	15.36	11.30
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.45	10.26	9.50	8.33	10.40	8.79
	MnO	0.25	0.15	0.15	0.09	0.21	0.13
	MgO	1.64	4.67	5.64	28.75	6.64	14.26
	CaO	14.26	17.77	18.86	1.76	7.37	11.66
	Na <sub>2</sub> O	1.89	1.12	0.42	0.06	3.31	1.66
	K <sub>2</sub> O	0.59	0.57	0.90	<L.D.	0.66	1.15
	TiO <sub>2</sub>	1.09	1.36	0.93	0.04	1.75	0.40
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.41	0.21	<L.D.	0.21	<L.D.
	PF	1.15	1.61	1.03	14.41	1.71	2.08
	Total	100.18	99.73	99.62	98.86	100.05	99.34
Trace element (ppm)	Ba	26.260	40.760	134.290	11.640	62.230	121.290
	Be	15.870	1.680	–	–	5.900	–
	Ce	94.150	106.200	92.780	6.580	16.990	7.550
	Cs	1.490	12.680	13.150	0.440	0.633	5.510
	Cu	89.390	80.960	–	–	46.570	–
	Dy	9.770	8.980	6.210	2.550	6.860	2.400
	Er	4.560	5.260	3.110	1.400	4.000	1.420
	Eu	1.800	2.310	1.890	0.540	1.740	0.320
	Ga	21.260	29.250	–	–	20.720	–
	Gd	10.590	8.570	6.900	2.600	6.010	1.830
	Ge	4.690	1.810	–	–	1.880	–
	Hf	2.820	7.460	0.660	0.080	3.860	0.710
	Ho	1.740	1.850	1.160	0.510	1.420	0.490
	La	45.680	54.580	47.570	1.820	6.020	3.330
	Lu	0.660	0.730	0.450	0.210	0.620	0.210
	Nb	27.230	19.720	18.470	0.590	3.160	5.060
	Nd	43.860	48.510	43.070	6.860	14.560	4.640
	Ni	54.510	89.340	81.550	2445.670	117.800	840.950
	Pb	5.790	10.450	6.150	0.520	7.530	6.300
	Pr	11.290	12.710	10.830	1.180	2.780	1.000
	Rb	32.320	23.170	38.150	0.360	13.100	30.310
	Sm	11.130	9.720	7.440	2.000	5.020	1.320
	Sn	37.210	4.230	–	–	3.380	–
	Sr	365.300	454.900	325.130	22.682	154.300	143.330
	Ta	5.220	1.860	1.730	0.050	0.480	0.690
	Tb	1.760	1.410	1.050	0.400	1.060	0.350
	Th	24.000	14.580	13.420	0.090	1.160	1.280
	Tm	0.680	0.790	0.450	0.200	0.610	0.220
	U	20.560	5.290	2.830	0.100	2.550	0.660
	V	121.900	282.100	192.300	56.270	261.500	76.580
	W	2.230	0.320	1.580	0.210	4.110	0.260
	Y	53.510	57.390	37.290	16.050	41.030	15.660
	Yb	4.480	4.840	2.750	1.280	4.030	1.350
	Zn	65.770	155.000	108.430	76.940	100.300	180.550
	Zr	100.100	286.400	14.370	2.040	146.000	11.120
	Li	–	15.340	14.440	4.640	8.300	10.460
	La/Yb <sub>N</sub>	7.312	8.084	12.417	1.024	1.071	1.769
	Gd/Yb <sub>N</sub>	1.955	1.463	2.078	1.685	1.234	1.123
	Eu/Eu*	0.507	0.774	0.806	0.730	0.970	0.631
	∑REE	242.139	266.449	225.660	28.149	71.742	26.425
	Ce/Pb	16.261	10.163	15.086	12.654	2.256	1.198
	Th/Yb	5.357	3.012	4.880	0.070	0.288	0.948
	K <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	0.54	0.42	0.97	–	0.38	2.88

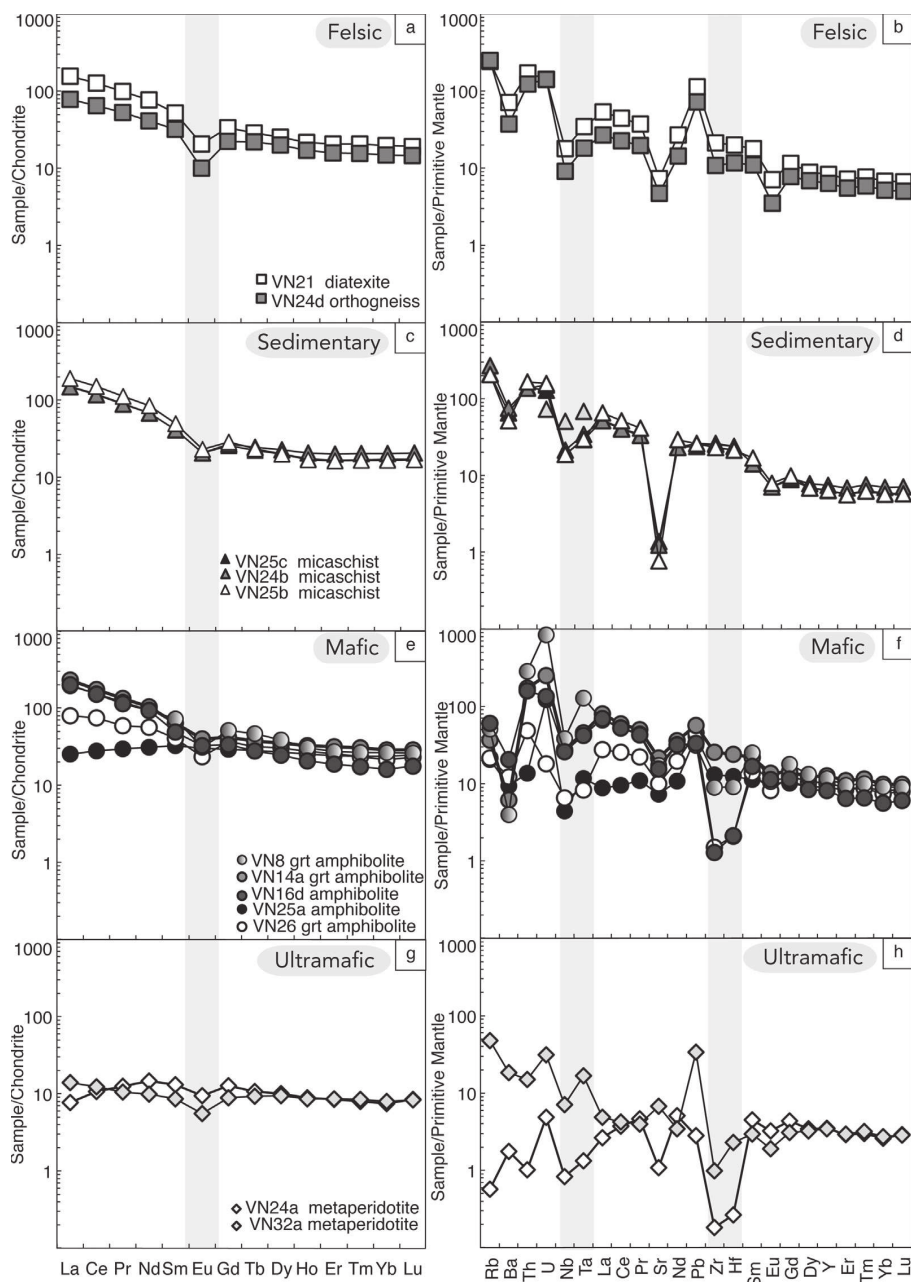
LREE enriched (VN8, VN14a and VN16d, La/Yb<sub>N</sub> = 7.3–12.4 respectively) patterns (Fig. 5e). Sample VN26 exhibits an intermediate LREE enriched pattern (La/Yb<sub>N</sub> = 3.7). All amphibolites are characterized by a patent negative Eu anomaly (Eu/Eu\* = 0.5–0.8), except VN25a (Eu/Eu\* = 0.97). The ultrabasic rocks display flat REE patterns, either slightly LREE depleted (VN24a) or slightly LREE enriched (VN32a) (Fig. 5g). Both have a significant negative Eu anomaly (Eu/Eu\* = 0.63–0.73). Incompatible element patterns (Fig. 5g) are characterized by a general LILE enrichment with

pronounced depletion in Ba (except sample VN24a), Nb, Zr and Hf. All samples yield a slight to pronounced positive Pb spike (Fig. 5f–h).

#### 4.3. Mineral chemistry: major and trace elements

Tables for major elements in minerals are available as **Supplementary Materials 1a** (garnet), **1b** (amphibole), **1c** (feldspar), **1d** (white mica), **1e** (Fe–Mg mica) and **1f** (pyroxene). The micas results are available only as **Supplementary Material 2**. Tables

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo–Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Fig. 5.** Chondrite-normalized REE and Primitive Mantle-normalized trace element patterns for felsic (a, b), sedimentary (c, d), mafic (e, f) and ultramafic (g, h) samples. Normalizing values after Sun and McDonough (1989).

for trace elements in minerals are available as [Supplementary Materials 3a–d](#).

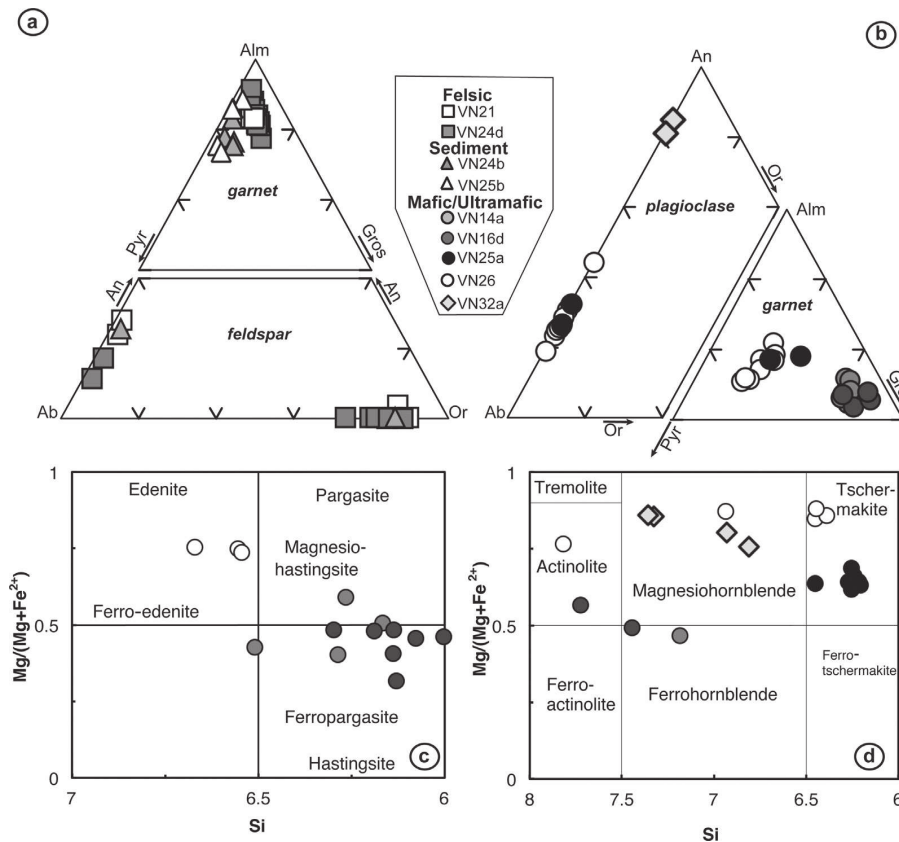
#### 4.3.1. Garnet

**Felsic rocks:** Garnet from VN21 has a high spessartine composition, ranging from 8.5% to 11.5% from core to rim. Garnet from the orthogneiss VN24d is almandine-type (Fig. 6a). It shows low compositional variations in iron content, (i.e. <5%) with, nevertheless a rim characterized by a higher spessartine content and a

lower grossular composition (i.e. 16%SpS–3%GrS) than the core (i.e. 7–8%SpS–6–9%GrS) suggesting the preservation of prograde conditions into the garnet core. The trace element patterns of garnet from both rocks display pronounced Eu and Ba negative anomalies that could be related to coeval feldspar crystallization (Fig. 7a and b).

**Sediments:** Garnet from VN24b and VN25b is mainly of almandine-type (72–86%Alm–13–22%Prp) with a compositional zonation characterized by an increase in iron content from the core

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Fig. 6.** (a, b) Ternary plots showing the composition of the garnet and feldspar from felsic rocks and sediments (a) and mafic and ultramafic rocks (b). Alm: almandine, Pyr: pyrope, Gros: grossulaire, An: anorthite, Ab: albite, Or: orthose. (c, d) Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) vs Si discriminant diagrams for amphibole. (c) Ca<sub>B</sub> ≥ 1.50; (Na + K)<sub>A</sub> ≥ 0.50 and Ti < 0.50; (d) Ca<sub>B</sub> ≥ 1.50; (Na + K)<sub>A</sub> < 0.50 and Ca<sub>A</sub> < 0.50. Classification diagrams for amphibole after [Leake et al. \(1997\)](#).

towards the rim (i.e. from 76% to 82%Alm for VN24b and from 73% to 86%Alm for VN25b) along with a decrease of spessartine component (Fig. 6a). Such zoning indicates that the garnet rims were formed under a higher temperature than the core and thus suggests a reheating process. Garnet from both rocks yields close to similar trace element patterns with a strong HREE/LREE enrichment and nearly flat to decreasing HREE patterns (Fig. 7c). Some crystals show a chemical zonation with an increase of total REE content from core to rim (Fig. 7c).

**Mafic-ultramafic rocks:** VN26 garnet shows a core-rim gradual zonation with a strong increase in iron (from 50.8% to 58.8%Alm), concomitant with a decrease in Mg (from 21.4% to 34.3%Prp) and Mn (from 4.8% to 1.1%Sps) from core to rim (Fig. 6b). The REE patterns for VN26 garnet show a strong HREE/LREE enrichment (Fig. 7e and f), combined with a HREE depletion between the inner and the outer parts of the crystals (Fig. 7e). Garnet from VN25a does not display significant variations in almandine (i.e. 55.6%Alm in average) or spessartine contents. Variations are observed in grossular and pyrope content, with values ranging from ~15% to ~25% for both.

Garnet from VN14a and VN16d broadly displays similar major element features (Fig. 6b) with a high almandine (from 43.2% to 50.4%Alm) and grossular content (from 38.1% to 47.7%Gr) and no significant core-rim variations (Fig. 6b). The REE patterns of garnet from VN16d have a similar shape to those from VN26 and VN25a, with a slight negative Eu anomaly (Fig. 7e and f). Garnet from VN14a presents a REE pattern steadily decreasing from HREE to LREE.

#### 4.3.2. Amphibole

Amphiboles present two compositional trends. Amphiboles from samples VN32a, VN14a and VN16d range from actinolite to magnesio-hornblende and pargasite whereas those from samples VN25a and VN26 range from magnesio-hornblende to tschermakite (Fig. 6c and d).

VN26 amphibole shows a scattered composition between magnesio-hornblende and tschermakite (Fig. 6c and d), whereas amphibole from VN25a is more homogeneous and plots in the tschermakite field. Magnesio-hornblende presents low K and Si contents associated to high Al<sup>IV</sup> and intermediate Na content. Amphibole from all mafic samples, except two analyses on VN32a and one on VN14a, is enriched in total Al (Al<sup>IV</sup> > 1.0) suggesting a temperature range equivalent to that of the staurolite-kyanite zone in the metapelites (i.e. T > 600 °C, [Caby et al., 2001](#)). This conclusion is in agreement with the fact that the studied amphibolites are enclosed in garnet-rich micaschists and have undergone similar metamorphic conditions. The Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> ratios yield values from 1.45 to 2.8 suggesting that all the analysed crystals are metamorphic and record an evolution from high-grade amphibolite-facies to lower-grade metamorphism ([Fleet and Barnett, 1978](#)).

Overall the REE distribution for amphibole presents various trends with no clear strong relationship with major element composition (Fig. 7k and l). The first type is characterized by a concomitant impoverishment in LREE/MREE and HREE/MREE that confers a convex shape to the pattern. This convex pattern is found

in tschermakite from VN26 garnet amphibolite and in magnesiohornblende from sample VN32a. The second type is characterized by a flat MREE–HREE distribution and a LREE depletion (e.g. sample VN25a) and often corresponds to tschermakite amphibole composition. In sample VN16d, such pattern is, for some analyses, combined with a strong Eu negative anomaly (Fig. 7k) and often associated to actinolite, which is in agreement with a late metamorphic imprint in the field of plagioclase. Another type of pattern corresponds to ferropargasite and magnesiohornblende (VN14a, VN16d, VN32a) and is characterized by depletion from HREE to LREE. All amphibole analyses show Zr–Hf and Th negative anomalies. Only tschermakite displays strong combined Nb–Ta negative anomalies. This pattern is close to similar to that of coexisting pyroxene (see below) suggesting these amphiboles could derive from destabilization of pyroxene.

#### 4.3.3. Feldspar

**Felsic rocks and sediments:** Feldspar from felsic rocks display a solid solution between albite and orthoclase, with highly variable orthoclase content (Fig. 6a). Only feldspar from VN24b has been studied and shows variable compositions from orthoclase (94%) to albite (96%) (Fig. 6a).

REE chondrite-normalized patterns of feldspar from both rock types are slightly LREE enriched (Fig. 7g and h) and show no Eu positive anomaly, typically observed in K-feldspar and plagioclase. The later can be ascribed to extensive fractionation of feldspar or to oxidizing conditions (Weill and Drake, 1973). Considering the lack of coeval Ba and Sr anomalies, the second alternative is a more likely explanation. The PM-normalized incompatible element patterns are characterized by negative troughs in Nb and Ta, and positive Pb spikes (Fig. 7g and h).

**Mafic–ultramafic rocks:** Feldspar from mafic and ultramafic samples displays variable compositions from albite to anorthite, with feldspar from VN32a displaying the highest anorthite content (>63An%, Fig. 6b).

Feldspar from VN26 overall displays a more sodic composition (67–82Ab%) but two analyses corresponding to anti-perthitic exsolutions show a low albite content (<38Ab%) combined to a high K content (~49F<sub>K</sub>%).

The REE patterns of feldspars are characterized by strong LREE enrichment and a patent positive Eu anomaly (Fig. 7i). The PM-normalized trace element spectra show strong Th, Nb, Ta and Zr–Hf negative anomalies combined with positive Sr and Pb spikes (Fig. 7j). These trace elements patterns are strikingly different from those observed for feldspar from felsic rocks and sediments.

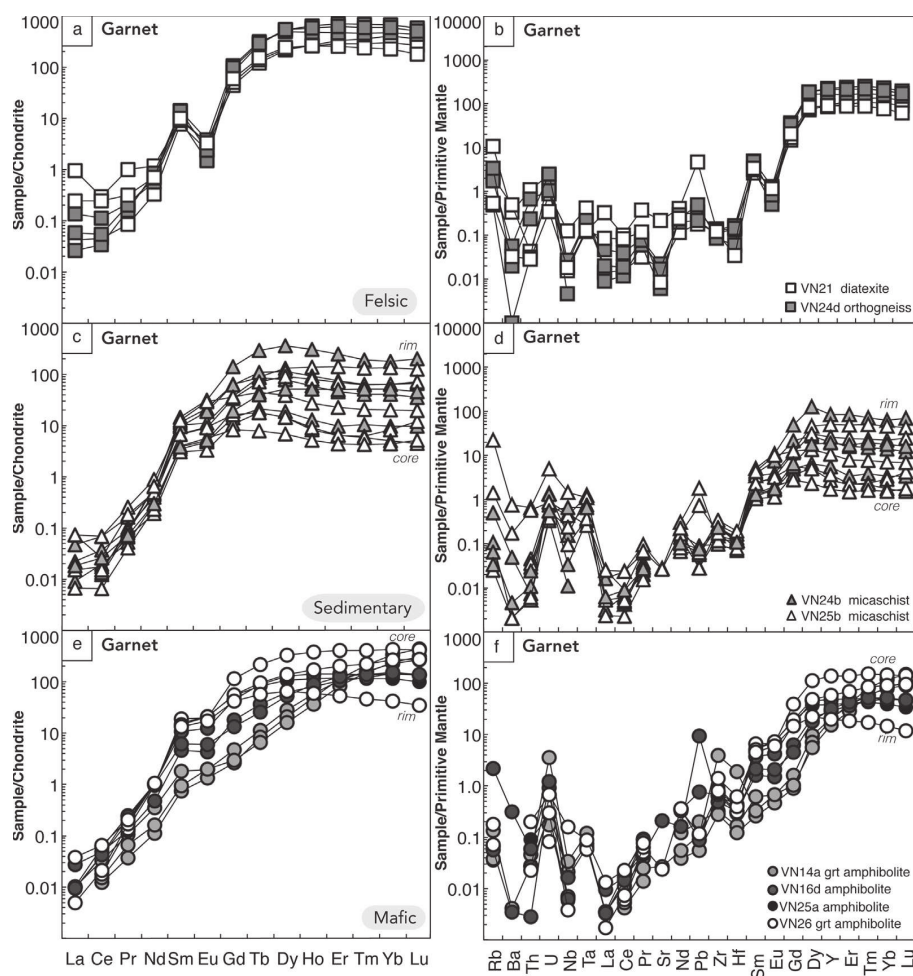


Fig. 7. Chondrite-normalized REE and Primitive Mantle-normalized trace element patterns for minerals from felsic, sedimentary, mafic and ultramafic samples. Normalizing values after Sun and McDonough (1989).

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo–Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

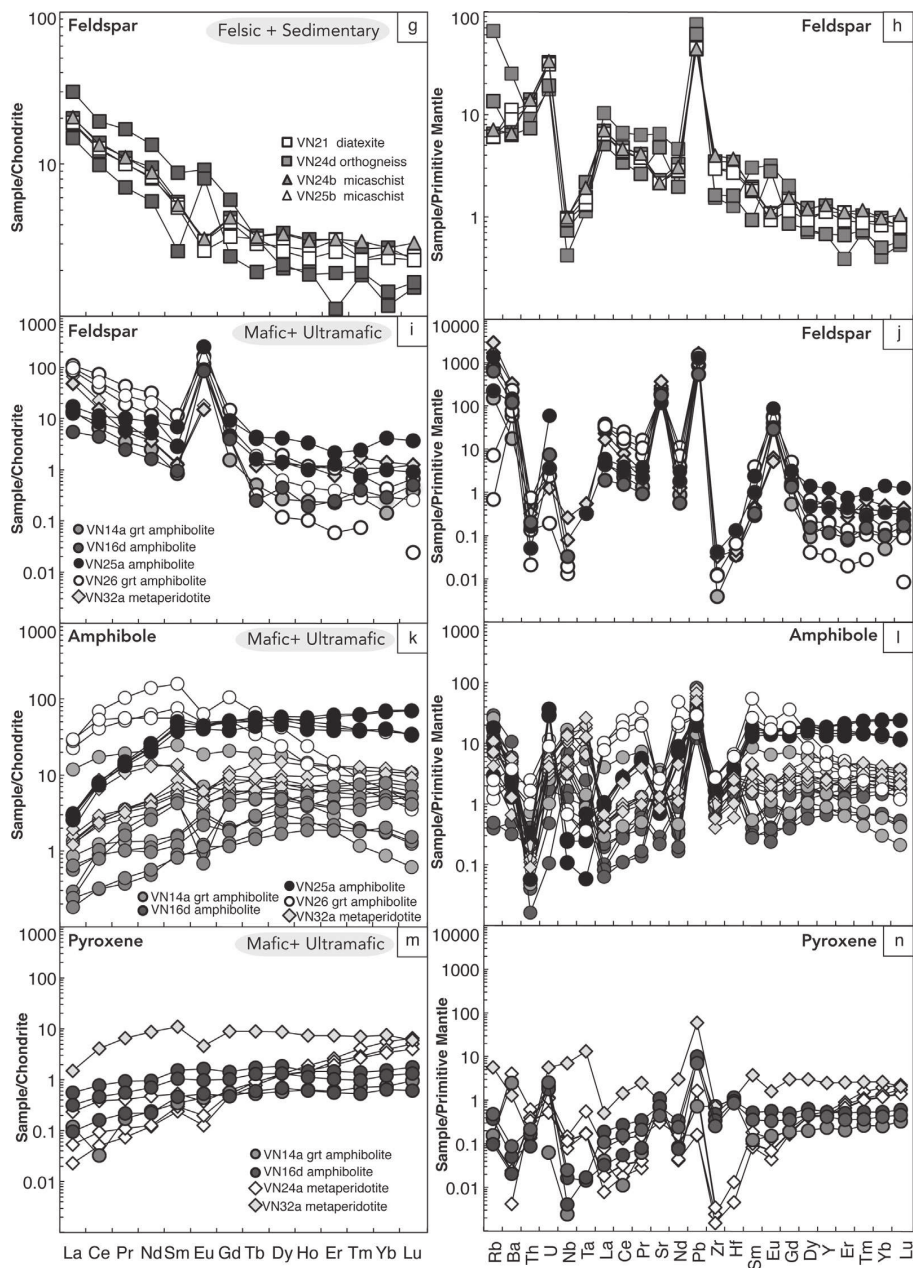


Fig. 7. (Continued).

#### 4.3.4. Pyroxene

Pyroxene in mafic and ultramafic lithologies is rarely preserved, and has been analysed only in four samples. In sample VN24a its composition corresponds to an orthopyroxene, whereas other samples display clinopyroxene composition. In the ultramafic rock VN32a, the pyroxene is a pigeonite. The amphibolites VN16d and VN14a contain pyroxene with an augite composition. CPX for most samples show LREE depleted patterns (Fig. 7m). A marked negative Eu anomaly is only observed for sample VN32a. OPX from VN24a shows a steadily decreasing pattern from HREE to LREE with marked negative Eu and Zr–Hf anomalies (Fig. 7m and n). Clinopyroxene from VN14a displays a Ce negative anomaly.

#### 4.3.5. Temperature estimates

Temperature estimates have been obtained for the amphibolites VN14a, VN25a, and VN26, and for the orthogneiss VN24d and the micaschist VN25b using either major element in situ analyses of minerals or Zr-in-rutile thermometry after Ferry and Watson (2007) (Supplementary Material 3e).

According to the garnet-biotite thermometer (calibration after Ferry and Spear, 1978; Hodges and Spear, 1982), peak temperatures, estimated with an error of  $\pm 50$ , 686–727 and 584–621 °C (at 7–10 kbar) were calculated for the diatexite VN21 and for the orthogneiss VN24d respectively. Rutile from the micaschist VN25b provides a Zr-in-rutile temperature of  $607 \pm 17$  °C in

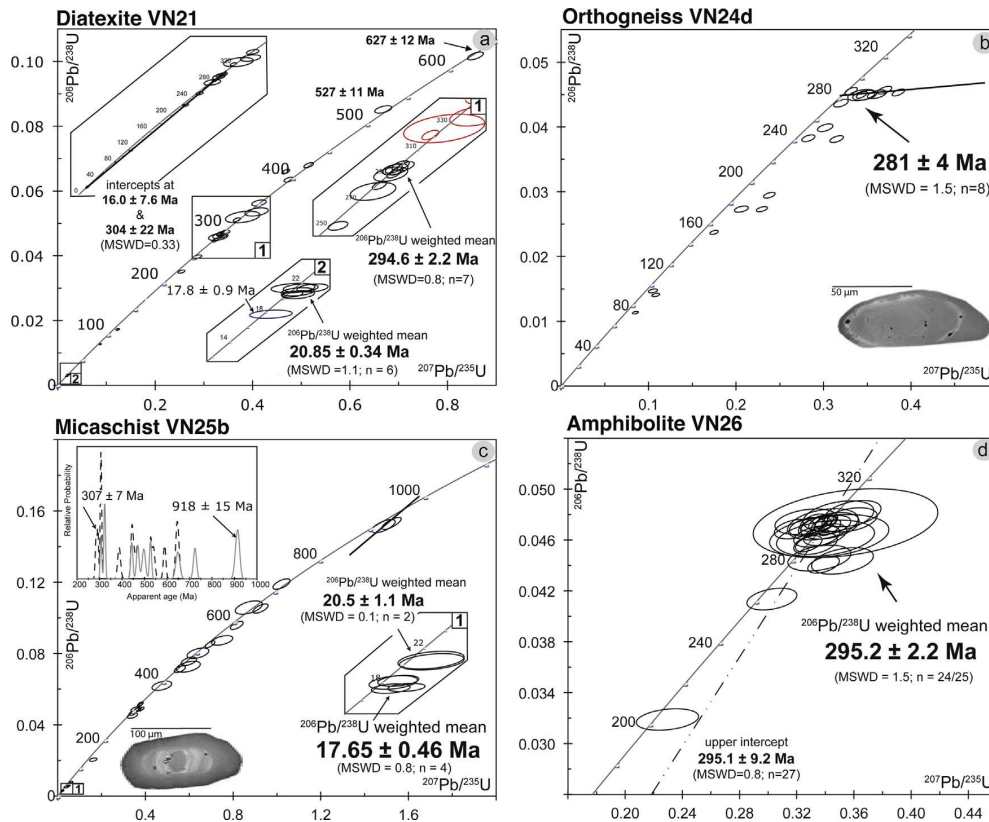


Fig. 8. Concordia plot for LA-ICP-MS U-Pb analyses of zircon with scanning electron microscope (BSE) imaging of selected grains. Ellipses are 1 $\sigma$  error.

good agreement with the temperature provided by the garnet-biotite thermometer. Plagioclase–amphibole pairs (calibration after Holland and Blundy, 1994) in amphibolites VN14a, VN25a and VN26 yield temperatures of 721–766, 670–704 and 657–703 °C ( $\pm 50$  °C) respectively. Rutile from the amphibolite VN26 yields a temperature of 613  $\pm$  48 °C, slightly but significantly lower than the temperature provided by the plagioclase–amphibole pair in the same rock.

## 5. Geochronology

### 5.1. U–Pb geochronology

#### 5.1.1. Diatexite VN21

Zircons from this sample display a prismatic euhedral to subhedral shape in agreement with a primary magmatic origin for the protolith of the diatexite. Observed in back-scattered electron mode, most grains yield a featureless internal structure sometimes with remains of a faint oscillatory zoning. In some grains, a massive, unzoned rim can be observed. The blurred internal structure of these grains and the occurrence of a rim both suggest that the grains have been subjected to a metamorphic event. Wherever possible, U–Pb analyses were conducted on both the central part of the grain and on the rim. Reported in the Concordia diagram, the analyses of the central part of the grains display a large scattering with ages broadly ranging from 100 to 650 Ma. Some of the oldest ages are clearly associated with a core structure, which indicates that they reflect the age of source rocks or of deep-seated components assimilated during emplacement of the protolith of the

diatexite. These grains include concordant ages at 321  $\pm$  6, 327  $\pm$  18, 397  $\pm$  8, 424  $\pm$  8, 527  $\pm$  11 and 627  $\pm$  12 Ma ( $2\sigma$ ) (Fig. 8a). The most important batch includes seven analyses, which define a consistent concordant population with a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted mean age of 294.6  $\pm$  2.2 Ma (MSWD = 0.8). The latter is related to the age of the protolith that suffered metamorphism and partial melting. This set apart, the youngest ages are from featureless overgrowths with high U contents (1034 ppm in average for the 7 overgrowths analysed) and low Th/U ratios (lower than 0.07 and generally lower than 0.02) (Table 2). These analyses plot concordantly at around 20 Ma. Six out of seven of these analyses provide a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted mean age of 20.85  $\pm$  0.34 Ma (MSWD = 1.1), which we relate to the high temperature metamorphic event responsible for partial melting of the protolith and the growth of the zircon rim. One analysis is slightly and significantly younger at 17.8  $\pm$  0.9 Ma ( $2\sigma$ ).

#### 5.1.2. Orthogneiss VN24d

Zircons from this sample display a prismatic euhedral to subhedral shape. Reported in the Concordia diagram, analyses yield various degrees of discordance (Fig. 8b) with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages broadly ranging from c. 80 to 300 Ma (Table 2). In addition, many analyses yield variable  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios suggesting they contain a significant proportion of common or inherited lead shifting the points on the right of the Concordia. The combination of these two phenomena (discordance and common lead/inheritance) hampers any age calculation using all analyses. A batch of analyses however, provides consistent  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages at around 280 Ma and defines a reverse discordia with a lower intercept age of 281  $\pm$  4 Ma ( $n = 8$ ;

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo–Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

**Table 2**  
 Laser ablation ICP-MS U–Th–Pb isotopic data for zircons from lithologies of the Edough Massif (NE Algeria), c = core; r = rim.

			Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	±	207Pb/ 235U	±	206Pb/ 238U	±	Rho	Apparent ages (Ma)			
															206Pb/ 238U	±	207Pb/ 206Pb	±
Classification	Felsic	#1-1, c	69.4	43.6	1650	0.03	0.01	0.0520	0.0010	0.3358	0.0060	0.0469	0.0005	0.56	295.4	2.9	283	45
Lithology	Diatexite	#1-2	34.4	42.2	734	0.06	0.02	0.0522	0.0010	0.3676	0.0060	0.0511	0.0005	0.58	321.4	3.0	293	41
Sample	VN21	#1-3, r	13.0	15.5	845	0.02	0.02	0.0518	0.0014	0.1232	0.0031	0.0173	0.0002	0.45	110.3	1.3	276	62
		#2-1, r	1.4	5.4	548	0.01	-	0.0485	0.0053	0.0185	0.0020	0.0028	0.0001	0.24	17.8	0.4	123	238
		#2-2, c	21.9	19.7	447	0.04	0.01	0.0515	0.0008	0.4681	0.0065	0.0660	0.0006	0.64	411.8	3.6	262	36
		#3-1, r	4.6	10.8	1189	0.01	0.01	0.0482	0.0036	0.0215	0.0015	0.0032	0.0001	0.31	20.8	0.4	108	165
		#4-1, r	4.8	17.7	1337	0.01	0.00	0.0474	0.0034	0.0216	0.0015	0.0033	0.0001	0.31	21.3	0.4	70	160
		#5-1, r	31.5	122.7	743	0.17	0.07	0.0523	0.0009	0.3233	0.0051	0.0448	0.0004	0.61	282.5	2.6	299	40
		#5-2, c	47.3	147.9	1108	0.13	0.05	0.0524	0.0011	0.3417	0.0062	0.0473	0.0005	0.56	297.8	3.0	302	45
		#6-1	33.3	173.0	305	0.57	0.19	0.0613	0.0011	0.8624	0.0134	0.1021	0.0010	0.63	626.5	5.8	648	37
		#7-1	12.5	23.1	267	0.09	0.03	0.0522	0.0015	0.3369	0.0092	0.0468	0.0006	0.45	294.9	3.6	293	66
		#8-1	6.3	16.9	125	0.14	0.06	0.0530	0.0043	0.3797	0.0289	0.0520	0.0015	0.37	326.5	9.0	328	173
		#9-1	9.2	12.6	272	0.05	0.02	0.0524	0.0014	0.2871	0.0071	0.0397	0.0005	0.46	251.0	2.8	303	59
		#10-1	20.1	14.8	456	0.03	0.01	0.0531	0.0010	0.3461	0.0061	0.0472	0.0005	0.56	297.3	2.9	335	43
		#11-1, r	4.2	15.4	1223	0.01	0.00	0.0492	0.0035	0.0215	0.0015	0.0032	0.0001	0.32	20.4	0.4	159	160
		#12-1	29.4	44.6	691	0.06	0.02	0.0526	0.0009	0.3356	0.0049	0.0462	0.0004	0.62	291.3	2.6	312	37
		#13-1	11.8	42.8	272	0.16	0.06	0.0522	0.0020	0.3330	0.0121	0.0462	0.0007	0.44	291.2	4.5	295	87
		#14-1	34.4	28.9	808	0.04	0.01	0.0526	0.0008	0.3381	0.0046	0.0466	0.0004	0.66	293.5	2.6	311	35
		#15-1, r	24.5	62.1	848	0.07	0.03	0.0507	0.0033	0.0231	0.0014	0.0033	0.0001	0.34	21.3	0.4	225	144
		#16-1, r	4.5	28.6	1625	0.02	0.00	0.0475	0.0024	0.0209	0.0010	0.0032	0.0001	0.33	20.5	0.3	73	114
		#17-1	14.4	117.3	141	0.83	0.29	0.0568	0.0013	0.6683	0.0142	0.0852	0.0009	0.51	527.0	5.6	484	51
		#18-1	34.8	242.6	1170	0.21	0.39	0.0524	0.0013	0.2540	0.0058	0.0351	0.0004	0.50	222.4	2.5	303	55
		#19-1	19.6	17.6	1794	0.01	0.01	0.0500	0.0011	0.0875	0.0017	0.0127	0.0001	0.52	81.2	0.8	196	50
#20-1	6.5	12.8	122	0.10	0.05	0.0552	0.0028	0.4083	0.0196	0.0535	0.0010	0.41	336.1	6.4	422	110		
#21-1, c	19.9	106.3	302	0.35	0.12	0.0541	0.0010	0.4745	0.0081	0.0635	0.0006	0.57	397.0	3.8	375	42		
#21-2, r	61.5	697.9	780	0.89	0.28	0.0549	0.0010	0.5151	0.0080	0.0680	0.0007	0.61	423.8	3.9	407	38		
#22-1	1.4	3.4	469	0.01	0.00	0.0462	0.0049	0.0211	0.0022	0.0033	0.0001	0.24	21.3	0.5	10	236		
#23-1	2.4	12.4	71	0.17	0.10	0.0522	0.0029	0.3176	0.0163	0.0440	0.0009	0.41	277.8	5.7	295	120		
#24-1	4.1	5.4	97	0.06	0.03	0.0535	0.0017	0.4133	0.0122	0.0559	0.0008	0.45	350.9	4.6	349	71		
Classification	Felsic	#1-1	12.0	58.7	508	0.12	0.06	0.0535	0.0013	0.1749	0.0039	0.0237	0.0003	0.49	151.1	1.6	348	54
Lithology	Orthogneiss	#2-1	46.1	37.6	607	0.06	0.04	0.0531	0.0013	0.3200	0.0068	0.0437	0.0005	0.53	275.5	3.0	334	53
Sample	VN24d	#3-1	45.3	134.5	1132	0.12	0.07	0.0617	0.0011	0.3856	0.0059	0.0453	0.0004	0.63	285.7	2.7	663	37
		#4-1	6.9	38.3	328	0.12	0.08	0.0547	0.0019	0.2061	0.0065	0.0273	0.0004	0.45	173.7	2.5	400	75
		#5-1	10.2	44.9	595	0.08	0.08	0.0544	0.0019	0.0850	0.0028	0.0113	0.0002	0.43	72.7	1.0	387	77
		#6-1	9.0	51.5	223	0.23	0.08	0.0554	0.0022	0.3435	0.0129	0.0449	0.0007	0.42	283.2	4.4	430	87
		#7-1	24.2	266.7	696	0.38	0.13	0.0549	0.0014	0.3019	0.0072	0.0399	0.0005	0.50	252.0	3.0	408	57
		#8-1	26.0	114.7	720	0.16	0.06	0.0536	0.0013	0.2827	0.0061	0.0383	0.0004	0.52	242.0	2.7	354	53
		#9-1	7.5	46.6	369	0.13	0.08	0.0518	0.0022	0.1050	0.0042	0.0147	0.0002	0.41	94.0	1.5	278	95
		#10-1	13.5	77.7	368	0.21	0.09	0.0581	0.0015	0.3611	0.0088	0.0450	0.0005	0.49	284.0	3.4	533	57
		#11-1	34.9	401.8	798	0.50	0.14	0.0528	0.0010	0.3317	0.0057	0.0455	0.0005	0.59	287.1	2.8	319	43
		#12-1	40.7	506.9	929	0.55	0.15	0.0554	0.0009	0.3437	0.0051	0.0450	0.0004	0.65	283.5	2.6	428	36
		#13-1	9.4	67.4	227	0.30	0.11	0.0560	0.0019	0.3471	0.0112	0.0449	0.0006	0.43	283.0	3.8	453	75
		#14-1	22.0	182.1	653	0.28	0.12	0.0599	0.0013	0.3150	0.0063	0.0381	0.0004	0.56	241.2	2.7	598	47
		#15-1	17.4	28.6	88	0.32	0.11	0.0558	0.0020	0.1082	0.0036	0.0141	0.0002	0.45	90.0	1.4	443	79
		#16-1	15.9	25.4	79	0.32	0.11	0.0586	0.0012	0.3698	0.0067	0.0457	0.0005	0.59	287.9	3.0	554	43
		#17-1	25.4	46.6	717	0.06	0.10	0.0585	0.0015	0.2380	0.0054	0.0295	0.0004	0.53	187.2	2.2	549	54
		#18-1	14.1	121.7	550	0.22	0.12	0.0609	0.0015	0.2296	0.0052	0.0273	0.0003	0.52	173.6	2.0	635	52
		Classification	Sediment	#1-1, c	107.3	378.2	1007	0.38	0.06	0.0532	0.0008	0.3747	0.0049	0.0511	0.0005	0.68	321.3	2.8
Lithology	Micaschist	#2-1	11.1	102.5	86	1.19	0.45	0.0623	0.0018	0.7503	0.0199	0.0874	0.0011	0.47	539.8	6.5	683.4	60
Sample	VN25b	#3-1	58.9	10.6	344	0.03	0.01	0.0563	0.0034	0.0614	0.0035	0.0079	0.0002	0.41	50.7	1.2	463.0	129
		#4-1, r	44.9	174.2	698	0.25	0.11	0.0512	0.0062	0.0226	0.0026	0.0032	0.0001	0.35	20.6	0.8	247.6	258
		#5-1, r	15.1	53.8	263	0.20	0.13	0.0498	0.0044	0.0194	0.0016	0.0028	0.0001	0.34	18.2	0.5	185.7	192

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides - New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015). <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

Table 2 (Continued)

		Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	±		207Pb/ 235U	±		206Pb/ 238U	±	Rho	Apparent ages (Ma)			
								207Pb/ 235U	±		206Pb/ 238U	±				207Pb/ 206Pb	±		
		#6-1	18.9	205.3	351	0.58	0.19	0.0533	0.0012	0.3411	0.0067	0.0465	0.0005	0.54	292.7	3.0	339.5	48	
		#1-2, r	49.8	135.8	1030	0.13	0.04	0.0530	0.0008	0.3776	0.0052	0.0517	0.0005	0.66	324.8	2.9	327.9	35	
		#7-1, r	16.3	28.4	1055	0.03	0.02	0.0541	0.0041	0.0202	0.0015	0.0027	0.0001	0.30	17.4	0.4	376.9	163	
		#8-1	46.7	117.0	270	0.43	0.15	0.0722	0.0010	1.5229	0.0181	0.1530	0.0014	0.76	917.6	7.7	991.3	28	
		#7-2, r	52.0	75.7	960	0.08	0.03	0.0567	0.0008	0.3824	0.0048	0.0489	0.0004	0.71	307.6	2.7	481.1	32	
		#7-3, c	48.4	131.0	555	0.24	0.08	0.0592	0.0009	0.6953	0.0090	0.0851	0.0008	0.70	526.7	4.6	575.6	32	
		#8-1	23.4	187.5	337	0.56	0.25	0.0579	0.0020	0.6400	0.0204	0.0802	0.0012	0.47	497.0	7.2	526.4	74	
		#9-1, r	5.3	40.3	340	0.12	0.14	0.0504	0.0043	0.0187	0.0015	0.0027	0.0001	0.32	17.3	0.5	214.4	186	
		#10-1	5.8	32.9	93	0.35	0.16	0.0557	0.0023	0.4752	0.0184	0.0619	0.0011	0.44	387.2	6.4	439.2	90	
		#11-1	20.8	171.6	211	0.81	0.28	0.0574	0.0027	0.1623	0.0071	0.0205	0.0004	0.43	130.8	2.5	507.7	101	
		#12-1, c	22.3	157.8	454	0.35	0.12	0.0546	0.0011	0.3650	0.0064	0.0485	0.0005	0.57	305.0	3.0	397.5	43	
		#12-1, r	21.1	108.6	464	0.23	0.08	0.0548	0.0017	0.3412	0.0095	0.0452	0.0006	0.48	284.7	3.7	404.9	66	
		#13-1	60.1	266.6	618	0.43	0.15	0.0619	0.0010	0.8169	0.0120	0.0957	0.0009	0.66	589.4	5.5	670.7	35	
		#14-1	32.4	121.4	188	0.65	0.21	0.0712	0.0012	1.4859	0.0221	0.1514	0.0015	0.68	909.0	8.5	962.9	34	
		#15-1	73.9	1383.9	255	5.44	1.92	0.0623	0.0011	1.0209	0.0161	0.1189	0.0012	0.64	724.5	6.9	683.4	37	
		#16-1, r	46.5	332.5	1191	0.28	0.09	0.0492	0.0052	0.0189	0.0019	0.0028	0.0001	0.36	18.0	0.6	155.5	231	
		#17-1	30.5	67.2	494	0.14	0.08	0.0596	0.0024	0.5959	0.0225	0.0726	0.0013	0.46	451.9	7.5	587.3	86	
		#18-1	39.8	296.1	262	1.13	0.36	0.0638	0.0011	0.9253	0.0142	0.1052	0.0011	0.66	644.9	6.2	735.7	36	
		#19-1, r	7.7	48.9	512	0.10	0.19	0.0518	0.0061	0.0227	0.0025	0.0032	0.0001	0.34	20.4	0.8	278.4	251	
		#20-1	45.9	181.1	1018	0.18	0.07	0.0526	0.0013	0.3527	0.0077	0.0487	0.0006	0.52	306.5	3.4	310.3	54	
		#21-1	88.1	98.5	1591	0.06	0.03	0.0622	0.0038	0.0501	0.0028	0.0059	0.0001	0.43	37.6	0.9	681.0	124	
		#22-1	1.6	11.2	64	0.18	0.14	0.0555	0.0062	0.0390	0.0041	0.0051	0.0002	0.35	32.9	1.2	430.8	230	
		#23-1	76.8	1495.3	251	5.96	2.27	0.0598	0.0019	0.8719	0.0254	0.1058	0.0015	0.50	648.1	8.9	597.4	67	
		#24-1, c	32.5	54.6	683	0.08	0.03	0.0574	0.0015	0.5981	0.0145	0.0756	0.0010	0.52	470.0	5.7	506.9	57	
		#25-2, r	33.6	41.4	488	0.08	0.03	0.0568	0.0012	0.5573	0.0104	0.0712	0.0008	0.58	443.4	4.6	484.2	45	
Classification	Mafic–ultramafic	#1-1	9.2	154.4	161	0.96	0.34	0.0542	0.0026	0.3591	0.0163	0.0481	0.0008	0.39	302.7	5.2	378	103	
Lithology	Amphibolite	#2-1	4.4	82.3	68	1.21	0.46	0.0543	0.0084	0.3542	0.0528	0.0473	0.0022	0.31	298.1	13.6	383	316	
Sample	VN26	#3-1	7.4	149.6	115	1.30	0.47	0.0544	0.0025	0.3570	0.0158	0.0476	0.0008	0.37	299.7	4.8	389	101	
		#4-1	6.0	136.8	106	1.29	0.48	0.0535	0.0046	0.3401	0.0280	0.0461	0.0012	0.31	290.8	7.2	349	182	
		#5-1	4.5	67.2	84	0.80	0.26	0.0529	0.0032	0.3492	0.0203	0.0479	0.0010	0.36	301.4	6.1	325	132	
		#6-1	15.2	397.9	245	1.62	0.50	0.0531	0.0021	0.3398	0.0124	0.0464	0.0007	0.41	292.5	4.3	334	85	
		#7-1	14.8	385.8	244	1.58	0.50	0.0529	0.0021	0.3332	0.0125	0.0457	0.0007	0.41	288.2	4.3	323	88	
		#8-1	9.1	195.1	157	1.25	0.38	0.0528	0.0027	0.3432	0.0167	0.0471	0.0009	0.37	296.8	5.2	322	112	
		#9-1	66.9	2207.4	954	2.31	0.70	0.0529	0.0011	0.3428	0.0066	0.0470	0.0005	0.57	296.0	3.2	326	46	
		#10-1	4.1	66.3	79	0.84	0.27	0.0537	0.0055	0.3428	0.0341	0.0463	0.0014	0.30	291.9	8.5	358	218	
		#11-1	7.8	169.0	145	1.16	0.36	0.0576	0.0031	0.3520	0.0177	0.0444	0.0009	0.38	279.8	5.3	513	113	
		#12-1	57.1	1820.0	728	2.50	0.79	0.0522	0.0011	0.3401	0.0065	0.0473	0.0005	0.56	298.0	3.2	292	47	
		#13-1	6.8	115.0	120	0.96	0.31	0.0500	0.0029	0.3267	0.0180	0.0474	0.0008	0.31	298.8	5.1	194	128	
		#14-1, r	28.4	745.6	435	1.71	0.53	0.0508	0.0013	0.3320	0.0079	0.0474	0.0006	0.49	298.4	3.4	234	58	
		#14-2, c	22.8	623.2	338	1.85	0.59	0.0513	0.0016	0.3328	0.0095	0.0471	0.0006	0.45	296.4	3.7	255	68	
		#15-1	13.6	310.6	223	1.39	0.45	0.0493	0.0019	0.3185	0.0116	0.0469	0.0006	0.37	295.2	3.9	161	88	
		#16-1	7.0	133.8	143	0.93	0.31	0.0531	0.0027	0.3026	0.0143	0.0414	0.0007	0.36	261.3	4.3	331	109	
		#17-1	3.2	68.9	105	0.65	0.08	0.0522	0.0042	0.2296	0.0178	0.0319	0.0007	0.28	202.4	4.3	294	173	
		#18-1	10.2	236.5	175	1.35	0.42	0.0523	0.0022	0.3341	0.0132	0.0463	0.0007	0.38	291.7	4.3	300	93	
		#19-1	6.2	149.6	108	1.38	0.45	0.0546	0.0031	0.3358	0.0180	0.0446	0.0008	0.35	281.1	5.1	397	122	
		#20-1	5.5	103.6	95	1.10	0.37	0.0519	0.0033	0.3383	0.0202	0.0472	0.0010	0.35	297.5	6.1	283	138	
		#21-1	20.0	426.8	389	1.10	0.34	0.0558	0.0016	0.3388	0.0090	0.0441	0.0005	0.46	278.0	3.3	443	63	
		#22-1	26.5	757.8	439	1.73	0.53	0.0521	0.0013	0.3284	0.0076	0.0457	0.0005	0.48	288.2	3.1	290	57	
		#23-1	35.7	846.5	593	1.43	0.45	0.0519	0.0009	0.3395	0.0053	0.0475	0.0004	0.58	298.9	2.7	281	40	
		#24-1	8.9	175.1	160	1.09	0.36	0.0529	0.0019	0.3440	0.0113	0.0472	0.0006	0.39	297.2	3.8	324	78	
		#25-1	16.7	426.7	289	1.47	0.45	0.0504	0.0016	0.3270	0.0100	0.0471	0.0006	0.41	296.4	3.6	215	74	
		#25-2	16.3	318.1	298	1.07	0.33	0.0518	0.0013	0.3378	0.0078	0.0473	0.0005	0.47	298.2	3.2	276	56	

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo–Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Table 3**  
Summary of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  IR- $\text{CO}_2$  laser ages obtained in this study on amphibole, biotite, and white mica.

Sample	Total fusion	$2\sigma$	Weighted plateau	$2\sigma$	$\%^{39}\text{Ar}$	Inverse isochron	$2\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$2\sigma$	MSWD
VN21 biotite	17.03	0.1	17.39	0.11	65	17.02	0.19	377.35	37	1.1
VN21 muscovite	17.24	0.09	17.05	0.09	87	16.94	0.12	303.02	6	0.9
VN24d muscovite	17.03	0.44	16.61	0.35	91	16.45	0.52	306.98	27	0.3
VN25b muscovite	16.98	0.09	16.98	0.09	97	17.02	0.13	291.91	9	0.2
VN24b biotite	11.93	0.26	14.12	0.15	29	14.29	1.88	290.85	55	2.4
VN24b muscovite	16.97	0.07	16.95	0.07	98	16.91	0.08	302.99	9	0.4
VN14a amphibole	18.99	0.72	18.03	0.24	94	17.79	0.37	305.19	11	0.8
VN16d amphibole	21.24	0.21	18.72	0.26	61	18.18	0.57	391.80	94	1.1
VN26 amphibole	22.46	2.05	20.78	0.87	91	20.29	1.8	298.21	8	1.9

MSWD = 1.5). This age is tentatively taken as our best estimate for emplacement and crystallization of the granitic magma. The discordance observed for the other analyses is related either to the metamorphic event, whose age is likely to be similar to that dated by the zircon overgrowths observed in the neighbouring micaschist VN25b, or to an analytical mixing between magmatic and metamorphic isotopic compositions. This age indicates that the sedimentary succession represented by the micaschist VN25b and intruded by the granitic magma was deposited before 280 Ma.

### 5.1.3. Micaschist VN25b

The micaschist VN25b displays prismatic subhedral to rounded zircon grains. In some cases the rounded shape of the grains is clearly associated with a thin structureless overgrowth, while in other cases no overgrowth was observed and rounding was thus likely acquired during transport of the detritus. Zircon grains analysed display a wide range of ages, in agreement with their detrital origin. The youngest batch of analyses is constituted by zircons with ages ranging from 307 to 325 Ma ( $n=3$ ; Fig. 8c), which is broadly comparable to the main age group observed in the diatexite VN21. The age spectrum of detrital zircons also includes a series of concordant grains ( $n=4$ ) with ages ranging from 440 to 530 Ma. Two concordant grains have ages of  $648 \pm 18$  and  $725 \pm 14$  Ma. The oldest grains analysed have ages around 1 Ga (apparent  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of  $909 \pm 17$  and  $918 \pm 15$  Ma). The youngest concordant grain is dated at  $307 \pm 7$  Ma ( $2\sigma$ ), which is a maximum age for deposition of the detritus. Analyses of the overgrowths yield significantly younger ages and plot concordantly at around 20 Ma. Four analyses out of six provide a  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted mean age of  $17.65 \pm 0.46$  Ma ( $n=4$ , MSWD = 0.8) (Table 2). Two analyses are slightly older at  $20.5 \pm 1.1$  Ma. Although the later age could be biased by a detrital component in the analyses, it is noteworthy that it is consistent with the age of the metamorphic overgrowths in the diatexite VN21 ( $20.85 \pm 0.34$  Ma). In addition the age of the main overgrowth in the micaschist is also consistent with the age of one overgrowth analysis ( $17.80 \pm 0.84$  Ma) in the diatexite. This suggests that the two ages at around 21 and 18 Ma correspond to two distinct metamorphic events.

### 5.1.4. Amphibolite lens VN26

Zircons from the amphibolite lens are translucent colourless and display irregular shapes. Twenty-five analyses yield moderate to high Th/U ratios (0.65–2.50, with a mean of 1.33) typical of late-crystallized magmatic minerals as is expected for zircon in mafic magmas. Most of the 27 analysed grains plot concordantly at about 300 Ma, whereas some analyses spread down to c. 200 Ma suggesting various degrees of Pb losses. All analyses plot on a well-defined discordia with an upper intercept age of  $295.1 \pm 9.2$  Ma and a lower intercept, which although the result of a large extrapolation, is zero within errors ( $-972 \pm 1500$  Ma; MSWD = 0.8, Fig. 8d). The former is consistent with the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  weighted mean age of the 24 most concordant analyses, which yields an age of  $295.2 \pm 2.2$  Ma

(MSWD = 1.5). This age is interpreted as the crystallization of the mafic magma.

## 5.2. Ar–Ar geochronology

Table 3 and Fig. 9 summarize plateau (Fleck et al., 1977) and inverse isochron ages (Roddick et al., 1980) obtained for the various studied samples (a detailed description of ages and the corresponding table are available in Supplementary Material 4).

### 5.2.1. Biotite

Biotite from the diatexite VN21 (see Fig. 1), yields a plateau age of  $17.39 \pm 0.11$  Ma in accordance with the inverse isochron age of  $17.02 \pm 0.19$  Ma (Fig. 9a and b). Biotite from the micaschist VN24b (Fig. 9i and j) is unreliable due to chloritization effects (e.g. Di Vincenzo et al., 2003).

### 5.2.2. Muscovite

Muscovite ages are overall homogeneous with plateau ages ranging from  $16.61 \pm 0.35$  to  $17.05 \pm 0.09$  Ma and inverse isochron ages ranging from  $16.45 \pm 0.52$  to  $16.94 \pm 0.12$  Ma (see Fig. 9c–h, k and l). No significant difference has been detected between the different localities in agreement with a previous study (Monié et al., 1992). It is noteworthy that the biotite age from the diatexite VN21, is older than those obtained on all the studied muscovites (Table 3). This could be related to a size effect (e.g. Dodson, 1973).

### 5.2.3. Amphibole

Amphiboles display plateau ages ranging from  $18.03 \pm 0.24$  to  $20.78 \pm 0.87$  Ma and inverse isochron ages ranging from  $17.79 \pm 0.37$  and  $20.29 \pm 0.57$  Ma (see Table 3 and Fig. 9m–r). The degassing patterns show an excess of argon for the first steps (Fig. 9m, o and q), which is assumed to occur at the grain margins (e.g. Harrison and McDougall, 1980). The variations of ages detected among the amphiboles can be explained by the compositional differences of the studied amphiboles (e.g. Di Vincenzo and Palmeri, 2001).

## 6. Sr, Nd, Pb and Hf isotopes

Argon and U–Pb geochronology indicates two main groups of ages. U–Pb ages for some igneous samples cluster around ~280–300 Ma, which we relate to the age of the protoliths for this type of sample. Younger ages at ~17–21 Ma are superimposed to the age of magmatic emplacement and are also registered by metamorphic assemblages in some felsic and basic rocks and in the sediments (U–Pb, Ar–Ar and Sm–Nd). Considering that for some rock-types the protolith age is unknown, we decided to correct the isotopic results below for in situ decay using a Miocene age (20 Ma) considering it is the last event registered by all lithologies. However, it is noteworthy that the main conclusions brought by the geochemical analyses of our study remain valid whatever

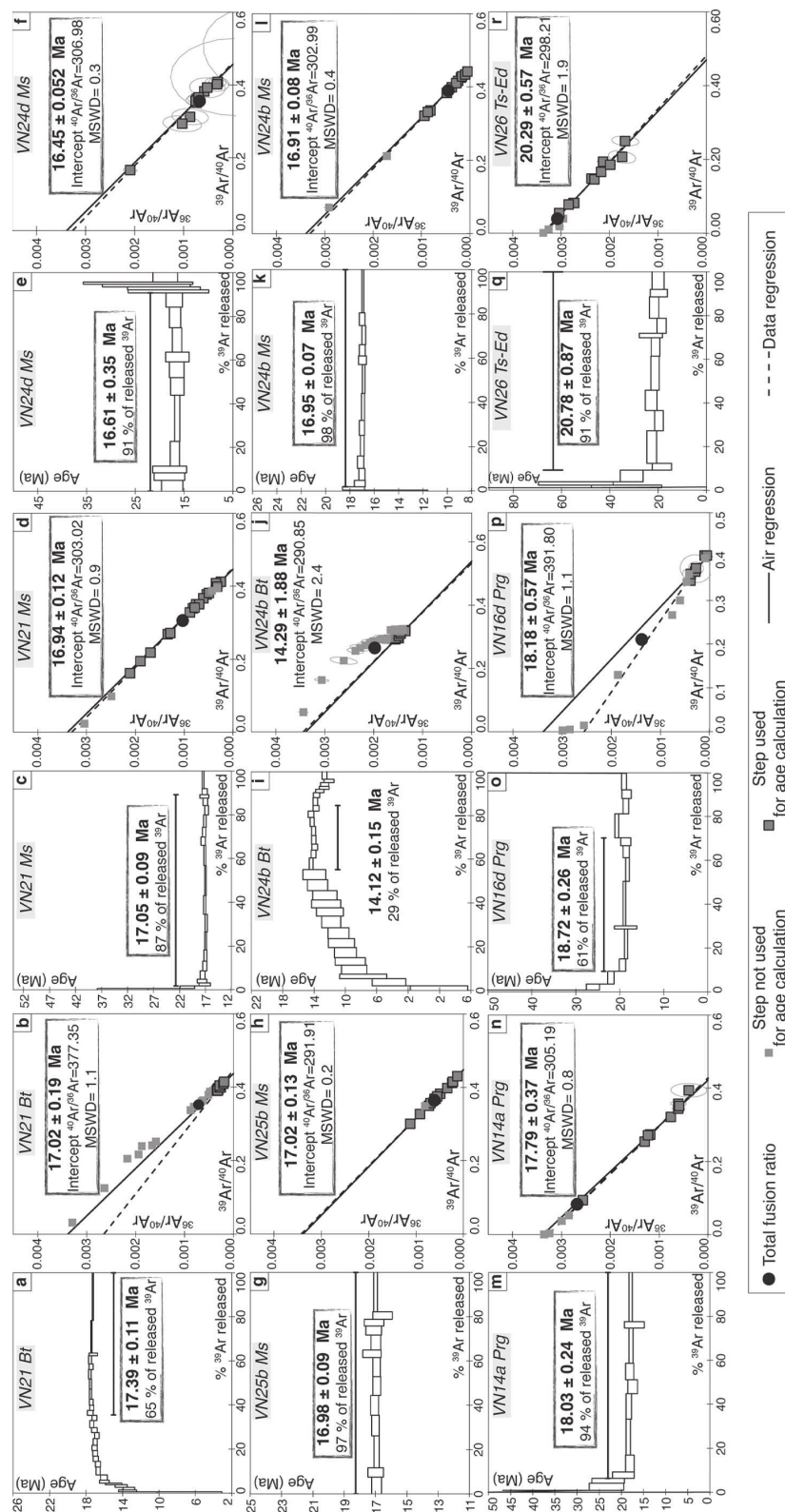


Fig. 9.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  plateau and inverse isochron ages on separated micas (biotite and muscovite) and amphiboles with error margin indicated at  $\pm 2\sigma$ . Bt: Biotite; Ms: Muscovite; Prg: Pargasite; Ts-Ed: tschermakite/edenite.

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides - New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

the age correction (20 or 300 Ma) (see the comparative figure in Supplementary Material 5).

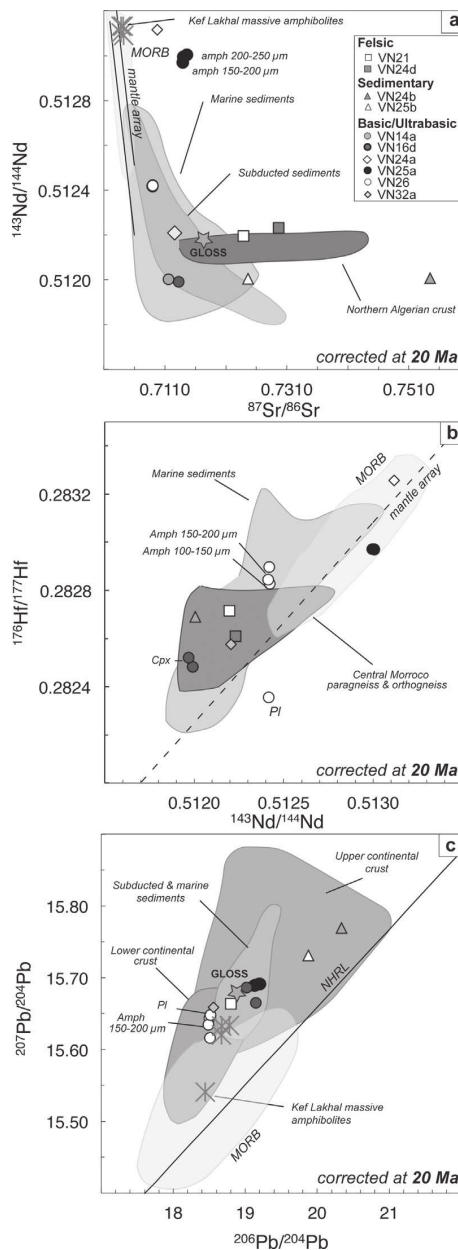
### 6.1. Sr, Nd, Hf and Pb isotopes

**Felsic:** Both samples (orthogneiss and diatexite) yield low and very close age-corrected Nd isotopic values (0.51219 and 0.51223, respectively) combined to highly radiogenic Sr initial isotopic ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0.723$ ; Table 4) and low  $\epsilon\text{Hf}_i$  values (−2.0 and −5.7, respectively; Table 4). These Sr–Nd–Hf isotopic signatures are close to the average continental crust composition (Rudnick and Goldstein, 1990; Goldstein and Jacobsen, 1988) and, in the Sr–Nd correlation diagram, they partly overlap the domain defined for high-grade sediments from the Alboran Sea (Fig. 10a and b). The Pb–Pb isotopic ratios plot in the field of the upper continental crust or sediments (Fig. 10c). Nd model ages yield values of 1585 and 1990 Ma for the diatexite VN21 and for the orthogneiss VN24d respectively.

**Sediments:** Only micaschists VN24b and VN25b were analysed for Pb, Sr, Nd and Hf isotopes. Both samples show highly radiogenic  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  ratios (0.724665 and 0.754512 respectively) combined to very low Nd initial isotopic composition ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.502004$  and 0.502006 respectively) (Fig. 10a and Table 4). The Hf isotope composition has been measured only for sample VN24b and yields a  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$  value of 0.282686. These isotopic signatures indicate that detritus derived mainly from continental crust material (Vervoort and Patchett, 1996; Vervoort et al., 2000). The calculated Nd  $T_{\text{DM}}$  model ages of 1701 and 1609 Ma (Table 4) for VN24b and VN25b respectively, suggest that the crustal material is dominated by Mesoproterozoic/Paleoproterozoic source rocks. The Pb isotopic compositions yield highly radiogenic Pb isotopic ratios typical of upper crustal material (Table 4 and Fig. 10c).

**Mafic and ultramafic samples:** The two ultramafic rocks VN32a and VN24a show significantly different isotopic signatures. Sample VN24a displays high radiogenic Nd and Hf initial values (0.513116 and 0.283129, respectively) typical of mantle-derived rocks (Fig. 10b). In contrast, this sample yields a radiogenic Sr isotopic ratio (0.70975, Table 4) unusual for a typical mantle-derived rock even if seawater alteration cannot be ruled out. Such a radiogenic Sr ratio is correlated with the high loss on ignition measured for this rock (>14%). Sample VN32a yields Sr, Nd, Hf and Pb isotopic ratios very distinct from those characterizing sample VN24a but also significantly different from unmodified mantle-derived rocks. In the four isotopic systems, the isotopic values show a good correlation and plot in intermediate position between the depleted mantle reservoir and the continental crust component (Fig. 10a–c). Similar intermediate isotopic signatures have been previously obtained for mafic or ultramafic rocks, for example for Cr-rich websterites from the Ronda massif. This signature can be attributed to in situ melting of material with crustal related geochemical signatures (i.e. sediments) or imparted to the mantle by fluids/melts issuing from a subducting slab (Marchesi et al., 2012).

In the case of the amphibolite lens VN26, whole-rock and coexisting amphibole and feldspar have been analysed (Table 4). Nd, Sr and Pb isotopic values for minerals and WR define a very limited range of variation, from 0.51241 to 0.51242, from 0.70890 to 0.70903 and from 18.489 to 18.515 for  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios, respectively (Table 4). The Hf isotope ratios are homogeneous for the WR and amphibole (i.e.  $0.28282 < ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i < 0.28285$ ). On the Nd–Sr and Hf–Nd isotopic diagrams (Fig. 10a–c), VN26 WR and coexisting minerals plot in an intermediate position between the depleted mantle and a more evolved component similar to the continental crust and/or to a sedimentary component. Reported in a Sm/Nd isochron diagram (Fig. 11), WR and coexisting minerals (amphibole and feldspar) define an isochron with a slope



**Fig. 10.** Sr–Nd–Hf–Pb isotopic diagrams for felsic, sedimentary, mafic and ultramafic samples corrected at 20 Ma. (a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot. Reported for comparison: marine sediments (Ben Othman et al., 1989; Jolly et al., 2006; Vervoort et al., 2011), subducted sediments (Plank and Langmuir, 1998), Northern Algerian crust domain (Fourcade et al., 2001), Kef Lakhal amphibolites (Bosch et al., 2014). (b)  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plot. Reported for comparison: subducted sediments (Vervoort et al., 2011), paragneiss and orthogneiss from central Morocco (Le Fèvre, 2002). (c)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot. Reported for comparison: marine and subducted sediments (Ben Othman et al., 1989; Plank and Langmuir, 1998; Vervoort et al., 2011). The Upper Continental Crust (UCC) and the Lower Continental Crust (LCC) fields are from <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>, Rudnick and Goldstein (1990), Millot et al. (2004) and Chauvel et al. (2014). MORB field is from Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Kef Lakhal amphibolites are from Bosch et al. (2014), black stars are Cr-rich pyroxenites from Marchesi et al. (2012).

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

**Table 4**

Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions for whole-rocks and separated minerals from rocks of the footwall of the Kef Lakhel complex (Edough massif, NE Algeria). Uncertainties ( $\pm 2\sigma$ ) refer to within-run precision, given as standard error on the mean (SE) quoted at the 95% confidence level. Analytical errors on Pb isotopic ratios are better than 250 ppm. Rb, Sr, Sm, Nd, Lu, Hf, U, Th and Pb concentrations (ppm) were measured by ICP-MS with precision estimated to  $\pm 1\%$ .  $\epsilon$ Sr,  $\epsilon$ Nd,  $\epsilon$ Hf values were calculated as the deviation from a chondritic uniform reservoir (CHUR) with present-day  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0.70448$ ;  $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0.0816$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$ ;  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ ;  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu} = 0.0332$  (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Jacobsen and Wasserburg, 1980). Sm-Nd depleted-mantle model ages ( $T_{DM}$ ) calculated following DePaolo (1981). -: not analysed. Initial isotopic ratios have been calculated at 20 Ma.

Classification	Felsic rocks				Metasediments			
	Diatexite VN21 WR		Orthogneiss VN24d WR		Micaschist VN24b WR		Micaschist VN25b WR	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2.88		4.60		19.05		23.27	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$	0.724678 $\pm$ 10		0.730977 $\pm$ 05		0.759923 $\pm$ 09		0.731275 $\pm$ 06	
Duplicate $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	0.72386		0.72967		0.760059		0.72466	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.13		0.15		0.12		0.12	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512213 $\pm$ 6		0.512252 $\pm$ 5		0.512022 $\pm$ 5		0.512019 $\pm$ 3	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	0.51220		0.51223		0.51201		0.51200	
$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	-8.2		-7.5		-11.9		-11.9	
$T_{DM}$ Nd (Ma)	1585		1990		1701		1609	
$^{178}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.01		0.01		0.01		0.01	
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282715 $\pm$ 4		0.282609 $\pm$ 3		0.282690 $\pm$ 3		-	
$\epsilon\text{Hf}_{(i)}$	-2.0		-5.8		-2.9		-	
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$	0.28271		0.28260		0.28269		-	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.8307		19.5172		20.4693		20.0202	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6652		15.6981		15.7756		15.7380	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.9259		39.0330		40.7592		40.3462	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	18.803		19.473		20.334		19.878	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	15.664		15.696		15.769		15.731	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	38.881		38.981		40.595		40.145	

Classification	Mafic-ultramafic rocks													
	Amphibolite VN14a WR	Amphibolite VN16d			Amphibolite VN25a			Aarnet amphibolite VN26				Peridotite VN24a WR	Peridotite VN32a WR	
Type	WR	WR	cpx	fsp	WR	amph 150-200 $\mu\text{m}$	amph 200-250 $\mu\text{m}$	fsp	WR	amph 100-150 $\mu\text{m}$	amph 150-200 $\mu\text{m}$	fsp	WR	WR
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.15	0.10	0.04	0.31	0.25	0.87	1.66	0.15	0.19	0.08	0.08	0.36	0.05	0.61
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$	0.711594 $\pm$ 04	0.713261 $\pm$ 07	-	0.712591 $\pm$ 05	0.714706 $\pm$ 03	0.714358 $\pm$ 11	0.714453 $\pm$ 07	-	0.709062 $\pm$ 03	0.709011 $\pm$ 05	0.709051 $\pm$ 04	0.708935 $\pm$ 08	0.709767 $\pm$ 32	0.712860 $\pm$ 03
Duplicate $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	0.71155	0.71323	-	0.71259	0.71464	0.71411	0.71398	-	0.70901	0.70899	0.70903	0.70883	0.70975	0.71269
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.12	0.20	0.31	0.11	0.21	0.37	0.31	0.11	0.14	0.24	0.20	0.07	0.18	0.17
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512018 $\pm$ 5	0.512017 $\pm$ 4	0.512009 $\pm$ 6	0.512035 $\pm$ 3	0.513032 $\pm$ 3	0.513011 $\pm$ 5	0.513037 $\pm$ 4	0.513033 $\pm$ 5	0.512439 $\pm$ 4	0.512450 $\pm$ 5	0.512443 $\pm$ 5	0.512425 $\pm$ 5	0.513139 $\pm$ 4	0.512226 $\pm$ 3
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	0.51200	0.51199	0.51197	0.51202	0.51300	0.51296	0.51300	0.51302	0.51242	0.51242	0.51244	0.51243	0.51312	0.51220
$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	-11.9	-12.2	-12.6	-11.6	7.6	6.8	7.5	7.9	-3.8	-3.8	-3.9	-3.9	9.8	-8.0
$T_{DM}$ Nd (Ma)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{178}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.01	0.02	0.02	0.12	0.02	0.10	0.08	-	0.13	0.01	0.10	0.12	0.38	0.04
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	-	0.282482 $\pm$ 7	0.282520 $\pm$ 2	0.282071 $\pm$ 8	0.282972 $\pm$ 4	-	0.282972 $\pm$ 1	0.282970 $\pm$ 6	0.282898 $\pm$ 5	0.282828 $\pm$ 3	0.282845 $\pm$ 2	0.282355 $\pm$ 4	0.283256 $\pm$ 5	0.282576 $\pm$ 6
$\epsilon\text{Hf}_{(i)}$	-	-10.3	-8.9	-24.8	7.1	-	7.0	7.0	4.4	2.0	2.6	-14.7	17.1	-6.9
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$	-	0.28247	0.28251	0.28202	0.28296	-	0.28295	0.28294	0.28285	0.28283	0.28281	0.28231	0.28312	0.28256
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.1218	19.1661	19.0255	19.1544	19.1916	19.2152	19.2240	19.1501	18.5177	18.5075	18.4964	18.5149	-	18.5795
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6907	15.6662	15.6871	15.6975	15.6924	15.6923	15.6921	15.6902	15.6169	15.6444	15.6350	15.6483	-	15.6598
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.1225	39.2531	39.0781	39.1303	39.2023	39.2020	39.2042	39.1904	38.8149	38.8368	38.8124	38.7888	-	38.6387
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	19.022	19.147	19.021	19.154	19.124	19.192	19.199	19.150	18.509	18.501	18.487	18.515	-	18.559
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	15.686	15.665	15.687	15.698	15.689	15.691	15.691	15.690	15.616	15.644	15.635	15.648	-	15.659
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	39.031	39.242	39.078	39.130	39.192	39.202	39.204	39.190	38.783	38.835	38.810	38.789	-	38.625

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

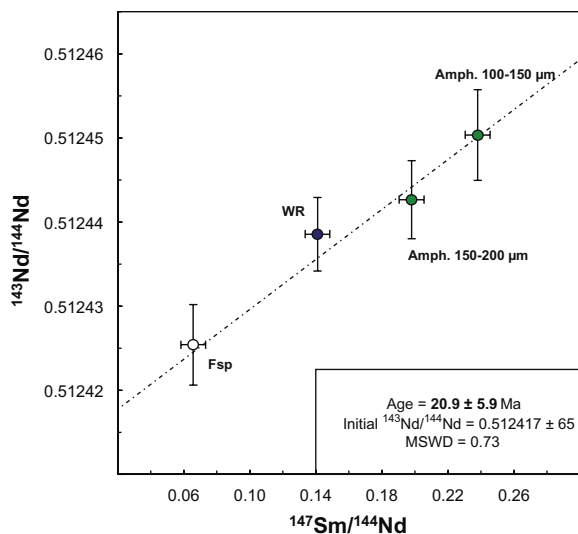


Fig. 11. Sm–Nd isochron diagram for the whole-rock (WR) and separated minerals (amphibole and feldspar) from amphibolite VN26. Error crosses are  $\pm 2\sigma$ .

corresponding to an age of  $20.9 \pm 5.9$  Ma (MSWD = 0.73) and an initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.5124171$ . Isotopic ratios have been determined on WR, two amphibole and one feldspar fractions from the amphibolite lens VN25a. Overall, the results are significantly different from VN26 (Table 4). Initial Hf and Nd isotopes are correlated and homogeneous, and plot in the domain of mantle-derived rocks ( $0.28292 < ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i < 0.28296$ ;  $0.51297 < ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i < 0.51300$ ). Sr isotopes, only determined for amphibole and WR, show highly radiogenic signatures ( $0.71389 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.71464$ ), significantly higher than that of a depleted mantle component or seawater. For both WR and coexisting minerals, the Pb isotopic ratios are homogeneous and radiogenic for the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios with relatively low to moderate  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 10c). However, the preservation of typical Nd–Hf mantle signatures is at odd with a simple mixing process.

The two leucocratic amphibolites VN14a and VN16d display the same Sr–Nd–Hf–Pb isotopic signatures (Table 4). VN14 (WR) and VN16d (WR, cpx and feldspar) yield radiogenic initial Sr and Pb signatures coupled to low initial Hf and Nd isotopic ratios (Fig. 10a and b).

## 7. Discussion

The geochemical and geochronological results obtained on sediments and meta-igneous samples from the footwall of the Kef Lakhall oceanic unit bring new insights into the geodynamical setting in which they were formed and on the events that affected them. This participates to our knowledge of rock units now outcropping on the northern margin of Africa and helps pinpointing the main events that took place during the ante-Alpine and Miocene history of the Western Mediterranean basin.

### 7.1. Mobility of elements during metamorphic event

Determining how and to what extent the different chemical elements will potentially be mobilized during Miocene metamorphism is a necessary step before trying to interpret geochemical data in terms of reservoirs from where they derived. In this section we investigate the behaviour of the major and trace elements, in

order to decipher which can be used with confidence and which should be regarded with caution.

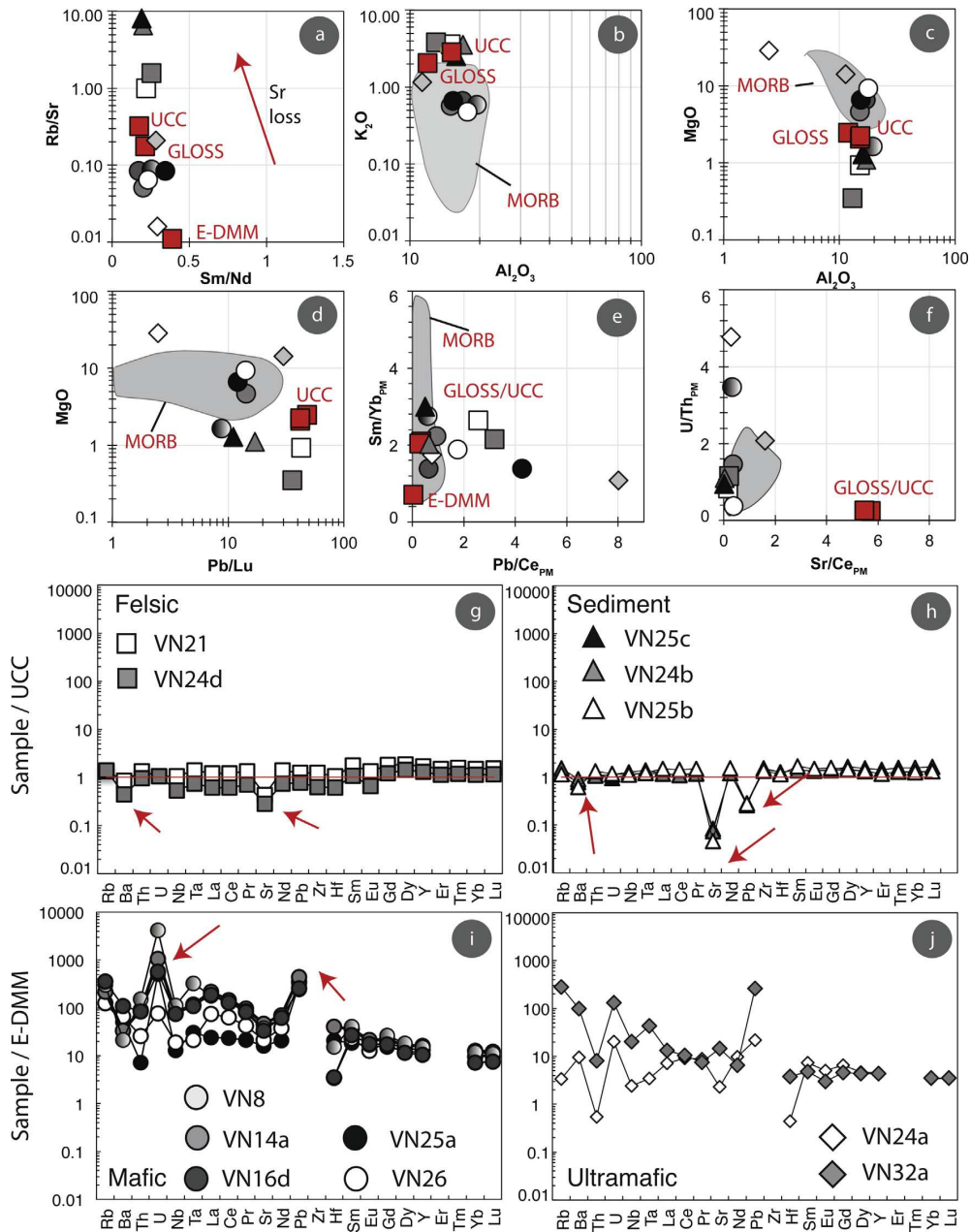
The high-grade metamorphic unit consists of a shear zone containing mafic lenses interbedded in sediments. The studied samples are in contact with the overlying Kef Lakhall massive amphibolitic unit, for example in localities 2–3–4 or in contact with the crustal dome in locality 1 (Fig. 1). Shear zones constitute the most favourable zones to channelize fluid flow (e.g. Garofalo, 2012; Menegon et al., 2015). At lower crustal equilibrium conditions, i.e. 6.5–8 kbar and 700–730 °C, close to the metamorphic conditions underwent by the studied samples (Caby et al., 2001), fluid circulation is preferentially localized within relatively brittle meta-intrusives rocks and in veined brecciated and altered zones around their margins and in strongly recrystallized less competent zones (e.g. Oliver et al., 1990; Ague, 2011). In our study, the latter are represented, for example, by the actinote-rich levels similar to those described in Section 4.1. In addition, works on sediments deformed following a ductile stress (e.g. Oliver et al., 1990) have demonstrated that fluid flow is often negligible. Thus, in the absence of developed brittle deformation in the studied samples, we could infer that the mobility of the elements during metamorphism remained limited.

Moreover, the studied diatexite and orthogneiss display feldspars with myrmekite, interpreted as resulting from dynamic recrystallization on high-stress boundary of K-Feldspar (Simpson and Wintsch, 1989; Pryer, 1993) for pressure and temperature lower than 15 kbar and 700 °C, respectively (e.g. Pryer, 1993; Chopin et al., 2012). Conversely to the study of Simpson and Wintsch (1989) and Pryer (1993), the lack of zoning for K, Na and Ca in both myrmekite and associated K-feldspar porphyroclast suggests that only diffusion processes would explain the myrmekite formation (e.g. Menegon et al., 2006).

In the amphibolites no witness of partial melting event, such as melt pockets or mineral gulfs, has been observed in the studied samples. Conversely, in the case of the ultramafic rocks, petrological examinations have shown that late exchanges with strong serpentinization effects and, in the case of sample VN32a, late recrystallization of numerous amphiboles are observed, as described for Oman (e.g. Khedr et al., 2014).

In order to discuss in more details the mobility of elements during the Miocene metamorphism, major elements and trace elements ratios distribution are compared to UCC, GLOSS and MORB domains (see Fig. 12a–f). In addition, extended trace elements patterns normalized against Upper Continental Crust (UCC, McLennan, 2001) for sediments, diatexite and orthogneiss on one hand, and against E-DMM (Workman and Hart, 2005) for amphibolites and ultrabasic rocks on the other hand are presented (see Fig. 12g–j). The main conclusions provided by these diagrams are the following:

- For diatexite, orthogneiss and sediments, the trace elements patterns, except for Sr and Ba (and Pb for sediments), are regular and flat with strong similarities with UCC (sample/UCC ratio close to 1) (Fig. 12g and h). Such trace elements distribution, similar to the UCC, can be attributed to the source characteristics of the studied rocks and not to later disturbances. Similarly, in the diagrams  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{MgO}$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 12b and c) these samples show strong similarities with both UCC and GLOSS suggesting no major gain or loss of these elements during metamorphism. Thus, for these elements it can be considered that the effect of metamorphism was negligible.
- Mobile elements such as Ba, Sr and Pb (the later considered only for sediments) show negative peaks in Fig. 12g and h, and thus clearly differ from the “normal” UCC distribution. This can also be observed in the Fig. 12a, e and f where diatexite,



**Fig. 12.** Diagrams illustrating the mobility of elements during the Miocene metamorphic event. (a–f) Rb/Sr vs Sm/Nd, K<sub>2</sub>O vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO vs Pb/Lu, Sm/Yb<sub>PM</sub> vs Pb/Ce<sub>PM</sub> and U/Th<sub>PM</sub> vs Sr/Ce<sub>PM</sub>. GLOSS after Plank and Langmuir, 1998, Upper Continental Crust (UCC) after McLennan (2001) and after Condie (1993), E-DMM after Workman and Hart (2005), MORB from GEOROC database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. (g, h) UCC-normalized trace element diagrams for felsic rocks and sediments. UCC after McLennan (2001). (i, j) E-DMM-normalized trace element diagrams for basic and ultramafic rocks. E-DMM after Workman and Hart (2005).

orthogneiss and sediments clearly differ from both UCC and GLOSS. For example, all samples show moderate (diatexite) to strong (sediments) Rb/Sr enrichment interpreted in agreement with Fig. 12a, g and h as a Sr loss. This observation allows us to propose a loss of these elements, tentatively attributed to the Miocene metamorphism and fluid circulation. Thus, for these lithologies, the use of these elements in the discussion about the sources will only be done with caution.

- (iii) In Fig. 12b–d, the amphibolites are located in the MORB domain suggesting no major or only limited perturbation of the major elements composition during metamorphism.
- (iv) The PM-normalized patterns of amphibolites (Fig. 5f) became significantly more regular, when normalized to enriched-DMM (Fig. 12i). This suggests that these patterns reflect source characteristics. Only few elements still show marked troughs such as U, Pb, and to a lesser degree Sr.

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

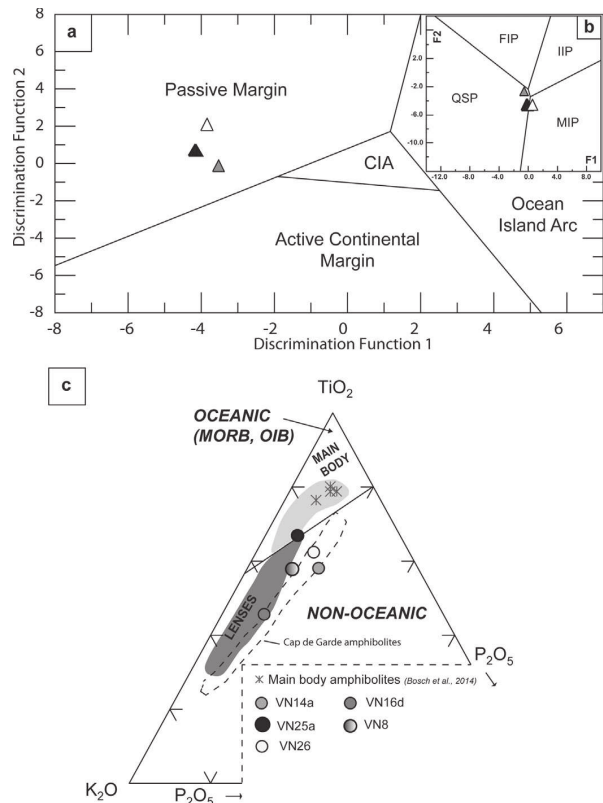
- (v) Negative peaks observed for such reputed mobile elements can be interpreted either as reflecting mobility during metamorphism or as source characteristics. In the later case, U and Pb enrichments could be related to contribution of a subduction-component due to slab dehydration (Miller et al., 1994) or to contamination by a crustal component. This will be discussed in more details in the following paragraphs of the discussion.
- (vi) The ultrabasic samples, in particular sample VN24, show very disturbed trace element patterns for both PM- or E-DMM-normalized diagrams. Similarly, they do not overlap the MORB domain, (Fig. 12d–f). Geochemical constraints for these samples should therefore be used with caution.
- (vii) At least, it is noteworthy that Hf and Nd isotopes, considered as immobile during fluid circulation, are correlated for the large majority of samples (see Fig. 10) and can thus be used with confidence to discuss the origin of the studied samples.

### 7.2. Ante-Alpine history of rocks from the footwall

Rocks from the footwall display a spatial association of metasediments and metamorphosed felsic and mafic/ultramafic rocks. This association is best portrayed by locality 1 where lenses of amphibolite, interpreted as interbedded magmatic rocks, and metasediments are observed, together with metre-sized boudins of ultramafic rocks (Fig. 2).

In the sediment VN25b the youngest detrital zircon grain analysed points to a deposition age younger than  $307 \pm 7$  Ma. In addition, at this location, the age of the orthogneiss VN24d, intruding the sediments, allows to bracket deposition between  $307 \pm 7$  and  $281 \pm 4$  Ma. This is fully consistent with the age of the amphibolite VN26 interpreted as contemporaneous to the sedimentation and dated at  $295.2 \pm 2.2$  Ma. These ages indicate that the sediments were deposited in the late Carboniferous/early Permian. Such ages are widespread in the Hercynian belt and have been related either to post-orogenic extension driven by gravity collapse of the thickened variscan crust (e.g. Tribuzio et al., 1999; Paquette et al., 2003), or to the incipient stages of extension that led to the Jurassic opening of the Neotethys (Stampfli and Borel, 2002). In northern Africa, it is noteworthy that upper Carboniferous/lower Permian (300–280 Ma) events are known in the Rehamna and Djebilet Massifs of Morocco (Chopin et al., 2014; Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2010), where they have been interpreted as reflecting the frontal collision between Laurentia and Gondwana (e.g. Chopin et al., 2014). Similar ages associated in some cases with identical lithologies are widespread in the European-paleomargin, for instance in the Mulhacén Complex in the Betics (Puga et al., 2011), or in Calabria (e.g. Festa et al., 2012). In Greater and Lesser Kabylia, which constitute fragments of the Paleio-European margin accreted to Africa during the Cenozoic, Early Permian magmatism and metamorphism (Peucat et al., 1996; Hammor et al., 2006) were interpreted as reflecting the early stages of extensional tectonics that ultimately led to the Neotethys opening, similarly to high-grade granulite facies metamorphism registered in the European lower crust (e.g. Rossi et al., 2006). In the Edough dome, Bruguier et al. (2009) identified a magmatic episode at  $308 \pm 7$  Ma quickly followed by a metamorphic event at  $286 \pm 11$  Ma. These ages are in good agreement with geochronological data presented in this study. Whatever the exact significance of this Permian event, its importance is also emphasized by the occurrence of numerous gabbroic bodies underplated at the base of the thinned continental crust preserved in the Alps and Corsica (e.g. Müntener et al., 2000; Paquette et al., 2003; Schaltegger and Brack, 2007).

The geochemical composition of the sediments can be used to evaluate their provenance and geodynamical setting (e.g. Bhatia,



**Fig. 13.** (a) Discrimination diagram for sedimentary rocks (Bhatia, 1983). CIA: continental island arc. (inset-b) Discrimination diagram for sedimentary rocks (Roser and Korsch, 1988). QSP: Quartzose sedimentary provenance; MIP: Mafic igneous provenance; FIP: felsic igneous provenance, IIP: intermediate igneous provenance. (c)  $K_2O$ – $TiO_2$ – $P_2O_5$  plot after Pearce et al. (1975) for amphibolite lenses analysed in this study. Asterisks and light grey field: Kef Lakhall main body (massive amphibolites) after Bosch et al. (2014) and Ahmed-Said and Leake (1997) respectively; Dark grey field: amphibolite lenses after Ahmed-Said and Leake (1997); Dashed field: amphibolites from the “Cap de Garde” after Hadj-Zobir et al. (2014).

1983; Bhatia and Crook, 1986; Roser and Korsch, 1988). As discussed in Section 7.1, the mobility of major elements is limited and hence, they can be used in tectonic discriminant diagrams. In the diagram of Bhatia (1983), the sediments plot in the passive margin field (Fig. 13a) suggesting the detritus were mainly derived either from recycled sedimentary and metamorphic rocks of cratonic landmasses, or from granite-gneiss rocks from an uplifted basement. The discriminant function diagram of Roser and Korsch (1988) indicates that source rocks are dominated by quartzose sedimentary rocks, in agreement with recycling of older sediments (Fig. 13b). This is consistent with what is to be expected for passive margin environments. The Zr/Th ratio has been shown to be discriminant between active continental margin and passive margin setting. The three studied sediments display high Zr/Th ratios ranging from 18.2 to 24.6 (see Table 1). These values are very close to those exhibited by metasediments from passive margin settings ( $19.1 \pm 5.8$ ) and contrast with those from active continental margins ( $9.5 \pm 0.7$ ) as proposed by Bhatia and Crook (1986).

Reported in the Pearce et al. (1975) diagram (Fig. 13c), the amphibolite lenses analysed in this study plot in the field of “non-oceanic” amphibolites. Two types of amphibolites have been previously recognized in the Edough massif (Ahmed-Said and Leake, 1992, 1997). Type 1 is made of massive amphibolites

constituting the Kef Lakhal complex. These amphibolites plot in the oceanic domain of Fig. 13c. They have N- to E-MORB affinities (Ahmed-Said and Leake, 1997) and geochemical features (negative spikes in HFS elements) characteristic of a subduction context (Bosch et al., 2014). Type 2 is represented by amphibolite lenses inserted within metapelites overthrust by the Kef Lakhal complex and considered by Ahmed-Said and Leake (1997) to have formed in an island-arc context. Our new data on amphibolite lenses from the footwall display a consistent picture of non-oceanic magmatic material, which combined with the informations given by the associated sediments is also in agreement with a passive margin setting. A possible equivalent to type 2 amphibolites is constituted by amphibolite layers and lenses outcropping in the Cap de Garde area, north of Annaba, which are intercalated within Paleozoic metasediments. However, conversely to amphibolites analysed in this study and to type 2 amphibolites of Ahmed-Said and Leake (1997), they are characterized by a positive Nb–Ta anomaly, which is lacking in our samples, and have been interpreted as within plate alkali-basalts (Hadj-Zobir et al., 2014). In the present light of our knowledge, the relationships between amphibolites from the footwall of the Kef Lakhal complex and the Cap de Garde area are thus still to be investigated.

Taken all together the results of this study indicate that the footwall of the Kef Lakhal complex includes an upper Carboniferous/lower Permian sedimentary sequence with a passive margin affinity. This unit may be para-autochthonous and thus represents the northern passive margin of Gondwana (e.g. Brendan Murphy et al., 2008) or, by similarity with Lesser and Greater Kabylia which display early Permian high-grade metamorphism and magmatism (e.g. Peucat et al., 1996; Hammor et al., 2006), may represent a piece of the paleo-European margin fragmented and accreted to Africa during the opening of the Western Mediterranean.

A further examination of geochronological results from detrital zircons in the micaschist VN25b indicates that the source rocks have a large range of ages (from 300 to 1000 Ma). Although no grain older than 1.0 Ga were found, a contribution from a Mesoproterozoic/Paleoproterozoic or older crustal segment is indicated by the 1.6 Ga Nd  $T_{DM}$  model age of this sediment. The later concurs with the Nd  $T_{DM}$  age of the neighbouring micaschist VN24b (1.7 Ga) and with those displayed by felsic rocks (Table 4). It is noteworthy that c. 1.0 Ga old grains are not known in the Paleoproterozoic West African Craton or in the Neoproterozoic Hoggar Mountains (e.g. Linnemann et al., 2011), which indicates a distal origin or recycling of older sedimentary sequences, at least for part of the sediments. This set apart the age spectrum of detrital zircons, although limited, is dominated by Permo-Carboniferous (300–330 Ma) and Cambro-Ordovician ( $527 \pm 9$ – $443 \pm 9$  Ma) old grains, with subordinate Pan-African detrital zircons ( $648 \pm 18$  and  $725 \pm 14$  Ma). The occurrence of Hercynian zircons, along with the lack of Paleoproterozoic zircons, rules out a provenance from the West African Craton, which may not have been a topographic high at the time of deposition. The age spectrum is more consistent with a western origin (present-day coordinates) of the sediments from the Hercynian belt of Morocco or Iberia (see Linnemann et al., 2004, 2008; El Hadi et al., 2006) or even further west, from Laurentia (in order to take into account the 1.0 Ga old grains), which is placed next to the northwestern border of Gondwana in Carboniferous/Permian times (e.g. Kroner and Romer, 2013). It is noteworthy that the occurrence of high reliefs in this area, as a result of the frontal collision between Laurentia and Gondwana, is consistent with a western origin for the sediments. Lastly, Hercynian as well as Pan-African detrital zircons identified in the metasediments satisfactorily match ages known in the Western Meseta and High Atlas respectively (for a review of ages in this area see Chopin et al., 2014). This area constitutes therefore one of the most plausible source region for the sediments.

### 7.3. Geochemical features of the mafic rocks and their implications on the mantle sources

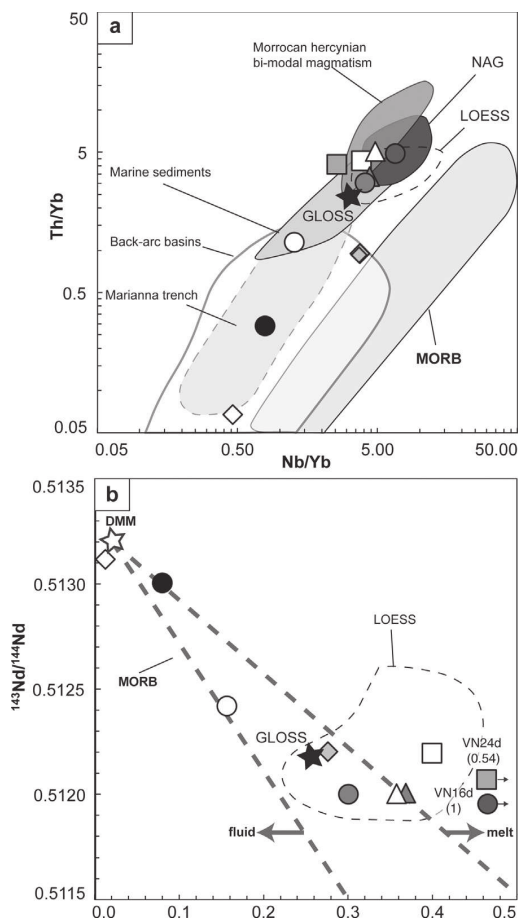
Most samples yield results consistent with derivation from a DMM type source reservoir with contribution of a component that has high Pb and Sr but low Nd and Hf isotopic signatures. The latter most likely represents a continental crust component or a component derived from it (sediments). Samples VN24a (ultramafic) and VN25a (amphibolite) display a different behaviour and share with the other mafic/ultramafic samples radiogenic to highly radiogenic Pb and Sr isotopic signatures, significantly higher than any unmodified mantle reservoir, but preserve Nd and Hf signatures typical or close to an unmodified depleted mantle reservoir. For sample VN24a, the measured Sr isotopic signature is too high ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.710$ ) to be explained by seawater interaction only, and requires participation of a high Sr component or a high Rb component combined with a long-time integration. The observation that Nd and Hf isotopic signatures are still DMM-like is in agreement with modification mostly by fluids (not melts) released from the continental crust or from a sedimentary component. Such a process has been shown to efficiently decouple the behaviour of incompatible elements such as Pb and Sr from that of more immobile elements such as Nd and Hf (Class et al., 2000). Conversely to VN24a and VN25a, most samples with isotopic signatures intermediate between DMM and a crustal component substantiate interaction with melts as previously evidenced in Ronda Cr-rich pyroxenites (e.g. Marchesi et al., 2012).

Since the studied mafic rocks are spatially associated with sediments and felsic rocks, it is important to evaluate the processes responsible of this modified signature. The transfer of the continental crust signature to the studied mafic samples can result from two different processes: (i) contamination during ascent of the mafic magmas upward in the continental crust; (ii) previous old source mixing before partial melting producing the mafic magmas. Crustal contamination during ascent should result in correlated changes in major elements, trace elements and isotopic composition (e.g.  $\text{SiO}_2$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ), which are not observed. Similarly, the strong Zr and Hf negative anomaly observed in the mafic samples (see Fig. 5f), and which is lacking in common upper crustal rocks, precludes a thorough contamination by assimilation during their travel path upward in the crust. Reported in the Th/Yb vs Nb/Yb diagram (Fig. 14a), none of the analysed samples plot in the unmodified MORB array, but are displaced upward, suggesting a subduction related environment. The LILE enrichments, positive Pb spikes (related to slab flux) and HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf) depletions are consistent with this view and indicate that the mantle source region was modified by a subduction-related component. Reported in the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs Th/Nd diagram (Fig. 14b), all mafic samples, except VN24a yield Th/Nd consistent with modification of the mantle source by melts originating from a continental crust-derived component, most likely sediments. The low Th/Nd ratio combined to high  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (but high Sr isotopic signature) of sample VN24a substantiates that its mantle source was dominantly contaminated by fluids. To sum up, it is proposed that the studied mafic rocks derived from melting of an old metasomatized mantle and inherited the geochemical characteristics imparted to the mantle by an ancient subduction event as previously described by Chiarenzelli et al. (2010).

### 7.4. Timing of metamorphism in the footwall of the Kef Lakhal complex

Following Caby et al. (2001), the metamorphic evolution of the footwall of the Kef Lakhal amphibolite complex reflects evidences for a succession of metamorphic conditions. This evolution is characterized by a high-pressure stage with peak pressures  $\geq 12$  kbar





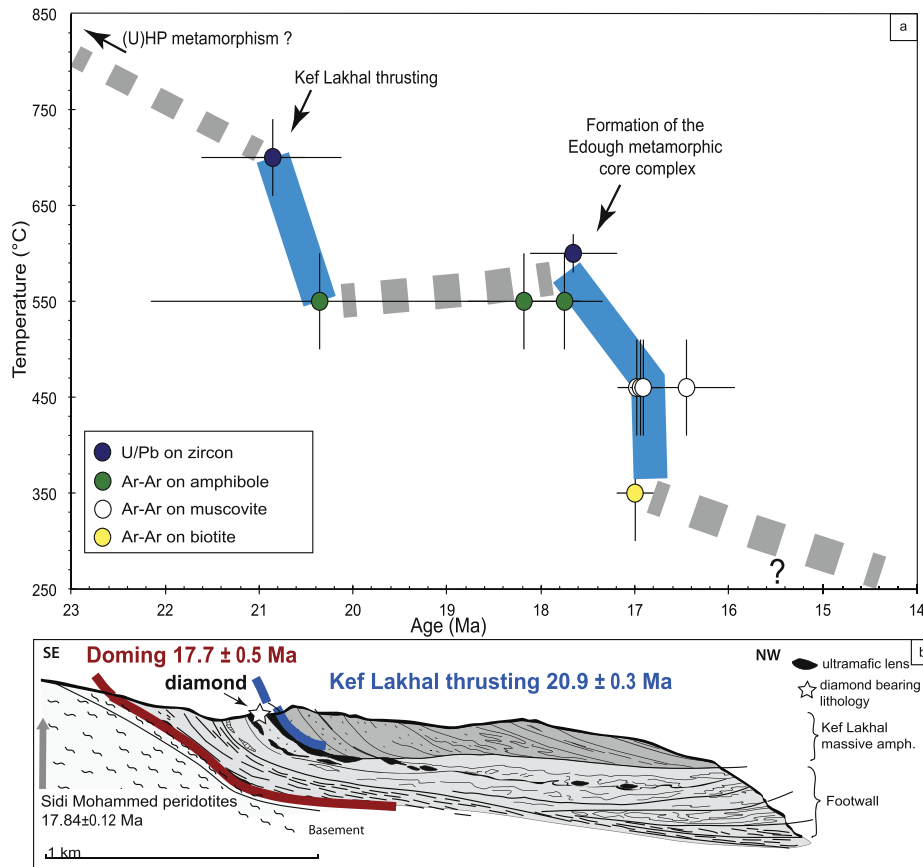
**Fig. 14.** (a) Th/Yb vs Nb/Yb plot (Pearce and Peate, 1995). Black star is GLOSS after Plank and Langmuir (1998). (b)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs Th/Nd plot for the felsic, sedimentary, mafic and ultramafic rocks. Dashed lines represent vectors connecting the DMM and local sediments after the study of Bosch et al. (2014). LOESS and UCC after Taylor et al. (1983), Taylor and McLennan (1985), Gallet et al. (1998) and Chauvel et al. (2014). Black star is GLOSS after Plank and Langmuir (1998); Moroccan hercynian bi-modal magmatism after Gasquet et al. (1992), marine sediment after Vervoort et al. (2011), NAG is Northern Algerian granitoids after Fourcade et al. (2001). MORB, Marianna trench and back-arc basin fields are reported from GEOROC database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. DMM from Zindler and Hart (1986). Symbols as in Fig. 10.

for temperatures  $>740^\circ\text{C}$ . Recently, UHP diamond-bearing units have also been reported for this area (Caby et al., 2014). Peak pressure conditions were followed by decompression, which was accompanied in the early stages by the production of HP leucosome (Gt, Rt, Ky and antiperthitic plagioclase) reflecting minimum pressure of 8–9 kbar and  $650\text{--}700^\circ\text{C}$ . Temperature estimates for the diatexite VN21, close to the contact with the overriding Kef Lakhall complex provide values of  $686\text{--}727^\circ\text{C}$ , similar to that provided by the amphibolite VN26 ( $657\text{--}703^\circ\text{C}$ ), close to the eastern contact. The main zircon overgrowths in the diatexite are dated at  $20.85 \pm 0.34\text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ). This age is similar to the less precise Sm/Nd age of the metamorphic assemblage in the amphibolite VN26 ( $20.9 \pm 5.9\text{ Ma}$ ;  $2\sigma$ ) and also to the growth of metamorphic rims around pre-existing detrital zircons in the sediment VN24b ( $20.5 \pm 1.1\text{ Ma}$ ;  $2\sigma$ ). The diatexite VN21 and the amphibolite VN26, both record similar metamorphic temperatures at around  $660\text{--}730^\circ\text{C}$ , which we interpret as corresponding to the tectonic

emplacement of the hot Kef Lakhall amphibolite complex (Fig. 15a). We thus conclude that the age of  $20.85\text{ Ma}$  does not record the climax of HP metamorphism, which was consequently reached before c.  $21\text{ Ma}$ . Rutile from the amphibolite VN26 yields a slightly but significantly lower temperature of  $613^\circ\text{C}$ . It is difficult to ascribe a precise significance to this temperature since rutile can grow during the prograde stage of metamorphism (e.g. Zheng et al., 2011), but this mineral has also been identified in retrograde quartz-veins postdating HP metamorphism (Chen et al., 2013). The amphibole from VN26 provides an Ar age of  $20.8 \pm 1.7\text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ), which is identical to the age of the main zircon rim in the diatexite. This similarity in age is taken as evidence that cooling down to c.  $550^\circ\text{C}$ , the closure temperature of amphibole (Dahl, 1996), occurred within the error margins of both ages and was thus very fast.

This consistent picture of ages at around  $21\text{ Ma}$  is disturbed by the main zircon rims in the micaschist VN24b, which provide a younger age of  $17.65 \pm 0.46\text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ). This age is reproduced by one discrete rim in the diatexite VN21 ( $17.8 \pm 0.9\text{ Ma}$ ,  $2\sigma$ ). The identification of two zircon growth episodes substantiates the occurrence of two distinct metamorphic events. The orthogneiss VN24d, close to the micaschist VN24b, yields a garnet-biotite temperature estimate of  $584\text{--}621^\circ\text{C}$ , in good agreement with the Zr-in-rutile temperature of  $607^\circ\text{C}$  for rutile in the same rock. These temperature estimates are in agreement with the c.  $600^\circ\text{C}$  temperature for the mylonite bands main activity that assisted most of the low angle, near isothermal uplift of the crust (Caby et al., 2001). A temperature of about  $600^\circ\text{C}$  is thus adopted as our best estimate for the thermal conditions prevailing during this event, the age of which is best dated by the growth of zircon rims in the micaschist at  $17.65 \pm 0.46\text{ Ma}$ . The temperature for this event (c.  $600^\circ\text{C}$ ) is within error margins of the amphibole closure temperature ( $550 \pm 50^\circ\text{C}$  after Dahl, 1996). This feature can explain the preservation of a c.  $21\text{ Ma}$  old age for the VN26 amphibole, along with the younger ages provided by amphiboles from amphibolite VN14a and VN16a ( $17.75 \pm 0.62$  and  $18.18 \pm 1.14\text{ Ma}$  respectively;  $2\sigma$ ). Moreover, this observation indicates that, in the time interval between  $21$  and  $18\text{ Ma}$ , rocks were stored at mid-crustal level, close to  $550^\circ\text{C}$ , a situation that may have been promoted by a blanketing effect related to thrusting of the hot Kef Lakhall Complex. Alternatively, cooling below  $550^\circ\text{C}$  may have occurred between  $21$  and  $18\text{ Ma}$ , and the second event would then be related to reheating of the rocks at a temperature of about  $600^\circ\text{C}$ . Interestingly, the age of this second event is undistinguishable from the age of anatexis of rocks from the core of the Edough dome ( $17.84 \pm 0.12\text{ Ma}$ ), which has been related to emplacement of the Sidi Mohamed peridotite into the crustal units (Bruguier et al., 2009). Emplacement of these mantle rocks was interpreted by Caby et al. (2001) to be coeval with the onset of exhumation of the lower crustal units in the core of the Edough Massif and the formation of a metamorphic core complex. The muscovite (weighted mean age of  $16.94 \pm 0.10\text{ Ma}$ ;  $n=4$ ) and biotite ( $17.02 \pm 0.19\text{ Ma}$ ;  $n=1$ ) ages in this study cluster close to  $17\text{ Ma}$ , in agreement with previous results of Monié et al. (1992) on micas from the Edough dome who related these ages to an isothermal decompression of the dome and surrounding units (including the high grade metamorphic unit described in this paper). This indicates that the cooling between  $18$  and  $17\text{ Ma}$  was fast,  $\geq 100^\circ\text{C}/\text{Ma}$  to cool from  $550\text{--}600$  to c.  $450^\circ\text{C}$ , the closure temperature of muscovite (e.g. Villa, 1998). In addition, identical muscovite and biotite Ar ages are consistent with an increase in the cooling rate at  $17\text{ Ma}$ , and supports an accelerated exhumation as highlighted in Fig. 15b. Such fast cooling features have been also observed in the Betics (Alpujarrides units) and in the Rif (Sebides units) (Zeck et al., 1992; Monié et al., 1994; Platt and Whitehouse, 1999; Booth-Rea et al., 2003; Michard et al., 2006) where emplacement of peridotite bodies into the crust occurred at  $25\text{--}20\text{ Ma}$  (e.g. Zindler et al., 1983; Blichert-Toft et al., 1999; Rossetti et al., 2010).

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. J. Geodyn. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>



**Fig. 15.** (a) Time–temperature diagram for the studied samples summarizing U–Pb (zircon) and Ar–Ar (amphibole, muscovite, biotite) ages. (b) Schematic representation of Kef Lakhal and Edough metamorphic pile with the ages of the main events identified in this study (modified after [Caby et al., 2001](#)). Closure temperatures are from [Dahl \(1996\)](#) for amphibole, from [Hames and Bowring \(1994\)](#) for muscovite and from [Harrison et al. \(1985\)](#) for biotite. For U–Pb zircon ages, the reported temperatures correspond to: (i) the peak temperature recorded in diatexite VN21 by the garnet–biotite thermometer ([Ferry and Spear, 1978; Hodges and Spear, 1982](#)); (ii) the temperatures recorded by the garnet–biotite thermometer ([Ferry and Spear, 1978; Hodges and Spear, 1982](#)) in the orthogneiss VN24d and by the Zr-in-rutile thermometry in the micaschist VN25b ([Ferry and Watson, 2007](#)) (see text for explanation). Error crosses are  $\pm 2\sigma$ . Occurrence of diamond-bearing lithologies after [Caby et al. \(2014\)](#). Age of Edough doming and emplacement of Sidi Mohammed peridotites after [Bruguier et al. \(2009\)](#).

Thrusting of oceanic fragments onto the continental crust requires a drastic change in the tectonic forces ([Agard et al., 2014](#)), that in the case of the Kef Lakhal oceanic unit may be found in tearing or break-off of the retreating Tethyan slab as envisioned in some models (e.g. [Maury et al., 2000](#)). Such processes will result from very fast exhumation and in some cases with excision processes (e.g. [Johanesen et al., 2014](#)).

## 8. Conclusion

Rocks from the footwall of the Kef Lakhal complex contain an association of lithologies (sediments, mafic sills and ultramafic boudins) that have geochemical characteristics consistent with a passive margin setting. The sedimentary sequence was deposited between  $307 \pm 7$  Ma (the age of the youngest detrital zircon grain analysed) and  $281 \pm 4$  Ma (the age of a crosscutting orthogneiss). This time interval for deposition concurs with the age of an interbedded amphibolite lens dated at  $295 \pm 2$  Ma. Detrital zircons indicate an origin of the sediments from Pan-African, Hercynian and Cambro-Ordovician rocks, which can be sourced from the Eastern Meseta and High Atlas of Morocco. This supports a North Gondwanan affinity for this sequence rather than a European

margin origin. Pb, Sr, Nd and Hf isotopes provide evidence that these Permo-Carboniferous mafic rocks derived from melting of a metasomatized mantle reservoir, which was contaminated by a Paleoproterozoic (or older) sedimentary component recycled into the mantle during a previous subduction event. Geochronological results (U–Pb ages of metamorphic zircon rims, Sm/Nd isochron and Ar–Ar ages on minerals) provide compelling evidences supporting an Alpine age for the HT tectono-metamorphic evolution of rocks from the footwall. These geochronological results indicate that the present-day architecture of the Edough massif is related to two distinct events best dated at  $20.85 \pm 0.34$  Ma ( $2\sigma$ ) and  $17.65 \pm 0.46$  Ma ( $2\sigma$ ). These two events reflect: (i) thrusting of the oceanic Kef Lakhal complex onto the North African margin at c. 21 Ma; (ii) doming and exhumation of the lower crust of the Edough Massif to form a metamorphic core complex at c. 18 Ma. Between 18 and 17 Ma, exhumation of the lower crust followed an accelerating rate, with cooling down to  $350^\circ\text{C}$  reached at  $17.02 \pm 0.19$  Ma.

## Acknowledgements

The authors are grateful to P. Verdoux, M. Tansu, F. Lecoer, M. Bonno and P. Telouk for their expertise in TIMS, noble gas MS

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

and MC-ICP-MS, to C. Nevado and D. Delmas for preparing thin and thick sections, to B. Boyer for assistance during EPMA analyses and to F. Fernandez for SEM imaging. This work is part of the Ph.D. work of L.F. which was supported by a MRT grant. We are grateful to F. Boudier for discussion and help in the thin section examination. Detailed and constructive comments by two anonymous reviewers significantly improved the manuscript. We acknowledge funding by the INSU SYSTER program to D.B. and by the DPGRF France–Algeria collaboration program.

#### Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>.

#### References

Advokaat, E.L., van Hinsbergen, D.J., Maffione, M., Langereis, C.G., Vissers, R.L., Cherchi, A., Schroeder, R., Madani, H., Columbu, S., 2014. Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 401, 183–195.

Agard, P., Zuo, X., Funicello, F., Ballahsen, N., Faccenna, C., Savva, D., 2014. Obduction: why, how and where. Clues for analog models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 393, 132–145.

Ague, J.J., 2011. Extreme channelization of fluid and the problem of element mobility during Barrovian metamorphism. *Am. Mineral.* 96, 333–352.

Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1992. The composition and origin of the Kef Lakhal amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *Mineral. Mag.* 56, 459.

Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1997. The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria: two unrelated basic magmas and the Iherzolite-harzburgite residue of a possible magma source. *Mineral. Petrol.* 59, 207–237.

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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and P–T–d–t paths for the Nevado–Filabride complex. *J. Metamorph. Geol.* 23, 357–381.

Ben Othman, D.B., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust–mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 1–21.

Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 97, 611–627.

Bhatia, M.R., Crook, K.A., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 181–193.

Blichert-Toft, J., Chauvel, C., Albarède, F., 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector–multiple collector ICP–MS. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 248–260.

Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 243–258.

Blichert-Toft, J., Albarède, F., Kornprobst, J., 1999. Lu–Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science* 283, 1303–1306.

Booth-Rea, G., Azanon, J.M., García-Duenas, V., Augier, R., Sanchez-Gomez, M., 2003. A ‘core-complex-like structure’ formed by superimposed extension, folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *C. R. Geosci.* 335, 265–274.

Bosch, D., Bruguier, O., Pidgeon, R.T., 1996. Evolution of an archaic metamorphic belt: a conventional and SHRIMP U–Pb study of accessory minerals from the Jimperding metamorphic belt, Yilgarn craton, West Australia. *J. Geol.* 104, 695–711.

Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.L., Padrón-Navarta, J.A., Galland, B., 2011. Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA–ICP–MS zircon study. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309, 268–279.

Bosch, D., Hammor, D., Mechat, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Cabry, R., Verdoux, P., 2014. Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin? *Tectonophysics* 626, 53–68.

Bossière, G., Collomb, P., Mahdjoub, Y., 1976. Sur un gisement de péridotite découvert dans le massif de l’Edough (Annaba, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II* 306, 1039–1045.

Bouillin, J.P., 1986. Le ‘bassin maghrébin’: une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique l’Ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France* 8–11, 547–558.

Brendan Murphy, J., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Braid, J.A., 2008. Probing crustal and mantle lithosphere origin through Ordovician volcanic rocks along the Iberian passive margin of Gondwana. *Tectonophysics* 461, 166–180.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Cabry, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif,

NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chem. Geol.* 261, 172–184.

Cabry, R., Hammor, D., 1992. Le massif de l’Edough (Algérie): Un ‘Metamorphic Core Complex’ d’âge Miocène dans les Maghrebides. *C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II* 314, 829–835.

Cabry, R., Hammor, D., 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.

Cabry, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechat, M., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., Douchet, C., 2014. Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 637, 341–353.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 651–665.

Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 137–151.

Chauvel, C., Garçon, M., Bureau, S., Besnault, A., Jahn, B.M., Ding, Z., 2014. Constraints from loess on the Hf–Nd isotopic composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 48–58.

Chen, Z.Y., Zhang, L.F., Du, J.X., Lü, Z., 2013. Zr-in-rutile thermometry in eclogite and vein from southwestern Tianshan, China. *J. Asian Earth Sci.* 63, 70–80.

Chiarenzelli, J., Lupulescu, M., Cousens, B., Thern, E., Coffin, L., Regan, S., 2010. Enriched Grenvillian lithospheric mantle as a consequence of long-lived subduction beneath Laurentia. *Geology* 38, 151–154.

Chopin, F., Schulmann, K., Štrpiská, P., Martelat, J.E., Pitra, P., Lexa, O., Petri, B., 2012. Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granulite orthogneiss during continental subduction (Orlica–Śnieżnik dome, Bohemian Massif). *J. Metamorph. Geol.* 30, 347–376.

Chopin, F., Corsini, M., Schulmann, K., El Houicha, M., Ghienne, J.F., Edel, J.B., 2014. Tectonic evolution of the Rehanna metamorphic dome (Morocco) in the context of the Alleghanian–Variscan orogeny. *Tectonics* 33, 1154–1177.

Class, C., Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 1, 1004, <http://dx.doi.org/10.1029/1999GC000010>.

Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1–37.

Connelly, J.N., Ulfbeck, D.G., Thrane, K., Bizzarro, M., Housh, T., 2006. A method for purifying Lu and Hf for analyses by MC–ICP–MS using TODGA resin. *Chem. Geol.* 233, 126–136.

Dahl, P.S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3687–3700.

DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–197.

Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.

Di Vincenzo, G., Palmeri, R., 2001. An <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar investigation of high-pressure metamorphism and the retrogressive history of mafic eclogites from the Lanterman Range (Antarctica): evidence against a simple temperature control on argon transport in amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 15–35.

Di Vincenzo, G., Viti, C., Rocchi, S., 2003. The effect of chlorite interlayering on <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar biotite dating: an <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar laser-probe and TEM investigations of variably chloritised biotites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 643–658.

Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274.

Doglion, C., Gueguen, E., Sâbat, F., Fernandez, M., 1997. The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova* 9, 109–112.

El Hadi, H., Simancas, J.F., Tahiri, A., González-Loideiro, F., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., 2006. Comparative review of the Variscan granitoids of Morocco and Iberia: proposal of a broad zonation. *Geodinamica Acta* 19, 103–116.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 145, 809–820.

Ferry, J.T., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.

Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 429–437.

Festa, V., Fornelli, A., Paglionico, A., Pascazio, A., Piccarreta, G., Spiess, R., 2012. Asynchronous extension of the late-Hercynian crust in Calabria. *Tectonophysics* 518, 29–43.

Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 15–32.

Fleet, M.E., Barnett, R.L., 1978. Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> partitioning in calciferous amphiboles from the Froot Mine, Sudbury, Ontario. *Canad. Mineral.* 16, 527–532.

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo–Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

- northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187–216.
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., Guezou, J.C., 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc betico-rifain; discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France* 162, 611–626.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Gallet, S., Jahn, B.M., Lanoë, B.V.V., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 157–172.
- Gao, S., Liu, X., Yuan, H., Hattendorf, B., Günther, D., Chen, L., Hu, S., 2002. Determination of forty two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostand. Newslett.* 26, 181–196.
- Garofalo, P.S., 2012. The composition of Alpine marine sediments (Bündnerschiefer Formation, W Alps) and the mobility of their chemical components during orogenic metamorphism. *Lithos* 128, 55–72.
- Gasquet, D., Leterrier, J., Mrini, Z., Vidal, P., 1992. Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco): trace element and Rb/Sr and Sm/Nd isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 108, 29–44.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 249–265.
- Hadji-Zobir, S., Oberhänsli, R., 2013. The Sidi Mohamed peridotites (Edough massif, NE Algeria): evidence for an upper mantle origin. *J. Earth Syst. Sci.* 122, 1455–1465.
- Hadji-Zobir, S., Altenberger, U., Günter, C., 2014. Geochemistry and petrology of metamorphosed submarine basic ashes in the Edough Massif (Cap de Garde, Annaba, northeastern Algeria). *C. R. Geosci.* 346, 244–254.
- Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 124, 161–169.
- Hammor, D., (Ph.D. thesis) 1992. Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évaluation polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie Nord-Orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd et <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar). Université de Montpellier II, pp. 205.
- Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., Bruguier, O., 2006. A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia, Maghrebides. *Terra Nova* 18, 299–307.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—II. Diffusion of radiogenic and excess 40 Ar in hornblende revealed by 40Ar/39Ar age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 2005–2020.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985. Diffusion of <sup>40</sup>Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461–2468.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.* 58, 820–829.
- Hodges, K.V., Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry garnet closure temperatures and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.* 67, 1118–1134.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 144–165.
- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *C. R. Geosci.* 338, 25–40.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 433–447.
- Horstwood, M.S., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R., Nowell, G.M., 2003. Common-Pb corrected in situ U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 18, 837–846.
- Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'Acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II* 305, 881–884.
- Irvine, T., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1980. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 139–155.
- Johanesen, K., Platt, J.P., Kaplan, M.S., Ianno, A.J., 2014. A revised thermal history of the Ronda peridotite, S. Spain: new evidence for excision during exhumation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 393, 187–199.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. France* 179, 525–550.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickinson, A.P., 2006. Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles Island arc). *Geol. Acta* 4, 35–62.
- Jourdan, F., Renne, P.R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating standard using primary K–Ar standards. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 387–402.
- Khedr, M.Z., Arai, S., Python, M., Tamura, A., 2014. Chemical variations of abyssal peridotites in the central Oman ophiolite: evidence of oceanic mantle heterogeneity. *Gondwana Res.* 25, 1242–1262.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Kroner, U., Romer, R.L., 2013. Two plates—many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Res.* 24, 298–329.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 271–283.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am. Mineral.* 82, 1019–1037.
- Lebas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.
- Le Fèvre, B., (Ph.D. thesis) 2002. Développements chimiques et instrumentaux en géochimie, en vue des analyses isotopiques Lu–Hf et Sm–Nd. Applications à la géochronologie des roches métamorphiques de haut degré. University of Clermont Ferrand, pp. 253.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb SHRIMP zircon evidence and the Nd isotopic record. *Int. J. Earth Sci.* 93, 683–705.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics* 461, 21–43.
- Linnemann, U., Ouzegane, K., Drareni, A., Hofmann, M., Becker, S., Gärtner, A., Sagawe, A., 2011. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions — a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos* 123, 188–203.
- Loneragan, L., Platt, J.P., 1995. The Malaguide–Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 17, 1655–1671.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Ludwig, K.R., 2002. Using Isoplot/Ex. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, pp. 1.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Bodinier, J.L., Hidas, K., Padrón-Navarta, J.A., Gervilla, F., 2012. A Late Oligocene suprasubduction setting in the Westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (Southern Spain). *J. Geol.* 120, 237–247.
- Mauri, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotton, J., Belanteur, O., Hacini, A.L., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Rehault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II* 331, 159–173.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 2000GC000109.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian Basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *J. Geodyn.* 77, 186–205.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Stünitz, H., 2006. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *J. Metamorph. Geol.* 24, 553–568.
- Menegon, L., Fusseis, F., Stünitz, H., Xiao, X., 2015. Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. *Geology* 43, 227–230.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, 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. *C. R. Geosci.* 338, 92–114.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimat, E.C., Saddiqi, O., 2010. The south-western branch of the Variscan Belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H., 1994. Ce/Pb and Pb isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature* 368, 514–520.
- Millot, R., Allègre, C.J., Gaillardet, J., Roy, S., 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chem. Geol.* 203, 75–90.
- Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Ages <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar alpins de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France* 163, 571–584.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., 1994. Cooling and exhumation of the western Betic Cordilleras. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics* 238, 353–379.
- Müntener, O., Hermann, J., Trommsdorff, V., 2000. Cooling history and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps). *J. Petrol.* 41, 175–200.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: garnet, spinel, and plagioclase lherzolite facies and the P–T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.* 21, 533–572.

Please cite this article in press as: Fernandez, L., et al., Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *J. Geodyn.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>

- Oliver, N.H.S., Valenta, R.K., Wall, V.J., 1990. The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation. *J. Metamorph. Geol.* 8, 311–331.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C., Orsini, J.B., 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chem. Geol.* 198, 1–20.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251–286.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 419–426.
- Pearce, N.J., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostand. Newslett.* 21, 115–144.
- Peucat, J.J., Mahdjoub, Y., Drareni, A., 1996. U Pb and Rb Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). *Tectonophysics* 258, 195–213.
- Pin, C., Telouk, P., Imbert, J.L., 1995. Direct determination of the samarium: neodymium ratio in geological materials by inductively coupled plasma quadrupole mass spectrometry with cryogenic desolvation. Comparison with isotope dilution thermal ionization mass spectrometry. *J. Anal. At. Spectrom.* 10, 93–98.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* 145, 325–394.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., 1999. Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U–Pb zircon ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 591–605.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.* 15, 21–36.
- Puga, E., Fanning, M., de Federico, A.D., Nieto, J.M., Beccaluva, L., Bianchini, G., Puga, M.A.D., 2011. Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos* 124, 255–272.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites  $^{40}Ar/^{39}Ar$  analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 185–208.
- Romagny, A., Munch, P., Cornee, J.J., Corsini, M., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M.C., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monié, P., 2014. Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. *J. Geodyn.* 77, 39–55.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* 67, 119–139.
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouene, 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, <http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002487>.
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Deloué, E., 2006. Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos* 87, 235–260.
- Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.
- Rudnick, R.L., Goldstein, S.L., 1990. The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 192–207.
- Ruiz-Cruz, M.D., De Galdeano, C.S., 2012. Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa. *Mineral. Mag.* 76, 683–705.
- Schaltegger, U., Brack, P., 2007. Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U–Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1131–1151.
- Simpson, C., Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metamorph. Geol.* 7, 261–275.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17–33.
- Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 42, 313–345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., McCulloch, M.T., 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1897–1905.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, pp. 312.
- Tribuzio, R., Thirlwall, M.F., Messiga, B., 1999. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implications for the origin of post-Variscan magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 136, 48–62.
- Van Achteberg, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Science*, vol. 29. Mineralogical Association of Canada, pp. 239–243.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3717–3733.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Rudnick, R., Downes, H., 2000. Hf–Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 115–129.
- Vervoort, J.D., Plank, T., Prytulak, J., 2011. The Hf–Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 5903–5926.
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova* 10, 42–47.
- Weill, D.F., Drake, M.J., 1973. Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semi-quantitative model. *Science* 180, 1059–1060.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newslett.* 19, 1–23.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 53–72.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology* 20, 79–82.
- Zheng, Y.F., Gao, X.Y., Chen, R.X., Gao, T., 2011. Zr-in-rutile thermometry of eclogite in the Dabie orogen: constraints on rutile growth during continental subduction-zone metamorphism. *J. Asian Earth Sci.* 40, 427–451.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.R., Endres, R., Goldstein, S., 1983. Nd and Sm isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature* 304, 226–228.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493–571.

## 5.4 Précisions sur l'unité métamorphique de haut grade

### 5.4.1 De l'utilisation des diagrammes discriminants d'environnements géotectoniques

Un faisceau d'évidences nous a permis de proposer un contexte paléogéodynamique correspondant à une marge passive Permo-Carbonifère. Une partie de nos arguments provient de déductions réalisées sur la base de diagrammes discriminants. L'idée d'une marge passive est privilégiée et particulièrement appuyée par l'amincissement extrême des sections crustales de l'unité métamorphique de haut grade (Caby et al., 2001). Les relations entre les différentes lithologies au niveau des affleurements VN24-VN25 étayent également un contexte de marge passive (e.g. Vitale-Brovarone et al., 2011 ; Clerc et Lagabrielle, 2014). Malgré cela le degré de fiabilité de tels diagrammes discriminants, en partie utilisés pour élaborer cette conclusion, peut être discuté.

L'évaluation de tels diagrammes demande un travail laborieux qui nécessite une expertise statistique. Relativement peu d'études récentes et fiables sont disponibles à ce sujet (Verma, 2010). Pearce (1996) a fourni une évaluation de ces diagrammes à partir d'une base de donnée de plus de 8000 échantillons, suffisamment nombreux pour être représentatifs, et a confirmé leur validité. Cependant certains travaux remettent en cause la validité de tels diagrammes et en les considérant non adaptés aux environnements complexes. Par exemple, dans le cas de basaltes continentaux et de basaltes intraplaques, Wang et Glover (1992) n'ont pas obtenu de concordance avec les environnements géotectoniques estimés. Ces auteurs relient ce désaccord à des conditions de fusion partielle et de formation très spécifiques (e.g. Wang et Glover, 1992). Le diagramme en lui-même n'apparaissant pas faux mais plutôt inapproprié pour des provinces compliquées comme expliqué par Pearce (1996), qui précise qu'une analyse pétrologique et une analyse de terrain doivent être fournies en parallèle.

En général bâtis sur des éléments réputés insensibles aux processus secondaires, tel que le métamorphisme, ces diagrammes sont ainsi de bons outils pour distinguer des environnements géotectoniques variés. Dans notre étude, en Figure 5-4c, nous avons utilisé par exemple, le diagramme de Pearce et al. (1975) afin de faire la différence entre des amphibolites à affinité océanique et non-océanique (Konrad-Schmolke et al., 2011). Or, il s'avère que cette distinction entre les deux "populations" d'amphibolites avaient déjà été mise en évidence par les travaux de pétrologie détaillée d'Ahmed-Saïd et Leake (1992, 1997), ce qui démontre la bonne utilisation de ce diagramme dans notre cas. L'utilisation de ces diagrammes sur des roches métamorphiques nécessite d'évaluer au préalable la mobilité des éléments, particulièrement pour les événements métamorphiques de type (U)HP où il a été démontré que même les éléments chimiques réputés immobiles comme les HFSE peuvent être mobilisés dans certaines conditions de pression, température et fugacité en oxygène (Zheng et al., 2011 ; Harlov, 2012).

Le taux de succès, c'est à dire bonne concordance diagramme-réalité de contexte géodynamique, de ces diagrammes est d'environ 85% nécessitant de considérer

l'interprétation d'un de ces diagrammes comme un argument et non une conclusion (Pearce, 1996; Verma, 2010).

#### 5.4.2 Les compositions minéralogiques : un argument supplémentaire à l'interprétation proposée.

##### 5.4.2.1 Amphiboles

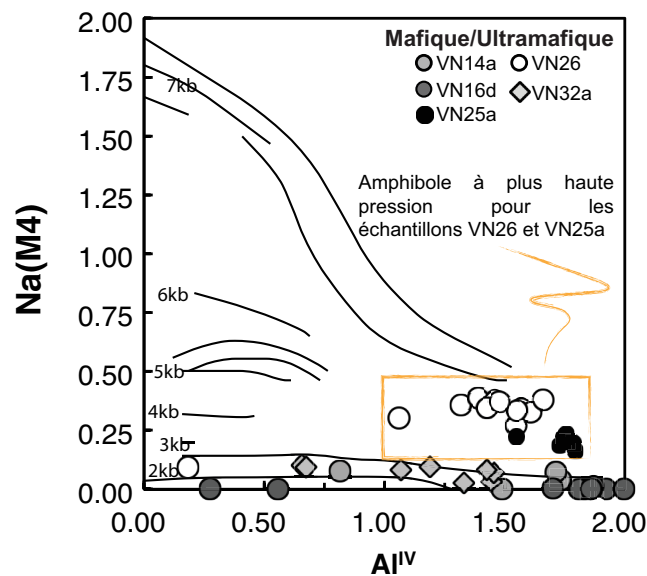


Figure 5-8 : Diagramme discriminant de Brown (1997) représentant Na (M4) vs Al<sup>IV</sup> pour des amphiboles.

La composition chimique des amphiboles, notamment la composition en éléments majeurs, permet de contraindre les conditions métamorphiques enregistrées par les roches de haut grade. Au premier ordre, l'ensemble des échantillons présente des compositions typiques d'amphiboles basse pression (Figure 5-8 et Figure 5-9). Cependant un examen plus détaillé démontre que les amphiboles des échantillons provenant de la zone de mylonites (VN14a et VN16d) ainsi que les amphiboles provenant des boules de péridotites (VN32a) semblent cristalliser à plus basse pression, notamment dans la Figure 5-8 où les analyses se placent dans le champ des amphiboles ayant cristallisées à des pressions d'environ 2 kbar. Ces échantillons forment ainsi une tendance sub-linéaire que nous attribuons à différents degrés de métamorphisme. Cependant les amphiboles provenant des échantillons VN25a et VN26 se placent près du champ des amphiboles ayant cristallisés à 7 kbar dans le diagramme présenté en Figure 5-8. De même les amphiboles de ces deux échantillons se distinguent par des  $\sum Al^{VI} + Fe^{3+} + 2 * Ti + Cr$  supérieurs aux autres échantillons (Figure 5-9b). Ainsi, les amphiboles des échantillons VN26 et VN25 auraient gardé l'empreinte d'un évènement de plus haute pression. Ces caractéristiques sont cohérentes avec les datations obtenues et permettraient par

exemple d'expliquer l'âge Ar-Ar plus vieux obtenu sur les amphiboles de l'amphibolite à grenat VN26, i.e. héritage de zones ayant conservé une mémoire d'un événement U(HP).

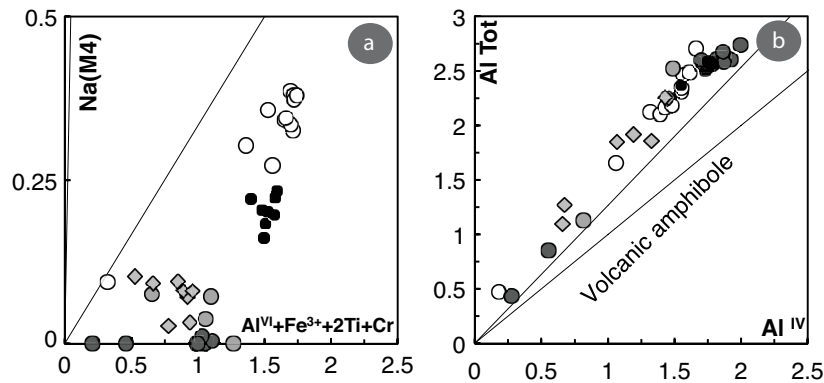


Figure 5-9 : Diagrammes discriminant la pression de cristallisation des amphiboles de l'unité métamorphique de haut grade. b) Diagramme Na (M4) vs  $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+Cr$  (Laird & Albee, 1981). d) Diagramme  $Al_{tot}$  vs  $Al^{IV}$  (Ridolfi et al., 2010).

#### 5.4.2.1 Pyroxène

Les rares pyroxènes analysés au cours de ce travail sont représentés par des diopsides dans les amphibolites et, de la clino-enstatite dans les lentilles ultrabasiqes en Figure 5-10a.

En terme de conditions de pression de cristallisation, le diagramme de Aoki et Kushiro (1968) présenté en Figure 5-10b et représentant la variation de l'aluminium dans le site IV par rapport à l'aluminium contenu dans le site IV (diagramme  $Al^{VI}$  vs  $Al^{IV}$ ) indique que les clinopyroxènes analysés se placent dans le champ des éclogites suggérant des conditions de cristallisation à haute pression. On peut alors proposer que ces clinopyroxènes constituent des reliques ayant enregistré des conditions de pression supérieures à celle d'équilibre de la paragenèse principale (amphibole+feldspath±grenat±epidote±quartz). Les faibles teneurs en  $TiO_2$  mesurées dans les clinopyroxènes pourraient témoigner d'un taux de fusion partielle relativement important (Figure 5-10c, Uysal et al., 2012) ou bien une origine métamorphique de ces minéraux.



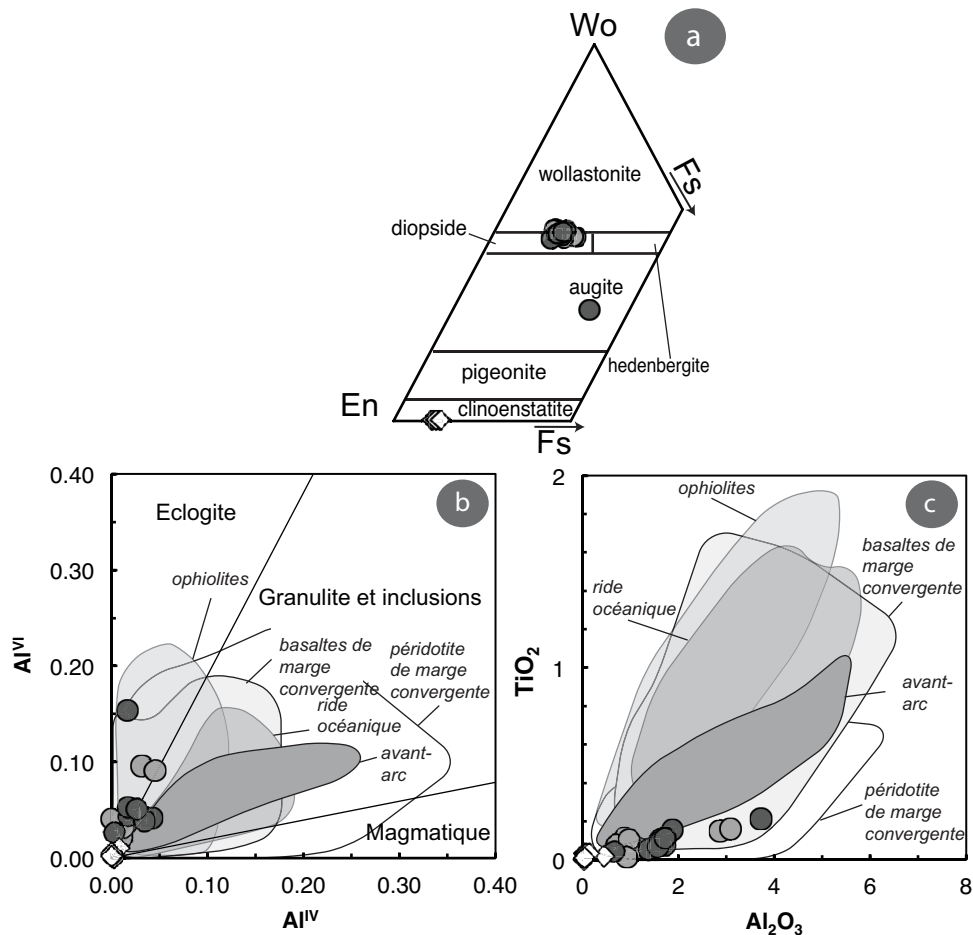


Figure 5-10 : Diagramme représentant les compositions en éléments majeurs des pyroxènes de l'unité métamorphique de haut grade. a) Diagramme ternaire représentant les pôles Enstatite (En), Wollastonite (Wo) et Forstérite (Fs) d'après Morimoto (1988). b)  $Al^{VI}$  vs  $Al^{IV}$  d'après Aoki et Kushiro (1968). c)  $TiO_2$  vs  $Al_2O_3$ , d,e,f)  $Mg\#$  vs wt% pour des éléments majeurs choisis i.e.  $Al_2O_3$ , CaO et  $Cr_2O_3$  respectivement. Avec  $Mg\# = Mg * 100 / (Mg + Fe^{2+})$ . Sont aussi reportés pour les diagrammes de b à c des compositions de pyroxènes de différents environnements géotectoniques provenant de la base de donnée de GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>).

## 5.5 L'apport de l'isotope de l'Hf in situ sur zircons : Confirmation ou limitation des implications déduites de la géochronologie et de la géochimie isotopique par voie conventionnelle?

La composition isotopique de l'Hf dans les zircons par voie ponctuelle constitue un outil puissant pour connaître la nature du réservoir à partir duquel ces minéraux ont cristallisé. Dans le cas de zircons détritiques (comme les zircons provenant du micaschiste VN25b) c'est un outil qui nous permettra notamment de distinguer l'âge à partir duquel la source à l'origine de ces zircons a été isolée du manteau (Kemp et al., 2006). Il est ainsi possible de distinguer les processus orogéniques dominés par le remaniement de la croûte continentale et les

processus dominés par l'ajout de croûte continentale juvénile (Collins et al., 2011). Nous avons ainsi procédé à l'analyse des zircons des échantillons VN21, VN25b et VN26 qui ont été datés au préalable par la méthode U-Pb. Les tableaux de données sont disponibles en Matériel supplémentaire sous forme dématérialisée. Les  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  sont calculés à partir d'un réservoir chondritique uniforme (Blichert-Toft & Albarède, 1997).

### 5.5.1 Résultats

- **L'amphibolite à grenat VN26** a fourni un âge de cristallisation par la méthode U-Pb sur zircons de 295.2 Ma (voir 5.3 de ce chapitre). Reportés dans un diagramme  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  vs âge ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), les analyses *in situ* sur zircons définissent un groupement bien caractérisé avec des variations de valeurs d' $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  relativement limitées et comprises entre +0.5 et +3.3 ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0.002$ ). Ces variations ne sont pas corrélées à l'âge correspondant. La composition isotopique en Hf de la roche totale, recalculée à 300 Ma, fournit un  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  de -15. Les zircons ne sont donc pas à l'équilibre avec leur roche hôte (Figure 5-11 a).
- Les âges U-Pb des zircons du **micaschiste VN25b** sont compris entre  $918 \pm 8$  Ma et  $17.3 \pm 0.5$  Ma. Les valeurs d' $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  sont comprises entre -18.3 et -2.7 associées à des rapports  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  bas ( $< 0.002$ ). Une analyse fournit une valeur d' $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  très basse de -56.9 associée à un âge non significatif de 50.7 Ma. Globalement, et comme cela est prévisible pour une roche d'origine sédimentaire, les données sont très dispersées, et au premier ordre ne présentent pas de groupement de composition isotopique particulier en fonction de l'âge (Figure 5-11a). Le zircon présentant l'âge le plus vieux possède un  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  de -10.4, les deux zircons proches de l'âge de dépôt ( $\sim 307$  Ma) possèdent des  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  de -2.7 et -4.3 pour des âges respectifs de  $387.2 \pm 6.4$  Ma et  $321.3 \pm 2.8$  Ma. Les analyses isotopiques sur des zircons présentant des âges  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  proches de l'événement métamorphique Miocène présentent des valeurs  $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  comprises entre -2.8 et -13.2. Les données Hf sur roche totale ne sont pas disponibles pour établir une comparaison avec celles mesurées sur les cristaux de zircon.
- Les zircons de la **diatexite VN21** présentent des valeurs d' $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  comprises entre +0.5 et -7.5 associées à des rapports  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  inférieurs à 0.0016 pour le groupement principal. Celui-ci présente une tendance quasiment linéaire typique d'une évolution crustale entre les points situés aux alentours de 300 Ma et ceux situés à 20 Ma. On remarque un point particulier à 140 Ma qui présente une valeur d' $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$  de -28.7.

Exceptée cette dernière valeur, pour des âges compris entre 280.9 Ma et 350.9 Ma, la composition isotopique en Hf est relativement homogène et comprise entre -2 et -4.8. Ce groupement d'âge possède des âges modèles  $T_{\text{DM}}$  compris entre 1036 Ma et 2000 Ma. Pour les âges à 20 Ma, les compositions isotopiques en Hf sont comprises entre -3.9 à -7.5 et 80% des valeurs d' $\epsilon\text{Hf}$  sont inférieures à -5.9. Les valeurs de  $T_{\text{DM}}$  associées sont toutes inférieures à 949 Ma. Les variations de signature isotopique en Hf ne dépendent pas des rapports Th/U mesurés dans les grains (Figure 5-11c). On note toutefois une légère corrélation entre l'âge mesuré et le rapport Th/U (Figure

5-11c). Corrigée à 300 Ma la roche totale présente un  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  de +2 et corrigée à 20 Ma un  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  de -2.

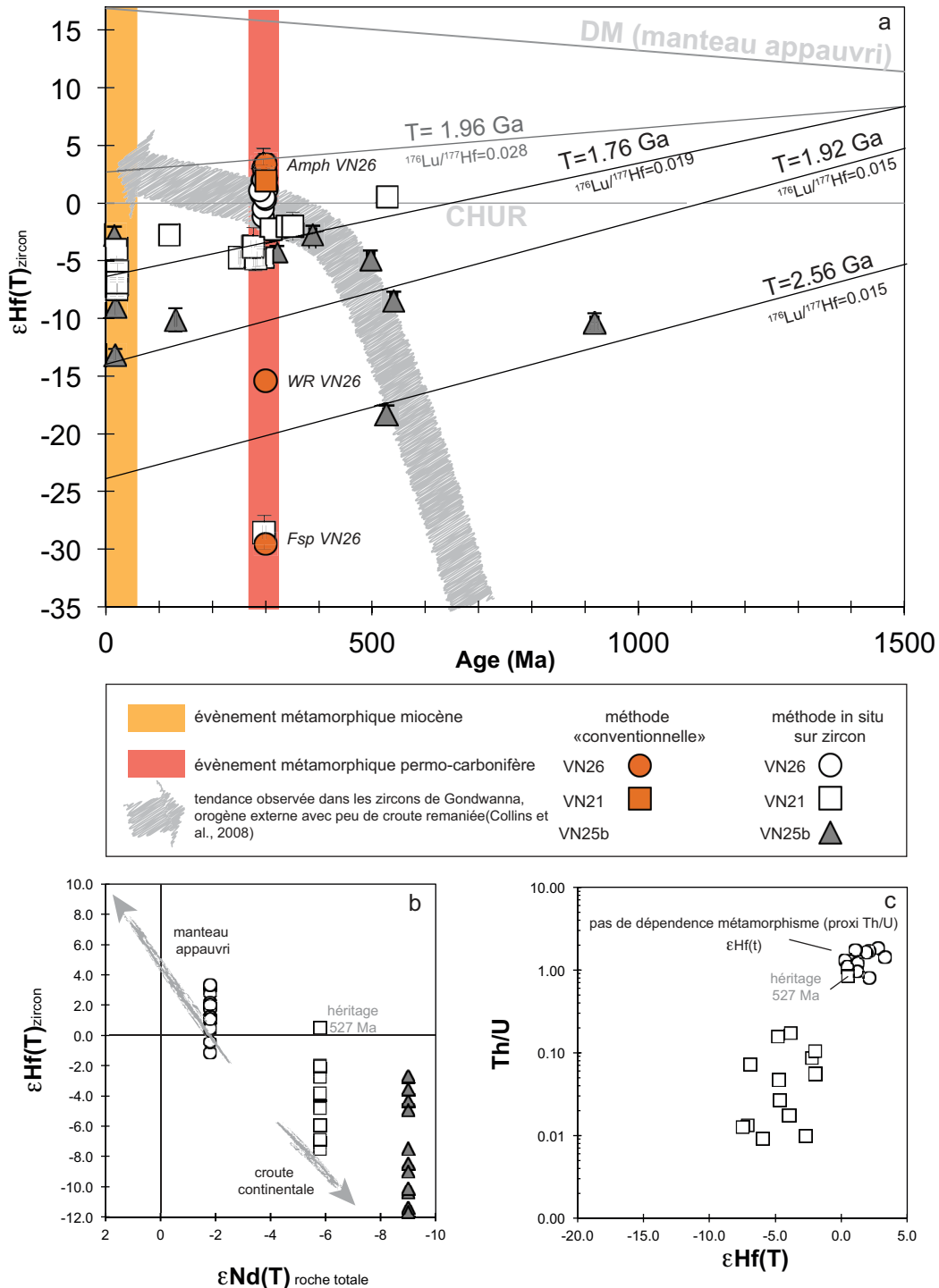


Figure 5-11 : Composition isotopique des zircons de l'unité métamorphique de haut grade reportée en fonction de l'âge. Les triangles correspondent au micaschiste VN25b, les ronds correspondent à l'amphibolite à grenat VN26 et les carrés à la diatexite VN21. a)  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  vs T entre 1500 Ma et 0 Ma. Sont aussi reportées les données isotopiques Hf obtenues sur roches totales et minéraux séparés pour les échantillons VN26 et VN21. La flèche correspond aux tendances isotopiques montrées par les zircons au niveau du Gondwana (Collins et al., 2011). b)  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  vs  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , les rapports isotopiques sur roche totale sont corrigés à 300 Ma. c) Th/U vs  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$  pour les zircons de l'amphibolite VN26 et ceux de la diatexite VN21. Sont représentés les âges des évènements métamorphiques enregistrés par les échantillons mis en évidence dans Fernandez et al. (2015).

## 5.5.2 Interprétation et discussion : une confirmation de l'interprétation proposée.

### 5.5.2.1 L'échantillon magmatique VN26 : l'hypothèse d'un mélange de magma.

Les valeurs calculées d' $\epsilon_{\text{Hf}}$  de tous les zircons analysés sont positives et indiquent une origine à partir d'un protolithe mantellique. Lorsque l'on compare les données isotopiques obtenues en Hf sur zircons à celles obtenues sur la roche totale, l'échantillon se place bien dans le quadrant du manteau appauvri (Figure 5-11b). Cependant, les valeurs des compositions isotopiques de l'Hf sont trop basses pour refléter une origine à partir d'un manteau source de type DMM. Les valeurs mesurées indiquent une contamination par un composant crustal ou sédimentaire (e.g. Griffin et al., 2002 ; Kemp et al., 2007 ; Yang et al., 2007). Les signatures en Hf des zircons sont donc en bon accord avec les résultats précédents (isotopes Nd et Hf sur roches totales) indiquant que le magma à l'origine de l'amphibolite à grenat provient de la fusion d'une source mantellique de type DMM contaminée par des fluides issus de la subduction.

La différence de composition isotopique en  $\epsilon_{\text{Hf}}$  entre la roche totale (-15) et les zircons de celles-ci (de +0.5 à +3.3) peut être expliquée par des processus perturbateurs tardifs ayant modifié la signature en Hf de l'échantillon, et notamment des feldspaths et phases secondaires.

### 5.5.2.2 La diatextite VN21 et le micaschiste VN25b : un message plus confus

Bien que ne mettant pas en évidence de perte en plomb, l'interprétation de ces données reste difficile. Le nombre d'analyses est insuffisant pour contraindre avec précision des tendances dans ces échantillons, comme l'on peut le faire dans le cas d'étude sur la différenciation crustale sur la base d'un nombre de données statistique. Dans la figure donnant les valeurs d' $\epsilon_{\text{Hf}_{\text{zircon}}}$  en fonction du temps, les analyses du micaschiste indiquent plusieurs épisodes de différenciation crustale, enregistrés dans ces grains à 2.56 Ga, 1.94 Ga et 1.76 Ga (voir Kemp et al., 2006 ; Hawkesworth et al., 2010 ; Hawkesworth et al., 2013).

Collin et al. (2011) ont proposé d'utiliser les zircons afin de distinguer les processus d'ajout de croûte juvénile dans un réservoir donné par rapport au remaniement de croûte pré-existante. Le premier processus, i.e. ajout de croûte, se traduirait par des tendances verticales avec un rapport isotopique plus haut pour les zircons les plus jeunes (Figure 5-11a). Cette tendance semblerait plus ou moins se dessiner pour le micaschiste VN25b étudié. Toutefois, le nombre d'analyses est beaucoup trop limité pour en être sûr. Ceci serait une piste intéressante à développer pour la suite des travaux sur les unités du massif de l'Edough, car cela permettrait de définir si il s'agit d'une zone stable ou bien d'une zone fortement remaniée (Collins et al., 2011).

### 5.5.3 Conclusions

En conclusion l'étude géochronologique et géochimique de l'unité métamorphique de haut grade a permis de mettre en évidence :

- Le dépôt d'une séquence sédimentaire synchrone d'un magmatisme bi-modal, felsique et mafique daté à 295 Ma. L'ensemble de la séquence se dépose entre 307 (âge du zircon détritique le plus jeune) et 281 Ma (âge d'un filon granitique recoupant la séquence).
- Le dépôt de cette séquence se produit dans un contexte de type marge passive. Les sédiments proviennent essentiellement de l'érosion de roches sources reliées aux orogénèses Hercynienne et Pan-Africaine. Des zircons détritiques âgés d'environ 1 Ga sont également détectés.
- Les roches mafiques échantillonnées sont caractérisées par des signatures géochimiques indiquant une origine à partir de la fusion d'un manteau source contaminé par des fluides crustaux, probablement issus de la déshydratation de sédiments lors de processus de subduction.
- La phase Alpine est bien marquée dans l'ensemble des échantillons. Elle est caractérisée par une modification de la composition chimique et le développement de deux événements datés à c. 21 Ma et c. 18 Ma. Les taux de refroidissement (et d'exhumation) très rapides sont caractéristiques d'une tectonique en extension.

# Chapitre 6 - Découverte d' unités d' Ultra-Haute Pression (UHP) dans l' Edough : pétrologie et contraintes temporelles.

---

6.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	167
6.2	Principaux résultats : Un pic de métamorphisme UHP proche de 32 Ma associé à un réchauffement à 20 Ma.....	168
6.2.1	Pétrologie, composition et identification des diamants.....	168
6.2.2	L'apport des éléments traces ; métamorphisme, origine et température .....	169
6.2.3	Discussion: un encadrement de l'UHP dans la zone Ouest Méditerranéenne ...	172
6.3	Publication : Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences.....	174
6.4	Publication : Dating UHP metamorphism in the Western Mediterranean : U-Pb geochronology of rutile and zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst from the Edough Massif (NE Algeria).....	188
6.5	Conclusion et limites de l'étude .....	201

---



## 6.1 Problématique et objectifs principaux de l'étude

Les roches d'Ultra Haute Pression (UHP) sont présentes dans différents orogènes et témoignent de conditions de pression égales ou supérieures à 3.0-3.5GPa (Liou et al., 2009; Dobrzhinetskaya, 2012; Gilotti, 2013; Schertl and O'Brien, 2013). Elles se retrouvent dans plus de 20 localités différentes. L'étude de ces échantillons, témoins de conditions UHP, peut apporter des informations capitales quant aux mécanismes reliés à l'enfouissement puis à l'exhumation de telles unités.

Dans la chaîne Peri-Méditerranéenne, la présence de roches UHP a notamment été identifiée dans les granulites associées à des péridotites à grenat dans la zone de Ceuta dans le Rif (Ruiz Cruz et al., 2011 ; 2012). Ces granulites présentent du diamant et également de la coésite. L'assemblage principal de l'échantillon donne des pressions de 1.2 à 1.4 GPa pour des températures de 750°C à 900 °C montrant ainsi un effacement des conditions UHP pour les minéraux (Ruiz-Cruz & De Galdenao 2012).

Dans le chapitre précédent nous avons pu démontrer que l'unité métamorphique de haut grade était un endroit d'intérêt particulier : zone de bouleversement au Miocène, elle enregistre une phase magmatique et métamorphique permo-carbonifère, et montre deux événements métamorphiques Miocène. Etant une zone remaniée elle contient des lithologies variées ainsi que des lentilles de roche d'origines variées. Nous avons ainsi étudié un échantillon de mégacristal de grenat (de 10 cm de diamètre). Ce dernier, situé au contact des amphibolites massives de Kef Lakhel contient des diamants. Ceux-ci sont pris dans une matrice de saprolite ce qui ne permet pas de calculer les conditions de pression à l'équilibre. Ces minéraux ont été identifiés par leur forme cubique.

Le but de cette étude est de caractériser le grenat porteur de diamants et enfin d'obtenir des contraintes temporelles sur l'événement UHP dans l'unité métamorphique de haut-grade, pour replacer ces résultats dans le contexte Méditerranéen, et aboutir à un modèle géodynamique contraint. Pour ce faire, nous avons procédé de la manière suivante : une caractérisation par observation microscopique, de la microscopie Raman, des profils en éléments majeurs et traces et des datations U-Pb sur zircon et rutile (voir Annexe A pour méthode).

Ce chapitre fait l'objet de deux publications scientifiques, une première, présentée en section 6.3 publiée à *Tectonophysics* en 2014 et qui s'intitule « Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences », et une seconde présentée en section 6.4 qui est soumise pour publication à la revue *Geology* et qui porte le titre suivant: « Dating UHP metamorphism in the Western Mediterranean : U-Pb geochronology of rutile and zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst from the Edough Massif (NE Algeria) ».

Ces travaux, dans lesquels je suis impliquée activement, sont plus en périphérie de ma thèse que les autres chapitres présentés. Mais les interrogations et les conclusions qui en découlent constituent un point capital pour pouvoir replacer les résultats obtenus dans le



contexte géodynamique Méditerranéen. C'est donc pour cela que j'ai choisis de les présenter dans un chapitre distinct.

Dans une première partie, je résumerai l'ensemble des résultats et conclusions majeures. La seconde partie est constituée de l'article publié à *Tectonophysics* qui présente les analyses pétrologiques et géochimiques du grenat et des rutiles. Dans une dernière partie, comme dans l'ensemble de ces chapitres de thèse je présenterai pour conclure les limitations de cette étude ainsi que les faits à retenir.

## 6.2 Principaux résultats : Un pic de métamorphisme UHP proche de 32 Ma associé à un réchauffement à 20 Ma

### 6.2.1 Pétrologie, composition et identification des diamants

Le grenat ED128 a été prélevé au Sud de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal/La voile Noire. Ces mégacristsaux de grenats sont repris dans une matrice à saprolithe qui affleure sous forme de lentille. À proximité on retrouve une partie des lithologies décrites dans le Chapitre 3 paragraphe 2.2.1., i.e. des lentilles de roches ultramafiques à orthopyroxène et serpentine, des gneiss, des métapélites, des amphibolites... Ce mégacristal de grenat de 10 cm de diamètre présente une structure interne avec des zones riches en inclusions et des zones pauvres en inclusions (Figure 6-1a). Les zones riches en inclusions contiennent du rutile prismatique, du zircon, de l'apatite, de l'ilménite, du plagioclase (An 25-27%, Or 0.50%), des pyroxènes aciculaires pauvres en jadéite, du staurotide et du rare disthène. On retrouve des microdiamants dans les bandes riches en rutile.

On observe deux types de rutiles : des rutiles prismatiques, qui mesurent jusqu'à 300  $\mu\text{m}$ , formés durant la croissance des grenats et contenant des exsolutions d'ilménite (Figure 6-1b). Ce type de rutile est plus concentré dans des bandes à inclusion parcourant le grenat. On retrouve aussi du rutile aciculaire de plus petite taille qui forme un réseau orienté d'aiguilles de rutile, développé dans la majorité du cristal. Ce type de rutile correspond à des exsolutions. Ces dernières peuvent être considérées comme des précurseurs majoritaires (Mposkos et Kostopoulos, 2001) ceci dit, certaines études avancent que seules les exsolutions d'orthopyroxènes peuvent être considérées comme telles.

Le grenat présente un zonage graduel en éléments majeurs du cœur vers la bordure avec une augmentation de la teneur en pyrope (de 31.3 à 34.8 mol%), une diminution de la teneur en almandin (de 55.7 à 52.8 mol%) et en spessartine (de 2.7 à 1.4 mol %) associé à une faible diminution de la teneur en grossulaire (de 10.7 à 9.8 mol%). Nous attribuons ces variations à la croissance prograde du cristal de grenat similairement à Cheng et al. (2008). La forte teneur en phosphore mesurée dans le cœur du grenat ( $\text{P}_2\text{O}_5$  de 0.073 à 0.128 wt%) suggère que la plupart du cristal se serait développé à une pression supérieure à 2.5 GPa (voir Konzett et al. (2012) ; Brunet al. (2006)).

Les rutiles contiennent peu de fer (<3 wt%). Une quantité plus importante de Fer sera incorporée à pressions croissantes, ainsi à 5 GPa les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  restent inférieures ou

égales à 3.5 wt% (Bromiley et al., 2004) suggérant donc que les rutiles analysés n'ont pas cristallisé à des pressions supérieures à 5 GPa.

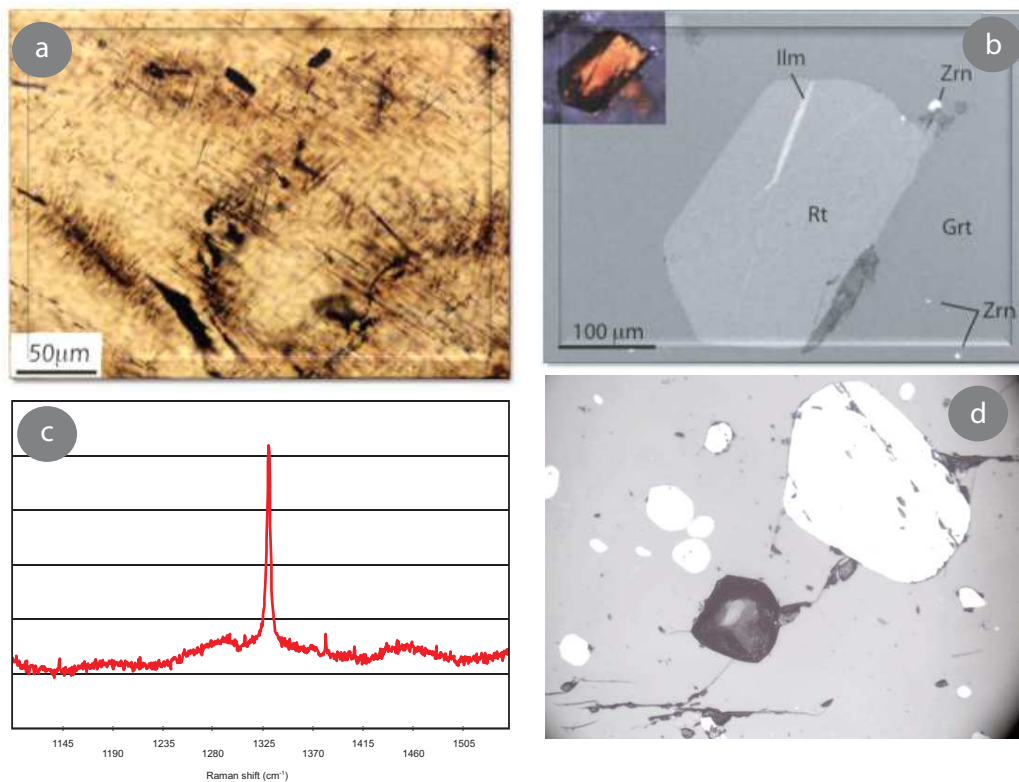


Figure 6-1 : Microphotographies sélectionnées du mégacristal de grenat ainsi que ses inclusions. a) Plan large du mégacristal de grenat où l'on peut clairement voir les nombreuses inclusions de rutile sous la forme de grains brun-rouge. b) Image SEM d'un grain de rutile euhédral prismatique. La lamelle plus claire est une exsolution de rutile. c) Spectre raman de l'inclusion de diamant montrant un pic marqué à  $1332\text{ cm}^{-1}$ . d) Photographie d'un rutile et d'un diamant en lumière réfléchie.

Les analyses de spectrométrie Raman permettent de confirmer la présence du diamant avec un pic caractéristique à  $1332\text{ cm}^{-1}$  typique de ce minéral (Kennedy et De Laeter, 1994 ; Menneken et al., 2007, Figure 6-1c). Les diamants ont des tailles comprises entre  $5\text{ }\mu\text{m}$  et  $50\text{ }\mu\text{m}$  et sont uniquement observés dans les zones riches en rutile prismatique (Figure 6-1d).

## 6.2.2 L'apport des éléments traces ; métamorphisme, origine et température

### 6.2.2.1 Métamorphisme

Les profils en Terre Rares obtenus sur les grenats présentent un appauvrissement important en Terres Rares Légères et un fort enrichissement en Terre Rares Lourdes. Ils ne montrent pas d'anomalie en Europium suggérant que leur croissance ne s'est pas faite en équilibre avec le feldspath ou dans le champ de stabilité du feldspath (Figure 6-2a). L'appauvrissement en Terres Rares observé du cœur vers la bordure témoigne d'une

croissance prograde avec les variations du rapport  $Yb_N/Gd_N$  s'étalant de 4.1 à 0.5 respectivement.

Les zircons, de taille comprise entre 5 et 30  $\mu m$  présentent des profils en Terres Rares non appauvris en terres rares lourdes indiquant qu'ils n'ont pas cristallisé à l'équilibre avec les grenats (Figure 6-2b).

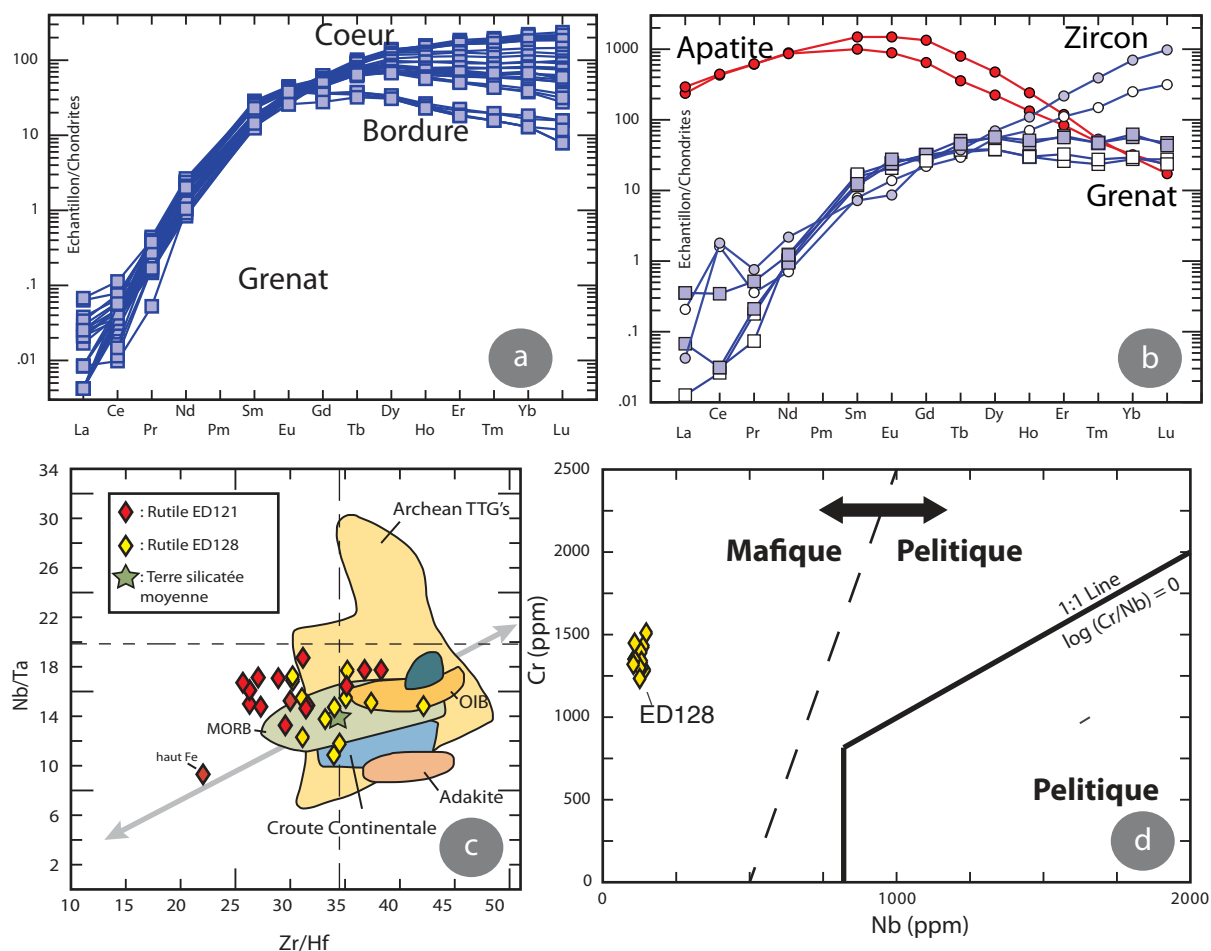


Figure 6-2 : Profil de Terres Rares du grenat mettant en évidence une bordure appauvrie en Terres Rares par rapport au cœur. b) Spectres des Terres Rares pour le grenat, le zircon et l'apatite mettant en évidence un déséquilibre entre le zircon et le grenat. Les valeurs de normalisations des spectres de Terres Rares sont celles de Sun et McDonough (1989). c) Nb/Ta vs Zr/Hf de Münker et al. (2003) adapté de Meyer et al. (2011) pour les rutilites prismatiques du mégacristal de grenat ED128. Les lignes en pointillés correspondent aux valeurs chondritiques ( $Zr/Hf = 34.3$  et  $Nb/Ta = 17.5$  d'après McDonough et Sun (1995)). L'étoile correspond à la Terre Silicatée Globale (Bulk Silicate Earth, BSE). La flèche correspond à la tendance de différenciation des silicates. d) Diagramme discriminant pour les rutilites d'après Meinhold et al. (2008).

### 6.2.2.2 Origine du protolithe : MORB

L'analyse des éléments traces dans les rutilites prismatiques permet de mettre en évidence que ceux-ci proviennent d'un protolithe mafique (Figure 6-2d) d'après le diagramme discriminant de Münker et al. (2003). Par ailleurs, dans un diagramme Nb/Ta vs Zr/Hf, les rutilites se

placent en majorité dans le champ des MORB (Figure 6-2c) avec des valeurs moyennes de  $14.7 \pm 2.1$  et  $34.0 \pm 3.4$  respectivement ( $\pm 1\sigma$  pour 12 analyses). Les valeurs variables en Nb/Ta peuvent s'expliquer par des perturbations induites par le métamorphisme prograde avec une rééquilibration non achevée ou bien des perturbations post cristallisation (e.g. Meyer et al., 2011).

### 6.2.2.3 Conditions et âge du métamorphisme

La température obtenue à l'aide de la thermométrie du Zr dans les rutiles fourni une valeur moyenne de  $750^\circ\text{C}$  (avec  $724^\circ\text{C}$  minimum et  $778^\circ\text{C}$  maximum) en utilisant la calibration de Tomkins et al. (2007) pour une pression de 3 GPa. Cette calibration a été utilisée du fait qu'elle est la seule à prendre en compte la pression.

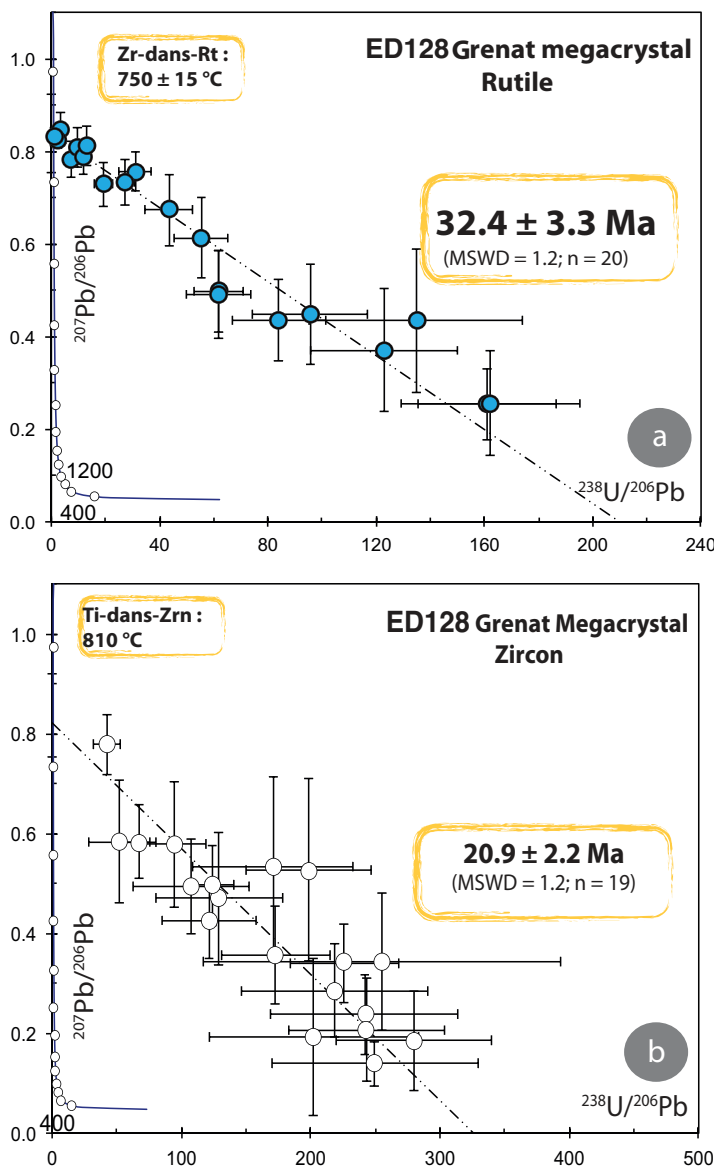


Figure 6-3 : Diagramme Tera-Wasserburg pour les analyses ICP-MS par ablation laser pour : a) les rutiles inclus dans le mégacristal de grenat ED128, b) les zircons inclus dans le mégacristal de grenat ED128.

La température obtenue grâce à la thermométrie du Ti dans le zircon donne une valeur moyenne de  $810^\circ\text{C}$ . Selon la synthèse de Fu et al. (2008) les corrections de pression sont significatives pour ce thermomètre et des pressions supérieures à 10 kbar conduisent à une sous-estimation de la température. Une correction de l'ordre de  $5^\circ\text{C}/\text{kbar}$  combinée avec les conditions P-T du charriage du complexe de Kef Lakhal (10-12 kbar, Caby et al., 2001) fournit une erreur maximale de  $60^\circ\text{C}$ , et donc une température toujours en accord avec celles observées dans l'unité métamorphique de haut grade à 20 Ma.

En combinant la courbe d'équilibre graphite-diamant aux températures obtenues (750 °C) permet de définir des conditions de pression de 3.6 GPa (Day, 2012). Cependant, ces conditions PT ne peuvent être considérées comme étant représentatives du pic de métamorphisme. Il est en effet établi par de récentes études que le rutile ne cristallise pas nécessairement aux conditions du pic métamorphique. Il peut aussi cristalliser durant le stade prograde du métamorphisme (Zheng et al., 2011). Ainsi les conditions PT seront considérées comme un minimum. Par exemple dans le Rif et les Bétiques, le pic est estimé à 6-7 GPa (Ruiz-Cruz & De Galdena 2013). Les âges obtenus sur les minéraux accessoires dans le mégacristal de grenat sont d'importance capitale pour la géodynamique Méditerranéenne. Les 20 rutiles analysés permettent de définir un âge de  $32.4 \pm 3.3$  Ma. Les 19 zircons fournissent un âge significativement plus jeune de  $20.9 \pm 2.2$  Ma (détails présentés dans *Bruguié et al., submitted* inséré en section suivante).

### 6.2.3 Discussion: un encadrement de l'UHP dans la zone Ouest Méditerranéenne

Avant de pouvoir replacer cet âge dans un contexte plus global il est nécessaire de répondre à la question suivante : Peut-on considérer les âges obtenus par méthode U-Pb sur rutile comme proche du pic du métamorphisme ?

Tout d'abord comme nous avons vu en section 1.2 et 1.3 du Chapitre 5, le charriage de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal est daté à *c.* 20 Ma pour une température d'équilibre des amphibolites massives de 750-800°C et de 600°C dans l'unité métamorphique de haut grade (Ahmed Saïd et Leake, 1992 ; 1997 ; Caby et al., 2001 ; Fernandez et al., 2015). Ces conditions sont proches de celles atteintes pour les zircons analysés dans le grenat ED128. Etant donné que ce dernier échantillon est au contact du complexe de Kef Lakhal, ces conditions de températures reflètent l'exhumation des unités UHP quasiment synchrones du charriage. De plus, les rutiles datés à 32 Ma croissent pendant le stade prograde du métamorphisme, ou au pic de métamorphisme (Meinhold, 2010). La température obtenue au niveau des rutiles est de 750°C et le grenat montre une croissance prograde. Par ailleurs, le grenat est considéré comme un précurseur possible du zircon en domaine métamorphique (Fraser et al., 1997). L'âge de 20 Ma est donc interprété comme le témoin d'un réchauffement des unités associé à une exhumation rapide et synchrone du charriage de Kef Lakhal.

L'âge à 32 Ma est caractéristique d'un minéral prograde (voir synthèse de Meinhold (2010)) en accord avec les pressions estimées. Ainsi l'âge de 32 Ma obtenu sur les rutiles ajouté à un âge de 20 Ma pour les zircons permet de délimiter l'âge du métamorphisme UHP dans la zone Ouest Méditerranéenne.

Le fait que des températures inférieures soient préservées lors du réchauffement à 20 Ma indique que les compositions des rutiles ont été, du moins pour le titane, préservées. Mais qu'en est-il du chronomètre U-Pb ?

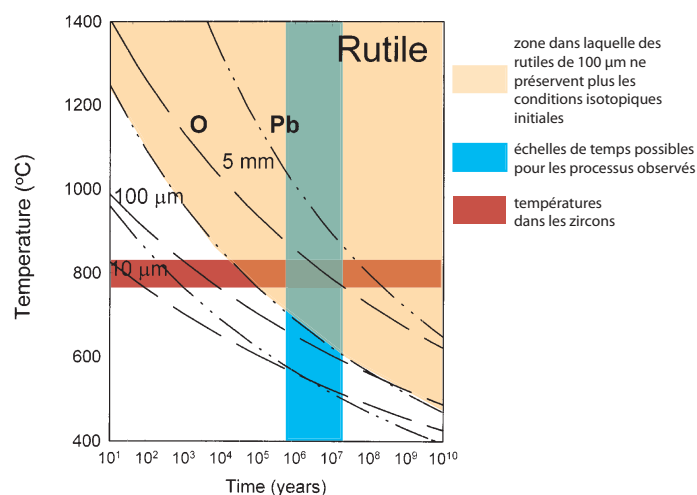


Figure 6-4 : Figure modifiée d'après Cherniak (2000) illustrant la préservation de la composition isotopique du Pb et de l'oxygène dans les grains de rutiles pour différentes conditions de Pression et Température. Les calculs sont faits à partir d'un modèle de grains cylindrique de rayon variable.

Comme on le voit sur la figure (Figure 6-4) où sont représentées les conditions P-T pour lesquelles les compositions isotopiques du Pb sont préservées pour des rutiles synthétiques, les rutiles prismatiques se placent grossièrement dans les conditions PT qui modifieraient la composition isotopique du Pb (voir Cherniak, 2000 ; Meinhold, 2010). Or des études récentes sur des échantillons naturels ont montré que le rutile est bien plus rétentif (Vry et Baker, 2006). Le modèle de diffusion (cylindre) n'est d'ailleurs pas correct pour des rutiles prismatiques que l'on pourrait approximer à une sphère. Cependant une perturbation des âges par diffusion ne peut être écartée au vu des conditions P-T ainsi que la taille de nos grains (Meinhold, 2010).

Les conséquences géodynamiques des âges obtenus seront intégrées dans le chapitre de la discussion dans le but d'établir un modèle géodynamique de la zone. La section suivante est constitué, d'une part de l'article publié à *Tectonophysics* qui détaille la zone d'étude et la géochimie du megacristal de grenat ED128 ainsi celle des inclusions de rutile et, d'autre part la géochronologie des zircons et rutiles inclus dans le mégacristal de grenat (Bruguier et al., submitted).

### 6.3 Publication : Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences.

Renaud Cabyl<sup>1</sup>, Olivier Bruguier<sup>1</sup>, Laure Fernandez<sup>1</sup>, Dalila Hammor<sup>2</sup>, Delphine Bosch<sup>1</sup>, Mehdi Mechat<sup>2</sup>, Rabah Laouar<sup>2</sup>, Aziouz Ouabadi<sup>3</sup>, Nachida Abdallah<sup>3</sup>, Chantal Douchet<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, UMR - CNRS 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

<sup>2</sup> Laboratoire de Recherche Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji Mokhtar, BP 12, Annaba 23000, Algeria

<sup>3</sup> USTHB, Bab Ezzouar, Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie (LGGIP/FSTGAT), Algiers, Algeria

NB : Ma contribution dans cet article, publié en octobre 2014, a été la suivante:

- j'ai réalisé les données microsonde présentées dans ce chapitre, la réduction des données et l'élaboration des diagrammes correspondants;

- j'ai participé aux discussions et interprétations proposées dans cet article.

Le pdf de l'article est inséré dans les pages suivantes



## Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences



Renaud Caby<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a,\*</sup>, Laure Fernandez<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Delphine Bosch<sup>a</sup>, Mehdi Mechati<sup>b</sup>, Rabah Laouar<sup>b</sup>, Aziouz Ouabadi<sup>c</sup>, Nachida Abdallah<sup>c</sup>, Chantal Douchet<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Géosciences Montpellier, Université de Montpellier II, CNRS-UMR 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

<sup>b</sup> Laboratoire de Recherche Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji Mokhtar, BP.12, Annaba 23000, Algeria

<sup>c</sup> Université des Sciences et Techniques Houari Boumediene, Bab Ezzouar, Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie, (LGGIP/FSTGAT/USTHB), Alger, Algeria

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 4 August 2014

Received in revised form 15 October 2014

Accepted 22 October 2014

Available online 30 October 2014

#### Keywords:

Metamorphic diamond

Ultrahigh pressure

Edough Massif

Algerian basin

Western Mediterranean

### ABSTRACT

We report for the first time the discovery of diamond inclusions (5–30 μm in size), identified by Raman spectroscopy and the characteristic sharp band at 1332 cm<sup>-1</sup> for crystalline diamond, in a garnet megacryst (≥5 cm) from the Edough Massif (NE Algeria). The garnet is adjacent to actinolite and ultramafic boudins and slices of marbles that are inserted within a major mylonite–ultramylonite band. This tectonic contact sharply delineates the Kef Lakhel oceanic unit from the granite–gneiss core below. The host garnet is almandine-dominant and is rich in exsolution of acicular rutile needles. Major and trace elements show a gradual but significant zonation from core to rim, and a sharp increase in grossular component in the rim. Trace element analyses of prismatic rutile inclusions up to 300 μm in size indicate that the host metamorphic rock was a mafic protolith of MORB affinity. The Zr-in-rutile thermometry indicates a temperature range of 724–778 °C that we relate to rutile growth, either during prograde metamorphism or under peak UHP metamorphic conditions of ≥3.6 GPa that were reached during subduction of the UHP-rock precursors. We suggest that the mafic protolith originates from the subducted retreating Calabrian branch of the Tethyan slab, that broke or tore, and which fragments were dragged upward and thrust onto the North African margin along with the Kef Lakhel unit, shortly followed by formation of the Edough dome and opening of the Algerian basin.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic terrains are known from several orogenic belts and diamond-bearing metamorphic rocks, indicating pressure conditions ≥3.0–3.5 GPa, and have been discovered in more than 20 localities worldwide. These occurrences are known in the Early Paleozoic, Variscan, Mesozoic and Alpine orogens (Dobrzhinetskaya, 2012; Gilotti, 2013; Liou et al., 2009; Shertl and O'Brien, 2013). The geodynamic settings that allow the rocks to undergo UHP metamorphic conditions require subduction of material, either continental or oceanic, at mantle depth. The recognition and the study of UHP material thus bring important information on the deep subduction of the oceanic lithosphere (and its sedimentary cover) and of the attached continental crust, on the recycling of continental materials through subduction, and on the exhumation mechanisms and return to the surface of these rocks. For example, it has been argued that diamond-bearing metamorphic rocks of continental origin represent crustal slices extruded from a subduction channel and tectonically inserted between lower pressure units. The

close association of garnet peridotites with UHP granulites, such as in the Rif and Betic Cordillera (Ruiz-Cruz et al., 2011 and references therein) suggests that the peridotites were interdigitated within subducted continental crust rather than being tectonically emplaced at shallow crustal levels. In addition, the recent discovery of microdiamonds and coesite in staurolite–andalusite schists from the Betic Cordillera, far from mantle peridotites, suggests that micrometer-sized diamond is the only preserved record of prograde UHP conditions having affected sediments in a subduction context (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013a). In that case, the critical UHP mineral assemblages were totally erased (except coesite and diamond) by later lower pressure recrystallization.

This paper reports for the first time in NE Algeria, the discovery of metamorphic diamonds included in a garnet megacryst. This discovery complements and broadens the spectrum of diamond-bearing rocks identified in the Western peri-Mediterranean area. We first review the geological framework of this massif, then describe the occurrence of the diamond inclusions and evaluate the possible geodynamic consequences of this finding for the different models describing the evolution of the Western Mediterranean and the Cenozoic opening of (oceanic) basins in a broadly compressive context dominated by the northward motion of Africa and the eastward retreat of the Calabrian branch of the Tethyan slab.

\* Corresponding author. Tel.: +33 4 67 14 39 30.  
E-mail address: [bruguier@gm.univ-montp2.fr](mailto:bruguier@gm.univ-montp2.fr) (O. Bruguier).



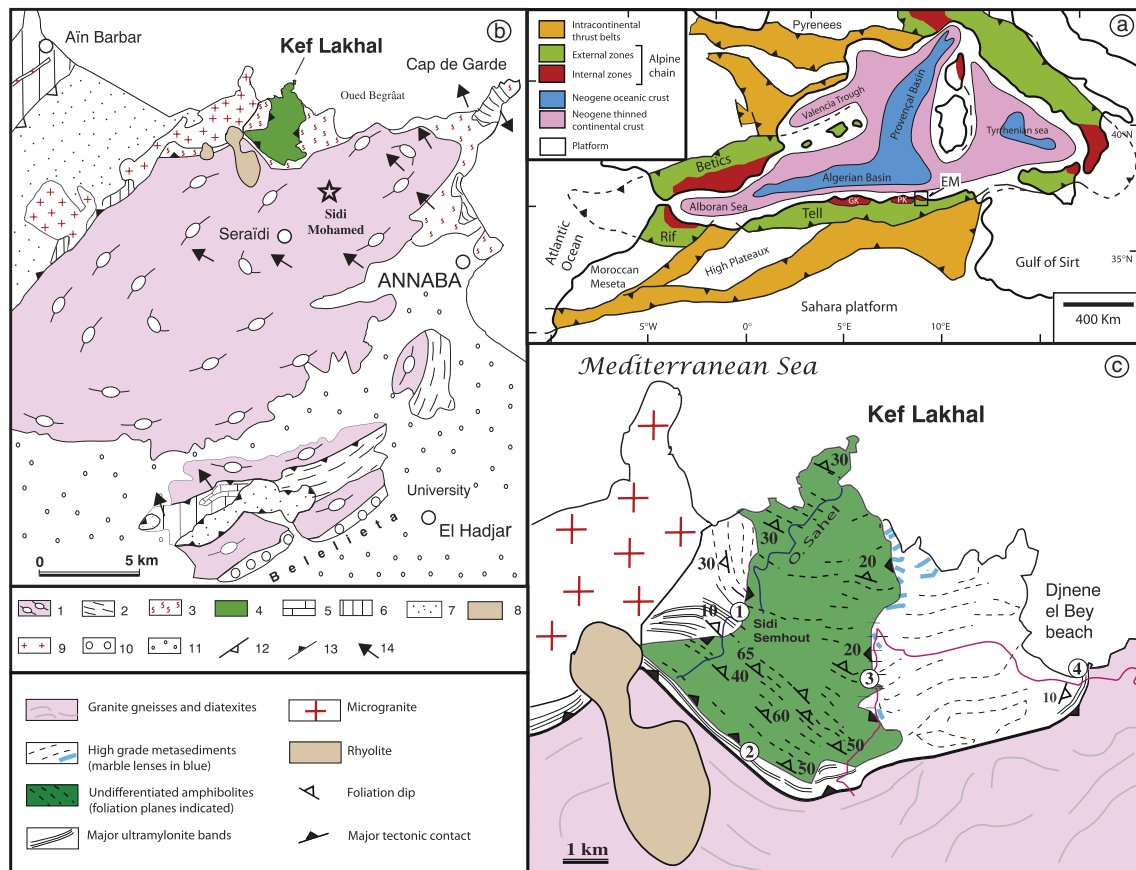
## 2. Geological framework of the Maghrebides in Algeria

The geology of the Maghrebides has been extensively studied since more than 50 years and has been synthesized in classical papers (e.g. Bouillin et al., 1986; Frizon de Lamotte et al., 2000; Michard, 2006 and references therein). The internal zones of the Maghrebides include the Kabylean crystalline Massifs (Lesser and Greater Kabylea; Fig. 1a) that were part of the Variscan belt of Western Europe and have been capped by the Mesozoic sedimentary cover. In Greater Kabylea, this basement comprises Paleozoic sediments, schists, gneisses, anatexites and late Variscan granites. The high-temperature metamorphism coeval with anatexis has been dated as Lower Permian (Hammor et al., 2006; Peucat et al., 1996). Tectono-metamorphic events also took place during the Mesozoic period according to  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of 128 Ma on white micas (Cheilletz et al., 1999). Formation of metamorphic cores, exhumation of the middle and lower crustal units and unroofing of the non-metamorphic upper units took place in the Miocene, during the major syn- to late-metamorphic extensional event (Monié et al., 1988). Miocene tectono-metamorphic overprint of deep greenschist to amphibolite facies conditions was sufficiently intense to be responsible for new mica generation (Monié et al., 1988), for the replacement of andalusite from the thermal aureoles of Variscan plutons by kyanite (Saadallah and Caby, 1996) and for the thorough reset of the Rb–Sr and Ar/Ar systems of Variscan micas (Hammor et al., 2006; Peucat et al., 1996). These

crystalline units were exhumed and eroded prior to the deposition of the unconformable molassic sediments (Kabylean Oligo-Miocene), and later emplaced over the Numidian nappe during the Burdigalian (21.5–16.3 Ma). The Lesser Kabylea massif is lithologically similar to Greater Kabylea but it is involved in a 2 to 5 km thick crystalline nappe emplaced southward above the Tellian units. The Tellian nappes represent the Mesozoic African passive margin, with discrete Jurassic basaltic volcanism, that either escaped Alpine metamorphism or was affected by very low- to low-greenschist facies metamorphism (Mahdjoub et al., 1997; Michard et al., 2006). This short review highlights the alternation of compressional and extensional stages recognized in the Maghrebides. The Edough Massif, that is dealt within this study, emerges below the Tellian nappes and has therefore been considered as part of the African crust since Vila (1970).

## 3. Tectonometamorphic characters of the Edough crystalline units

The Edough Massif displays a dome geometry and shares the classical tectonic features of metamorphic core complexes (Block and Royden, 1990; Brun and Van Den Driessche, 1994; Davis, 1987; Lister and Davis, 1989). A uniform W–NW sense of shear generated in an extensional regime has been recognized in all units (Brunel et al., 1988; Caby and Hammor, 1992; Caby et al., 2001). The massif exposes granite-gneisses and diatexites in its core (Fig. 1b) overlain by high-



**Fig. 1.** a) Tectonic framework of the Western Mediterranean basin showing the location of the Maghrebides (modified after Frizon de Lamotte et al., 2000); b) schematic geological sketch map of the Edough Massif (after Caby et al., 2001). 1—granite-gneisses; 2—micaschists; 3—high temperature metamorphic rocks; 4—undifferentiated mafic and ultramafic rocks; 5—Jurassic marbles; 6—cretaceous marls and flysch; 7—Numidian nappe; 8—rhyolite; 9—microgranite; 10—Pliocene sediments; 11—Quaternary cover; 12—thrust; 13—major normal fault; shear criteria; c) enlargement showing the Kef Lakhal area. Circles 1 to 4 refer to localities mentioned in the text.

grade metasedimentary units and, on top, the Kef Lakhal (La Voile Noire) metabasic complex.

### 3.1. Granite-gneisses and diatexites

The core of the massif mainly consists of sheeted granite-gneisses, metaaprites and diatexites. Sheets of tourmaline-bearing leucogranite and aluminous aprites intrude the Annaba metapelites of assumed Paleozoic age. A hectometer-sized elliptical body of ultramafic rock, the “Sidi Mohamed peridotite” (see Fig. 1b), is inserted in diatexites (Bossière et al., 1976; Hadj-Zobir and Oberhansli, 2013). The peridotites represent parts of the sub-continental lithospheric mantle (Bosch et al., 2014) that was incorporated in the crustal roots of the Edough Massif at c. 18 Ma, during the early stages of opening of the Algerian basin (Bruguier et al., 2009). The contact with the enclosing diatexite on its southeast side consists of a 5 m thick band of two-pyroxene-actinolite ± garnet phlogopite sharply cut by veins of garnet metagabbro. The primary mineral assemblage preserved in the thicker veins of the garnet metagabbro is eclogitic (omphacitic clinopyroxene (Jd25), garnet, quartz, zoisite and prismatic rutile), that according to Caby et al. (2001), represents conditions of  $T = 730\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P = 12\text{--}13\text{ kbar}$ .

### 3.2. High grade metamorphic unit

High-grade metamorphic rocks from the northwestern part of the massif are exposed between Djnene el Bey beach and Kef Lakhal (Fig. 1c). These encompass anatectic metapelites, quartzites, calc-silicate gneisses and a marble unit. Complex metamorphic assemblages from metapelites and calc-silicate rocks are garnet-rich. Most metapelites show evidence for a diversely overprinted early high-pressure metamorphic event. Aluminous metapelites contain primary phengitic mica (always with  $\text{Si} \leq 3.2\text{ pfu.}$ ), kyanite, garnet and rutile, and lack primary biotite. Near isothermal decompression is best portrayed in most metapelites by andalusite + fibrolite replacing kyanite assemblages, by exsolution of biotite from white mica and by biotite replacing garnet (Caby et al., 2001). In contrast, some garnet-kyanite-rich peraluminous Fe–Mg metapelites of restitic character suffered weak retrogression. Garnet cores (alm65 pyr09 grs25 spe1) from such rocks, crowded by acicular zoisite and rutile inclusions, indicate fossilized medium temperature, high-pressure conditions in contrast with the rims (alm45 pyr37 grs17 sp1) related to growth at peak temperature. Pyrope-rich garnets (pyr47 alm44 grs09 spe1) characterize some diatexites in the same area. Metamorphic conditions of  $T = 700\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P = 12\text{--}14\text{ kbar}$  have been calculated by Caby et al. (2001) for the early metamorphic conditions.

### 3.3. Kef Lakhal (La Voile Noire) amphibolite complex

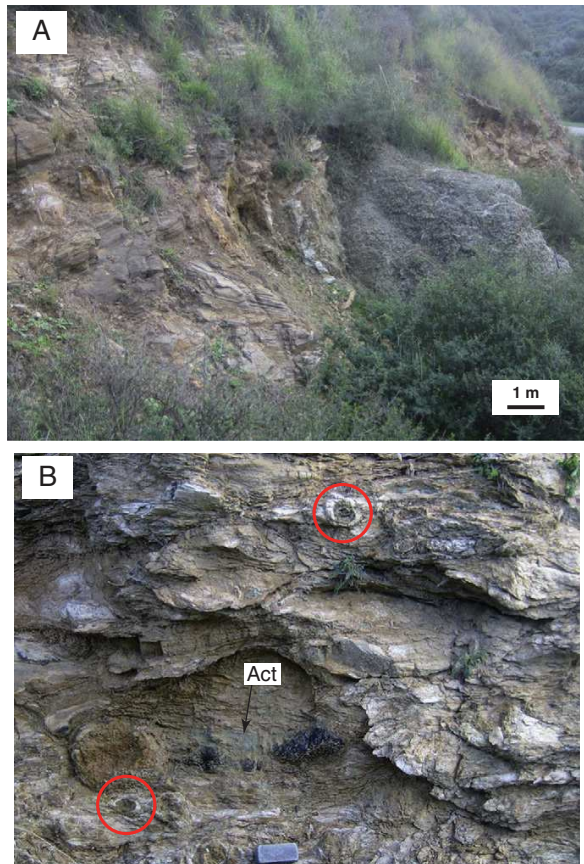
The Kef Lakhal complex, about 1000 m thick, consists of layered amphibolites, in which most amphiboles are paragonitic hornblendes of metamorphic origin (Ahmed-Said and Leake, 1992, 1997). Igneous layering, represented by variable abundances of plagioclase and ferro-magnesian minerals, suggests that the protoliths were layered metagabbros. Major trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes argue for a Depleted Mantle origin and a back-arc setting, implying that the complex was obducted onto the North African margin (Bosch et al., 2014). Garnet-bearing amphibolites are more abundant toward the base of the complex that also includes boudins of garnet–plagioclase pyroxenites with occasional coronitic microstructures, but no evidence of retrogressed eclogites. The replacement of metamorphic amphiboles by clinopyroxene is frequently observed in thin sections and dehydration melting of amphibolites under high-pressure conditions is evidenced by the early generation of plagioclase–clinopyroxene– and garnet–clinopyroxene–quartz–rutile leucosomes. Pressure–temperature estimates calculated by Caby et al. (2001) for the early HP stage

are  $T = 770\text{--}835\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $P = 10\text{--}13\text{ kbar}$ . A second generation of garnet-free, amphibole–plagioclase–titanite ± quartz leucosomes indicates up to 20 vol.% of partial melting at lower pressure. Upward in the section, strongly banded and finer grained amphibolites display occasionally isoclinal folding at cm–dm–scale. Most of these rocks represent syn-metamorphic mylonites. Diffuse epidote–quartz pods and bands, occasionally up to 20 vol.% in thin section, emphasize the selective replacement of calcic plagioclase by epidote. Others bands oblique to the foliation may represent deformed hydrothermal veins. The top of the complex comprises fine-grained mylonitic epidote–amphibolites probably derived from dolerite. Other epidote- and carbonate-enriched layers are possibly derived from epicalcites or metatuffs.

### 3.4. Kinematics and major mylonite–ultramylonite bands

Shear-sense indicators observed in the mylonites and in the country rocks of the Edough Massif indicate top-to-the NW displacements (Brunel et al., 1988; Caby and Hammor, 1992; Gleizes et al., 1988). Such kinematics is opposite to the S–SE compressive kinematics of early Oligocene age observed in the Tellian units and in the basement units of Lesser Kabylia (Mahdjoub et al., 1997). Caby and Hammor (1992) suggested that the kinematics in the Edough Massif are of Miocene age and proposed that all tectonic contacts represent late-metamorphic extensional faults related to the dome development, as reported from other well studied metamorphic core complexes (e.g. Gautier and Brun, 1994; Lister and Davis, 1989).

The main mylonite zone that delineates the oceanic units of the Kef Lakhal complex and the granite-gneisses from the dome below shows only evidences for top-to-the NW-directed normal shear. Deformation gradients show that quartzo-feldspathic mylonites derived from the underlying coarse-grained gneisses, granitoids and metasedimentary units of the footwall. Ultramylonites of pelitic origin are depicted by spherical clasts of minute garnet set up in a very fine-grained ( $\leq 50\text{ }\mu\text{m}$ ) banded biotite-rich ± fibrolitic matrix. Such high-temperature ultramylonites are well exposed 500 m southeast of Sidi Semhout along Oued Sahel (Fig. 1c, locality 1), where they contain boudins, lenses and spherical pseudo-pebbles (cm to m size) of various types of amphibolites from the overlying Kef Lakhal complex. At locality 2 (Fig. 1c), along the Kef Lakhal ridge, the same mylonite band (c. 50 m thick) exposes lenses of marble, quartzite and boudins of ultramafic rocks among which coarse-grained dunite and actinolite pods occur. Garnet megacrysts (5 to 10 cm across, including the studied sample ED128) are apparently hosted by actinolite but can only be sampled from the saprolitic soil. The same band depicted by boudins of various types of carbonated ultramafics (including spinel peridotite and dunite) can be observed in the road cuts (locality 3) over some 200 m. At locality 4, along the shore, another mylonite/ultramylonite band about 15 m thick is exposed but it sharply delimits the high-grade metasediments of the footwall from granite-gneisses in the hanging wall. The boudins dispersed in this band comprise several types of coarse-grained calc-silicate gneiss inserted in various mylonitic metapelites among which garnet-, white mica- and kyanite-rich types can be differentiated. Meter-sized boudins of amphibolite, calc-silicate gneiss and one lens of massive diopside with centimetric wollastonite prisms are concentrated within a phlogopite-rich mylonitic horizon a few meters thick that was affected by a late gouge network. Numerous decimeter-sized boudins of carbonated ultramafite, including dunite and garnet megacrysts fringed by a plagioclase corona, are scattered within this mylonite band. This outcrop also exposes one spectacular nearly spherical boudin of coarse-grained peridotite c. 4 m across, cut by talc veins (Fig. 2A). The peridotite displays subhedral orthopyroxene (1–3 cm), clinopyroxene and almost fully serpentinized olivine grains, set up in a matrix (c. 20 vol.%) of talc, brucite and actinolite. Other decimeter scale mylonite/ultramylonite bands cutting at low angles of the foliation of anatectic metapelites have also been observed. The recognition of



**Fig. 2.** Photographs of outcrops described in the text. (A) Boudin of coarse-grained peridotite enclosed in the mylonite band of locality 4. (B) View of the weathered mylonitic rocks from locality 4. Blackish and brown boudins are ultramafic rocks dispersed in a tectonic mélange of mylonitic metapelites and actinolite lenses (in green). Garnet megacrysts displaying a plagioclase halo are encircled in red.

several mylonite/ultramylonite bands allows considering that major syn-to late-metamorphic tectonic contacts are present in the pile of the Edough Massif.

#### 4. Sample description

The diamond-bearing garnet megacryst ED128 was collected at locality 2 (see Fig. 1c) in the main mylonite band c. 50 m thick that separates the overlying Kef Lakhel complex from the granite-gneisses below. Several fragments of garnet megacrysts, up to 5 cm across, have been collected from the poorly exposed contact zone that only displays coarse-grained actinolite and altered ultramafic boudins adjacent to marble slices. Although the exact nature of the protolith of the ED128 megacryst cannot be ascertained with confidence, Fig. 2B gives a possible equivalent for the context of ED128. The garnet megacryst ED128 displays zones with variable amounts of inclusions, from inclusion-free to inclusion-rich domains (Fig. 3A, B). Most of the garnet is rich in a dense network of rutile needles ( $\mu\text{m}$  size) displaying a crystallographic orientation throughout the megacryst (Fig. 3C, D), although few domains are apparently free of such rutile needles. In addition, the megacryst contains numerous, randomly oriented prismatic rutile inclusions, tens to hundred of  $\mu\text{m}$  in size (Fig. 3E, F, J). These rutiles

occur in bands while domains free of inclusions are also observed. The prismatic rutiles are interpreted as inclusions formed and included in garnet during its growth, while the small, acicular, oriented rutile needles are exsolutions from the garnet megacryst. The bands with variable abundance of  $\text{TiO}_2$  exsolutions are reminiscent of growth zoning. A dense oriented rutile exsolution network inside a sodic garnet has been taken as evidence for a majoritic garnet precursor (Mposkos and Kostopoulos, 2001), although this has been questioned by Chopin (2003), who indicates that only OPX exsolutions are symptomatic of a majoritic precursor. Microdiamonds, a few tens per  $\text{cm}^2$ , are only observed within the rutile-rich bands. This mineral ranges in size from 5 to 30  $\mu\text{m}$  and has been first identified on polished thick sections observed under transmitted and reflected light by its optical characters (cuboid and octahedrons, positive topography, see Fig. 3G, H, I, J) and then by Raman spectroscopy through their characteristic intense sharp band at  $1332\text{ cm}^{-1}$  (Fig. 3K). The other identified monomineral inclusions in the garnet are minute euhedral zircon ( $\leq 30\ \mu\text{m}$ ) often in contact or close to prismatic rutile (Fig. 3L, M), ilmenite either as individual grains or as lamellae in prismatic rutile, plagioclase An<sub>25-27</sub> Or<sub>0.50</sub>, acicular Jd-poor pyroxene ( $\text{Na}_2\text{O} \leq 1.58$ ), staurolite and kyanite. Multiphase inclusions were also detected and are constituted by isomorphic (Fig. 3M) or anhedral shaped inclusions. Minerals in the multiphase inclusions include apatite, kyanite and amphibole.

#### 5. Analytical technique

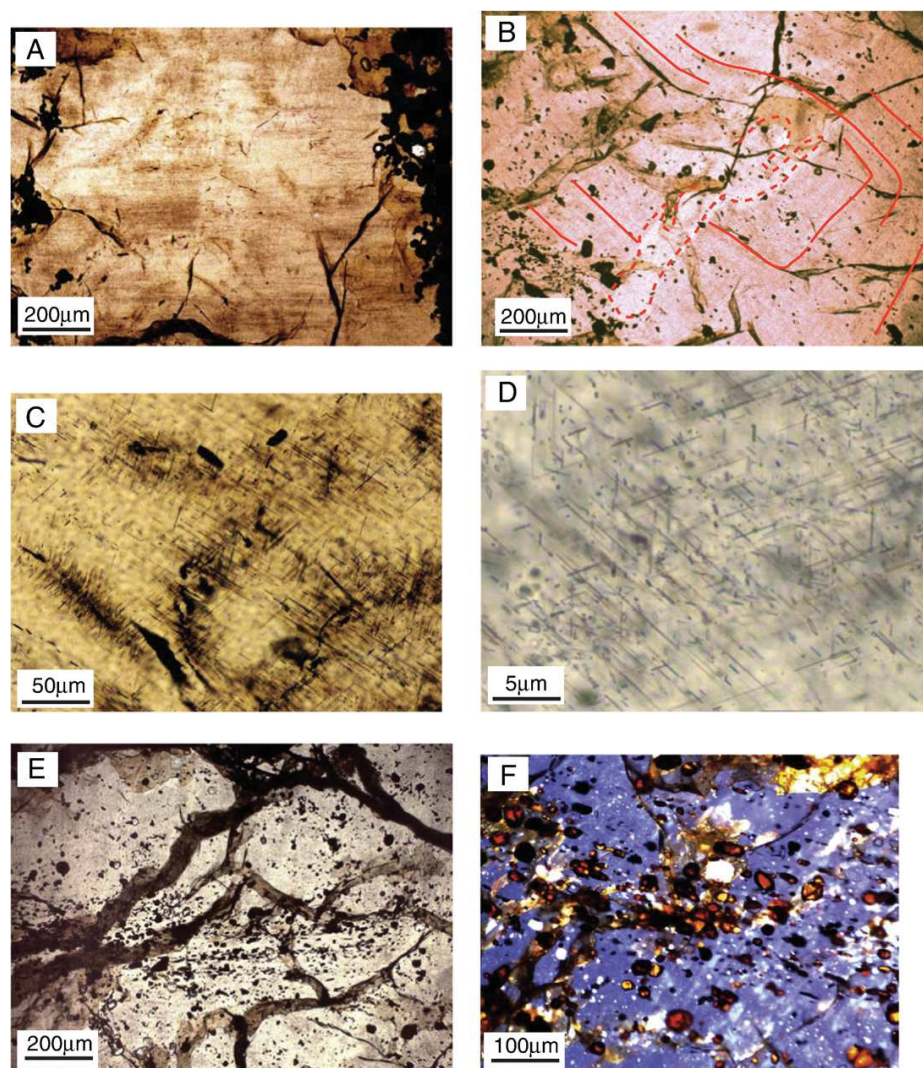
Raman spectroscopy was carried out at the University of Montpellier II using a Dilor RT30 spectrometer. Major element analyses of minerals were performed using a Cameca SX100 equipment at the University of Montpellier II, using an acceleration voltage of 15 kV, a beam current of 20 nA, and a beam diameter of 1  $\mu\text{m}$ . The SEM study was carried out using an Environmental Scanning Electron Microscope FEI at the University of Montpellier II, using an acceleration voltage of 15 kV. Trace element analyses of minerals were performed in situ by laser ablation ICP-MS on a Element XR single collector ICP-MS coupled to a 193 nm Compex 102 Excimer laser. Spot sizes of 51  $\mu\text{m}$  were used for garnet and rutile, along with an energy density of  $10\text{ J/cm}^2$  and a 6 Hz frequency. Each analysis included a background acquisition of 120 s, followed by 60 s data acquisition of the sample. Data were processed using the Glitter software (Gemoc). Element concentrations were calibrated against the NIST612 certified reference material, using the values of Pearce et al. (1997).  $\text{Si}^{29}$  and  $\text{Ti}^{49}$  were used as internal standards for garnet and rutile respectively, based on their  $\text{SiO}_2$  and  $\text{TiO}_2$  content as measured by electron microprobe.

#### 6. Results

The chemical data from the garnet megacryst ED128 and its prismatic rutile inclusions are reported in Table 1 (electron microprobe) and Table 2 (laser ablation).

##### 6.1. Garnet

The garnet megacryst ED128 has been analyzed for major elements at four locations across the crystal (see Fig. 4A for location). EPMA analyses reveal a variation between the inner and outer part of the megacryst (see Table 1). The garnet shows a gradual zoning with a notable increase in pyrope (from 31.3 to 34.8 mol%) and a decrease in almandine (from 55.7 to 52.8 mol%) and spessartine (from 2.7 to 1.4 mol%) toward the outer part. The grossular content shows a trend characterized by a slightly decreasing content toward the outer part (from 10.7 to 9.8 mol%) followed by an abrupt increase in the outermost part (10.9 mol%). These compositional trends are broadly similar to prograde growth-zoning patterns of garnets from different HP and



**Fig. 3.** Selected microphotographs of garnet megacryst ED128 and its inclusions. (A) Banding reflecting variable abundances of rutile exsolutions. The clear domains nearly free of inclusions contain up to 0.2 wt.% of  $\text{TiO}_2$ . (B) Detail showing the variable abundance of rutile needle exsolutions suggestive of growth zoning (enhanced in red); note the white inclusion-free domains (dotted). (C, D) Details showing domains with a dense network of rutile needles. Note the triangular pattern visible in (D). (E) Banding aspect of the prismatic rutile inclusions interpreted as a folded early foliation (plane light). (F) Enlarged part of (E) showing a domain with  $\geq 5$  vol.% of rutile inclusions, some of them displaying a platy fabric (plane light). (G) Detail of a string of inclusions (plane light). (H, I) Cuboids of diamond (plane light). (J) Rutile and diamond inclusions (reflected light). (K) Raman spectra of the diamond inclusion shown in J, showing the sharp band at  $1332 \text{ cm}^{-1}$ . (L) SEM and natural light images of a prismatic euhedral rutile grain. The bright lamellae is ilmenite exsolution. (M) Isomorphous polyphase inclusion containing kyanite, apatite and amphibole. Symbols after Kretz (1983).

UHP belts worldwide (Konrad-Schmolke et al., 2008a). The chemical composition of ED128 megacryst is consistent with a classical substitution where phosphorus enters the garnet structure by the coupled substitution  $\text{Na}^+ + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{Si}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$  (Thompson, 1975). This is supported by the negative correlation observed in the inner part of the megacryst between Na on one hand and Si or Ca on the other hand (Fig. 4B and C). Experimental data using ultramafic composition (Konzett et al., 2012) indicates that the phosphorus solubility in garnet is pressure dependent with  $\text{P}_2\text{O}_5$  content around 0.07% at 2.5 GPa (900 °C) and 0.26% at 4 GPa (1000 °C). The inner part of ED128 megacryst yields a phosphorus content in the range from 0.073 to 0.128% (see Table 1), suggesting that most of the megacryst grew at pressure above 2.5 GPa.

Trace element patterns measured at different locations yield chondrite-normalized REE patterns (Fig. 5) characterized by low LREE content and flat HREE. It is noteworthy that the REE patterns lack any Eu anomaly that would have indicated a growth episode coeval with, or in the stability domain of feldspar. This clearly indicates that feldspar inclusions observed in the crystal are not in equilibrium with garnet. The most striking feature is the variation in HREE as evidenced by the gradual lowering, from core to rim, of the  $\text{Yb}_N/\text{Gd}_N$  ratio, ranging from c. 4.1 to 0.5 respectively. Y, often used as a proxy for HREE mimics this behavior and displays a variation from 250 to 30 ppm. The gradual HREE depletion is attributed to growth zoning rather than diffusion as diffusion coefficient for the trivalent cations are smaller than those for the major divalent cations (Tirone et al., 2005). The influence of mineral

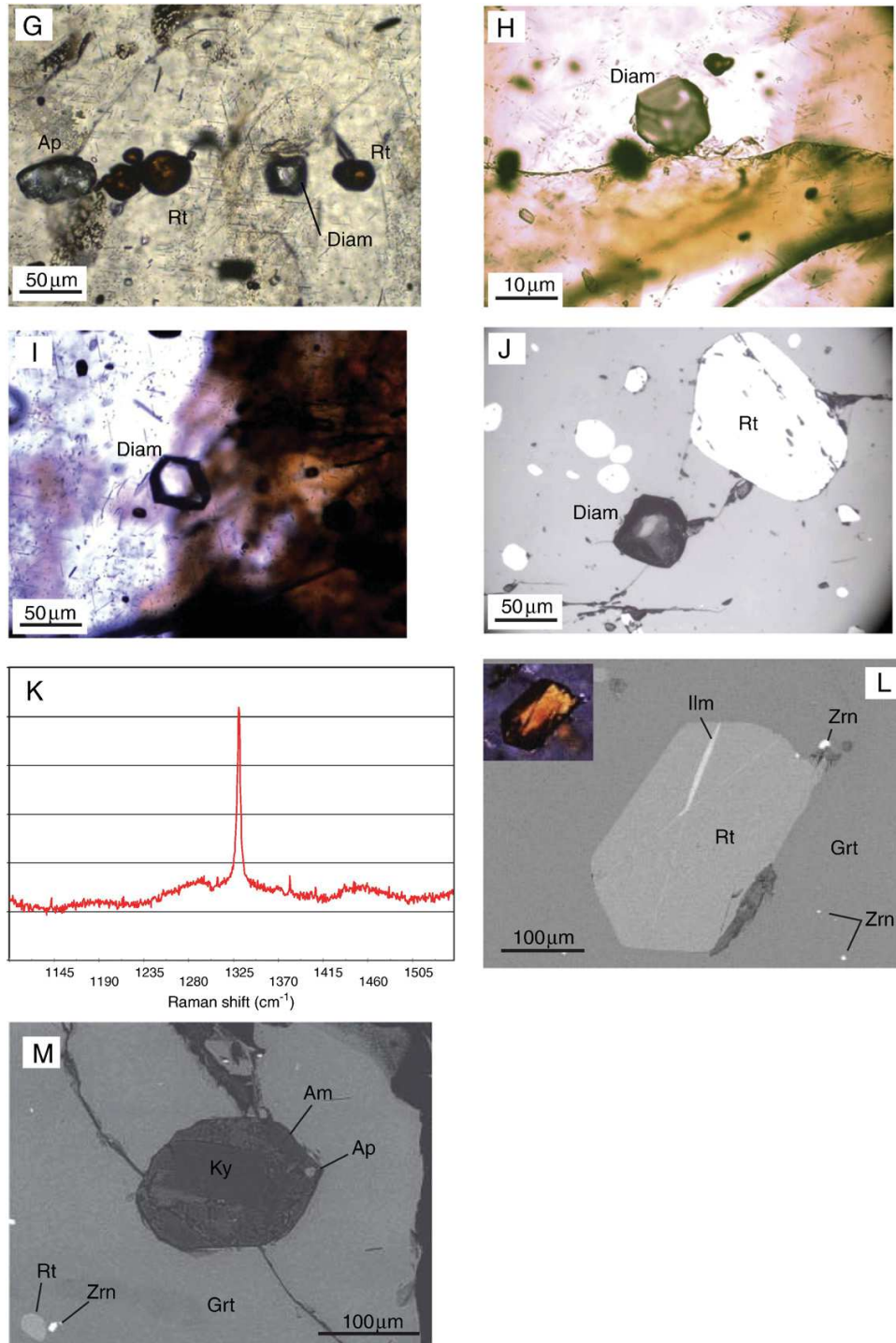


Fig. 3 (continued).

breakdown in the reacting rock volume and the liberation of trace elements is not consistent with the observed gradual variations as this would have resulted in abrupt changes in the REE patterns as observed

for garnet from UHP eclogite (e.g. Konrad-Schmolke et al., 2008b). The observed zoning is thus likely to reflect crystallization in a closed system, following a process similar to a Rayleigh fractionation mechanism.

**Table 1**

Major element (wt.% oxide) compositions of selected locations from garnet megacryst ED128 analyzed by electron microprobe. Analyses labeled #1 to #4 refer to locations in Fig. 4. Garnet is normalized on the basis of 12 oxygens and 8 cations. Alm = almandine, Grs = grossular, Pyr = pyrope, Sps = spessartine.

Dataset/point	#1	#2	#3	#4a	#4b
SiO <sub>2</sub>	38.815	38.764	38.327	38.342	38.714
TiO <sub>2</sub>	0.163	0.147	0.084	0.072	0.017
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.163	22.367	22.115	21.820	21.914
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.065	0.089	0.079	0.110	0.046
FeO	25.541	26.143	26.216	26.402	26.934
MnO	0.640	0.805	1.051	1.139	1.215
Mn ppm	4955	6237	8142	8822	9409
MgO	9.087	8.953	8.432	7.864	8.139
CaO	3.993	3.570	3.549	3.841	3.745
Na <sub>2</sub> O	0.031	0.044	0.043	0.026	0.033
K <sub>2</sub> O	–	0.004	0.005	0.006	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.032	0.128	0.091	0.076	0.073
Cl	–	0.005	0.007	0.001	0.008
Total	100.53	101.02	100.00	99.70	100.84
Si	2.962	2.953	2.957	2.976	2.970
Ti	0.009	0.008	0.005	0.004	0.001
Al	1.993	2.008	2.011	1.996	1.981
Cr	0.004	0.005	0.005	0.007	0.003
Fe <sup>3+</sup>	0.060	0.064	0.061	0.038	0.075
Fe <sup>2+</sup>	1.570	1.601	1.630	1.676	1.653
Mn	0.041	0.052	0.069	0.075	0.079
Mg	1.034	1.017	0.970	0.910	0.931
Ca	0.326	0.291	0.293	0.319	0.308
Na	0.005	0.007	0.006	0.004	0.005
K	–	0.000	0.000	0.001	–
Alm (mol%)	52.832	54.076	55.033	56.236	55.653
Prp (mol%)	34.790	34.331	32.742	30.533	31.331
Grs (mol%)	10.987	9.838	9.905	10.718	10.360
Sps (mol%)	1.391	1.754	2.319	2.512	2.656

## 6.2. Rutile

Rutile inclusions in garnet megacryst ED128 are translucent reddish, euhedral with sizes up to 300  $\mu\text{m}$  (Fig. 3L). In back-scattered electron mode, rutile often displays bright bands or domains that correspond to ilmenite exsolution. These bands or domains were avoided during analyses, and all rutile analyses display low (<3%) iron content (see Table 2). This is in agreement with Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> solubility in rutile (Bromiley et al., 2004) suggesting that increasing amounts of iron can be incorporated in rutile at increasing P, with Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents not higher than 3.5% at 5 GPa. Trace element analyses indicate very low level of REE (<100 ppt), comparable or below the detection limits. This is in agreement with experimentally determined partition coefficients (Klemme et al., 2005) indicating that REEs are incompatible in rutile. On the contrary, HFSE (Zr, Nb, Ta, Hf) have high content along with transition metal elements such as V, Cr and Fe. In the Cr vs Nb diagram (Fig. 6) of Meinhold et al. (2008) or modified after Triebold et al. (2012), rutile grains are tightly grouped and clearly plot in the field of mafic protolith. In the Zr/Hf against Nb/Ta diagram (Fig. 7), all analyzed rutiles display subchondritic Nb/Ta ratios, and subchondritic as well as suprachondritic Zr/Hf ratios. Mean Zr/Hf and Nb/Ta ratios are  $34.0 \pm 3.4$  and  $14.7 \pm 2.1$  (1SD; n = 12) respectively. These values are close to or within uncertainties of the mean Zr/Hf and Nb/Ta ratios of Global MORB (37.5 and 15.5 respectively after Aravelo and McDonough, 2010). In addition, most rutiles plot in, or close to, the MORB field. A MORB protolith for this sample is also in agreement with the coupled substitution  $\text{P}^{5+} + \text{Na}^+ \rightarrow \text{Si}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$  observed in the inner part of garnet ED128 (Fig. 4B and C). This substitution depends on the Na<sub>2</sub>O content of the protolith (Konzett et al., 2012) and is important in MORB type lithologies due to high Na content (2.01 wt.% in average for global MORB after Aravelo and McDonough, 2010). Scattering of some analyses outside of the MORB domain may suggest post-crystallization disturbances, or that a uniform HFS element concentration has not been achieved during prograde metamorphism and the rutile growth (e.g. Meyer et al., 2011).

Several calibrations have been developed for the Zr-in-rutile thermometry (Ferry and Watson, 2007; Tomkins et al., 2007; Watson et al., 2006 and Zack et al., 2004). Among these different calibrations, only the Tomkins' calibration takes P into account and is probably better suited for pressure dominated metamorphism, while other calibrations were empirically (Zack et al., 2004) or experimentally (Ferry and Watson, 2007; Watson et al., 2006) determined for P close to 10 kbars. An important caution to the use of the Zr-in-rutile thermometry is the occurrence of zircon and quartz in the rock during the growth of rutile. In the case of mafic lithologies (such as ED128), silica can be buffered by minerals other than quartz, but the lack of cogenetic zircon results in an underestimation of the metamorphic temperatures (Watson et al., 2006). The temperatures determined in this study are thus minimum values. Rutile from ED128 yields Zr contents ranging from 491 to 272 ppm. Taking into account the occurrence of diamond inclusions in the garnet megacryst ED128, we used the calibration of Tomkins et al. (2007) for the coesite field and a pressure of 3.0 GPa, to calculate a temperature range of 778 to 724 °C and a mean temperature of 750 °C. The calibration of Zack et al. (2004), returns a mean Zr-in-rutile temperature very close at 743 °C, whereas those of Watson et al. (2006) and Ferry and Watson (2007) yield significantly lower temperatures of 658 and 659 °C respectively. The calculated temperatures are within or slightly above the closure temperature for Zr diffusion in rutile (560–730 °C) as defined by Watson et al. (2006) using a grain size of 100  $\mu\text{m}$  and different cooling rates. Given that the investigated rutile grains have larger grain sizes (>100  $\mu\text{m}$  and up to 300  $\mu\text{m}$ ) and are shielded in the garnet, the calculated temperatures are attributed to those prevailing during rutile growth, not to a later cooling.

## 7. Discussion

### 7.1. Constraints on UHP metamorphic conditions

The occurrence of diamond inclusions, the index mineral of UHP metamorphism with coesite, in the studied garnet megacryst indicates that the protolith material, at some stage of its evolution, underwent UHP conditions and was buried down to at least 95–120 km depth corresponding to a minimal pressure of c. 2.9–3.0 GPa. However, it was not possible to analyze the bulk-rock, and mineral inclusions in the megacryst do not allow constraining further the metamorphic conditions by means of geothermobarometers. Zr-in-rutile thermometry using the calibration of Tomkins et al. (2007) for the coesite field and a pressure of 3.0 GPa gives a minimum temperature range of 724–778 °C. An independent constraint on temperature is related to the preservation of growth zoning in major and trace elements in the megacryst, suggesting that it did not undergo diffusion reequilibration at elevated temperatures. Spear (1991) indicates that major element zonation in garnet can be reset at temperatures higher than 650 °C. This is in agreement with experimental data on REE (Tirone et al., 2005), which indicates a closure temperature for Sm–Nd of 660 °C for cooling rates of about 2 °C/Ma and a grain size of 3 mm. Results from both studies contrast with the range of temperature given by the Zr-in-rutile thermometer (724–778 °C), that is in excess of the diffusivities for major and rare earth elements in garnet. The preservation of zoning in the megacryst thus implies that the studied garnet either did not reside at such high temperatures for a long time, or more likely that the large grain size of the megacryst (pluricentimetric) significantly lowered the diffusion coefficient for major and rare earth elements if the grain size is taken as the effective diffusion radius. Combining the mean Zr-in-rutile temperature of 750 °C with the new graphite-diamond equilibrium curve of Day (2012) results in a pressure estimate of 3.6 GPa for entering the diamond stability field. In the light of the present data it is thus tentatively proposed that P–T conditions as deduced from the occurrence of diamond and Zr-in-rutile thermometry are T of c. 750 °C and P of 3.6 GPa. At first sight, it is tempting to interpret these P–T conditions as reflecting the peak of UHP metamorphism.

**Table 2**

Trace element (ppm) compositions of the garnet megacryst ED128 and its rutile inclusions analyzed by laser ablation ICP-MS. Garnet analyses are reported from core (#Gt\_1) to rim (#Gt\_31) and follow the traverse through the megacryst shown in Fig. 4. Concentrations have been calculated using Si and Ti as internal standards for garnet and rutile respectively. W = Watson et al., 2006; FW = Ferry and Watson, 2007; Z = Zack et al., 2004; T = Tomkins et al., 2007.

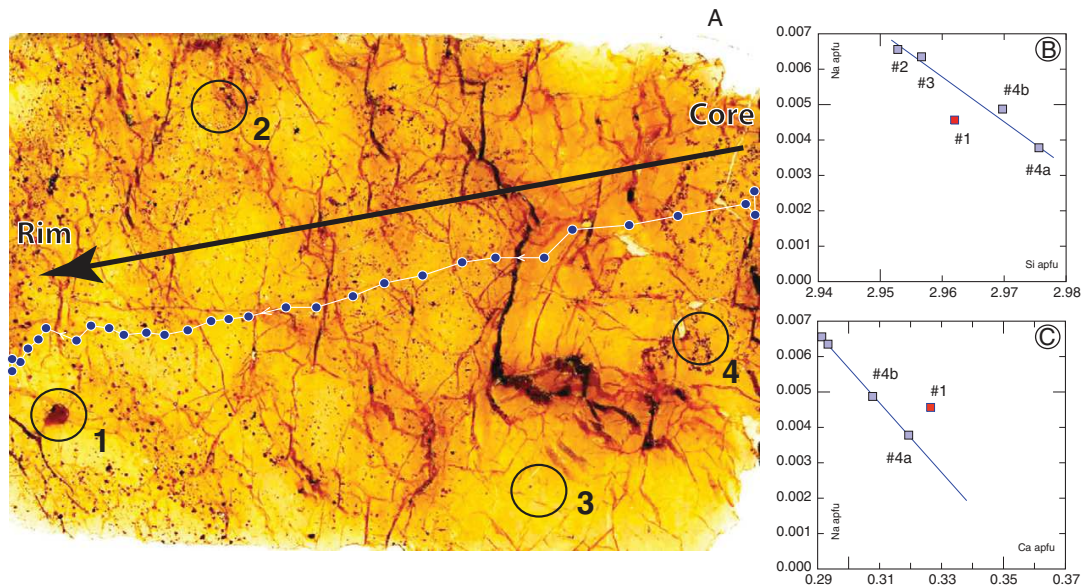
Element	Si	P	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	
<i>ED128 Garnet megacryst</i>																								
<i>Rutile</i>																								
#Rt1		7.7		17.4	576,187	1299	1512		5827	0.029			2.0	0.17	419	149	1.0							0.017
#Rt2	36	12.4		18.1	576,187	1301	1286		6252				2.0	0.33	491	144	1.0		0.018	0.008	0.004	0.003	0.022	
#Rt3		5.2		9.2	576,187	1382	1431	1.6	13,158	0.33		0.005	1.9	0.40	418	135	1.2		0.000	0.039	0.010	0.037	0.038	
#Rt4		5.8		9.4	576,187	1363	1304		7679				1.7	0.13	366	135	0.8		0.001		0.002	0.002		
#Rt5	121	12.4		9.8	576,187	1418	1396	2.9	20,657	0.142			1.8	0.11	373	131	1.5	0.013	0.003			0.017	0.028	
#Rt6	29	10.4		9.4	576,187	1389	1339	0.4	16,453			0.022	1.8	0.12	396	132	1.0			0.005		0.011	0.002	
#Rt7		1.9		8.8	576,187	1385	1301	0.2	17,533	0.037			1.6	0.12	350	126	0.9					0.006		
#Rt8	24	5.9		8.0	576,187	1383	1236	0.3	7546	0.061			1.7	0.16	356	126	0.9	0.034	0.010	0.008	0.005	0.028	0.013	
#Rt9		1.8	1.4	7.2	576,188	1490	1354		6591				1.5	0.10	341	107	0.9				0.003	0.034	0.019	
#Rt10	1022	11.3		7.1	576,188	1505	1352		6170			0.002	1.5	0.12	337	108	0.9					0.004	0.006	
#Rt11		2.3		8.9	576,188	1762	1450		18,755				1.5	0.13	281	108	0.7		0.055	0.004	0.005	0.015	0.014	
#Rt12		2.8		8.8	576,188	1670	1321		6656	0.018		0.001	1.4	0.13	272	104	0.6					0.015	0.019	
<i>Garnet</i>																								
#Gt_1	180,385	530	22,498	147	615	80	390	8695	302,704	33				238	30.2	0.017	0.44			0.002	0.006	0.005	0.47	2.1
#Gt_2	180,385	528	23,130	151	600	79	372	8399	234,830	32	2.4	0.04	0.02	229	28.1	0.018	0.29			0.006	0.029	0.015	0.39	2.0
#Gt_3	180,385	531	22,272	142	556	76	359	8228	238,273	31	2.3	0.05	0.06	228	29.5	0.007	0.42	0.005		0.006	0.022	0.014	0.49	2.1
#Gt_4	180,385	467	23,832	153	548	90	418	8760	243,197	32	1.5	0.03	0.05	229	26.3	0.004	0.39			0.004	0.024	0.019	0.49	2.0
#Gt_5	180,385	344	24,501	157	700	98	396	8654	239,988	32	2.0	0.09	1.04	250	22.3	0.042	0.45	0.039		0.015	0.048	0.017	0.43	1.9
#Gt_6	180,385	496	23,160	145	808	80	315	8646	245,349	32	1.8	0.04	0.06	238	29.6	0.006	0.47			0.005	0.030	0.014	0.56	2.3
#Gt_7	180,385	412	24,362	142	1062	93	318	8424	243,781	32	1.7	0.05	0.06	246	30.1	0.002	0.40			0.001	0.016	0.019	0.85	2.8
#Gt_8	180,385	393	25,185	161	1223	90	366	8648	240,163	32	2.1	0.06	0.07	247	27.1	0.014	0.31			0.007	0.036	0.022	0.59	2.3
#Gt_9	180,385	466	25,122	139	971	90	344	8736	245,765	32	2.4	0.06	0.06	243	28.5	0.024	0.27			0.005	0.021	0.018	0.67	2.5
#Gt_10	180,385	420	24,027	118	774	92	328	8363	248,519	32	2.2	0.06	0.05	214	29.9	0.004	0.51	0.025		0.001	0.020	0.017	0.84	2.6
#Gt_11	180,385	401	25,113	122	867	103	343	8442	249,696	33	2.0	0.03	0.06	199	29.0	0.014	0.33	0.026		0.001	0.020	0.021	0.73	2.7
#Gt_12	180,385	456	23,402	123	878	94	347	8034	247,560	33	1.7	0.09	0.04	176	29.6	0.025	0.35			0.007	0.016	0.067	2.5	
#Gt_13	180,385	466	21,456	111	651	95	335	7327	248,078	30	2.2	0.06	0.05	150	30.6	0.004	0.27				0.021	0.017	0.57	2.3
#Gt_14	180,385	392	25,164	114	668	114	428	7782	256,804	34	2.1	0.04	0.06	152	26.4	0.009	0.40			0.005	0.027	0.015	0.60	2.5
#Gt_15	180,385	493	24,388	90	767	109	381	7403	249,653	34	2.8	0.03	0.04	116	29.8	0.009	0.19			0.000	0.010	0.024	0.75	2.6
#Gt_16	180,385	414	22,483	93	666	119	417	6821	250,218	34	2.7	0.02	0.04	96	27.7	0.012	0.38				0.009	0.016	0.59	2.4
#Gt_17	180,385	414	24,018	89	1250	140	483	6678	249,683	34	2.3	0.05	0.14	97	28.1	0.006	0.52	0.010		0.002	0.026	0.027	0.89	3.0
#Gt_18	180,385	494	22,195	97	907	124	446	6566	248,349	35	2.6	0.05	0.06	97	30.6	0.005	0.52			0.001	0.025	0.031	0.86	2.9
#Gt_19	180,385	300	28,915	119	782	175	610	6386	243,384	33	2.3	0.05	0.07	121	22.7	0.010	0.54			0.001	0.019	0.027	1.08	4.2
#Gt_20	180,385	282	29,170	132	751	182	635	6229	242,458	34	2.9	0.06	0.07	115	22.6	0.009	0.55	0.003		0.001	0.019	0.029	1.06	4.4
#Gt_21	180,385	284	28,796	127	912	183	688	6004	238,095	33	2.5	0.05	0.09	118	22.5	0.006	0.42			0.002	0.024	0.024	0.99	4.2
#Gt_22	180,385	281	29,233	113	666	186	618	5870	238,802	34	2.9	0.03	0.07		21.8	0.006	0.42	0.000		0.001	0.022	0.022	1.03	4.2
#Gt_23	180,385	264	29,283	108	899	190	627	5789	234,981	34	2.6	0.05	0.09	109	21.3	0.015	0.50			0.002	0.031	0.030	1.11	4.1
#Gt_24	180,385	266	28,649	82	801	185	742	5495	229,838	34	2.5	0.04	0.06	93	20.8	0.006	0.56	0.001		0.001	0.026	0.036	1.13	4.0
#Gt_25	180,385	261	28,490	82	686	183	341	5423	230,911	35	2.9	0.04	0.07	91	20.7	0.006	0.50	0.008		0.001	0.022	0.026	0.90	3.6
#Gt_26	180,385	273	28,360	79	756	180	509	5266	227,755	35	2.4	0.03	0.05	88	21.1	0.004	0.53			0.001	0.026	0.040	1.04	3.8
#Gt_27	180,385	250	28,252	37	819	188	889	4954	224,004	35	2.8	0.00	0.07	36	83.0	0.006	0.46	0.002		0.001	0.034	0.042	1.24	4.0
#Gt_28	180,385	245	28,441	42	835	191	891	4951	221,682	35	2.8	0.01	0.06	38	20.3	0.011	0.53			0.009	0.040	0.038	1.11	3.8
#Gt_29	180,385	245	28,604	45	695	193	892	4949	219,150	35	3.4	0.01	0.09	40	19.9	0.012	0.43	0.074		0.016	0.069	0.038	0.99	3.5
#Gt_30	180,385	245	27,939	44	633	186	1034	4812	217,969	35	2.7	0.01	0.09	40	19.3	0.006	0.49			0.008	0.046	0.036	0.94	3.5
#Gt_31	180,385	306	24,701	45	430	176	928	4743	220,569	36	2.6	0.01	0.05	37	23.1	0.009	0.54	0.002		0.006	0.035	0.016	0.49	2.2

**Table 2** (continued)

Trace element (ppm) compositions of the garnet megacryst ED128 and its rutile inclusions analyzed by laser ablation ICP-MS. Garnet analyses are reported from core (#Gt\_1) to rim (#Gt\_31) and follow the traverse through the megacryst shown in Fig. 4. Concentrations have been calculated using Si and Ti as internal standards for garnet and rutile respectively. W = Watson et al., 2006; FW = Ferry and Watson, 2007; Z = Zack et al., 2004; T = Tomkins et al., 2007.

Element	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	Zr/Hf	Nb/Ta	Zr-in-Rutile thermometry				Yb <sub>N</sub> /Gd <sub>N</sub>	Eu/Eu*
																		W	FW	Z	T		
<i>ED128 Garnet megacryst</i>																							
<i>Rutile</i>																							
#Rt1			0.007		0.000	0.006	0.002	0.003	0.004	12.3	10.0	0.8	0.011	0.0	1.4	34.0	14.9	671	671	762	763		
#Rt2	0.024		0.014	0.007	0.001	0.041	0.008	0.030	0.015	11.6	9.4	0.6	0.028	0.0	1.3	42.2	15.3	684	685	782	778		
#Rt3		0.103	0.012	0.020	0.007	0.085	0.017	0.053		11.2	9.2	1.5	0.037	0.0	1.6	37.4	14.6	670	671	761	763		
#Rt4		0.030	0.002	0.001		0.001		0.008	0.000	10.4	8.7	0.9	0.012	0.0	1.2	35.1	15.5	659	660	744	750		
#Rt5	0.004		0.005	0.010	0.005	0.011		0.015	0.004	10.6	7.4	0.7	0.022	0.0	1.3	35.2	17.7	661	661	747	752		
#Rt6	0.022	0.115	0.006	0.004	0.000	0.007	0.000	0.004		11.5	11.2	2.2	0.026	0.0	1.3	34.5	11.8	666	666	755	758		
#Rt7	0.011		0.004	0.016	0.002	0.002	0.002		0.002	11.3	8.2	0.7		0.0	1.4	31.1	15.3	655	656	739	746		
#Rt8			0.005		0.003	0.006			0.001	10.7	9.1	0.7	0.094		1.3	33.2	13.9	657	657	741	748		
#Rt9		0.043				0.009	0.003	0.027		11.3	6.4	0.7	0.009	0.0	1.3	30.2	16.8	653	654	735	744		
#Rt10		0.057		0.006		0.006	0.001	0.025	0.003	11.2	6.3	0.7	0.044	0.0	1.3	30.2	17.0	652	653	734	743		
#Rt11	0.003			0.001	0.002	0.006		0.007		9.0	8.7	0.5		0.0	1.1	31.1	12.4	637	638	711	727		
#Rt12				0.011	0.001				0.002	8.0	9.6	0.6		0.0	1.2	34.0	10.9	634	636	706	724		
<i>Garnet</i>																							
#Gt_1	1.9	11.8	3.5	33.1	8.3	28.0	4.5	33.4	5.2	0.52	0.011	0.069				58.1						3.49	1.16
#Gt_2	1.5	10.5	3.2	32.2	8.0	27.7	4.4	35.3	5.4	0.42	0.002	0.033	0.036	0.003		67.1						4.16	1.01
#Gt_3	1.7	10.9	3.3	32.3	8.2	26.8	4.4	32.2	5.0	0.39	0.004	0.011	0.050	0.002		75.7						3.65	1.09
#Gt_4	1.8	10.8	3.3	32.6	8.4	27.6	4.5	34.5	5.3	0.35	0.004		0.026		0.001	74.7						3.95	1.17
#Gt_5	1.9	11.1	3.4	33.8	8.9	30.7	5.0	37.7	6.0	0.27	0.005		0.166	0.002	0.002	83.0						4.21	1.23
#Gt_6	1.9	11.8	3.4	34.0	8.5	27.7	4.4	33.2	5.1	0.34	0.000		0.039	0.001	0.001	87.9						3.49	1.09
#Gt_7	2.2	12.9	3.8	35.7	8.6	27.4	4.3	31.4	4.7	0.37	0.004		0.025	0.001		80.5						3.02	1.11
#Gt_8	1.9	11.7	3.6	34.5	8.8	28.9	4.8	36.1	5.5	0.33	0.002	0.012	0.027	0.003	0.003	81.2						3.81	1.14
#Gt_9	2.0	12.3	3.6	34.5	8.5	27.3	4.3	31.1	4.7	0.35		0.018	0.013	0.001	0.001	81.4						3.14	1.11
#Gt_10	2.1	12.6	3.4	31.8	7.3	21.7	3.5	24.5	3.7	0.39	0.000	0.001	0.001			77.2						2.41	1.13
#Gt_11	2.0	12.9	3.4	29.9	6.8	21.0	3.1	21.9	3.1	0.30		0.006	0.005	0.002	0.002	96.6						2.10	1.02
#Gt_12	1.9	10.9	3.0	26.7	6.3	18.7	2.8	19.6	2.8	0.38	0.003	0.016	0.010	0.002	0.000	78.5						2.22	1.13
#Gt_13	1.9	9.5	2.7	23.5	5.4	15.1	2.3	15.8	2.5	0.37	0.001	0.033	0.031		0.001	82.9						2.05	1.22
#Gt_14	2.1	11.2	2.9	24.8	5.4	16.0	2.3	16.3	2.3	0.33			0.024		0.002	79.8						1.80	1.23
#Gt_15	2.0	10.6	2.6	20.8	4.2	12.1	1.7	12.0	1.4	0.39		0.020			0.002	0.001	75.7					1.40	1.15
#Gt_16	1.8	10.3	2.3	17.6	3.6	10.1	1.5	9.5	1.3	0.38	0.001	0.009			0.001	72.4						1.14	1.12
#Gt_17	1.9	9.3	2.4	17.5	3.6	10.0	1.5	9.6	1.3	0.41	0.001		0.042		0.003	68.8						1.28	1.09
#Gt_18	1.7	9.1	2.4	17.7	3.8	10.7	1.5	10.2	1.4	0.45	0.001	0.004	0.020	0.000	0.001	68.0						1.38	1.04
#Gt_19	2.5	11.8	3.0	21.9	4.5	13.1	2.0	13.7	2.0	0.35	0.001		0.023	0.000	0.001	65.9						1.44	1.06
#Gt_20	2.6	11.8	2.9	21.1	4.4	12.7	2.0	14.0	2.0	0.31	0.001	0.002	0.023	0.000	0.001	72.6						1.47	1.08
#Gt_21	2.4	11.2	2.8	20.8	4.4	13.3	2.0	13.4	1.9	0.32	0.000	0.013	0.024	0.000	0.002	71.4						1.48	1.09
#Gt_22	2.5	10.7	2.6	19.0	3.9	11.1	1.6	11.3	1.6	0.33	0.001	0.010	0.021	0.000	0.000	66.8						1.31	1.14
#Gt_23	2.5	11.0	2.7	20.4	4.1	11.4	1.7	11.4	1.5	0.32		0.003	0.029	0.000	0.002	66.0						1.27	1.11
#Gt_24	2.4	10.6	2.6	18.1	3.4	8.5	1.1	6.4	0.7	0.27	0.000	0.003	0.025	0.000		76.2						0.75	1.15
#Gt_25	2.3	10.2	2.5	17.8	3.4	8.5	1.2	7.1	0.9	0.28	0.001		0.025		0.001	74.0						0.86	1.14
#Gt_26	2.2	10.1	2.4	17.1	3.2	8.3	1.1	6.6	0.8	0.30	0.001	0.004	0.023		0.001	71.1						0.81	1.12
#Gt_27	2.4	7.4	1.3	7.8	1.3	3.0	0.4	2.2	0.2	1.45		0.000	0.024	0.000	0.011	57.3						0.36	1.33
#Gt_28	2.3	7.5	1.4	8.1	1.4	3.5	0.5	2.8	0.4	1.28	0.000	0.004	0.031		0.002	73.6						0.47	1.34
#Gt_29	2.2	7.4	1.4	8.5	1.5	3.7	0.5	3.1	0.4	0.29	0.001		0.058	0.000	0.002	69.9						0.52	1.28
#Gt_30	2.2	7.3	1.4	8.6	1.4	3.1	0.4	2.2	0.3	0.28		0.005	0.035	0.001	0.001	69.1						0.37	1.29
#Gt_31	1.5	5.7	1.2	7.8	1.3	3.0	0.4	2.2	0.2	0.34	0.000	0.015	0.020	0.001	0.000	67.9						0.48	1.26





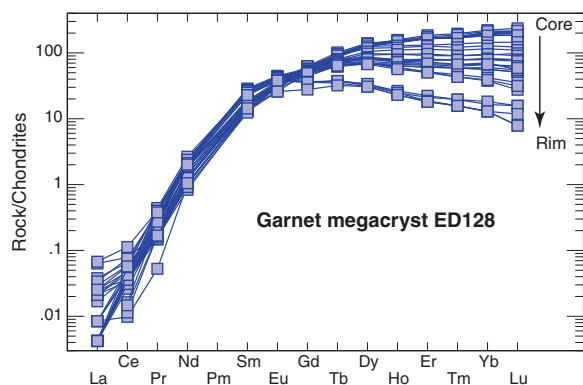
**Fig. 4.** (A) Thick section of the garnet megacryst ED128 showing the location of the electron microprobe (large circles, labeled 1 to 4) and laser ablation ICP-MS analyses (small circles). Correlation diagrams between Na apfu and Si apfu (B), and Na apfu and Ca apfu (C). The observed correlations, except for the outermost analysis (1), suggest that phosphorus entered the garnet crystal lattice by the coupled substitution  $\text{Na}^+ + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{Si}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$  (Thompson, 1975).

However, recent studies have demonstrated that rutile in UHP lithologies does not necessarily crystallize at peak metamorphism, but can also grow in the prograde path, during subduction of the continental/oceanic crust (Zheng et al., 2011). The P–T estimates quoted above are thus taken as minimum values. In addition, we also note that UHP parageneses have been reported in the Betic-Rif area, and the proposed peak pressure conditions for this material are much higher, in the order of 6–7 GPa (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013a,b).

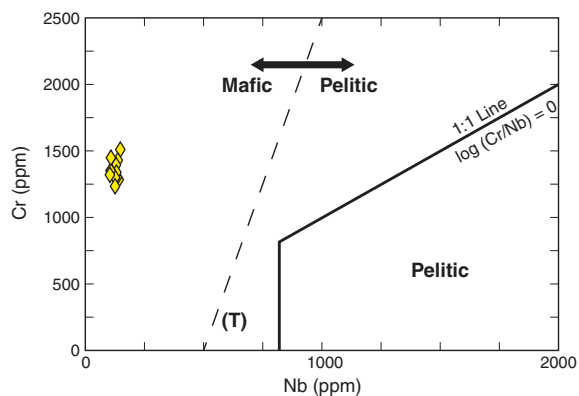
## 7.2. Possible geodynamic setting

Metamorphic diamonds were discovered in a garnet megacryst located in the basal tectonic contact underlying the Kef Lakhall amphibolites of the Edough Massif. According to Bosch et al. (2014), the Kef Lakhall amphibolites represent obducted oceanic arc material that was subjected to dehydration melting conditions at temperatures of 800 °C and pressure of 10–13 kbar (Caby et al., 2001). These P–T values are

clearly outside the range of conditions allowing the development of UHP metamorphism and more likely are related to thrusting of the Kef Lakhall unit onto the North African margin. The occurrence of boudins of ultramafic rocks, coarse-grained dunite and actinolite pods indicates that part of the material in the sole represents fragments of mantle origin. This is also consistent with a MORB origin for the protolith of the garnet megacryst as defined by trace elements in rutile. The coexistence of mantle material and high-grade metasedimentary (pelitic) rocks in the sole is consistent with a geodynamical setting in which relics of oceanic lithosphere and adjacent rocks of continental origin were subducted deep down in the stability field of diamond. UHP metamorphic terranes have all been identified in subduction/collisional settings. For example, in the case of the western-central Alps, subduction of Jurassic oceanic crust and mantle from the Piemonte-Ligurian oceanic domain took place much earlier (c. 45 Ma after Rubatto and Hermann, 2003) than subduction of continental units (c. 38–35 Ma for Dora



**Fig. 5.** Chondrite-normalized REE pattern for the garnet megacryst ED128. Normalizing values after Sun and McDonough (1989).



**Fig. 6.** Cr versus Nb diagram (Meinhold et al., 2008) for prismatic rutile from garnet megacryst ED128. The heavy dashed line is from Triebold et al. (2012) and delimits the field of metamafic and metapelitic rutile.

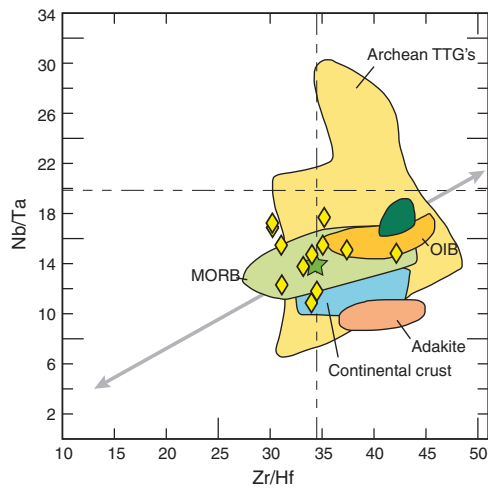


Fig. 7. Zr/Hf against Nb/Ta diagram of Munker et al. (2003), adapted from Meyer et al. (2011) for prismatic rutile from the garnet megacryst ED128. The dashed line corresponds to chondritic values ( $Zr/Hf = 34.3$  and  $Nb/Ta = 17.5$  after McDonough and Sun, 1995). The star is Bulk Silicate Earth. The arrowed line is the silicate differentiation trend.

Maira after Gebauer et al., 1997). In the central Alps, the protoliths of UHP eclogites of Alpe Arami associated with the garnet peridotites are c. 35 Ma old and these were exhumed prior to 32–30 Ma (Gebauer et al., 1997). Most occurrences of metamorphic diamond are known within continental rocks. Occurrences of UHP metamorphic terranes of oceanic affinity are more scarce. This is mainly because oceanic UHP terranes are difficult to exhume since they have higher density than metamorphosed continental terranes, that are positively buoyant until pressures of at least 4 GPa (Massone et al., 2007). Examples of such diamond-bearing UHP units of oceanic affinity include the 100 m thick Lago di Cignana (W. Alps) terrane, a remnant of the Piemontese ocean, tectonically enclosed in the Zermatt-Saas Zone (Reinecke, 1998). The most widely accepted hypothesis for UHP metamorphic rocks to return to shallow depths is related to buoyancy contrast between the subducted rocks. The positive buoyancy of the continental material is responsible for their exhumation via different types of mechanisms (for a review, see Hacker and Gerya, 2013). In the case of the Edough Massif, we propose that the occurrence of UHP units in a mylonite zone, now located between the thrust Kef Lakhal oceanic unit and the granite-gneiss core would imply a north-dipping subduction of the edge of Africa in order to allow at least part of the granite gneisses to undergo UHP metamorphism. However, UHP rocks have not been reported so far for the continental units of the Edough Massif, although the coexistence of pyrope-rich garnet, kyanite, Zn staurolite and rutile is evidence for very high-pressure metamorphic conditions (Caby et al., 2001). The lack of UHP relics in the dome can also be explained by the fact that it is mostly constituted by diatexites generated at low pressure, with high degree of partial melting estimated at 10–30% after Ahmed-Said and Leake (1995). These high degrees of partial melting may have obliterated the UHP record. The emplacement of the Sidi Mohamed peridotite body at about 18 Ma (Bruguier et al., 2009), to which are linked veins of eclogitized gabbro, is consistent with the fact that part of the basement of the Edough Massif may have been entrained in a subduction zone during the Miocene. Other metamorphic diamond occurrences described in the peri-Mediterranean region include granulites, gneisses and schists from the Betic-Rif Cordillera (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013a,b; Ruiz-Cruz et al., 2011), indicating that the UHP metamorphism in the Betic and Rif areas has affected a whole crustal section, conversely to what is presently known for the Edough Massif. In the case of the Betic-Rif Cordillera, as

well as in the case of the Edough Massif, the age of the UHP metamorphism is yet to be determined and the precise geodynamical context is unclear. Hidas et al. (2013) recently proposed the inversion of a back-arc basin to explain the crustal emplacement of the Ronda peridotites. A back-arc context was also proposed for the Kef Lakhal oceanic units (Bosch et al., 2014), thrust onto the North African margin. It is also noteworthy that although the peridotite bodies in the Betic-Rif and in the Tell may have a common origin, as proposed by Hidas et al. (2013), their emplacement in the continental crust occurred at different times. The Ronda and Beni Bousera peridotites were emplaced at 21–23 Ma (Esteban et al., 2011; Zindler et al., 1983), whereas the Edough peridotites were emplaced later, at 18 Ma (Bruguier et al., 2009). These differences potentially point to different contexts and timings that can be best accounted for by the segmentation of an originally single, NW dipping, slab and the individualisation of segments affected by displacements/rotations with different senses, directions and rates (van Hinsbergen et al., 2014). In any case, a global scenario has to take into account i/the early Oligocene age of the collision of Africa with the Lesser and Greater Kabylia, ii/the southeast-directed vergence of the crystalline (Lesser Kabylia) and passive margin sedimentary (Tellian) nappes that were transported on top of the African passive margin and, iii/the Cenozoic evolution of the Western Mediterranean, that is dominated by the eastward retreat of the Calabrian branch of the Tethyan slab inducing opening of basins younging eastward (Carminatti et al., 2012; Doglioni et al., 1997; Faccenna et al., 2001). In the light of the present knowledge, a more plausible scenario to explain the exhumation of UHP units identified in the Edough Massif is related to slab tear or the creation of a slab window affecting the retreating Calabrian branch of the Tethyan slab. Asthenospheric upwelling through the void dragged upward fragments of the UHP (diamond-bearing) Tethyan slab and metasediments and disrupted the Liguro-Provençal basin lithosphere. In this hypothesis, the Kef Lakhal oceanic unit may represent tectonic slices derived from the southern termination of the Liguro-Provençal basin that were pushed onto the North African margin during the onset of opening of the Algerian basin. This scenario is consistent with a model of exhumation related to a trans-mantle diapir, that involves mixing of domains of different pressures in a mélange zone, domal structure and concurrent magmatism (see Table 1 of Hacker and Gerya, 2013).

## 8. Conclusions

A garnet megacryst from the basal tectonic contact of the Kef Lakhal oceanic unit (Edough Massif, NE Algeria) contains metamorphic diamonds, demonstrating the occurrence of UHP metamorphic rocks until now not recognized in this part of the Western Mediterranean area. Trace elements in rutile indicate that the protolith was of mafic origin, with a MORB affinity. Zr-in-rutile thermometry, combined with the graphite–diamond equilibrium curve indicates UHP metamorphic conditions of at least 750 °C and 3.6 GPa. We suggest that the mafic protolith represents slices of the retreating Calabrian branch of the Tethyan slab, that broke or tore, thus allowing the rise of a mantle flow. Fragments of UHP material were dragged upward by this mantle flow, thrust onto the deeply buried North African margin together with arc crust, prior to the extensional period when the Algerian basin started opening and the Edough core complex was exhumed, followed by the extrusion of the Langhian rhyolitic lavas.

## Acknowledgments

We are grateful to C. Nevado and D. Delmas who provided high quality polished thin sections, to B. Boyer for electron microprobe analyses, to F. Fernandez for SEM imaging and to J.M. Ruiz for Raman spectroscopy. This work has benefited from a financial support of the 2013 and 2014 SYSTER program from the Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique (INSU-CNRS,

France) to D.B. (title: Opening of the Western Mediterranean: Insights from the orogenic peridotites of NE Algeria). We also thank the CNRS/DPGRF Program for a grant (N°52859), which allowed exchanges between French and Algerian researchers. This study is part of the PhD work of L.F., financially supported by a grant from the French Research Ministry. The authors are grateful to Guillermo Booth Rea and to Dominique Frizon de Lamotte whose comments significantly helped us improve this manuscript.

## References

- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1992. The composition and origin of Kef Lakhel amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *Min. Mag.* 56, 459–468.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1995. The petrogenesis of the Edough orthogneisses, Annaba, northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 21, 253–269.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1997. The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria; two unrelated basic magmas and the lherzolite–harzburgite residue of a possible magma source. *Mineral. Petrol.* 59, 207–237.
- Aravelo, R., McDonough, W.F., 2010. Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chem. Geol.* 271, 70–85.
- Block, L., Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale-flow in the lower crust. *Tectonics* 9, 557–567.
- Bosch, D., Hammor, D., Mechat, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., Verdoux, P., 2014. Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin? *Tectonophysics* 626, 53–68.
- Bossière, G., Collomb, P., Mahdjoub, Y., 1976. Sur un gisement de péridotite découverte dans le massif de l'Edough (Annaba, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris série II*, 1039–1045.
- Boullin, J.-P., Durand Delga, M., Olivier, P., 1986. Betic-Rif and Tyrrhenian: distinctive features, genesis and development stages. In: Wezel, F.C. (Ed.), *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, pp. 281–304.
- Bromiley, G., Hilaret, N., McCammon, C., 2004. Solubility of hydrogen and ferric iron in rutile and TiO<sub>2</sub> (II): implications for phase assemblages during ultrahigh-pressure metamorphism and for the stability of silica polymorphs in the lower mantle. *Geophys. Res. Lett.* 31. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019430> (L04610).
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough Massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chem. Geol.* 261, 171–183.
- Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 165, 519–530.
- Brunel, M., Hammor, D., Misseri, M., Gleizes, G., Bouloton, J., 1988. Cisaillements symétriques avec transport vers le Nord-Ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie): Une faille normale ductile hercynienne? *C. R. Acad. Sci. Paris* 306, 1039–1045.
- Caby, R., Hammor, D., 1992. Le massif de l'Edough (Algérie): Un "Metamorphic Core Complex" d'âge miocène dans les Maghrebides. *C. R. Acad. Sci. Paris* 314, 29–835.
- Caby, R., Hammor, D., 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.
- Carminatti, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the Central and Western Mediterranean: tectonics vs igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., 1999. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence for an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian–Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306, 97–116.
- Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 1–14.
- Davis, G.H., 1987. A shear zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Pub. Geol. Soc. London 28, pp. 247–266.
- Day, H.W., 2012. A revised diamond–graphite transition curve. *Am. Mineral.* 97, 52–62.
- Dobrzhietskaya, L.F., 2012. Microdiamonds – frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: a review. *Gondwana Res.* 21, 207–223.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Sabat, F., Fernandez, M., 1997. The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogeny. *Terra Nova* 9, 109–112.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubia, J.M., Sergeev, S., Larionov, A., 2011. A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera, southern Spain). *Geol. Mag.* 148, 183–187.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., Lucente, P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 105–116.
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.* 154, 429–437.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracère, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Gautier, P., Brun, J.P., 1994. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics* 238, 399–424.
- Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira massif, Western Alps. *Lithos* 41, 5–24.
- Gilotti, J.A., 2013. The realm of ultrahigh-pressure metamorphism. *Elements* 9, 255–260.
- Gleizes, G., Bouloton, J., Bossière, G., Collomb, P., 1988. Données lithologiques et pétro-structurales nouvelles sur le massif cristallophylien de l'Edough (Est–Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 306, 1001–1008.
- Hacker, B.R., Gerya, T.V., 2013. Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics* 603, 79–88.
- Hadj-Zobir, S., Oberhansli, R., 2013. The Sidi Mohamed peridotites (Edough Massif, NE Algeria): evidence for an upper mantle origin. *J. Earth Syst. Sci.* 122, 1455–1465.
- Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., Bruguier, O., 2006. A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia, Maghrebides. *Terra Nova* 18, 299–307.
- Hidas, K., Booth-Rea, G., Garrido, C.J., Martínez-Martínez, J.M., Padron-Navarta, J.A., Konc, Z., Giacomia, F., Frets, E., Marchesi, C., 2013. Backarc basin inversion and subcontinental mantle emplacement in the crust: kilometer-scale folding and shearing at the base of the proto-Alboran lithospheric mantle (Betic Cordillera, southern Spain). *J. Geol. Soc. Lond.* 170, 47–55.
- Klemm, S., Prowatke, S., Mameret, K., Gunther, D., 2005. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 2361–2371.
- Konrad-Schmolke, M., O'Brien, P.J., de Capitani, C., Carswell, D.A., 2008a. Garnet growth at high- and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos* 103, 309–332.
- Konrad-Schmolke, M., Zack, T., O'Brien, P.J., Jacob, D.E., 2008b. Combined thermodynamic and rare earth element modeling of garnet growth during subduction: examples from ultrahigh-pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 488–498.
- Konzett, J., Dieter Rhede, D., Frost, D.J., 2012. The high PT stability of apatite and Cl partitioning between apatite and hydrous potassic phases in peridotite: an experimental study to 19 GPa with implications for the transport of P, Cl and K in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 163, 277–296.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.
- Liou, J.G., Ernst, W.G., Zhang, R.Y., Tsujimori, T., Jahn, B.M., 2009. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes – the view from China. *J. Asian Earth Sci.* 35, 199–231.
- Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.* 11, 65–94.
- Mahdjoub, Y., Choukroune, P., Kiéna, J.R., 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: surimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 649–661.
- Massone, H.J., Willner, A.P., Gerya, T.V., 2007. Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: what are the geodynamic consequences. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 12–27.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Meinhold, G., Anders, B., Kostopoulos, D., Reischmann, T., 2008. Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sediment. Geol.* 203, 98–111.
- Meyer, M., John, T., Brandt, S., Klemd, R., 2011. Trace element composition of rutile and the application of Zr-in-rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia). *Lithos* 126, 388–401.
- Michard, A., 2006. Extension in Alpine Western Europe and West Mediterranean. *C. R. Geosci.* 338, 225–228.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, 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. *C. R. Geosci.* 338, 92–114.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., Caby, R., 1988. New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of Hercynien and alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria). *Tectonophysics* 152, 53–69.
- Mposkos, E.D., Kostopoulos, D.K., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 497–506.
- Munker, C., Pfänder, J.A., Weyer, S., Buchl, A., Kleine, T., Mezger, K., 2003. Evolution of planetary cores and the Earth–Moon system from Nb/Ta systematic. *Science* 301, 84–87.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A compilation of new and published major and trace data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostand. Newslett.* 20, 247–261.
- Peucat, J.J., Mahdjoub, Y., Drareni, A., 1996. U–Pb and Rb–Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northern Algeria). *Tectonophysics* 258, 195–213.
- Reinecke, T., 1998. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, Western Alps. *Lithos* 42, 147–189.
- Rubatto, D., Hermann, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2173–2187.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2013a. Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain). *Lithos* 177, 184–206.

- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., 2013b. Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperatures granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa. *Min. Mag.* 76, 683–705.
- Ruiz-Cruz, M.D., Sanz de Galdeano, C., Garrido, C.J., 2011. Petrology of microdiamond-bearing schists from the Torrox unit, Betic Cordillera, Spain. *Econ. Geol.* 1241–1249.
- Saadallah, A., Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics* 267, 257–273.
- Shertl, H.P., O'Brien, P.J., 2013. Continental crust at mantle depths: key minerals and microstructure. *Elements* 261–266.
- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. Metamorph. Geol.* 9, 379–388.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magma-tism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond. Blackwells for the Geological Society, London, Oxford, pp. 313–345.
- Thompson, R.N., 1975. Is upper mantle phosphorus contained in sodic garnet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 417–424.
- Tirone, M., Ganguly, J., Dohmen, R., Langenhorst, F., Hervig, R., Becker, H.W., 2005. Rare earth diffusion kinetics in garnet: experimental studies and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 2385–2398.
- Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J. Metamorph. Geol.* 25, 703–713.
- Triebold, S., von Eynatten, H., Zack, T., 2012. A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis. *Sediment. Geol.* 282, 268–275.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback and slab segmentation. *Tectonics* 33. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20125>.
- Vila, J., 1970. Le Djebel Edough: un massif cristallin externe du Nord-Est de la Berbérie. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 12, 805–812.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallisation thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 413–433.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 471–488.
- Zheng, Y.-F., Gao, X.-Y., Chen, R.-X., Gao, T., 2011. Zr-in-rutile thermometry of eclogite in the Dabie orogeny: constraints on rutile growth during continental subduction-zone metamorphism. *J. Asian Earth Sci.* 40, 427–451.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.R., Endres, R., Goldstein, S., 1983. Nd and Sm isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature* 304, 226–228.

6.4 Publication : Dating UHP metamorphism in the Western Mediterranean : U-Pb geochronology of rutile and zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst from the Edough Massif (NE Algeria)

Olivier Bruguier<sup>1</sup>, Laure Fernandez<sup>1</sup>, Delphine Bosch<sup>1</sup>, Renaud Caby<sup>1</sup>, Dalila Hammor<sup>2</sup>, Rabah Laouar<sup>2</sup>, Aziouz Ouabadi<sup>3</sup>, Nachida Abdallah<sup>3</sup> and Medhi Mechat<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, UMR - CNRS 5243, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

<sup>2</sup> Laboratoire de Recherche Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji Mokhtar, BP 12, Annaba 23000, Algeria

<sup>3</sup> USTHB, Bab Ezzouar, Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie (LGGIP/FSTGAT), Algiers, Algeria

soumis à la revue *Geology*

NB : Ma contribution dans cet article, soumis en octobre 2015 à la revue *Geology*, a été la suivante:

- j'ai participé aux discussions et interprétations du modèle proposé dans cet article.

Les figures et tableaux sont insérés au sein du texte dans les pages suivantes.

## Abstract

Metamorphic diamonds recovered from oceanic or continental crustal units are evidence for subduction of lithospheric slabs deep into the mantle and their return to shallow levels. In this study we present U-Pb and trace elements analyses of zircon and rutile inclusions from a diamond-bearing garnet megacryst collected in a *mélange* unit exposed on the northern margin of Africa (NE Algeria). Large rutile crystals provide an age of  $32.4 \pm 3.3$  Ma interpreted as dating the prograde subduction stage that preceded deep burial of the mafic protolith in the diamond stability field. Minute zircons, disseminated in the garnet, but often spatially associated with rutile, nucleated at  $20.9 \pm 2.2$  Ma during the retrograde stage of metamorphism accompanying exhumation of the UHP units. This study allows bracketing the age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean to the Oligocene/early Miocene, thus unambiguously relating UHP metamorphism to the Alpine history. Exhumation of these UHP units is best accounted for by a model of tearing of the retreating Tethyan slab triggered by the contemporaneous counter clockwise rotation of the Corsica-Sardinia block.

## 1. Introduction

A paradigm in Earth Sciences has long been the insubmersibility of the buoyant continental crust. The discovery of coesite and metamorphic diamonds (Chopin, 1984 ; Smith, 1984; Sobolev and Shatsky, 1990), the hallmark of ultra-high pressure (UHP) metamorphism, in continental crust units demonstrated however that the latter can be subducted deep down into the mantle ( $> 100$  km) where these minerals formed before to be subsequently returned to shallow levels. Although tomographic studies leave no doubts that entire slabs can be buried down to the 660 km deep discontinuity (e.g. Fukao et al., 2009), UHP units of oceanic origin are paradoxically more scarce. Studies dealing on UHP units bring major insights on the Earth's dynamics and global plate tectonics, including the mechanisms of deep subduction and exhumation, the interactions between crustal and mantle reservoirs and the transfer of the chemical signature from one reservoir to another, thus participating to the identification of the scale and nature of the chemical heterogeneities observed in the Earth's mantle (e.g. Zindler and Hart, 1986).

In the Western Mediterranean Orogen (WMO), evidences for rocks affected by UHP metamorphism are restricted and have been described in only few areas in the Betic-Rif orocline (Ruiz-Cruz and Sanz de Galdeano, 2013 ; 2014) and more recently in the Maghrebides (Caby et al., 2014). The timing of UHP metamorphism in the WMO is however still the matter of controversy, with two alternatives corresponding to the two last main orogenic events that have affected this area, i.e. Hercynian or Alpine. This controversy mainly stems from the lack of firm geochronological determinations on UHP metamorphic units. Unravelling the age of UHP metamorphism in the WMO is however paramount to every model describing the formation and geodynamic evolution of this area.

In this article, we investigate the timing of UHP metamorphism recorded by mineral inclusions (rutile and zircon) included in a diamond-bearing garnet megacryst from the Edough Massif of North Eastern Algeria (Figure 1), which has been the focus of a recent geochemical study (Caby et al., 2014).

## 2. Geological setting

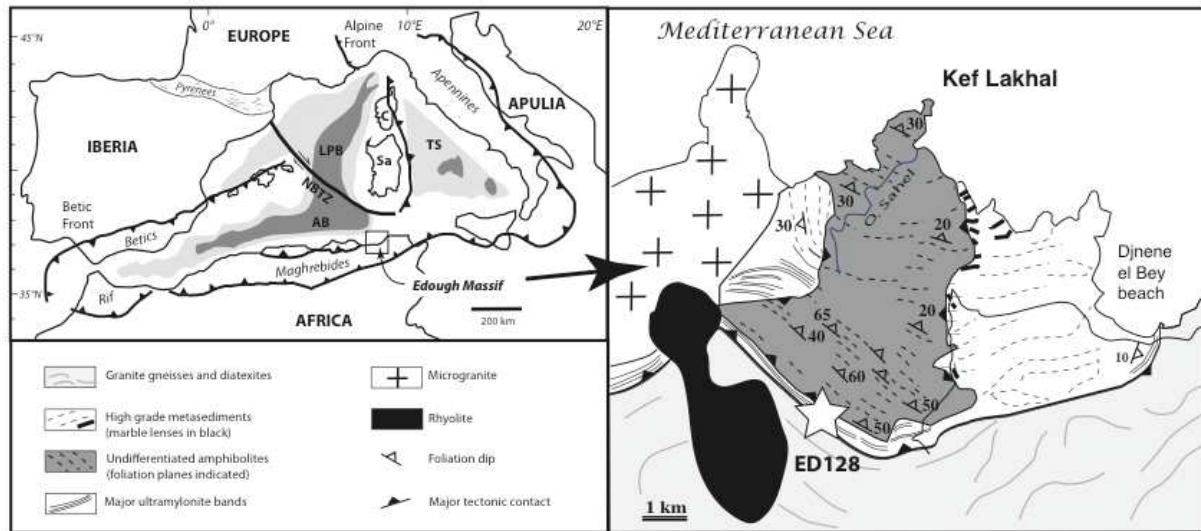


Figure 1. Geological setting of the western Mediterranean region. The square delimits the Edough massif in NE Algeria. The enlargement shows the northern part of the massif and the location of the garnet megacryst ED128. AB = Algerian Basin ; C = Corsica ; LPB = Liguro-Provençal Basin ; NBTZ = North Balearic Transform Zone ; Sa = Sardinia ; TS = Tyrrhenian Sea ; dark grey = oceanic crust ; light grey = extended continental crust.

The Edough Massif of NE Algeria is part of the internal zones of the Maghrebides, a peri-Mediterranean Alpine belt that extends from Morocco to Tunisia (Figure 1). In the West Mediterranean jigsaw, which is constituted by oceanic and continental fragments squeezed between Africa and Eurasia, the Maghrebides of Algeria occupy a central position, midway from the Betic-Rif on the west and from the Calabrian-Peloritans on the East. The belt resulted mainly from the eastward retreat of the Tethyan slab and from the drift of continental fragments that finally collided with the north African margin (for a review see Michard et al., 2006). The retreat of the slab was responsible for the formation of back-arc basins, some of which developed sea-floor spreading during the Aquitanian/Burdigalian (21-16 Ma for the Liguro-Provençal basin after Faccenna et al., 1997), the Burdigalian/Tortonian (16-8 Ma for the Algerian basin after Mauffret et al., 2004) or during the Pliocene (since 5 Ma for the Tyrrhenian Sea after Faccenna et al., 1997). The studied sample (ED128) is a garnet megacryst (5 cm long) taken from a tectonic *mélange* of mylonitic metapelites and actinolite lenses that outcrops in a 50 m thick mylonite band constituting the footwall of an amphibolite unit of oceanic origin (Bosch et al., 2014). Rocks from the footwall were metamorphosed under metamorphic conditions of  $T = 700-750^{\circ}\text{C}$  and  $P = 10-12$  kbars (Caby et al., 2001) and thrust onto the crystalline basement of the Edough massif at  $20.85 \pm 0.34$  Ma (Fernandez et al., 2015). The whole nappe stack and lower crustal units of the massif were later exhumed as a metamorphic core complex at *c.* 18 Ma (Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2015). The studied garnet megacryst (see Caby et al., 2014) is almandine rich and displays a rare earth element (REE) zonation typical of a prograde growth in a closed system. It contains metamorphic diamond inclusions (up to  $50\mu\text{m}$  in size) that document UHP metamorphic conditions of  $\geq 750^{\circ}\text{C}$  and  $\geq 3.6$  GPa of a mafic protolith. Other inclusions are represented by

large rutile ( $> 100\mu\text{m}$ ), minute zircon ( $< 30\mu\text{m}$ ), ilmenite (as individual grains or as exsolution lamellae in rutile), plagioclase, Jd-poor pyroxene, staurolite and kyanite.

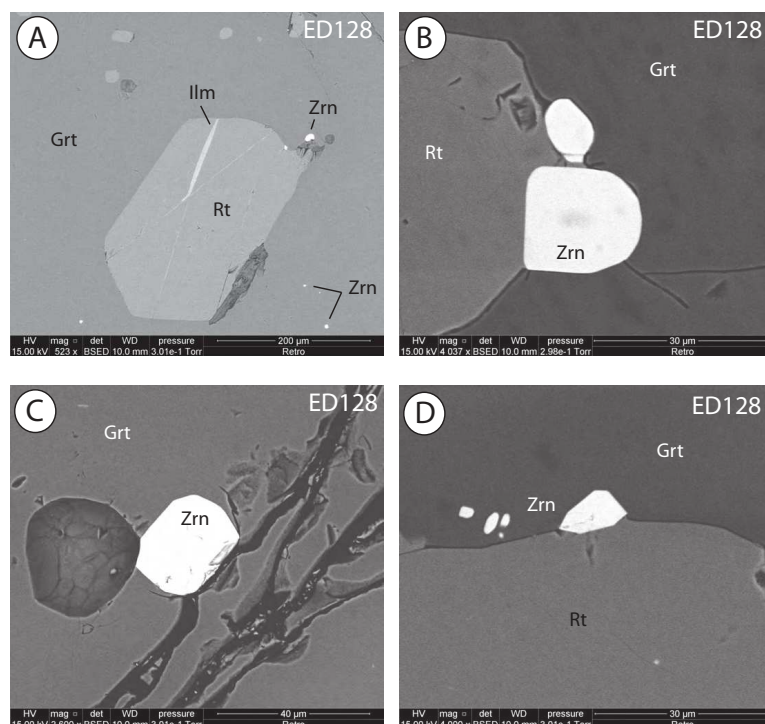


Figure 2. SEM photomicrographs of accessory minerals in the garnet megacryst ED128. a) large euhedral rutile showing ilmenite exsolution. Small zircon grains occur close to rutile or disseminated in the garnet ; b) to d) close-up view of minute zircons often spatially associated with rutile. Mineral abbreviations after Kretz (1983).

### 3. Results

Rutiles and minute zircons ( $5\text{-}25\ \mu\text{m}$ ) were imaged by SEM, characterized for their trace element composition and dated by the U-Pb method. All analyses were performed « in-situ » on a thick section cut in the garnet megacryst. Zircon grains tend to have euhedral, multifaceted shapes and are disseminated within the garnet, but they are often observed in close textural proximity to rutile inclusions (Figure 2a-d), which suggests a preferred nucleation of zircon in the host garnet near the primary rutile inclusions. The zircons show no internal zoning and yield low Th/U (0.03-0.12).

The Ti-in-zircon temperatures (calculated after Ferry and Watson, 2007) measured on two grains yield a mean of  $810^{\circ}\text{C}$  (see Table 1). This value is slightly higher than that provided by the Zr-in-rutile thermometry on large rutile grains in the megacryst (Caby et al., 2014), and potentially records an increase of temperature during zircon formation. The zircon REE pattern (Figure 3a) is enriched in HREE ( $\text{Yb}/\text{Gd}_N = 11\text{-}27$ ) and has no or a slight Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6 - 1.1$ ).



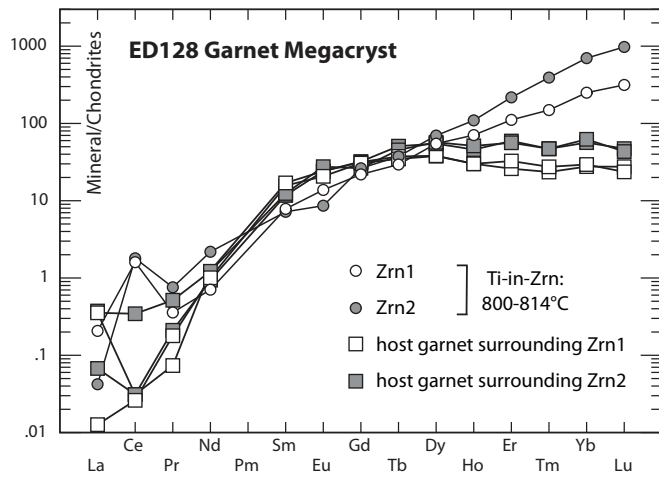
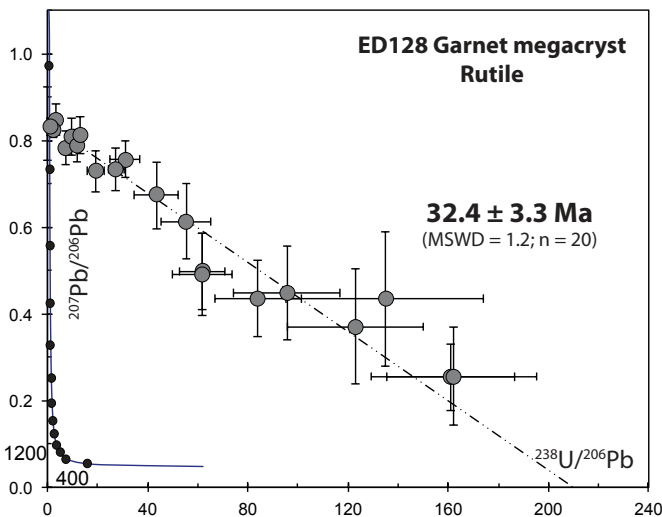
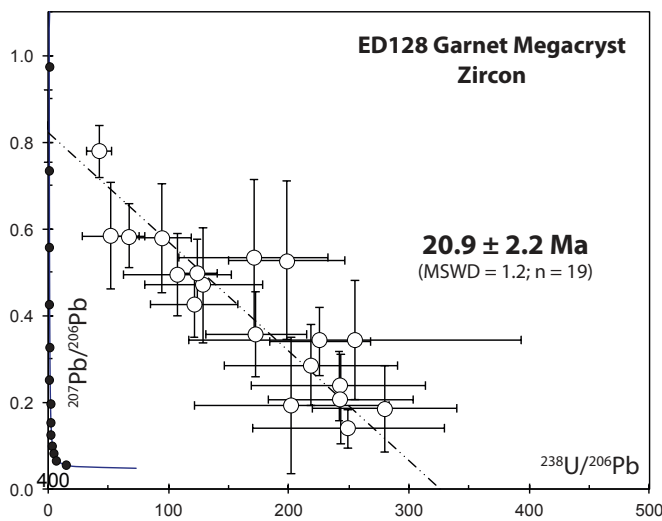


Figure 3. Trace element analyses and geochronology. a) trace elements. Chondrite normalized rare earth element (REE) patterns for zircon and the neighbouring garnet. Normalization values from Mc Donough and Sun (1995); b) Tera-Wasserburg concordia plot of U-Pb zircon data; c) Tera-Wasserburg concordia plot of U-Pb rutile data.



The lack of HREE depletion indicates that the zircons did not grow in equilibrium with garnet (Rubatto, 2002). In addition, the HREE contents of the zircon grains analysed are positively correlated to those of the closely neighbouring garnet host (see Table 1). For a given mineral

to nucleate, appropriate pressure and temperature must exist and chemical components must be available. In closed system environments, the trace element concentration of solid-state grown minerals is thus expected to be influenced by the closely neighbouring reactant minerals, especially for immobile elements such as the REE. The relationship observed between the REE content in the zircon grains and in the neighbouring garnet is consistent with growth triggered by exsolution of a Zr-rich phase, similarly to a process described in high-grade metamorphic rocks (Bingen et al., 2001). In a Tera-Wasserburg concordia diagram, zircon analyses yield an age of  $20.9 \pm 2.2$  Ma (Figure 3b). The analysed rutile crystals are translucent reddish, with euhedral prismatic shapes and sizes up to  $300 \mu\text{m}$  (e.g. Figure 2a). This contrasts with the network of acicular oriented rutile needles ( $\mu\text{m}$  in size) observed throughout the megacryst and that formed by exsolution from the garnet. Conversely, the prismatic rutiles are interpreted as corresponding to inclusions formed and included in the garnet megacryst during its growth. In a Tera-Wasserburg concordia diagram, rutile analyses provide an age of  $32.4 \pm 3.3$  Ma (Figure 3c).

#### 4. Discussion

Zircon and rutile encapsulated in the diamond-bearing garnet megacryst provide ages that are more than 10 m.y. different. The occurrence of metamorphic diamonds in the studied garnet megacryst is evidence for deep subduction ( $> 100$  km depth) of a mafic protolith inferred to be a part of the retreating Tethyan slab (Caby et al., 2014). This megacryst displays a core-to-rim decrease in HREE and Y concentrations typical of prograde zoning. Large euhedral rutiles can thus be confidently referred to crystals included in the garnet during prograde metamorphism at temperatures of *c.*  $750^\circ\text{C}$ . The preservation of prograde information in rutile is consistent with the high retentiveness for Zr of this mineral (Kooijman et al., 2012 ; Ewing et al., 2013), inasmuch as the studied rutiles were armoured in a pluricentimetric garnet. The early Oligocene age of  $32.4 \pm 3.3$  Ma is thus attributed to the prograde subduction stage of metamorphism that preceded deep burial of the mafic protolith in the diamond stability field.

Minute zircons included into the garnet megacryst provide a significantly younger age of  $20.9 \pm 2.2$  Ma. These grains display a multifaceted appearance and low Th/U ratios consistent with a metamorphic origin. In such an environment, metamorphic zircons should yield a HREE depletion if growth was concurrent with garnet (Rubatto 2002). The lack of HREE depletion, as observed in the minute zircons analysed, indicates that their metamorphic growth was not coeval with garnet. In metamorphic environments, solid state growth of zircon involves the destabilisation of Zr-rich precursor minerals such as garnet (Fraser et al., 1997) and oxides (Bingen et al., 2001). In addition the transformation of rutile into ilmenite, which is observed in the megacryst (see Figure 2a), is known to produce an excess of Zr available for new zircon growth (Kohn et al., 2015). The destabilisation of garnet and the transformation of rutile into ilmenite, both occur in the retrograde stage of metamorphism associated with decompression (e.g. Degeling et al., 2001). Thereby, we relate the growth of minute zircons in the megacryst to post-UHP metamorphic conditions, which are dated at  $20.9 \pm 2.2$  Ma.

From the time constraints above, UHP metamorphic conditions in the western Mediterranean are thus bracketed between  $32.4 \pm 3.3$  and  $20.9 \pm 2.2$  Ma. It is difficult to attribute a more precise signification to the rutile age, since we have no other constraints than the temperature given by the Zr-in-rutile thermometry (*c.* 750°C in Caby et al., 2014). We note however that in Alpine Corsica, the age for high-pressure (eclogite) metamorphism is coeval within errors as determined by the U-Pb ( $34.4 \pm 0.4$  Ma, after Martin et al., 2011) or Lu-Hf (from  $34.1 \pm 0.9$  to  $34.7 \pm 0.6$  Ma after Vitale Brovarone and Herwartz, 2013) methods, suggesting that, in the western Mediterranean, Tethys-derived rocks were submitted to HP/UHP metamorphism close to the Eocene/Oligocene boundary. In the case of Alpine Corsica, the HP fragments record lower P-T conditions (T of about 490-550°C and P of about 2.2-2.6 GPa after Vitale Brovarone et al., 2011) suggesting they represent a different level of a colder slab, that was not buried as deep as the diamond bearing-units identified in this study.

The Aquitanian age of  $20.9 \pm 2.2$  Ma of zircon in the garnet megacryst is contemporaneous with thrusting of the *mélange* units onto the crystalline basement of the Edough massif (20.85 Ma after Fernandez et al., 2015) under P-T conditions of 700-750°C and 12-14 kbar (Caby et al., 2001). This indicates exhumation of the UHP units to lower crustal levels. A key issue is to know what brought them up. It is noteworthy that this age is reproduced at the scale of the whole western Mediterranean and coincides with major changes such as the tectonic emplacement of subcontinental lithospheric mantle into the continental crust in the Betics and Rif (Zindler et al., 1983 ; Esteban et al., 2011), oceanic sea-floor spreading in the Liguro-Provençal basin (Faccenna et al., 1997) and a major marine transgression in some cases clearly related to an episode of extensional tectonics (Oudet et al., 2010). In addition, the rotating movement (*c.* 55° rotation counterclockwise) of the Corsica-Sardinia block (CSB) started at 21.5 Ma, with a maximum rotation between 20.5 and 18 Ma (Speranza et al., 2002, Gattacceca et al., 2007), *i.e.* that an acceleration of the CSB rotation occurred at 20.5 Ma. This rotation was accommodated by the North Balearic Transform Zone (NBTZ), a major lithospheric-scale fault which acted as a plate boundary as early as the Eocene (Advokaat et al., 2014) and that allowed movements of the CSB independently from Iberia during the Miocene. This synchronicity suggests a causal relationship between rotation of the CSB and exhumation of UHP units.

In the following, we propose that the early stage of rotation of the CSB moved this block above the trench of the retreating slab. This resulted in the steepening of the slab in front of the CSB, thus slowing its rollback compared to the portion of the slab south of the NBTZ. This difference in rollback velocity was responsible for stretching and finally tearing of the slab probably at the level of the NBTZ. An alternative could be that during rotation of the CSB, the NBTZ propagated eastward and tore the retreating Tethyan slab. Slab tear associated with the fast rotation of crustal blocks has been already evidenced in the Aegean area (*e.g.* Jolivet et al., 2013). Tearing of the slab may have been completed by 20.5 Ma, which led to the decoupling of the retreating slab on both sides of the tear. This could have facilitated the retreat process of the retarded part of the slab and explain the acceleration of the rotation of the CSB from 20.5 Ma onward. Decoupling of the slab on both sides of the tear finds support in the recent discovery of a segmented slab, at 200-300 km depth below the Algerian Coast (Fichtner and Villasenor, 2015). Retreating slabs constitute a favorable environment for exhumation of HP/UHP rocks (Brun and Faccenna, 2008). Minute zircons

formed at 20.9 Ma register a Ti-in-zircon temperature of *c.* 810°C suggesting that exhumation from UHP conditions ( $\geq 750^{\circ}\text{C}$ ) was nearly isothermal or associated with a reheating. This is not consistent with exhumation on top of a cold downgoing slab which should be associated with cooling. Conversely, slab tear allows the asthenosphere to push upward material attached to the slab and/or subducted within the channel subduction (Hacker and Gerya, 2013) thus promoting exhumation of HP/UHP rocks. We thus favor this hypothesis as a model for exhumation of UHP rocks identified in the Edough massif and relate tearing of the slab to the contemporaneous Miocene rotation of the CSB.

This study provides the first convincing evidence for a UHP metamorphic stage unambiguously related to the Alpine history of the WMO. Exhumation of these units to lower crustal depth occurred following a model of exhumation driven by slab rollback as proposed by Brun and Faccenna (2008). This model however requires jamming of the subduction by a deeply subducted continental block, which, in the western Mediterranean, is not known east or south of the Tethyan trench. The Kabylides, that could have represented these continental fragments, do not show UHP units, thus ruling out their burial in a subduction zone, and in addition, display low temperature chronometer ages (Rb-Sr on biotites or Ar-Ar ages) that are older than 21 Ma (Monié et al., 1988). We thus suggest that the fast rotation of blocks belonging to the overriding plate of a subduction zone can act similarly as continental blocks entering the subduction by steepening the slab and thus slowing down its rollback. The difference of rollback velocity on either side of these blocks stretches and tears the slab. The subsequent decoupling of the two parts of the slab allows the resumption of slab rollback and the exhumation of UHP units coeval with back arc extension as envisioned in the model of Brun and Faccenna (2008).

### **Acknowledgments**

This work was supported by the 2013 and 2014 SYSTER program from the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS), and is part of the PhD of L.F. who received a grant from the French Research Ministry. We also thanks the CNRS/DPGRF Program for a grant (n°52859), which allowed exchanges between French and Algerian researchers. The Badji Mokhtar University of Annaba is thanked for the great welcome and logistical support during the 2012 field trip in the Edough Massif.

## Tables

Element (in ppm)	#Gt1a	#Gt1b	#Zrn1	#Gt2a	#Gt2b	#Zrn2
Si	180385	180385	154115	180385	180385	154115
Ca	16882	18433	1622	17399	18222	1010
Ti	569	587	20	965	1120	17
Y	47.4	49.0	124.8	85.6	86.1	228.4
Zr	19.3	28.8		21.1	26.2	
Nb	-	-	0.117	-	-	0.236
La	0.003	0.084	0.049	0.016	0.084	0.01
Ce	0.016	0.019	0.98	0.019	0.211	1.1
Pr	0.017	0.007	0.034	0.02	0.049	0.072
Nd	0.47	0.58	0.33	0.44	0.57	1.02
Sm	2.42	2.58	1.24	1.77	1.88	1.1
Eu	1.15	1.43	0.84	1.4	1.58	0.46
Gd	6.25	6.47	4.46	6.64	5.39	5.43
Tb	1.34	1.39	1.05	1.92	1.74	1.37
Dy	9.62	9.66	13.89	13.87	14.5	17.7
Ho	1.70	1.72	4.03	2.58	2.86	6.19
Er	4.27	5.38	18.39	9.75	9.32	35.95
Tm	0.59	0.71	3.76	1.17	1.19	9.96
Yb	4.73	5.01	42.47	9.58	10.59	118.99
Lu	0.68	0.60	8.03	1.20	1.09	24.76
Hf	-	0.108	6706	-	0.134	4955
Pb	0.12	-	0.55	-	0.39	1.00
Th	-	-	0.57	-	-	0.81
U	-	-	24.8	-	-	20.6
Ti-in-Zr (°C)			814			800
YbN/GdN	0.94	0.96	11.77	1.78	2.43	27.09
Eu/Eu*	0.90	1.07	1.09	1.24	1.51	0.57
Th/U	-	-	0.02	-	-	0.04

Table 1. LA-ICP-MS trace element analyses of zircon and garnet from the megacryst ED128 (Edough Massif, NE Algeria).

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	208Pb/ 206Pb	238U/ 206Pb	±% (2s)	207Pb/ 206Pb	±% (2s)
<b>ED128 Diamond-bearing garnet megacryst</b>									
<i>Rutile</i>									
fa1	0.05		0.8		1.441	43.50	10.2	0.6729	5.7
fa2	1.55		1.3		1.989	2.51	5.6	0.8263	1.2
fa3	0.03		1.0		1.113	83.98	10.3	0.4351	10.1
fa4	0.11		1.0		1.671	27.46	6.0	0.7334	3.4
fa5	0.01		0.7		0.957	134.82	14.6	0.4338	17.8
fa6	2.49		0.7		2.103	0.90	5.4	0.8307	1.2
fa7	0.80		0.8		2.030	3.38	6.7	0.8484	2.2
fa8	0.35		0.9		1.840	7.17	5.7	0.7833	2.5
fa9	0.03		0.8		1.043	61.93	9.6	0.4915	9.7
fa10	0.01		0.9		0.764	122.88	11.0	0.3709	17.9
fa11	0.08		1.1		1.482	30.97	9.6	0.7572	2.8
fa12	0.26		0.8		1.836	9.77	5.9	0.8083	2.7
fa13	0.01		1.0		1.130	160.95	8.0	0.2539	15.1
fa14	0.01		1.0		1.093	162.27	10.2	0.2564	22.0
fa15	0.11		0.7		1.543	19.15	9.1	0.7288	3.3
fa16	0.04		0.9		1.197	61.92	7.4	0.4982	8.9
fa17	0.04		0.8		1.282	55.26	9.0	0.6131	7.1
fa18	0.03		0.9		1.365	95.59	11.1	0.4469	12.1
fa19	0.23		0.9		1.809	11.65	3.5	0.7880	2.4
fa20	0.22		1.0		1.795	13.04	5.8	0.8118	2.6
<i>Zircon</i>									
gl2	0.62	1.1	33	0.03	1.376	123.59	6.9	0.4960	8.1
gl3	0.15	1.6	35	0.05	0.613	241.46	14.9	0.2376	16.9
gl4	0.22	1.2	19	0.06	0.646	170.94	18.1	0.5341	16.7
gl7	0.20	1.8	30	0.06	0.917	243.45	12.3	0.2067	25.1
gl8	0.25	2.6	32	0.08	1.012	249.68	16.0	0.1388	16.3
gl9	0.54	1.5	33	0.04	1.259	129.23	19.0	0.4694	14.2
gl10	0.23	2.5	36	0.07	0.715	279.68	10.7	0.1854	27.0
gl12	1.27	3.5	35	0.10	1.189	52.08	23.0	0.5835	10.5
gl14	0.90	3.8	49	0.08	1.183	107.40	20.9	0.4940	9.6
gl17	0.86	2.4	45	0.05	0.762	202.33	20.0	0.1925	41.2
gl18	0.31	1.4	19	0.07	1.419	198.26	12.2	0.5270	17.3
gl19	2.18	1.9	33	0.06	1.796	42.40	12.1	0.7786	3.9
gl20	0.38	1.7	43	0.04	0.955	225.98	9.3	0.3400	11.7
gl22	0.22	1.5	22	0.07	1.265	218.63	16.5	0.2846	16.3
gl23	0.27	2.0	22	0.09	1.066	172.93	12.1	0.3564	13.7
gl24	1.01	1.8	28	0.06	1.467	67.12	9.8	0.5828	6.3
gl25	0.14	2.5	20	0.12	1.473	255.01	27.2	0.3437	20.0
gl26	0.35	2.1	25	0.08	0.868	121.06	15.1	0.4267	9.2
gl27	0.31	0.8	13	0.06	1.014	94.72	12.8	0.5785	10.9

Table 2. LA-ICP-MS U-Pb analyses of zircon and rutile from the megacryst ED128 (Edough Massif, NE Algeria).

## References cited

- Advokaat, E.L., van Hinsbergen, D.J.J., Maffione, M., Langereis, C.G., Vissers, R.L.M., Cherchi, A., Schroeder, R., Madani, H., and Columbu, S., 2014, Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 401, p. 183-195.
- Bingen, B., Austrheim, H., and Whitehouse, M., 2001, Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism ? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology : *Journal of Petrology*, v. 42, p. 355-375.
- Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.L., Padron-Navarta, J.A., and Galland, B., 2011, Building an island-arc crustal section : Time constraints from a LA-ICP-MS zircon study : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 309, p. 268-279.

- Bosch, D., Hammor, D., Mechat, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., and Verdoux, P., 2014, Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin? *Tectonophysics*, v. 626, p. 53–68.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., and Caby, R., 2009, Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough Massif, NE Algeria): implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean : *Chemical Geology*, v. 261, p. 171–183.
- Brun, J.P., and Faccenna, C., 2008, Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 272, p. 1-7.
- 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*, v. 342, p. 239-273.
- Caby, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechat, M., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., and Douchet, C., 2014, Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (Northeastern Algeria) : Recognition and geodynamic consequences : *Tectonophysics*, v. 637, p. 341-353.
- Chopin, C., 1984, Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences : *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p. 107-118.
- Degeling, H., Eggins, S., and Ellis, D.J., 2001, Zr budgets for metamorphic reactions, and the formation of zircon from garnet breakdown : *Mineralogical Magazine*, v. 65, p. 749-758.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubia, M., Sergeev, S., and Larionov, A.N., 2011, A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain) : *Geological Magazine*, v. 148, p. 183-187.
- Ewing, T., Hermann, J., and Rubatto, D., 2013, The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, p. 757-779.
- Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Monié, P., Arnaud, N., Galland, N., Toubal, A., and Douchet, C., 2015, Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution : *Journal of Geodynamics*, in press, dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001.
- Ferry, J.M., and Watson, E.B., 2007, New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, p. 429-437.
- Fichtner, A., and Villasenor, A., 2015, Crust and upper mantle in the western Mediterranean - Constraints from full-waveform inversion: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 428, p. 52-62.
- Fraser, G., Ellis, D., and Eggins, S., 1997, Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks : *Geology*, v. 25, p. 607-610.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T., and the Deep Slab Project Group, 2009, Stagnant slab : a review: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 37, p. 19-46.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., and Vadeboin, F., 2007, Miocene rotation of Sardinia : New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 359-377.
- Hacker, B.R., and Gerya, T.V., 2013, Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism: *Tectonophysics*, v. 603, p. 79-88.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., and 19 others, 2013, Aegean tectonics : Strain localisation, slab tearing and trench retreat: *Tectonophysics*, v. 597-598, p. 1-33.
- Kohn, M.J., Corrie, S.L., Markley, C., 2015, The fall and rise of metamorphic zircon : *American Mineralogist*, v. 100, p. 897-908.
- Kooijman, E., Smit, M.A., Mezger, K., and Berndt, J., 2012, Trace element systematics in granulite facies rutile: implications for Zr geothermometry and provenance studies: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, p. 397-412.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock forming minerals : *American Mineralogist*, v.68, p. 277-279.
- Ludwig, K.R., 2003, *Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Centre, Special Publication 4, 71pp.

- Luvizotto, G.L., Zack, T., Meyer, H.P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Munker, C., Stockli, D.F., Prowatke, S., Klemme, S., Jacob, D.E., and von Eynatten, H., 2009, Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis : *Chemical Geology*, v. 261, p. 346-369.
- Martin, L.A.J., Rubatto, D., Vitale Brovarone, A., and Hermann, J., 2011, Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica : *Lithos*, v. 125, p. 620-640.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A., 2004, E-W opening of the Algerian basin (Western Mediterranean) : *Terra Nova*, v. 16, p. 257-264.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth : *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M. L., Chalouan, A., Montigny, R., and 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 Geoscience*, v. 338, p. 92-114.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., and Caby, R., 1988, New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria) : *Tectonophysics*, v. 152, p. 53-69.
- Oudet, J., Münch, P., Verati, C., Ferrandini, M., Melinte-Dobrinescu, M., Gattacceca, J., Cornée, J.J., Oggiano, G., Quillévéré, F., Borgomano, J., and Ferrandini, J., 2010, Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datings, micropalaeontology and magnetostartigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy) : *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 295, p. 293-306.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., and Chenery, S.P., 1997, A compilation of new and published major and trace data from NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials : *Geostandards Newsletter*, v. 20, p. 247-261.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry : partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism : *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2013, Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain) : *Lithos*, v. 177, p. 184-206.
- Ruiz-Cruz, M.D., and Sanz de Galdeano, C., 2014, Petrology of microdiamond-bearing schists from the Torrox unit, Betic Cordillera, Spain : *European Journal of Mineralogy*, v. 25, p. 919-933.
- Smith, D.C., 1984, Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics : *Nature*, v. 310, p. 641–644.
- Sobolev, N.V., and Shatsky, V.S., 1990, Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks : a new environment for diamond formation : *Nature*, v. 343, p. 742-746.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., and Mattei, M., 2002, Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence : *Tectonophysics*, v. 347, p. 231-251.
- Tomkins, H.S., Powell, R., and Ellis, D.J., 2007, The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, p. 703-713.
- Vitale Brovarone, A., Groppo, C., Hetényi, G., Compagnoni, R., and Malavieille, J., 2011, Coexistence of lawsonite-eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 29, p. 583-600.
- Vitale Brovarone, A., and Herwartz, D., 2013, Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustrés of Alpine Corsica : New Lu-Hf garnet and lawsonite ages : *Lithos*, v. 172-173, p. 175-191.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., and Meier, M., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses : *Geostandards Newsletter*, v. 19, p. 1-23.
- Zindler, A., and Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 14, p. 493-571.
- Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S.R., Endres, R., and Goldstein, S., 1983, Nd and Sm isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex : *Nature*, v. 304, p. 226-228.



## Appendix. methods

**Imaging.** Thick section (100  $\mu\text{m}$ ) was polished and imaging was carried out at University of Montpellier using a FEI quanta 200FEG scanning electron microscope. Operating conditions were 15 kV, low vacuum and a 10mm working distance.

**Mineral chemistry.** Trace elements of zircon and garnet were analysed by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) at Géosciences Montpellier. The instrument includes a pulsed 193 nm ArF excimer laser (Compex 102 from LambdaPhysik) with 200 mJ output energy coupled to a Thermofinnigan Element XR mass spectrometer. The instrument was tuned for maximum sensitivity and low oxide production (ThO/Th at  $< 1\%$ ). The laser was operated at a repetition rate of 6 Hz, using a 15 $\mu\text{m}$  spot size and a 12 J/cm<sup>2</sup> energy density. Total analysis time was 120s with the first 75s used for background measurement before sample ablation. Synthetic glass NIST 612 was used for external calibration (values after Pearce et al., 1997). Internal standard was SiO<sub>2</sub> for zircon (32.45 wt%, stoichiometric value) and for garnet (38.64 wt%, electron microprobe analyses reported in Caby et al., 2014). The BIR-G glass and G91500 zircon were used as secondary standards to monitor accuracy. Data evaluation was done with the software package Glitter.

**U-Pb geochronology.** Zircon and rutile were analysed « in situ » on the thick section used for imaging and trace element analyses. U, Th and Pb analyses were performed using the LA-ICP-MS equipment described above (Thermofinnigan Element XR mass spectrometer coupled to a Lambda Physik Compex 102 excimer laser). For zircon, the operating conditions and data acquisition were as described in earlier reports (Bosch et al., 2011), with the difference that spot size was 15  $\mu\text{m}$ , the repetition rate was 6Hz and the energy density was 12 J/cm<sup>2</sup>. For rutile, the spot size was increased to 51  $\mu\text{m}$ . In both cases, the reference material, G91500 for zircon (Wiedenbeck et al., 1995) or R10 for rutile (Luvizotto et al., 2009), was analysed each five analyses. Data evaluation and age calculation were performed using the software Glitter and Isoplot/Ex respectively (Ludwig 2003). Ages in the text are quoted at the 2s confidence level.

## 6.5 Conclusion et limites de l'étude

Plusieurs limites sont à prendre en compte afin de pouvoir utiliser correctement les données présentées ici pour une interprétation la plus juste.

L'échantillon ED128, du fait de l'altération de la roche totale, n'a conservé que les grenats. Nous n'avons donc pas pu quantifier les conditions de pression. Ceci est un problème majeur dans le cadre de l'identification d'échantillons UHP. De plus, la diffusion dans le rutile et l'influence du zircon sur la rétention du Zr dans le rutile permettant la quantification de la température posent des limitations aux données de température obtenues. Ainsi la borne supérieure de l'UHP (i.e. 32 Ma) et la température enregistrée dans les rutiles (i.e. 750°C) doivent être considérée comme des minima.

En conclusion nous pouvons retenir que les diamants clairement identifiés dans l'Edough, marquent un stade UHP relié à la subduction de la Téthys, jusqu'alors jamais observé dans la zone Est des Maghrébides. Ces diamants sont présents en grand nombre dans une roche de protolithe mafique de type MORB, le plus probablement un morceau de Téthys subduit.

Les datations sur minéraux accessoires (rutiles et zircons) permettent de mettre en évidence deux stades dans l'évolution de la subduction dans la zone Ouest Méditerranéenne. À savoir : un stade UHP borné entre 32 Ma et 20 Ma caractérisé par une température minimale de 750°C et une étape à plus haute température i.e.  $801 \pm 60$  °C identifiée par datations U-Pb et thermométrie sur zircon que nous pouvons relier à l'exhumation et/ou au charriage de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhel caractérisée dans le chapitre suivant.



# Chapitre 7 - L'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal ; arrière-arc ou fragment de Téthys?

---

7.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	205
7.2	Résumé des interprétations majeures et implications : un fragment de Téthys ? .....	206
7.2.1	Echantillonnage .....	206
7.2.2	Un protolithe de type MORB .....	208
7.2.1	Une influence de fluides .....	211
7.2.2	Conséquences sur le modèle de mise en place du massif de l'Edough .....	213
7.3	Conclusion .....	215
7.4	Publication : Tethys remnants in the internal zones of the Maghrebides: Geochemical and isotopic evidence from the Kef Lakhal amphibolite (Edough massif, NE Algeria) ...	216
7.5	Limitations : le problème de l'âge .....	250

---



## 7.1 Problématique et objectifs principaux de l'étude

L'étude des roches mafiques situées dans les zones internes permet d'apporter des informations capitales lors de reconstructions géodynamiques, elles contiennent de précieuses informations quant à la nature du manteau à partir duquel elles se sont formées et donc des processus géodynamiques impliqués dans leur genèse (McCulloch & Gamble, 1991 ; Nowell et al., 1998 ; Peccerillo et al., 2006 ; Carminati et al., 2012; Faccenna et al., 2014; Turcotte & Schubert, 2014; Peccerillo et al., 2015). Sur le pourtour méditerranéen, on peut considérer trois grands types de roches mafiques qui permettent de contraindre les modèles géodynamiques : les ophiolites, les roches mafiques orogéniques et les roches mafiques anorogénique (Lustrino et Wilson, 2007; Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012). Leur étude permet de déterminer l'âge de fonctionnement d'une zone de subduction, le début du retrait du panneau plongeant par le biais des produits magmatiques formés en contexte d'arrière arc, ainsi que l'exhumation des roches Ultra Haute Pression (UHP). L'étude de ces fragments de croûte océanique subductées ou non, puis exhumées permet d'apporter des informations sur le matériel entré en subduction d'une part et sur la chronologie des événements impliqués, d'autre part. Comme il a été présenté en Chapitre 6, dans le massif de l'Edough, on identifie des roches témoins d'évènement d'UHP. Les amphibolites massives de Kef Lakhal sont directement au contact avec ces reliques d'UHP et enregistrent deux événements métamorphiques au contraire des amphibolites en lentilles de l'unité de mélange qui en enregistrent trois (Ahmed Saïd & Leake, 1992 ; 1997).

Dans le Chapitre 4 il a été proposé que l'unité des amphibolites massives pourrait provenir d'un bassin d'arrière-arc relié au retrait du panneau plongeant (Bosch et al., 2014). Cette conclusion est basée sur deux échantillons seulement. Or comme nous avons pu le voir en Chapitre 3 qui traite de la mission de terrain, la variabilité lithologique observée dans les amphibolites massives nécessite un examen bien plus détaillé. De plus, comme nous traitons d'échantillons métamorphiques, il est nécessaire de compléter l'étude préliminaire présentée en Chapitre 4 par des analyses détaillées par une approche *in situ*. Celles-ci permettront d'identifier et de caractériser de façon fine la présence de minéraux primaires et secondaires, par le biais d'analyses en éléments majeurs et en éléments en trace, et ainsi fourniront des informations précieuses sur les processus impliqués.

La problématique principale abordée ici concerne la nature de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal en partant du postulat, basé sur les travaux préliminaires de 2014, que celle-ci provient d'un matériel issu d'une subduction. Pour cela, comme dans l'ensemble de mon travail de thèse, une étude multi-méthode a été réalisée couplant des analyses en éléments majeurs et traces *in situ* et sur roche totale, les traceurs isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf ainsi que des datations Ar-Ar. Je résumerai dans la section suivante les traits majeurs dégagés par la publication insérée en section 7.4. A la fin de ce chapitre, j'aborderai les limitations de cette étude.

## 7.2 Résumé des interprétations majeures et implications : un fragment de Téthys ?

### 7.2.1 Echantillonnage

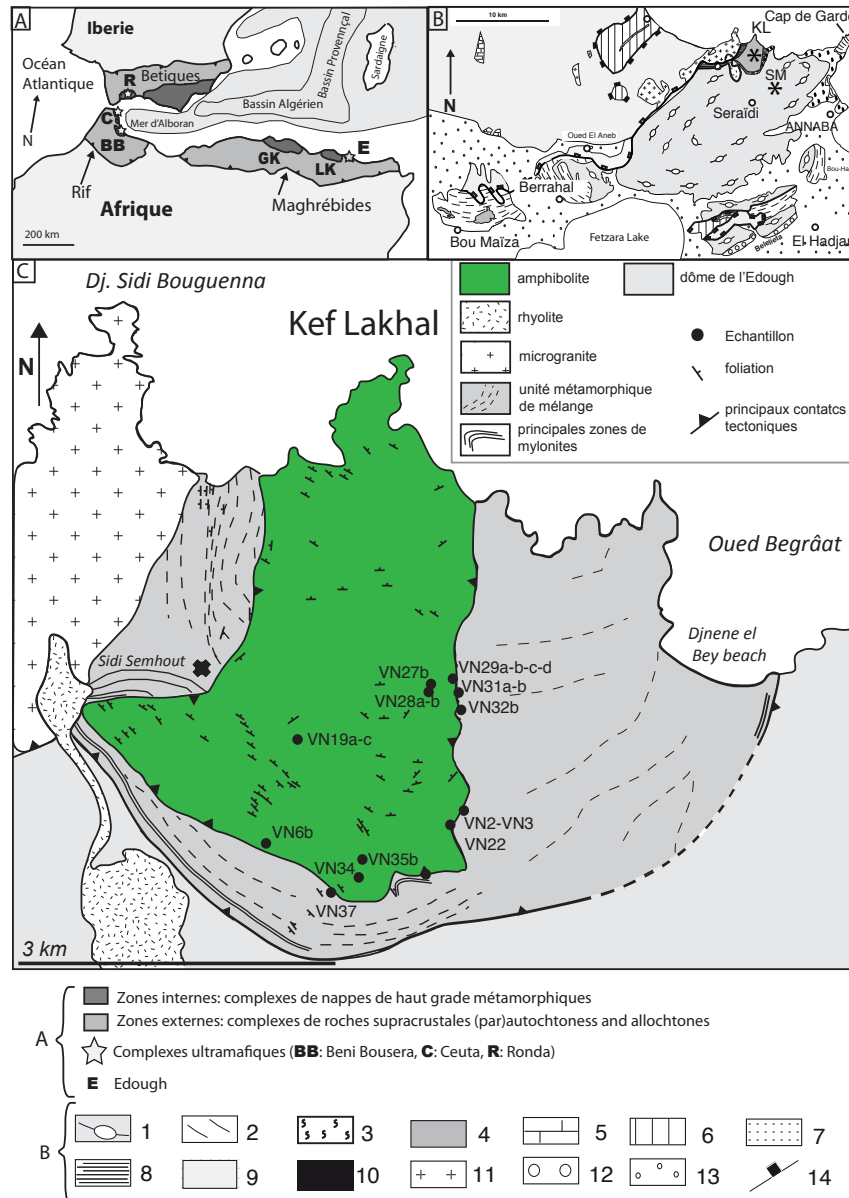


Figure 7-1 : Localisation de l'échantillonnage de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal. A) Schéma de la zone Ouest-Méditerranéenne avec positionnement de l'Edough. B) Schéma structural du dôme de l'Edough avec positionnement des unités d'amphibolites massives de Kef Lakhal (KL). 1- granites et gneiss; 2- micaschistes; 3- roches métamorphiques de haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhal (amphibolites); 5- marbres d'âge Jurassique; 6- marnes et flysch Crétacé; 7- unité métamorphique de faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonites/unité métamorphique de haut grade ; 9- nappe Numidienne; 10- rhyolite extrusive; 11- microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- failles normales majeures. C) Schéma de la zone située au Nord-Ouest du dôme de l'Edough. Est représenté l'ensemble de l'échantillonnage effectué ainsi que les contacts majeurs entre les différentes unités (modifiée d'après Caby et al., 2001).

L'échantillonnage de cette étude est constitué des amphibolites massives de Kef Lakhal ainsi que de lentilles de métapériidotites et d'actinolites échantillonnées au contact avec l'unité de mélange sous-jacente (Figure 7-1). L'échantillonnage est détaillé dans la version à soumettre de l'article présenté dans ce chapitre.

Les échantillons d'amphibolites massives étudiés ont été choisis afin de représenter la variabilité de ce type d'échantillons. Ainsi, ont été sélectionnées des amphibolites porphyroclastiques pauvres en épidote et contenant jusqu'à 80 % d'amphibole ( $\pm$ rutile,  $\pm$ sphène), des amphibolites litées contenant une alternance de niveaux riches en amphibole et feldspath et de niveaux plus riches en épidote (et du sphène principalement). Des lentilles de métagabbro ont également été étudiées et contiennent principalement des épidotes, des feldspaths et des reliques de pyroxène majoritairement déstabilisés lors du métamorphisme. Une lentille de plagiogranite, proche du contact basal, est constituée principalement de feldspath et d'épidote déformée a également été sélectionnée.

Les lentilles de métapériidotites apparaissent comme hautement remaniées. Les moins modifiées sont riches en serpentine, olivine, orthopyroxène et contiennent également de rares reliques de clinopyroxène. Un seul échantillon contient des reliques de spinelle (VN37). Dans les stades les plus modifiés on observe une cristallisation d'amphibole au sein des roches ultramafiques, minéral qui remplace presque entièrement les minéraux primaires (e.g. VN32b). Lors de transformations ultérieures il semble difficile d'arriver à déterminer avec confiance la composition originelle du réservoir source de ces échantillons. Enfin, des actinolites ont également été étudiées et sont considérées, dans une première hypothèse de travail, comme un produit du charriage de l'unité de Kef Lakhal i.e. du fonctionnement de la zone de cisaillement identifiée dans l'unité métamorphique sous-jacente (voir Chapitre 3). Les photographies, au microscope polarisant, de ces différents types d'échantillon sont présentées dans l'article inséré en section suivante 7.4.

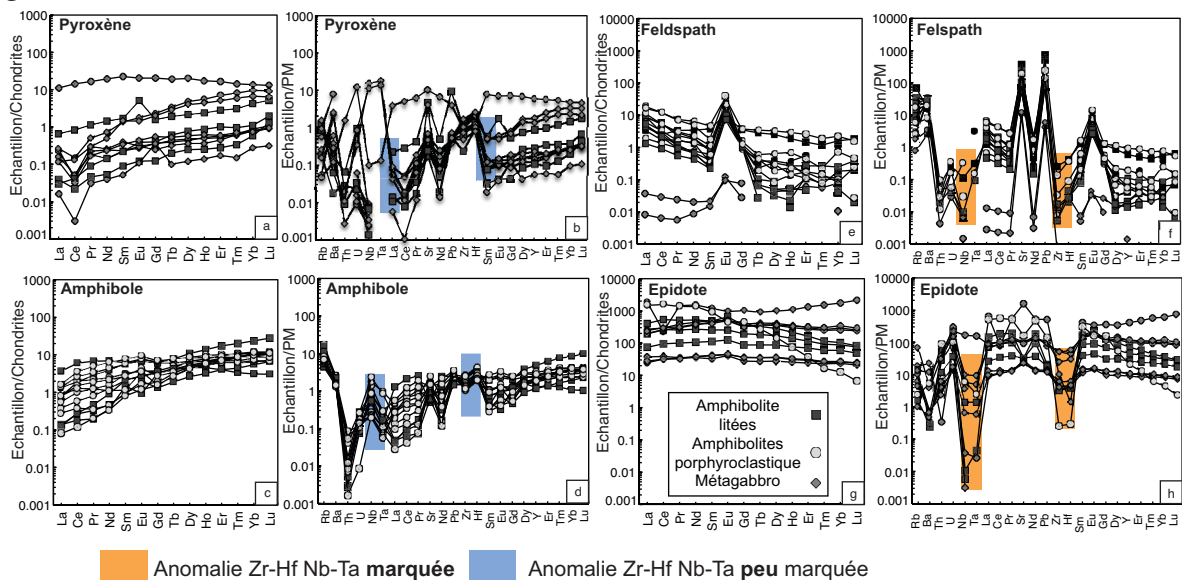


Figure 7-2 : Diagrammes de terres rares (a,c,e,g) et diagrammes en éléments traces étendus (b,d,f,h) pour les minéraux des échantillons étudiés au sein de la zone de Kef Lakhal. Normalisations: Sun & McDonough (1989) et McDonough & Sun (1995) respectivement.



## 7.2.2 Un protolithe de type MORB

Les pyroxènes sont de type diopside et présentent un excès de calcium, les plagioclases possèdent des teneurs en An% jusqu'à 95.53% dans les amphibolites porphyroclastiques témoignant d'un stade magmatique enregistré dans ces échantillons. Les équilibres entre grenat-amphibole et plagioclase donnent des températures comprises entre 700 °C et 800 °C (Holland & Blundy, 1994) et des pressions entre 7 et 10 kbar (Kohn & Spear, 1990).

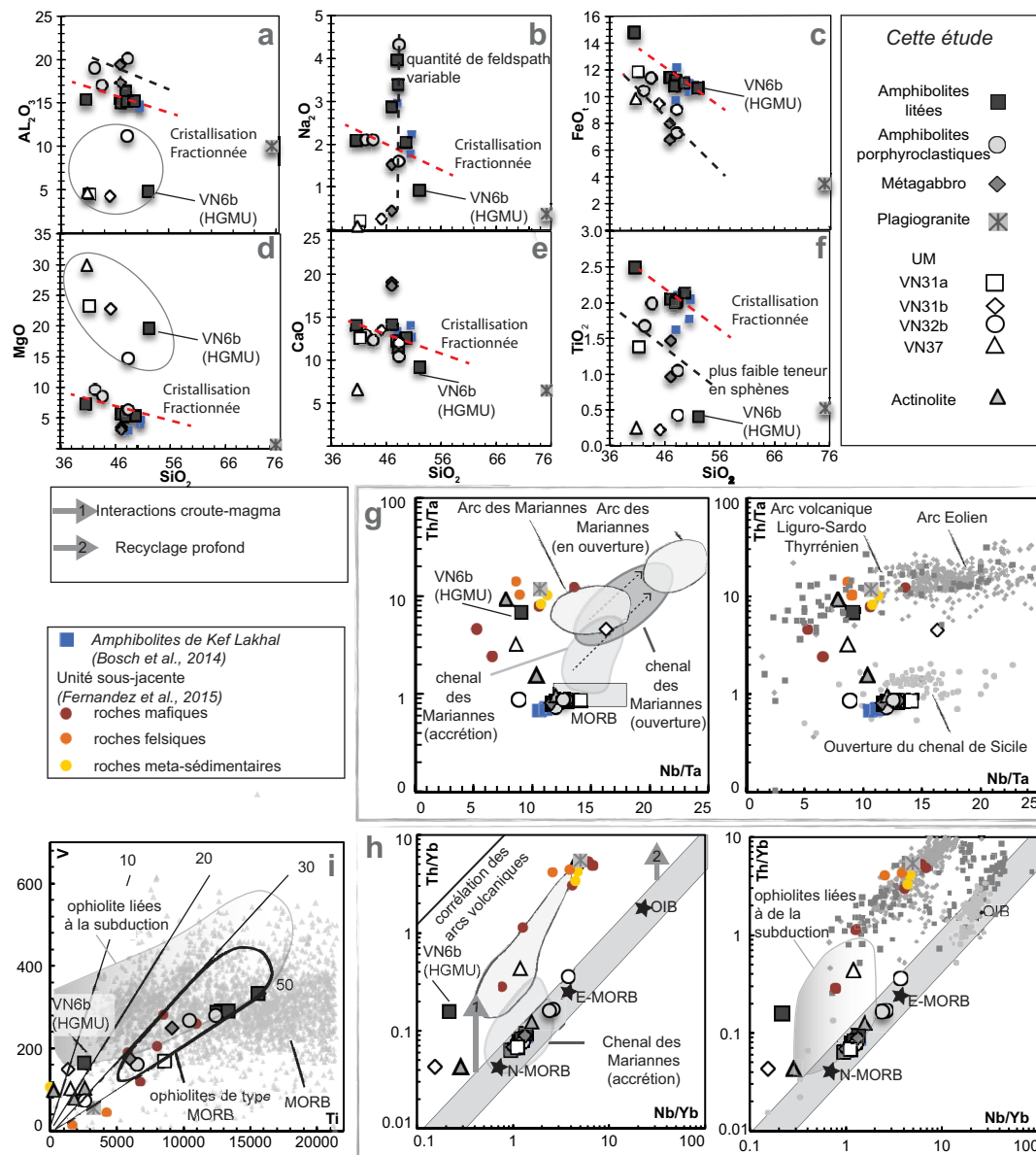


Figure 7-3: a,b,c,d,e,f) Diagrammes de Harker pour les amphibolites massives de Kef Lakhal. g) diagramme Th/Ta vs Nb/Ta d'après Pearce et Stern (2006). h) Diagramme discriminant Th/Yb vs Nb/Yb issu de Pearce (2008). i) diagramme V vs Ti. Les champs des MORB, de l'arc volcanique Liguro-Sardino-Thyrrien sont issus de la base de données GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Les champs des ophiolites formées en contexte de subduction et en contexte de dorsale type MORB sont issus de Dilek et Furnès (2011), les champs des roches provenant des différentes zones des Mariannes proviennent de Pearce et Stern (2006).

Lorsqu'on s'intéresse aux éléments en trace, seuls les feldspaths et les épidotes marquent des anomalies négatives en Zr-Hf et Nb-Ta, ce qui témoignerait de processus tardifs possiblement liés à l'origine métamorphique tardive de ces minéraux (Figure 7-2). Les minéraux les plus représentatifs des stades primaires comme les pyroxènes ne marquent pas de signes géochimiques pouvant témoigner d'effet de subduction impliqué dans leur genèse.

Dans la publication insérée dans la section suivante il est démontré que le protolithe des amphibolites massives de Kef Lakhal est de type MORB. Les échantillons provenant des amphibolites massives se placent dans le champ des basaltes (Le Bas et al., 1986). Les profils de terres rares sont plats à tendance appauvrie en terres rares légères ou légèrement enrichie ( $0.9 < La/Yb_N < 1.83$  et  $Gd/Yb_N = 1.19-1.83$ ) et sont 10 à 40 fois plus enrichis que le réservoir chondritique (Sun & McDonough, 1989). Les profils de terres rares sont empilés, cette caractéristique, associée aux corrélations observées dans les diagrammes de Harker entre les différents échantillons de Kef Lakhal suggère un lien cogénétique entre les échantillons par un processus de cristallisation fractionnée (Figure 7-3). Le fait que les profils en terre rares soient sub-plats nous indique que ni l'amphibole ni le grenat n'ont été des minéraux majeurs dans le fractionnement impliqué.

L'ensemble de ces évidences suggère un fractionnement dominé par l'olivine, le clinopyroxène et l'orthopyroxène comme proposé par Ahmed Said & Leake (1997). Les sous tendances observées sont attribuées à la présence plus ou moins importante de certains minéraux dans les échantillons. Les teneurs en  $TiO_2$ ,  $K_2O$  et  $P_2O_5$  indiquent un protolithe de type océanique (Figure 7-4).

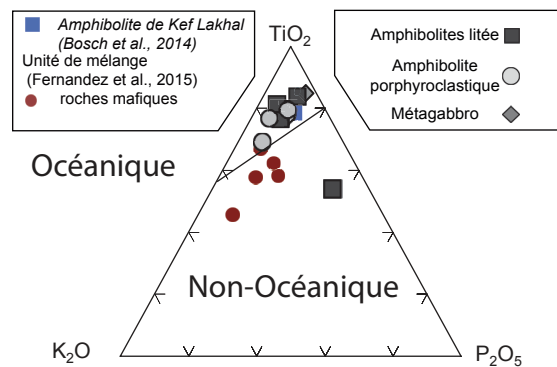


Figure 7-4 Diagramme ternaire discriminant entre les roches mafiques océaniques et les roches mafiques non-océaniques de Pearce et al. (1975). Les amphibolites de l'unité métamorphique de haut grade (Fernandez et al., 2015) ainsi que les deux amphibolites massives de Kef Lakhal présentées en Chapitre 4 et issues du travail publié en 2014 sont aussi reportées (Bosch et al., 2014).

Les rapports  $FeO^*/MgO$  compris entre 1.09 et 1.32 ( $FeO^*/MgO_{MORB} \sim 1$ , Sun & McDonough, 1989) pour les amphibolites porphyroclastiques, les signatures de types DMM observées en isotopie Hf-Nd dans l'ensemble des échantillons ( $^{143}Nd/^{144}Nd_{t=40Ma} = 0.51287-0.51310$  et  $^{176}Hf/^{177}Hf_{t=40Ma} = 0.28276-0.28315$ , Figure 7-5) ainsi que les faibles anomalies négatives en Nb sur les profils en éléments en trace étendus confirment l'hypothèse d'un protolithe de type MORB/croûte océanique. Les diagrammes discriminants de Shervais

(1982), Pearce & Stern (2006) et Pearce (2008) utilisant les éléments en trace présentés dans la Figure 7-3, suggèrent que quelques soient les éléments chimiques considérés, les échantillons de Kef Lakhal se placent dans le champ des N-MORB et non pas dans les champs définis par des roches magmatiques formées en contexte de subduction. Ceci indique que dans la genèse du protolithe, on ne peut pas proposer d'arguments forts pour un contexte de subduction.

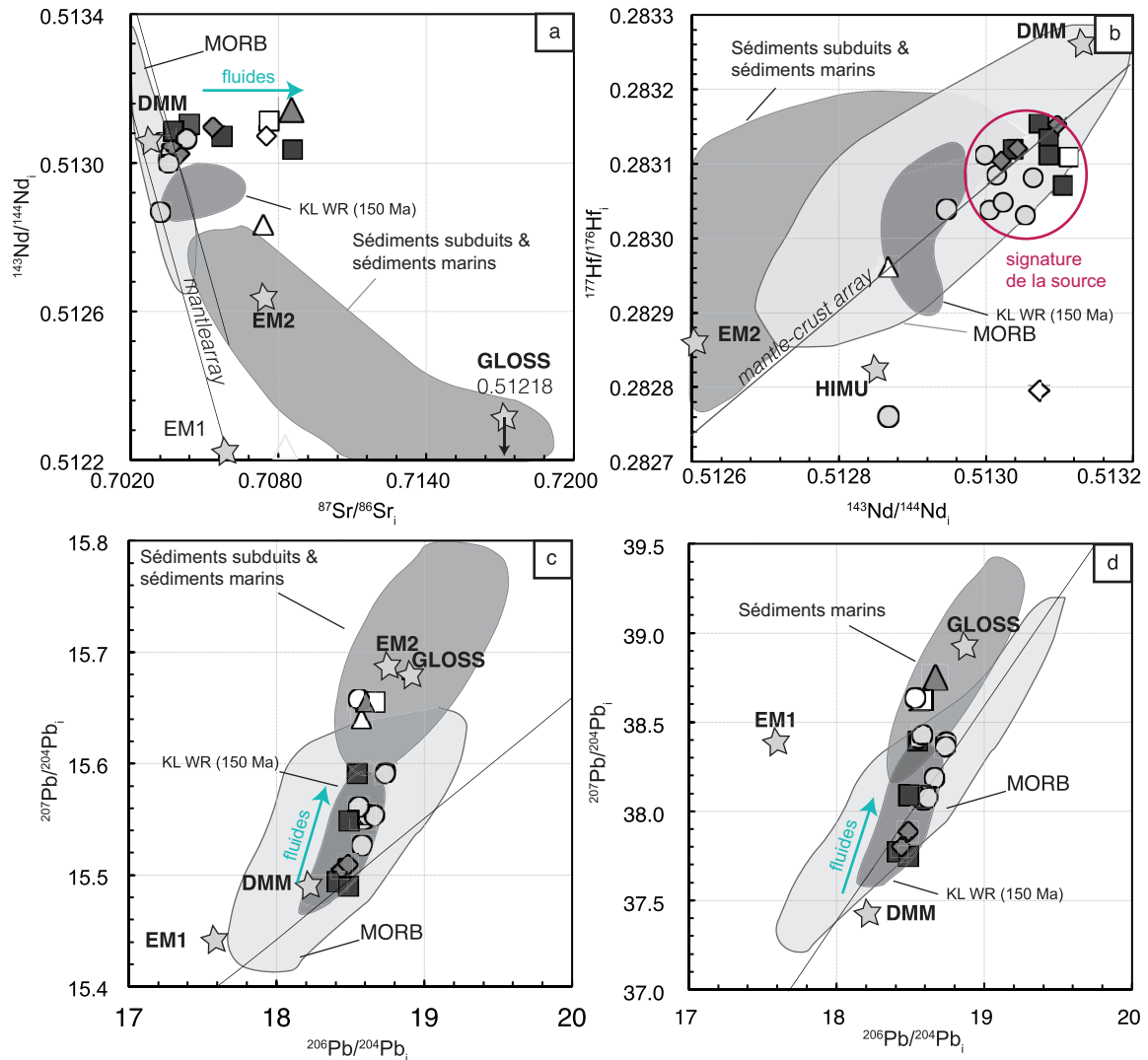


Figure 7-5 : Diagrammes isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf pour les amphibolites massives de Kef Lakhal corrigées à 40 Ma (voir article en section 7.4. pour le choix de cette correction). a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . b)  $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  corrélation manteau-croûte d'après Blichert-Toft et Albarède, 1997. c)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . d)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Le champ des sédiments subduits et sédiments marins est reporté pour comparaison (Ben Othmann et al., 1989 ; Plank et Langmuir., 1998 ; Jolly et al., 2006 ; Vervoort et al., 2011). Les pôles DMM, GLOSS, HIMU, EM-1 et EM-2 sont de Zindler et Hart (1986), Plank et Langmuir (1998), Eisele et al. (2002), Salters & Stracke (2004), Workmann et Hart (2005). Les MORB proviennent de la base de donnée de GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.

Les amphibolites massives de Kef Lakhal sont donc le témoin d'une croûte océanique, contrairement à ce qui a été proposé comme hypothèse de travail.

On remarque que l'un des échantillons possède les mêmes caractéristiques que les amphibolites retrouvées sous forme de lentilles au sein de l'unité de mélange (voir Chapitre 5). Par conséquent, au niveau de la base de Kef Lakhal on observe des fragments de l'unité de

mélange qui se retrouvent mélangés tectoniquement sous forme de lambeaux à la base de l'unité de Kef Lakhal.

### 7.2.3 Une influence de fluides

La présence de fluides dans le massif de l'Edough a été démontrée dans les travaux précédents (Ahmed-Said et Leake, 1992, 1997; Monié et al., 1992; Caby et al., 2001; Bruguier et al., 2009) et surtout dans le Chapitre 5 de cette thèse traitant de la caractérisation et de la signification géodynamique de l'unité de mélange (Fernandez et al., 2015). En s'appuyant sur l'étude de Coogan et collaborateurs (2001), on observe que les amphiboles provenant des amphibolites porphyroclastiques présentent des rapports Cl/F et Nb/La permettant de les identifier comme des amphiboles peu impactées par un événement métamorphique (e.g. Cl/F < 0.1 et Nb/La > 0.6), alors que les amphiboles appartenant aux amphibolites litées signeraient une « origine complexe » i.e. impactées par le métamorphisme. Enfin, les amphiboles provenant des lentilles ultramafiques sont de type hydrothermal (Coogan et al., 2001). Ces caractéristiques indiquent un impact du métamorphisme certes présent mais relativement limité au niveau des échantillons de l'unité de Kef Lakhal.

Afin d'évaluer plus en détail l'impact du métamorphisme nous avons utilisé le potassium comme un proxy de la mobilité des éléments. Ainsi, le champ de variation des amphibolites massives dans un diagramme  $Al_2O_3$  vs  $K_2O$  reste limité et se superpose en partie au champ des MORB. Cette observation, ajoutée aux très faibles teneurs en  $K_2O$  %wt de ces échantillons suggère un impact limité d'une remobilisation tardive (Figure 7-6). Dans le cas des lentilles de roches ultramafiques par contre, une forte dispersion est observée sur les diagrammes présentés en Figure 7-6. L'échantillon VN32a, qui est celui de notre échantillonnage qui contient le plus d'amphiboles secondaires, enregistre quant à lui d'importants enrichissements en K reliés à des processus hydrothermaux et/ou de l'altération. Les données des isotopes Sr et Pb permettent de mettre en évidence une participation de fluides dans l'ensemble des échantillons qui présentent des valeurs modifiées par rapport à un réservoir de type Manteau appauvri. Par contre, les rapports isotopiques en Nd restent homogènes et caractéristiques d'un réservoir de type manteau appauvri (Figure 7-5 ; Figure 7-6). Dans un diagramme  $^{87}Sr/^{86}Sr$  vs  $^{143}Nd/^{144}Nd$ , cela se traduit par l'obtention d'un alignement horizontal parallèle à l'axe des abscisses. Pareillement dans le diagramme  $Sm/Yb_{PM}$  vs  $Pb/Ce_{PM}$ , les rapports  $Sm/Yb_{PM}$  restent constants alors que les valeurs du rapport  $Pb/Ce_{PM}$  sont variables et corrélées à des anomalies positives en plomb. Ces caractéristiques sont attribuées à un apport en plomb, appuyé par les rapports  $^{207}Pb/^{206}Pb$  de nos échantillons évoluant depuis le pôle manteau appauvri jusqu'au pôle GLOSS (Global Subducting Sediments, Plank & Langmuir, 1998).

Les profils en éléments en trace, normalisés aux MORB (Dilek et Furnes, 2011), sont peu perturbés et possèdent des distributions plates et parallèles ce qui suggère une influence très limitée du métamorphisme. A l'inverse les roches ultramafiques présentent d'importantes perturbations ce qui suggère une perturbation tardive beaucoup plus importante. Si on

considère que les actinotites dérivent de roches ultramafiques complètement rééquilibrées par les fluides, alors leur composition peut être assimilée à la composition présumée d'un fluide percolant. Ces actinotites sont très riches en Pb et possèdent les signatures isotopiques en Pb les plus radiogéniques de notre étude sur l'unité de Kef Lakhal (Figure 7-5). L'intervention d'un fluide provenant de la déshydratation de l'unité du dessous est représentée par les actinotites au niveau du contact basal et pourrait dans ce cas être à l'origine des signatures isotopiques enregistrées dans certains échantillons de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal. Encore plus intéressant, lorsque l'on normalise les échantillons provenant de l'unité métamorphique de haut grade (Figure 7-6h) il apparaît clairement que le Ba et le Pb montrent d'importants appauvrissements suggérant la libération de ces éléments lors de l'événement métamorphique Miocène i.e. charriage de Kef Lakhal. Ces éléments, Ba et Pb, se trouvent parmi les éléments mobiles enrichis dans les échantillons de l'unité supérieure de Kef Lakhal.

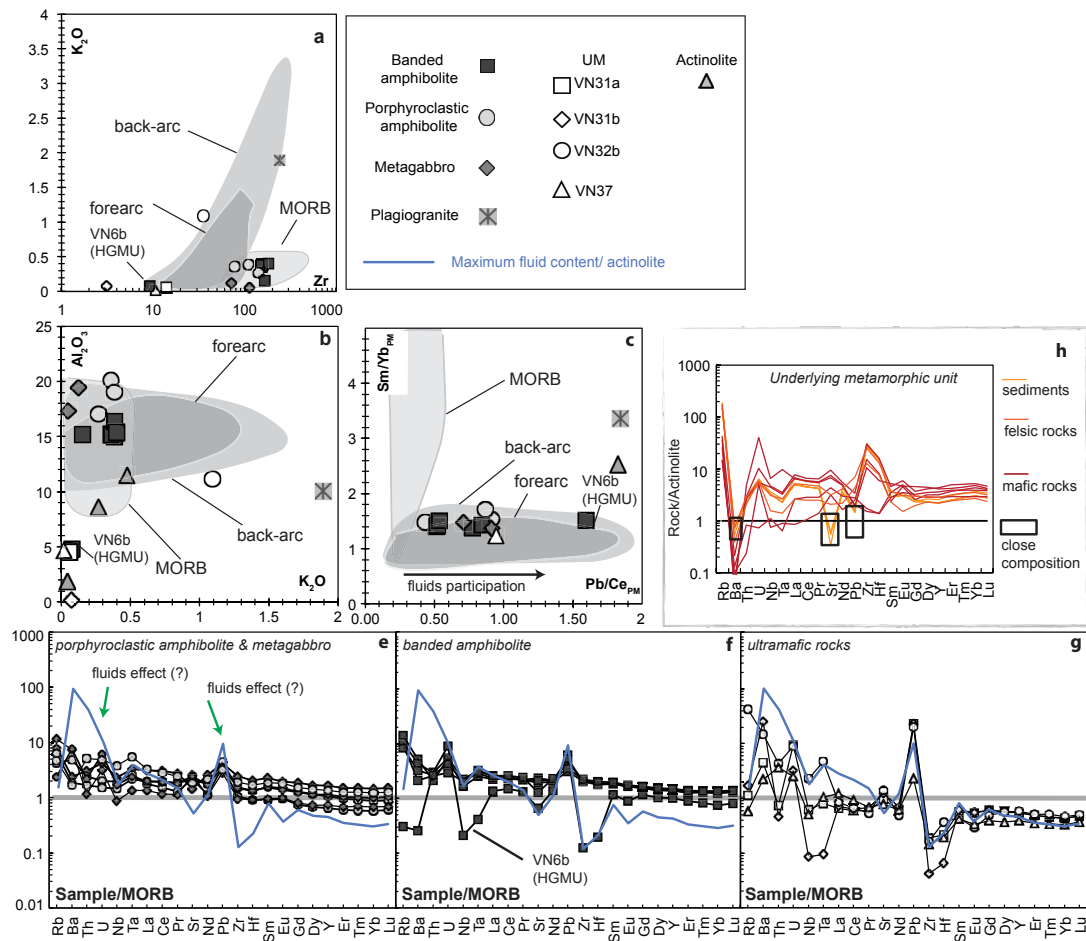


Figure 7-6 : a, b , c) graphiques d'éléments majeurs et éléments traces dans le but d'illustrer la mobilité des éléments respectivement  $K_2O$  vs  $Zr$ ,  $Al_2O_3$  vs  $K_2O$  et  $Sm/Yb_{PM}$  vs  $Pb/Ce_{PM}$ . Les champs représentant les roches volcaniques d'arrière-arc, d'avant arc et des rides océanique (MORB) d'après la base de donnée de GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Les teneurs maximum en fluide correspondent à l'actinolite VN29b. e,f,g) Diagrammes en éléments traces normalisés aux MORB d'après Dilek et Furnès (2011). h) diagramme en éléments trace de l'unité métamorphique de haut grade/unité de mélange les échantillons sont normalisés à l'actinolite VN29b.

#### 7.2.4 Conséquences sur le modèle de mise en place du massif de l' Edough

Les données et interprétations associées pour les amphibolites massives de l'unité de Kef Lakhall font apparaître clairement que celles-ci constituent des restes d'une croûte océanique. Le contexte géodynamique d'un bassin d'arrière-arc semble peu probable considérant les contraintes de géochronologie obtenue sur la zone (Chapitre 5 et 6). En effet, pour pouvoir être charriée à c. 20 Ma et partager l'évolution métamorphique marquée dans l'ensemble du massif, l'unité des amphibolites massives doit s'être formée bien avant 20 Ma. Or, la rotation du bloc Corso-Sarde est évaluée c. 20 Ma (e.g. Gattacceca et al., 2007) et la phase d'expansion océanique dans le bassin Liguro-Provençal en contexte d'arrière arc est datée entre 21 et 16 Ma. Pour pouvoir produire des roches de contexte de bassin d'arrière-arc de type MORB, cela nécessite un processus d'extension mature. Cela ne peut correspondre d'un point de vue temporel et permet donc d'éliminer cette hypothèse. L'hypothèse de formation dans un contexte de zone d'avant-arc reste compatible avec nos données. Dans le cas d'un retrait rapide du panneau plongeant on pourra produire des roches avec des signatures similaires à celles observées au niveau de Kef Lakhall (Dilek & Thy, 2009 ; El Rahman et al., 2009; Dilek et Furnes, 2011 ; Whattam & Stern, 2011; Dai et al., 2013; Jafri et Scheikh, 2013). Cependant, le fait que le protolithe du mégacristal de grenat décrit en Chapitre 6 soit de type MORB amène une contrainte supplémentaire. En effet, on peut supposer que le protolithe des amphibolites massives de l'unité de Kef Lakhall et celui du mégacristal de grenat contenant les inclusions de diamant soit le même. Cela signifierait donc qu'il s'agit d'un fragment de croûte océanique Téthysienne subductée et pour certaines entraînées jusqu'à des profondeurs de 100km, avant d'être exhumée.

Lorsque les compositions isotopiques des amphibolites massives de l'unité de Kef Lakhall sont comparées à celles d'ophiolites Téthysiennes (Figure 7-7), on remarque que les rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (corrigés à 150 Ma pour nos échantillons) se placent exactement dans les champs définis par les autres ophiolites. Cela reste donc tout à fait compatible avec l'hypothèse selon laquelle les amphibolites de l'unité de Kef Lakhall représenteraient les témoins d'une croûte Téthysienne subductée puis rapidement exhumée. Les signatures légèrement modifiées en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et en isotopes du Pb (Figure 7-7c) seraient alors probablement à relier à l'intervention de fluides métamorphiques ou de déshydratation, soit lors du charriage, soit lors de l'enfouissement dans la zone de subduction.

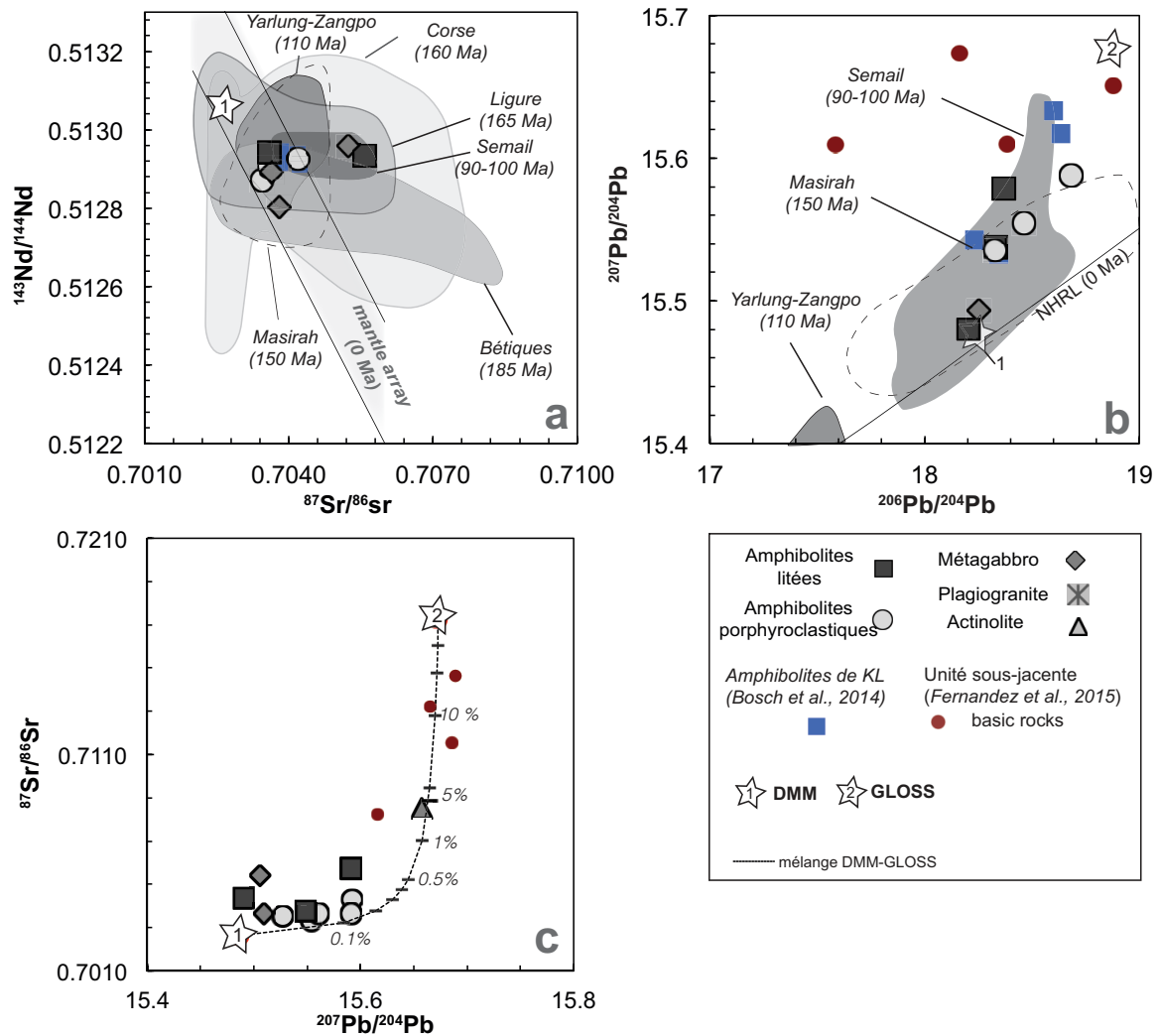


Figure 7-7 : a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les échantillons de roches totales de Kef Lakhal corrigés à 150 Ma. Ophiolites Téthysiennes : Yarlung Zangpo (Mahoney et al., 1998; Xu & Castillo, 2004), Corse (Rampone et al., 2009), Ligure (Rampone et al., 1996; Rampone et al., 1998), Semail (Godard et al., 2006), Bétiques (Puga et al., 2011), Masirah (Mahoney et al., 1998). Les amphibolites de Kef Lakhal de Bosch et al. (2014) sont aussi reportées. b)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , ophiolites Thétysiennes: Semail (Chen et Pallister, 1981; Godard et al., 2006), Massirah (Mahoney et al., 1998), Yarlung Zangpo (Mahoney et al., 1998; Xu et Castillo, 2004). c)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour les échantillons de Kef Lakhal, ceux-ci sont aussi comparés aux échantillons mafiques de l'unité de mélange (Fernandez et al., 2015). Les droites de mélanges sont calculées en utilisant le manteau appauvri (DMM) et le pôle de composition globale des sédiments subduits (GLOSS). DMM d'après Workman & Hart (2005), GLOSS d'après Plank & Langmuir (1998).

Dans les amphibolites massives, les minéraux présentant des anomalies négatives marquées en Zr-Hf sont ceux qui sont les plus impactés par les effets du métamorphisme. En effet les minéraux les moins impactés (amphibole de type magmatique et reliques de pyroxène) ne présentent pas de traces géochimiques signalant l'effet de la subduction sur les signatures (Figure 7-2).

Ainsi le modèle proposé est le suivant: l'échantillon contenant des inclusions de diamant a été enfoui à c.100 km de profondeur entre 32 et 20 Ma. Ces conditions de UHP ne sont pas enregistrées dans les amphibolites de Kef Lakhal. L'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal a été subductée mais à plus faible profondeur. Il s'agirait donc de portions d'un même slab enfouies à des profondeurs différentes. Les deux unités ont été exhumées à c. 20 Ma,

exhumation suivie d'un refroidissement très rapide marqué dans l'ensemble du massif de l'Edough (Monié et al., 1992, Fernandez et al., 2015). Ce refroidissement est contemporain de celui également très rapide enregistré à c. 18 Ma par les roches au cœur de dôme (Bruguier et al., 2009). L'Edough pourrait représenter une partie du bloc continental bloquant le retrait du panneau plongeant comme dans le modèle de Brun et Faccenna (2009). Un processus tel qu'une rupture du panneau plongeant pourrait être le phénomène à l'origine du charriage de ces unités les unes sur les autres. Ces hypothèses sont tout à fait compatibles avec le fait que le panneau plongeant soit actuellement détaché au niveau de la marge Algérienne (e.g. Zhu et al., 2012 ; Médaouri et al., 2014). L'interprétation dans un contexte global sera détaillée dans la section discussion/conclusion de cette thèse.

### 7.3 Conclusion

En conclusion, à travers l'étude détaillée de l'unité Kef Lakhal les points suivants on pu être mis en évidence:

- (1) les amphibolites massives de Kef Lakhal sont des roches magmatiques issues d'un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique de type MORB de composition minéralogique dominée par l'olivine, le clinopyroxène et l'orthopyroxène;
- (2) l'ensemble de données géochimiques converge pour démontrer qu'il s'agit d'une section de croûte océanique de type MORB;
- (3) cette croûte océanique a été légèrement impactée par des fluides, soit lors de l'épisode métamorphique Miocène marqué dans l'ensemble du massif de l'Edough et identifié dans cette unité à travers les datations Ar-Ar sur amphibole, soit lors de l'enfouissement dans la zone de subduction;
- (5) le fluide "métamorphique" percolant pourrait être issu de roches appartenant à l'unité métamorphique de haut grade/unité de mélange située à la base de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal;
- (4) la signature primaire des méta-péridotites devient difficile à évaluer du fait de l'impact du métamorphisme, seule l'identification de l'effet d'une subduction sur ces roches reste claire;
- (6) l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal pourrait représenter un fragment de la croûte océanique Téthysienne subductée.



#### 7.4 Publication : Tethys remnants in the internal zones of the Maghrebides: Geochemical and isotopic evidence from the Kef Lakhal amphibolite (Edough massif, NE Algeria)

Laure Fernandez<sup>a</sup>, Delphine Bosch<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, Nicolas Arnaud<sup>a</sup>, Patrick Monié<sup>a</sup>, Azzouz Ouabadi<sup>c</sup>, Patrick Verdoux<sup>d</sup>, Nachida Abdallah<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Université de Montpellier, UMR5243, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géologie d'Annaba (LRGA), Université de Badji-Mokhtar BP12, El Hadjar, Annaba 23000

<sup>c</sup> USTHB, Bab Ezzouar, Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie, (LGGIP -FSTGAT), Algiers, Algeria.

<sup>d</sup> Laboratoire de Géochimie Isotopique environnementale, Université de Nîmes/Site GIS, UMR-CNRS 7330, rue Georges Besse, 30035 Nîmes Cedex 1, France.

à soumettre pour publication à la revue *Lithos*

NB : Le « supplementary material » associé à cette publication est disponible en version dématérialisée dans le document Matériel supplémentaire joint à ce manuscrit.

## Abstract

Studies of mafic rocks preserved in the internal zones of orogenic belts are paramount for paleogeodynamics reconstructions. In the Maghrebides, the Edough massif from northeastern Algeria is a Miocene metamorphic core complex that displays a tectonic pile on top of which is located the Kef Lakhhal amphibolite complex. This study reports geochemical (major and trace elements), isotopic (Pb-Sr-Nd-Hf) and Ar-Ar geochronological analyses of the main rock types constituting this unit. Amphibolites contain amphibole of pargasite composition, diopside and plagioclase with An content up to 95.53% interpreted as witnesses of a precursor magmatic stage. Rocks show a basaltic composition and display MORB-like REE patterns (10 to 40 x chondrite) with variable LREE/HREE and MREE/HREE enrichments ( $La/Yb_N=0.99-1.83$  and  $Gd/Yb_N=1.19-1.83$ ). Major and trace elements demonstrate that the amphibolites were formed through fractional crystallisation processes dominated by olivine, clinopyroxene and orthopyroxene, similarly to processes occurring at mid-oceanic ridges. Nd and Hf isotopic compositions of whole rocks range from 0.51301 to 0.51310 and from 0.28304 to 0.28315, respectively, and are close to DMM. However, the amphibolites yield a relatively low Hf isotopic signature relative to Nd. This is considered to represent a singular signature of the mantle reservoir from which the amphibolites derived. Ultramafic lenses overlain by the Kef Lakhhal amphibolites display significantly different signatures characterized by a larger range of Nd-Hf isotopic ratios (from 0.51283 to 0.51311 and from 0.28253 to 0.28311 respectively), and more radiogenic Sr and Pb isotopic values. Geochemical constraints suggest that the Kef Lakhhal massive amphibolites represent a fragment of the Tethys oceanic crust that was subducted and subsequently thrust onto the crystalline basement of the Edough massif at c. 21 Ma before final exhumation as a metamorphic core complex at c. 18 Ma.

**Keywords:** Edough - Geochemistry - Tethyan ophiolite - N-MORB - Mediterranean - Algeria - Miocene

## 1. Introduction

Studies of the mafic rocks preserved in the internal zones of orogenic belts are paramount for paleogeodynamics reconstructions (e.g. Peccerillo et al., 2006; Carminati et al., 2012; Faccenna et al., 2014; Turcotte and Schubert, 2014) as they provide insights on the nature of the mantle source from which they derive, on the processes that affected this mantle source and on the mantle dynamics, as well as important constraints on their original geodynamical context (McCulloch and Gamble, 1991; Nowell et al., 1998; Peccerillo et al., 2015). Geochemical tracing as well as geochronology can point out mature versus juvenile processes such as for example discrete participation of slab fluids to stronger sediment inputs (e.g. Dhuime et al., 2009; Labanieh et al., 2012). The Western Mediterranean represents a mosaic of continental and oceanic fragments arising from fragmentation of the Paleoeuropean margin (e.g. Alkapeca domain of Bouillin, 1986), tearing and eventually break-off of the Tethyan slab, along with the Cenozoic addition of new oceanic basins such as the Liguro-Provençal basin (LPB), the Algerian basin (AB) or the Tyrrhenian sea. In such

context, paleo-reconstructions rely on the resolution of key issues, such as the age of subduction, the beginning of slab retreat and associated processes, the formation of back-arc basins and the exhumation of HP/UHP rocks (e.g. Brun et Faccenna, 2008; Jolivet et al., 2013; Hinsbergen et al., 2014). Study of mafic/ultramafic rocks can considerably help defining the processes and timing and thus, limits the variability of geodynamic models and paleo-plate reconstructions. Consequently, most mafic rocks exposed in the Peri-Mediterranean Alpine Belt have been extensively studied especially in the Alps, Betic-Rif and Tyrrhenian province (see Lustrino et Wilson, 2007; Lustrino et al., 2011; Carminati et al., 2012). Conversely, other areas, such as the Maghrebides of northern Algeria, have not been studied in great details leading to a gap in the data network.

In this study we present major and trace element analyses, along with Pb-Sr-Nd and Hf isotopes on amphibolites from the allochthonous Kef Lakhel complex of the Edough massif, one of the most important massifs of mantle-derived rocks in the northeastern part of Algeria. This geochemical study was complemented by Ar geochronology performed on amphibole. The main aim of this study is three folds: i/ constrain the nature and origin of amphibolites from the Kef Lakhel complex; ii/ provide time constraints on their age and subsequent evolution; iii/ compare these data with those already available in the Edough massif to provide a model that can be integrated in the framework of the Western Mediterranean evolution.

## **2. Geodynamical and geological setting**

The Edough massif, located in the northeastern part of Algeria, belongs to the Maghrebides mountain belt, a collisional zone extending from Morocco to Algeria, which represents the southern segment of the Peri-Mediterranean Alpine belt (Figure 1A). The Maghrebides are interpreted as resulting from the Cenozoic fragmentation of the European paleomargin and the drifting of the resulting fragments, the so-called Alkapeca terranes of Bouillin (1986), some of which (such as the Lesser and Greater Kabylia) ultimately collided with the northern margin of Africa.

Since the Cretaceous/Eocene, the paleogeodynamic evolution of the Western Mediterranean can be broadly summarized as resulting from subduction processes of the Tethys Ocean beneath the continental European paleomargin. The initiation of the subduction is still debated and could have started as early as *c.* 80 Ma (e.g. Hinsbergen et al., 2014) with a very slow convergence velocity between 80 Ma and 35 Ma (e.g. Faccenna et al., 2001) or later, between *c.* 65-30 Ma (e.g. Dercourt et al., 1986, Doglioni et al., 1997, Carminati et al., 1998). Back-arc extension due to slab retreat began around 30 Ma (e.g. Augier et al., 2005; Jolivet et al., 2008) causing the opening of the LPB associated to the counter clockwise rotation of the Corsica-Sardinia block (Gattacceca et al., 2007). Opening of the Algerian basin, south of the LPB is assumed to have occurred later, during the late Burdigalian (e.g. Carminati et al., 1998; Mauffret et al., 2004; Medaouri et al., 2014).

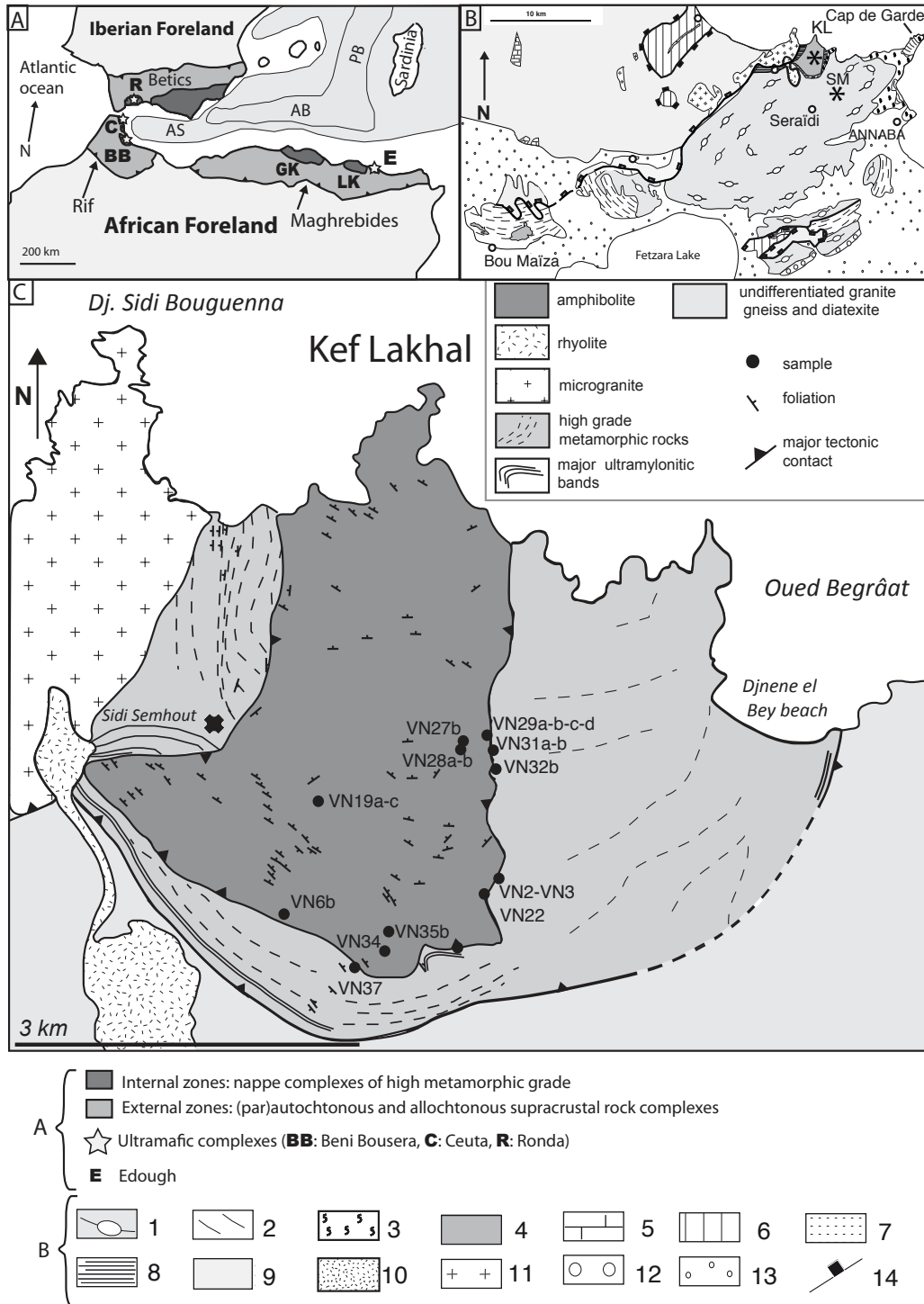


Figure 1. A) Simplified tectonic framework of the Western Mediterranean area showing main basins, major contacts and location of external and internal zones from Peri-Mediterranean belt. Mantle outcrops are highlighted by light grey stars, abbreviations as following: Ronda (R); Ceuta (C); Beni Bousera (B); Greater Kabilia (GK); Lower Kabylia (LK); Edough (E). Modified after Bruguier et al. (2009). B) Geological sketch map of Edough Massif (after Cabyl et al., 2001). 1-granite-gneiss; 2-micaschists; 3-high-temperature metamorphic rocks; 4-undifferentiated mafic and ultramafic rocks; 5-Jurassic marbles; 6-Cretaceous marls and flysch; 7-Mesozoic phyllites; 8-ultramylonites bands; 9-Numidian nappe; 10-rhyolite; 11-microgranite; 12-Pliocene sediments; 13-Quaternary cover; 14-major normal fault. Kef Lakhhal is KL. C) Enlargement of the geological sketch map of the Kef Lakhhal area in the Edough massif from NE Algeria (modified after Cabyl et al., 2014; reported foliations are from Ahmed Said and Leake, 1992).

The Edough massif (Figure 1B), displays a 40 km long dome shape, oriented NE-SW and has been interpreted as a Miocene metamorphic core complex (Caby and Hammor, 1992; Caby et al., 2001). The core of the massif is made up of granitoid, gneiss, and diatexites associated with high-grade metasediments that are structurally overlain by pelitic schists of assumed Paleozoic age (Ilavsky and Snopkova, 1987) and on top, by outliers of Tellian Mesozoic metasediments capped by the Numidian flysch nappe. A small peridotite body, the Sidi Mohamed peridotites (SM), first identified by Bossière et al. (1976) is assumed to represent a piece of sub-continental lithospheric mantle (Bosch et al., 2014a) emplaced in the crustal units at 18 Ma (Bruguier et al., 2009). In the northwestern part of the massif, from bottom to top, three distinct units can be described above the granitic basement. These are: i) a high-grade metamorphic unit formed by metasediments associated with felsic and mafic rocks (amphibolites and peridotites); ii) a strongly deformed mylonitic zone and; iii) the Kef Lakhal amphibolitic unit.

The high-grade metamorphic unit (Figure 1C) include kyanite-sillimanite-andalusite-bearing metasediments, marbles and amphibolite lenses (Ahmed-Said and Leake, 1992; 1997) that have experienced a HP-HT metamorphism (700-750°C and 12-14 kbar after Caby et al., 2001). This unit constitutes the footwall of the Kef Lakhal massive amphibolites and has been interpreted as the Permo-Carboniferous African passive margin metamorphosed and back-thrusted onto the edge of Africa during the early Miocene (Fernandez et al., 2015).

A main mylonite zone delineates the high-grade metamorphic unit from the Kef Lakhal massive amphibolites above. It contains relics of UHP units including diamond-bearing metamorphic rocks (Caby et al., 2014). These metamorphic rocks were accreted to the base of the overriding Kef Lakhal complex during its exhumation and thrusting onto the African margin at  $20.85 \pm 0.35$  Ma (Fernandez et al., 2015). Younger Ar-Ar ages, from  $20.8 \pm 0.9$  Ma to  $15.5 \pm 0.2$  Ma on amphibole and mica (Monié et al., 1992; Fernandez et al., 2015), were assigned to the ultimate stages of extensive tectonic linked to the fast exhumation and cooling of the Edough massif as a metamorphic core complex.

The upper unit is composed by the c. 800 m thick Kef Lakhal amphibolites, first studied by Ahmed Said and Leake (1992; 1997), which show a clear oceanic affinity (Laouar et al., 2002) and which have been related either to a back-arc basin environment or to a remnant of the Tethys ocean (Bosch et al., 2014a). However, the nature and origin of the Kef Lakhal amphibolites have not been investigated in details in spite of its significance for models aimed at tackling the geodynamic reconstruction through time of the western Mediterranean. The main unresolved issues concerning this unit are related to its age, its origin and geodynamic setting, i.e. oceanic unit from a back-arc basin or remnants of the Neotethys, and its evolution through time.

### **3. Methods**

#### *3.1. Trace and Major elements*

Altered parts were carefully removed and samples were first crushed and then pulverised in an agate mill to obtain whole-rock (WR) powders. Major element (Table 1) analyses were performed by X-ray fluorescence (XRF) at the "Service d'Analyse des Roches et des

Minéraux" (SARM) from Nancy (France). Trace element analyses were carried out in the "Analyse des Elements Trace dans l'Environnement" (AETE) technical platform from Montpellier University using an Agilent 7700x. In situ major and trace element analyses on minerals were performed at Montpellier University using a microprobe CAMECA SX100 and a Lambda Physik CompEx 102 excimer laser coupled to a ThermoFinnigan HR ICP-MS, respectively.

### 3.2. Isotopes Sr-Nd-Hf-Pb

Isotopes analyses were performed on leached whole-rocks (WR) and mineral fractions (see Bosch et al., 2014b for details of the leaching procedure). Mineral fractions ( $80 \mu\text{m} < \phi < 250 \mu\text{m}$ ) were separated using a Frantz magnetic separator, followed by a careful handpicking under a binocular microscope in order to obtain pure mineral fractions. After leaching, WR and mineral fractions (feldspar, amphibole, pyroxene, garnet) were dissolved on a hot plate at  $140^\circ\text{C}$  during 72 hours with a mixture of concentrated HF and  $\text{HNO}_3$  and few drops of  $\text{HClO}_4$ . After evaporation to dryness,  $\text{HNO}_3$  was added to the residue and kept at  $110^\circ\text{C}$  for 48 hours before evaporation to dryness. Pb isotopic separation was done using an anionic resin with HBr and HCl acids as reagents. Chemical separation of Sr, Nd and Hf was done with three successive concentration/purification steps for each element. The first step was performed using a cationic exchange resin, with the goal to separately concentrate the alkalis, the high-field strength element and the rare earth elements. The procedures used after this step were modified from Pin et al. (1995) and Connelly et al. (2006). Sr isotopes were measured by thermal ionization mass spectrometry using a Triton Finnigan Mat spectrometer at Labogis (Nîmes University). Pb, Nd and Hf were analysed on a Nu 500 HR MC-ICP-MS at "Service Commun National d'Analyse" from the Ecole Normale Supérieure (ENS) of Lyon, or for very low quantities, on a ThermoFinnigan Neptune Plus MC-ICP-MS. The standard average values were  $0.710249 \pm 6 (2\sigma)$  ( $n = 6$ ) for the NBS987 Sr standard,  $0.511966 \pm 10 (2\sigma)$  ( $n = 30$ ) for the AMES-Rennes (Chauvel and Blichert-Toft, 2001) Nd standard and  $0.282145 \pm 14 (2\sigma)$  ( $n = 23$ ) for the JMC-475 Hf standard (Blichert-Toft et al., 1997). NBS981 Pb standards were routinely analyzed and yielded reproducibility better than 200 ppm for the three  $^{204}\text{Pb}$  dependent ratios.

### 3.3. Ar-Ar geochronology

Amphibole minerals were carefully handpicked in the 80-150  $\mu\text{m}$  fractions after the use of a Frantz magnetic separator. The grains were then cleaned in acetone in an ultrasonic apparatus, followed by another step of cleaning with distilled water in ultrasonic. Samples were foiled conditioned in aluminium pockets first and then were irradiated for 40 h in the TRIGA Mark-II reactor of Pavia University (Italy) with several aliquots of the Fish Canyon sanidine standard ( $28.03 \pm 0.08 \text{ Ma}$ ; Jourdan and Renne, 2007) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were obtained by irradiation of KF and  $\text{CaF}_2$  (correction factors:  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$ ,  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$  and  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$ ). Ar-Ar analyses were carried out at

Géosciences Montpellier (France) with an apparatus composed of: (a) an IR-CO<sub>2</sub> laser of 100 kHz used at 5-15% for 60 seconds of heating, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, maintained at 10<sup>-8</sup> - 10<sup>-9</sup> bar, with a drilled copper plate, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr-Al getters, (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher). One blank analysis was performed every three samples to measure the argon background within the system. Data reduction and plotting were performed using the ArArCalc software© v2.5.2. The two-sigma errors reported in Table 2 and Table of Appendix 2 include the error on the irradiation factor J. The value of <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar of 295.5 was used to estimate atmospheric <sup>40</sup>Ar (Steiger and Jäger, 1977). Data are portrayed as age spectra on Figure 8 and summarized in table Table 2. A complete set of isotopic results is given in the Table A.2.

## 4. Sampling

### 4.1. Field observations

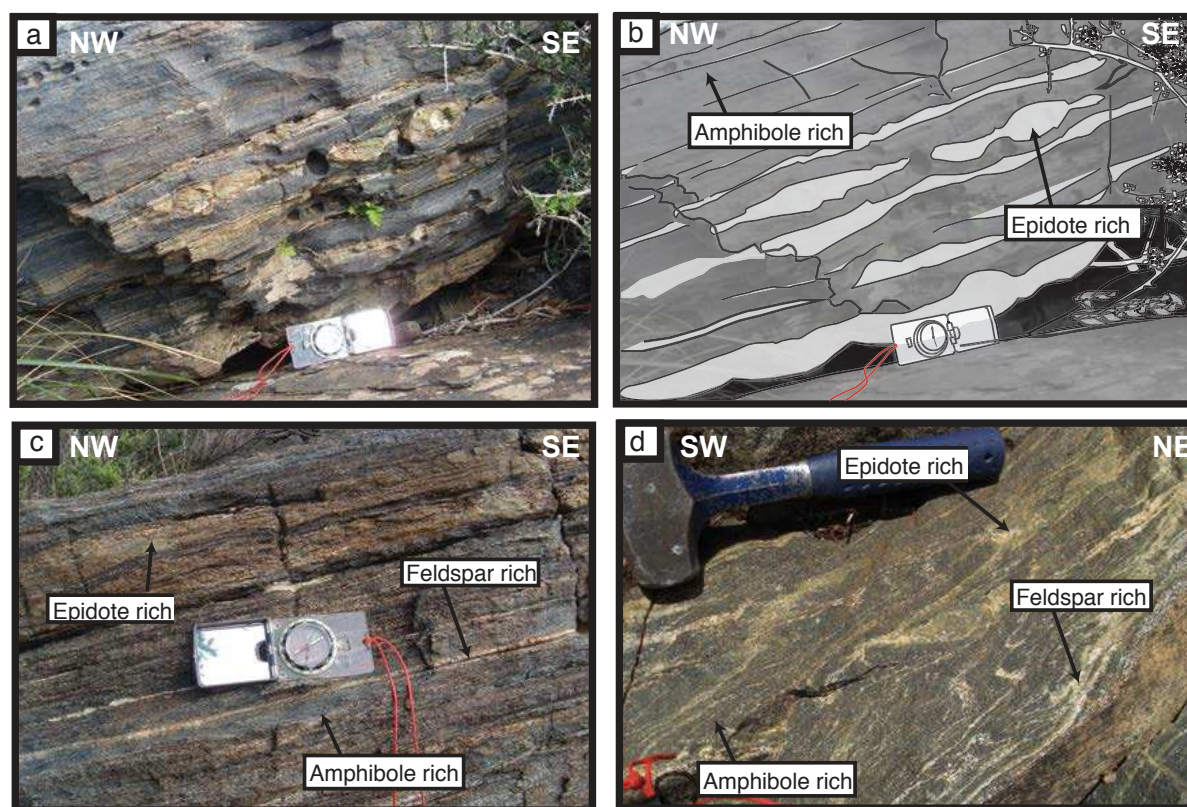


Figure 2. Field pictures showing different types of amphibolites. a-b) Amphibolite mainly composed of feldspar and amphibole, sample from the top of Kef Lakhal pile showing clear deformed epidote-rich levels. c) This amphibolite is more melanocrate with feldspar-rich levels. d) Traces of partial melting in this amphibolite.

Overall amphibolites are banded with alternating feldspar ± epidote-rich layers (leucocratic parts in Figure 2 a-c) and amphibole-rich layers (melanocratic parts in Figure 2 a-c). The epidote-rich layers constitute a weak proportion of the amphibolites and were not sampled for this study. As shown in Figure 2d some amphibolites present macroscopic textures with melt

pockets. Metagabbros appear as lenses enclosed in the massive amphibolites. Rare ultramafic rocks have been observed at the contact between the Kef Lakhel complex and the high-grade metamorphic unit from the footwall. These lenses are up to 50 cm wide and are often highly altered with foliated actinolite wrapping the lens.

#### 4.2. Petrology

Petrological observations have been done on twelve amphibolites from the Kef Lakhel unit and on seven actinolites and ultramafic samples taken from the contact zone (Table 1). Five main types of rocks have been distinguished: porphyroclastic amphibolite, banded amphibolite, metagabbro, ultramafic rock, actinolite, and one plagiogranite.

##### 4.2.1. Porphyroclastic amphibolites (3 samples)

Porphyroclastic amphibolites (Figure 3 a-b) are mainly composed of amphibole (70-85 %), feldspar (15-30%), titanite (1-2%), pyroxene, accessory minerals (ilmenite, sulfide, oxide), and scarce quartz, epidote, zoisite and apatite. Amphibole is mostly of hornblende-type and is slightly xenomorphic. The brown to green amphibole porphyroclasts are often rich in inclusions of apatite, epidote and/or rutile without specific orientation suggesting a magmatic origin. Feldspar is well crystallized and shows sharp and clear rims with coexisting amphibole. In some parts a fine-grained matrix is observed and is composed of intermingled feldspar, epidote and rare quartz. Titanite is scarcely present and rutile is observed as inclusion in amphibole. Garnet has been observed in one porphyroclastic amphibolite.

##### 4.2.2. Banded amphibolites (6 samples)

Banded amphibolites display a repeated alternation of melanocratic and leucocratic levels (Figure 3, c-d). This type of sample mostly contains brown amphibole, feldspar, titanite,  $\pm$  clinopyroxene,  $\pm$  garnet, quartz and rare rutile. Amphibole is foliated and occasionally shows some exsolutions and reactional rims (VN2). Some corrosion gulfs containing titanite have also been observed (e.g. VN3). In general amphibole possesses numerous accessory mineral inclusions such as titanite, apatite, and rare minute zircon. Feldspar is present into two textural sites in melanocratic band either in equilibrium with amphibole or intermingled with finely grained epidote and quartz. Leucocratic bands mostly contain epidote and feldspar. Epidote megacrysts display a poikilitic texture. In some samples (e.g. VN19a) secondary epidote veins crosscut the main foliation. Rare relics of clinopyroxene have been observed in few samples (VN2, VN3). Deformed pockets composed of feldspar  $\pm$  quartz and presenting sigmoid shapes have been observed occasionally along the main foliation.

##### 4.3.3. Metagabbro (2 samples)

Metagabbros (VN28b, VN34) are mainly composed of epidote, feldspar and clinopyroxene relics (Figure 3, e-f; Figure 4b). Some hornblende-rich bands have been observed and are similar to those previously observed in porphyroclastic amphibolite.



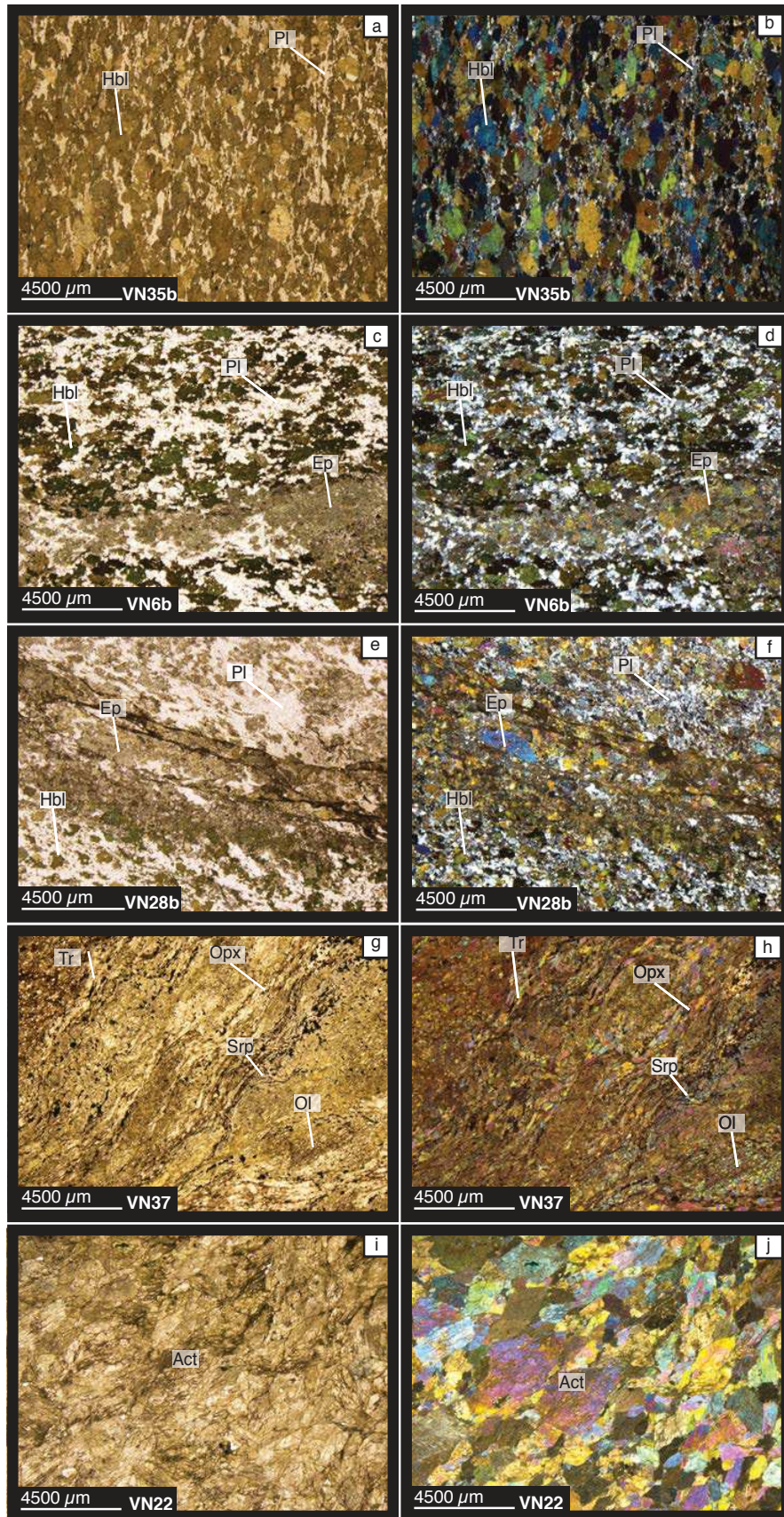


Figure 3. Representative thin section photographs showing the principal paragenesis and textures observed for the five lithologies recognized in Kef Lakhel samples. a-b) amphibolite VN35b with hornblende porphyroclast and finely crystallised plagioclase and quartz. c-d) amphibolite VN6b some epidote levels rich in oxides are

observed. e-f) metagabbro VN28b rich in epidote and clinozoisite, with some levels containing feldspar, quartz and hornblende. g-h) metaperidotite VN37 highly foliated with serpentinization replacing the majority of minerals, some macrocrystals of olivine are still present and highly serpentinized, the serpentine zone contains numerous oxides, secondary OPX and rare relics of olivine, the last stage of metamorphism is highlighted with tremolite veins. i-j) actinolite VN29c2, sample typical of contact zones between metaperidotites and Kef Lakhal massive amphibolites, this actinolite is considered as the witness of shearing. Abbreviations after Kretz, 1983.

In the epidote-rich zone, feldspar is euhedral whereas in hornblende-rich zone feldspar is intermingled with epidote. Hornblende is often rich in titanite inclusions and shows numerous exsolutions along cleavages.

#### 4.4.4. Ultramafic rocks (4 samples)

Ultramafic rocks are foliated metamorphosed peridotites (Figure 3, g-h) that display the imprint of different metamorphic stages. The less metamorphosed samples are mostly composed of serpentine, olivine, orthopyroxene and clinopyroxene relics, brucite and spinel. The development of serpentine is accompanied by crystallisation of numerous oxides, probably expelled during olivine metamorphic destabilisation (VN31a, VN37, Figure 3 g-h, Figure 4c). In these samples, tremolite has also been observed, and formed during the second metamorphic episode (VN31b). Ultramafic samples often display crosscutting epidote-rich veinlets (e.g. VN32b) with scarce remnants of primary mineralogical assemblage.

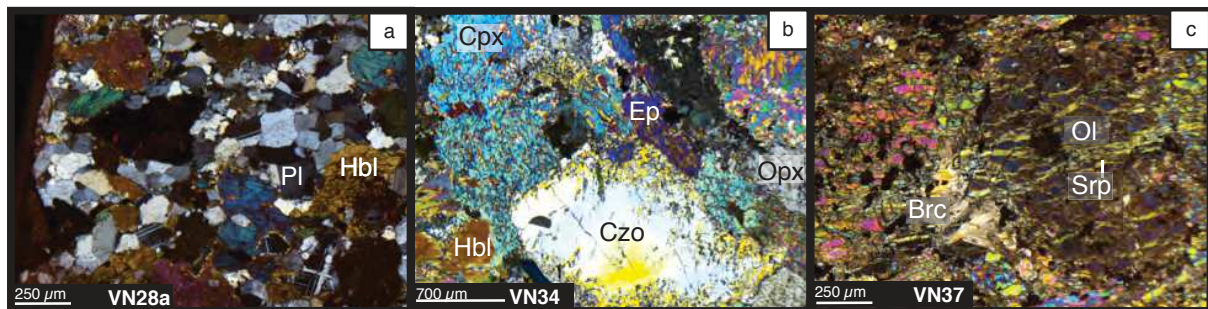


Figure 4. Thin section photomicrograph. a) Amphibolite VN28a with clean boundary between plagioclase and hornblende. b) Metagabbro VN34 showing a clinozoisite macrocrystal and a clinopyroxene destabilized in epidote. c) Metaperidotite with serpentinized olivine relics and brucite. Abbreviations after Kretz (1983).

#### 4.4.5. Actinolite (3 samples)

Actinolites are entirely composed of actinolite associated to oxides (Figure 3 i-j).

#### 4.4.6. Plagiogranite (1 sample)

Only one sample of foliated plagiogranite has been found (VN29a). The sample is located close to the Kef Lakhal basal thrust and is mainly composed (90 %) of plagioclase and quartz with minor elongated epidote and rare titanite.

## 5. Results

Results for major and trace elements on whole rock are available in Table 1.

### 5.1. Major and trace elements on minerals

A detailed description of major and trace element analyses, including tables and supplementary figures, are available in Appendix A. In this section only a short summary with the most relevant features is presented. Amphiboles from porphyroclastic amphibolites and banded amphibolites are overall similar, with mainly pargasite composition and minor magnesio-hornblende chemistry (Figure 5a-b). Pyroxene is a diopside and yields a high CaO content (Figure 5c, Appendix A). Plagioclase from amphibolite displays a An content up to 95.53%. Amphibole and clinopyroxene REE patterns in banded amphibolite are similar and show a LREE depletion concomitant with poorly marked Zr-Hf and Nb-Ta negative anomalies. Many clinopyroxenes display a Ce negative anomaly, most likely related to low temperature fluid-rock interaction. Epidote and feldspar yield pronounced Zr-Hf and Nb-Ta negative anomalies (Appendix A).

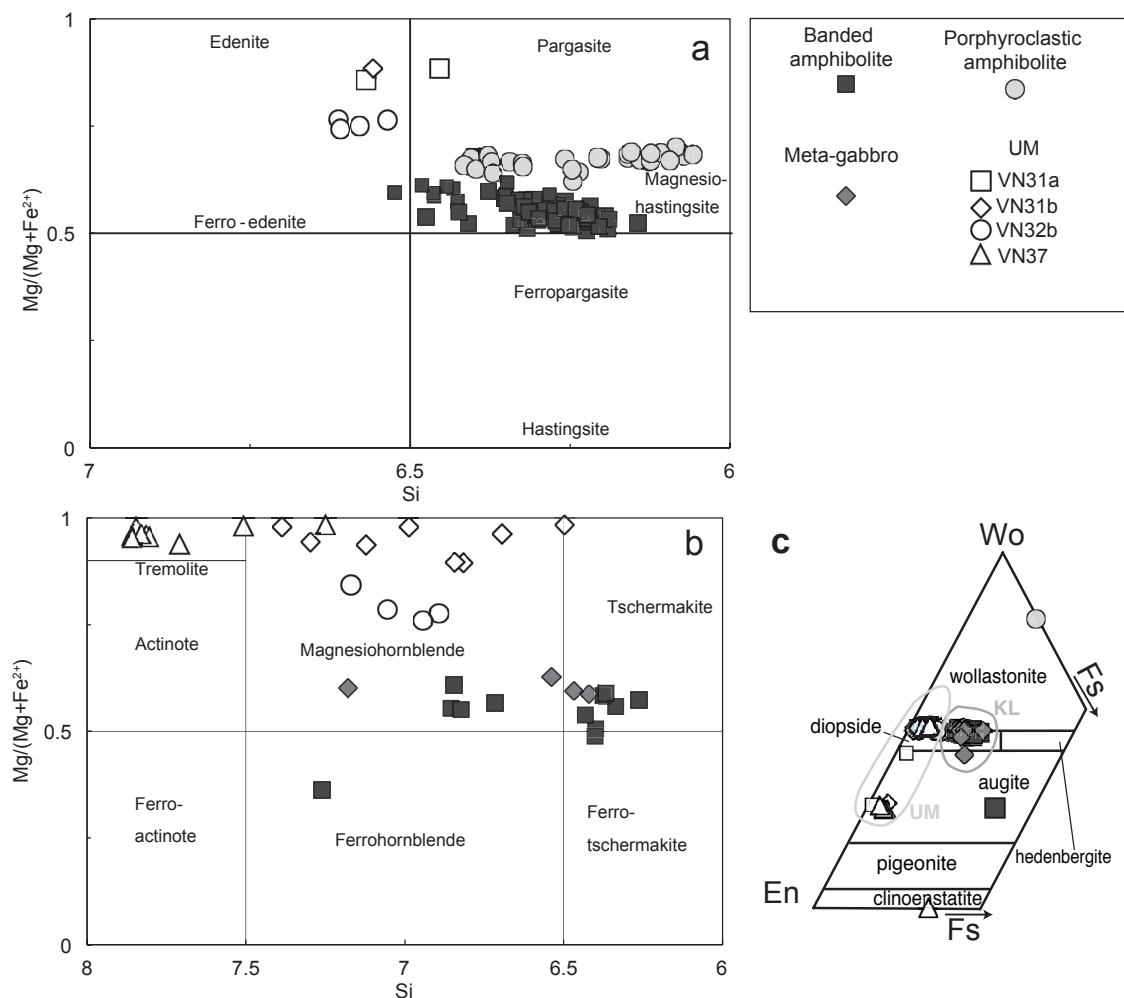


Figure 5. Discriminant diagrams for amphibole after Leake (1997) calculated in atom per formula unit. a) Calcic amphibole with:  $Ca_B > 1.50$ ;  $(Na+K)_A > 0.50$ ;  $Ti < 0.50$ . b) For calcic amphibole satisfying the following criteria :  $Ca_B \geq 1,50$ ;  $(Na+K)_A < 0,50$ ;  $Ca_A < 0,50$ . UM: ultramafic rocks. c) Ternary diagram for major elements in situ analysis of pyroxene (Morimoto, 1988). Abbreviations: (Wo) Wollastonite, (En) Enstatite, (Fs) Forsterite.

Ultramafic lenses show a wide chemical composition ranging from tremolite to medium pressure magnesio-hornblende (Figure 5, Appendix A). Pyroxene has a compositional range of diopside-, augite- and minor clinoenstatite-type (Figure 5). All minerals present strong REE enrichments and Zr-Hf negative anomalies.

The garnet-amphibole-plagioclase barometer (Kohn and Spear, 1990) gives estimated pressure between 7 and 10kbar for both the porphyroclastic and banded amphibolite (for a temperature input of 800 °C). Using the same geobarometer, sample VN6b, located at the base of Kef Lakhall complex provides a higher pressure of ~ 12 kbar. Plagioclase-amphibole thermometer (Holland and Blundy, 1994) yields, for most Kef Lakhall massive amphibolites, a temperature estimate ranging from ~700°C to 800°C ( $\pm 50^\circ\text{C}$ ) in good agreement with those determined by Ahmed-Said and Leake (1997). Interestingly porphyroclastic amphibolite VN35b, yields temperatures of  $837 \pm 50^\circ\text{C}$  and  $865 \pm 50^\circ\text{C}$ , distinct and slightly higher than other samples (for 7 kbar and 10 kbar respectively).

## 5.2. Major and trace elements on whole rock

### 5.2.1. Amphibolite, metagabbro and plagiogranite

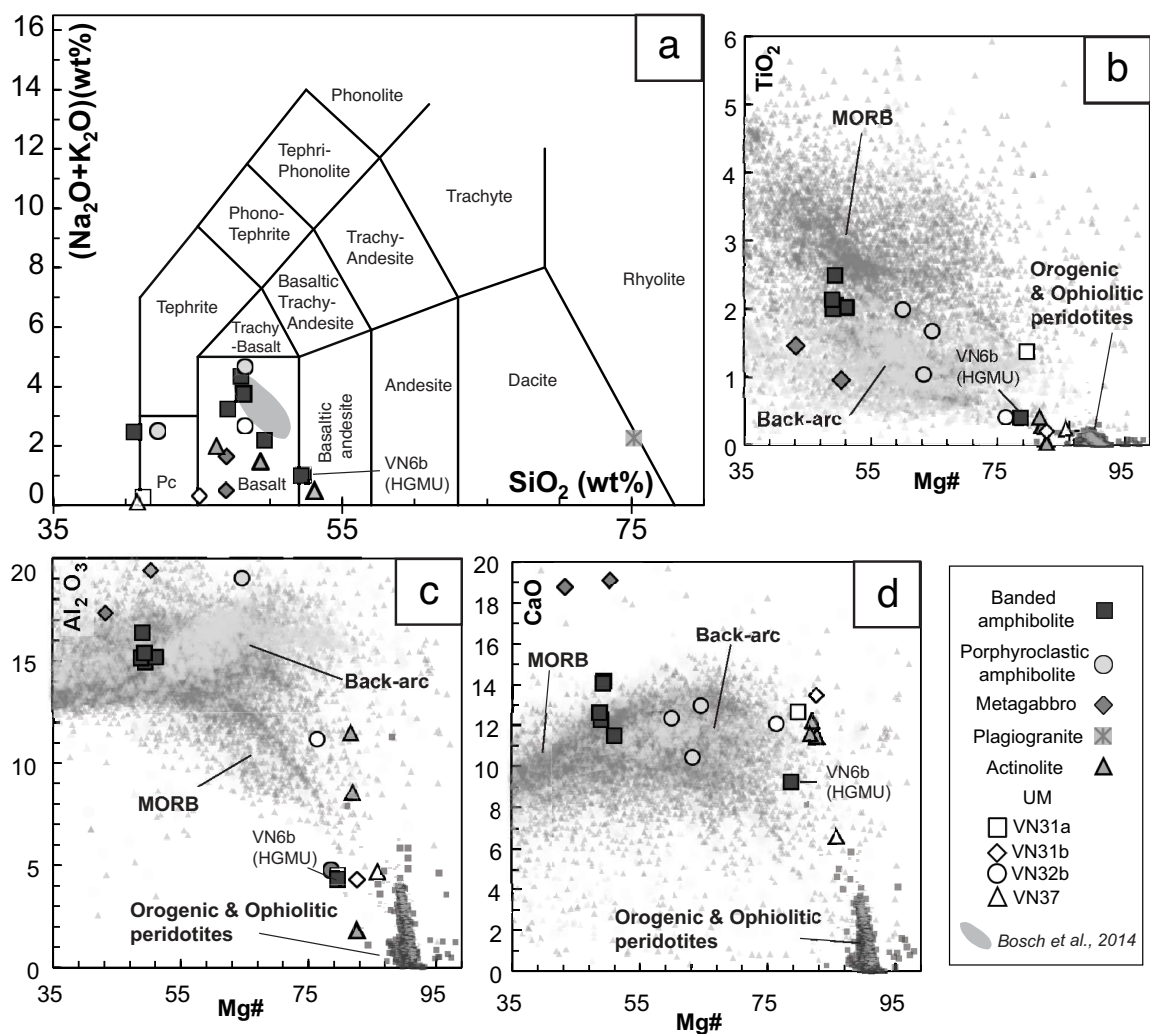


Figure 6. Diagrams of major elements for whole-rocks from different lithologies of Kef Lakhal area. a)  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  wt% contents for non-ultramafic samples after Le Bas et al. (1986). b-c-d) Mg# versus  $\text{TiO}_2$ %wt (b),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ %wt (c),  $\text{CaO}$ %wt (d) MORB and Back-arc data are plotted for comparison after Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.

In the TAS diagram (Le Bas et al., 1986), the two types of amphibolites show basaltic composition except three samples with significantly lower  $\text{SiO}_2$  content (i.e.  $< 43.6 \text{ SiO}_2$  wt%; Figure 6a, Table 1). Overall, the amphibolites yield low loss of ignition and Mg# number ( $< 1.96$  wt% and 48.8-64.5, respectively) and high  $\text{TiO}_2$  content ( $> 1.65\%$ ). Only sample VN6b shows distinct features such as significantly higher  $\text{SiO}_2$  and MgO, and lower  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and CaO content (Figure 6). The two metagabbros exhibit major element composition similar to the average of the amphibolite, except lower MgO and higher CaO and LOI wt%. Plagiogranite VN29a plots at the limit between the field of dacite and rhyolite.

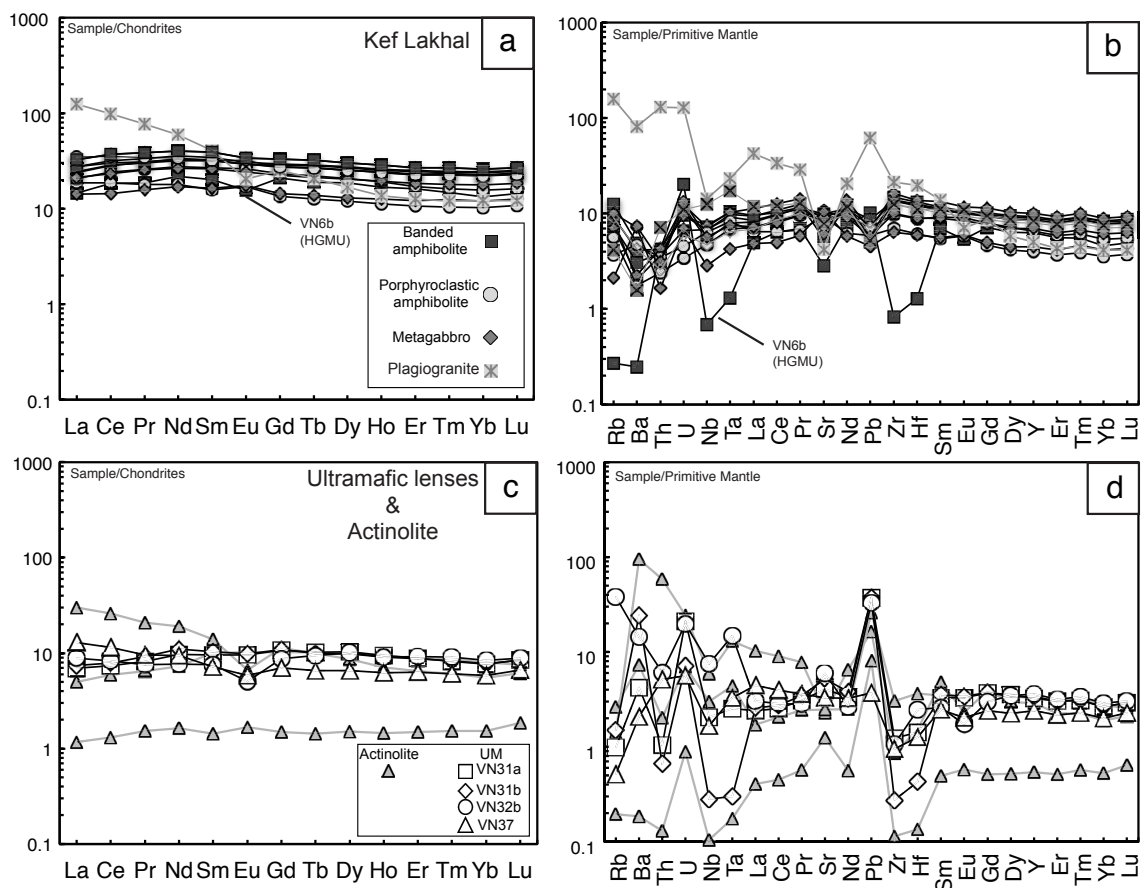


Figure 7. Whole-rock REE (normalized to chondrite) and extended trace elements (normalized to Primitive Mantle) diagrams. (a-b) Kef Lakhal massive amphibolite, metagabbro and plagiogranite, (c-d) ultramafic lenses and associated actinolite. Normalization after Sun and McDonough (1989).

The porphyroclastic and banded amphibolites as well as the metagabbros display flat REE patterns ranging from 10 to 40 times the chondrite content, and show a slight HREE depletion ( $\text{La}/\text{Yb}_N=0.99-1.83$  and  $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1.20-1.57$  (Figure 7a). Eu anomaly is absent or weak, except for sample VN6b, which shows a patent negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.760$ ). Primitive Mantle normalized diagrams are homogeneous for most amphibolites and metagabbros and yield Pb, Sr and Th negative anomalies, a very weak Nb negative anomaly with no concomitant Zr-Hf anomalies and positive U and Rb spikes. The plagiogranite yields

a significantly LREE- and MREE-enriched pattern ( $\text{La/Yb}_N=10.5$  (a verifier, 10.25 dans le tableau) and  $\text{Gd/Yb}_N=2.1$ ) and strong Pb, U and Th positive anomalies. Again VN6b banded amphibolite shows a singular trace elements pattern with strong Zr-Hf, Nb-Ta and Sr, Rb and Ba negative anomalies (Figure 7b).

### 5.2.2. Ultramafic lenses and actinolite.

Ultramafic lenses yield high LOI contents from 2.0 to 6.6 wt% suggesting that these rocks have been hydrolized or carbonated, in agreement with the degree of serpentinization observed in these samples (Table 1).  $\text{SiO}_2$  content ranges from 40.83 to 48.25 wt%. Mg# ranges from 76.3 to 85.7, such low values for ultramafic rocks are linked to relatively low MgO contents (14.7-29.9 wt%). CaO contents are high (6.6-13.48 wt%), but are not correlated with LOI values (Table 1). Such high CaO values are significantly higher than those commonly measured for orogenic or ophiolitic peridotites (Figure 6d) but are in the range of those measured for amphibolites.  $\text{TiO}_2$  values are variable and relatively high, i.e. from 0.22 to 1.38 wt% (Figure 6c). In the chondrite- and primitive mantle-normalized diagrams (Figures 7 c-d) the ultramafic lenses show homogenous REE patterns, slightly depleted or enriched in LREE ( $0.91 < \text{La/Yb}_N < 2.21$ ) depending of the amphibole amount. They also show a slight to significantly negative Eu anomaly ( $\text{Eu/Eu}^*=0.622-0.938$ , Table 1).  $\Sigma$  REE contents are homogeneous and range from 21.5 to 23.6 ppm. In Figure 7d, samples show overall concomitant Pb, U and Ba enrichments and Zr-Hf, Th and Rb negative anomalies.

Actinolites are relatively heterogeneous in major element contents with high Mg# (i.e., 81.6 to 82.6), variable  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents (46.3-53.1 wt% and 1.8-11.5 % respectively), low to very low  $\text{TiO}_2$  (0.05 to 0.42 wt%) and high CaO (11.5 to 12.2 wt%). They display REE patterns either depleted or enriched (e.g. VN29b characterized by a  $\text{La/Yb}_N$  of 5.4). Sample VN29d shows a pattern similar to those of ultramafic lenses. Actinolites show Nb, Zr-Hf and Rb negative anomalies and Ba, U and Pb enrichments (Figure 7c-d).

### 5.3. Geochronology

Plateau ages obtained on porphyroclastic and banded amphibolites (VN3, VN19c and VN28a) show a very restricted range of age, from  $18.03 \pm 0.36$  Ma to  $18.90 \pm 1.11$  Ma (Figure 8a-c), with a weighted mean age of  $18.37 \pm 0.23$  Ma. Corresponding inverse isochrons are consistent within errors and range from  $17.45 \pm 0.50$  Ma to  $18.73 \pm 2.21$  Ma. In addition, they do not display excess argon contamination, all initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  being close to the atmospheric value of 295.5 (see Table 2 and Figure 8a-c). Sample VN3 displays a  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  of 274.5 Ma and an inverse isochron age of  $18.73 \pm 2.21$  Ma. The low  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  value, associated to important errors on the associated age, indicates that the observed alignment does not correspond to a significant age. The porphyroclastic amphibolite VN35b, yields a pseudo-plateau age of  $24.49 \pm 2.01$  Ma and an associated inverse isochron age of  $29.21 \pm 1.70$  Ma. Argon excess can be ruled out as the isochron returns an  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  value of 258.3 (Table 2, Figure 8h).

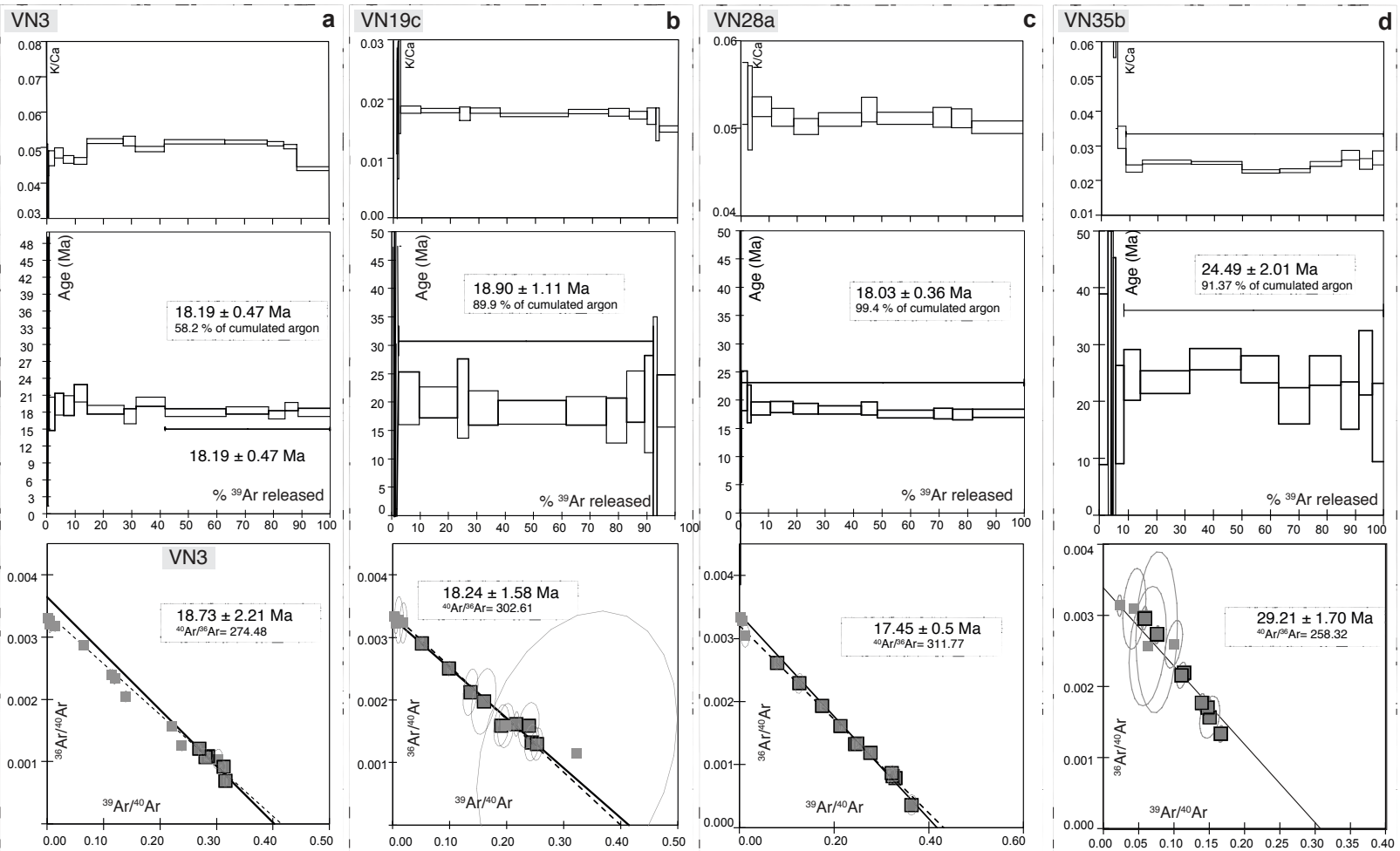


Figure 8. K/Ca ratio,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  plateau ages and pseudo plateau age (Fleck et al., 1977) obtained on separated amphibole with error margin ( $\pm 2\sigma$ ) and associated inverse isochron (errors  $\pm 2\sigma$ ) (Roddick et al., 1980).

This low value indicates that the linear array observed in the diagram is meaningless, and is probably due to the partial preservation of primary amphibole in this sample. It is noteworthy

that this amphibole has a pargasitic composition, which can result in a higher retentivity for argon than the previously dated hornblende. Consequently the inverse isochron for this sample is not regarded as geologically significant as well as the associated pseudo-plateau age.

#### 5.4. Sr, Nd, Hf and Pb isotopes

Isotopic ratios need to be corrected for in situ decay, but until now, no precise magmatic age is available for the Kef Lakhel complex. Previous work (Bosch et al., 2014a) chose to correct the isotopic ratios at both 30 Ma (the onset of slab retreat and back-arc extension in the LPB) and 150 Ma (the age of the Neotethys oceanic crust; Durand-Delga et al., 1988; 2000; Rampone et al., 1996). The oldest oceanic crust in the LPB (21 Ma after Faccenna et al., 1997) is thus coeval with thrusting of the Kef Lakhel complex ( $20.85 \pm 0.34$  Ma after Fernandez et al., 2015). This observation rules out the assumption that the Kef Lakhel complex could be a remnant of the oceanic crust of the Liguro-Provençal back-arc basin. Consequently, a 40 Ma age was chosen for the correction on the ground of the age of the first magmatic products related to the Cenozoic subduction in the Western Mediterranean (Lustrino et al., 2009).

##### 5.4.1. Amphibolite, metagabbro and plagiogranite

The porphyroclastic amphibolites show limited but significant variations in Sr isotopic ratios ranging from 0.70322 to 0.70429. Nd isotopic ratios range from 0.51306 to 0.51287, where the lowest ratio is from an amphibole fraction (VN28a). On a Nd-Sr correlation diagram, samples plot close to the DMM end-member and overlap the mantle array except sample VN35b, which yields a higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 0.70429 (Table 3). Hf isotopic values range from 0.28303 to 0.28311 with the exception of amphibole from VN28a, which yields a significantly lower  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  isotopic composition of 0.28276. Reported in the Hf-Nd isotopic diagram (Figure 9b) the porphyroclastic amphibolites plot overall within the MORB domain. Interestingly all separated minerals yield isotopic ratios close to or similar to those of the associated WR (Table 3). Only sample VN28a does not follow this trend and shows a decoupling between WR and amphibole. The  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios of porphyroclastic amphibolites yield a limited range of variation from 18.558 to 18.741 (Table 3), whereas the  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios display a more scattered distribution (15.527-15.591 and 37.995-38.424, respectively). In Figures 9c-d, this feature results in a broadly vertical distribution, spreading between the DMM and the field of subducted and marine sediments, but the data remain in the MORB field.

The banded amphibolites and coexisting minerals show higher and more variable Sr isotopic ratios than the porphyroclastic amphibolites, ranging from 0.70313 to 0.70572 with isotopic signatures ranging from DMM to more radiogenic Sr isotopic ratios tending towards seawater composition (i.e. 70916, after Palmer and Edmond, 1989). One amphibole fraction displays a high value (i.e. 0.70856) close to the seawater Sr composition. Nd isotopes are typical of a DMM end-member and range from 0.51304 to 0.51310. On the Sr-Nd correlation diagram (Figure 9a), WR and minerals plot close to the DMM end-member and define a



horizontal array parallel to the x-axis. The Hf isotopic ratios of banded amphibolites display a limited variation (0.28307-0.28315) and plot within the MORB field of Figure 9b. They define a domain partly overlapping the field of prophyroclastic amphibolites. One metagabbro and its minerals (amphibole and feldspar) show a behaviour similar to the banded amphibolites.

In summary, the Kef Lakhall amphibolites show a clear decoupling between Sr-Nd-Hf isotopes on one hand, and Pb isotopes on another hand. Nd and Hf isotopic signatures are close to DMM with participation of a seawater component only detected for the Sr isotopic composition of the banded amphibolites. Pb isotopes show participation of a more evolved component with isotopic characteristics trending towards EM2 or GLOSS (Global Subducting Sediments, Planck and Langmuir, 1998) component.

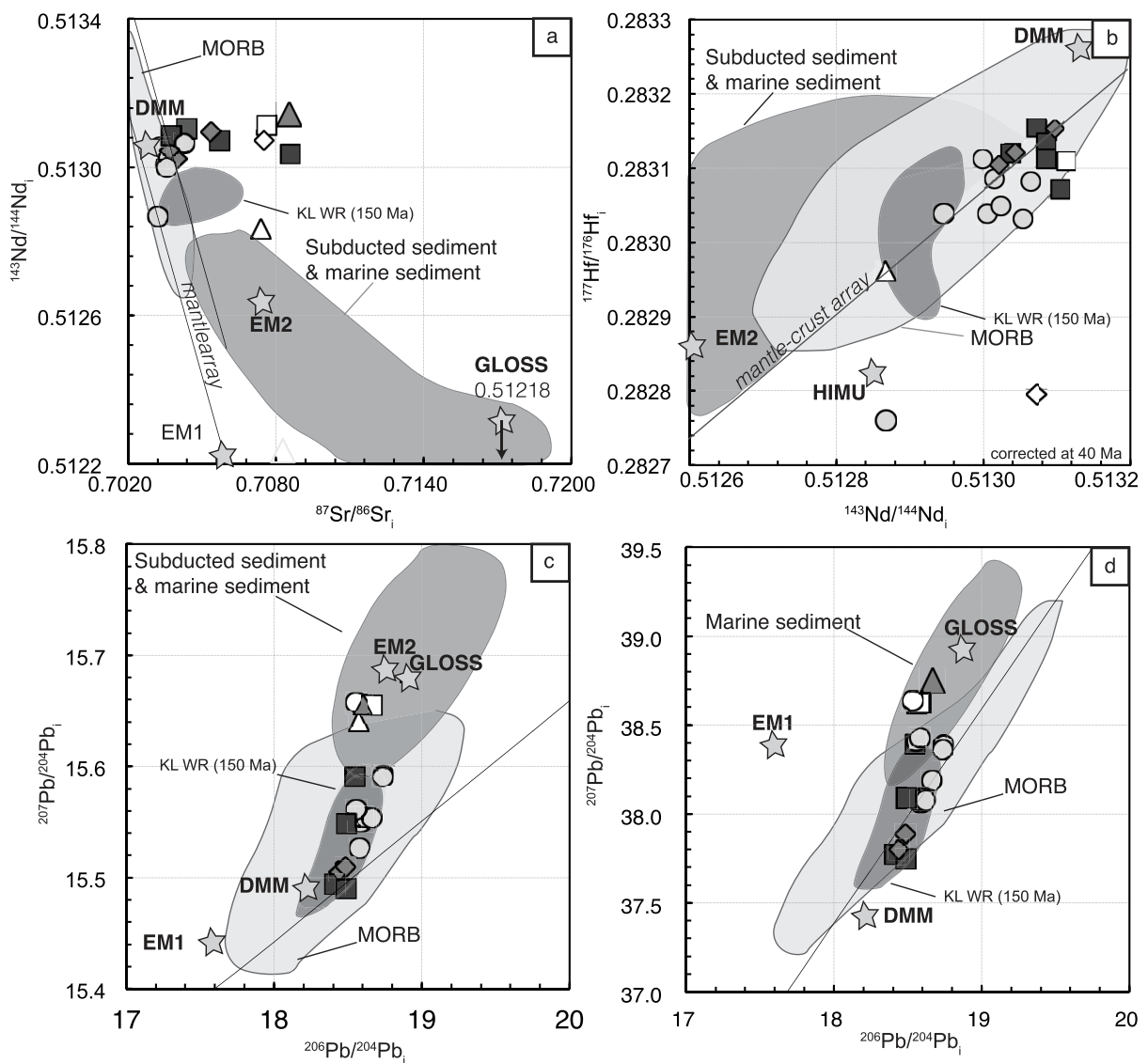


Figure 9. Sr-Nd-Hf-Pb isotopic diagrams for Kef Lakhall massive amphibolite and underlying ultramafic lenses corrected at 20 Ma. Fields for 150 Ma time corrections for Kef Lakhall amphibolites whole rocks are plotted under the name KL WR 150 Ma (Kef Lakhall Whole rock 150 Ma). a:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot. b:  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plot, mantle-crust array and mantle array after Blichert-Toft et al. (1997); c:  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot. d:  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Are reported for comparison: subducted and marine sediments (Ben

Othman et al., 1989; Plank and Langmuir, 1998; Jolly et al., 2006; Vervoort et al., 2011). DMM, GLOSS, HIMU, EM-1, and EM-2 are from Zindler and Hart (1986), Plank and Langmuir (1998), Eisele et al. (2002), Salters and Stracke (2004), Workman and Hart (2005). MORB from Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.

#### 5.4.2. Ultramafic lenses and actinolite.

The ultramafic lenses show a wide range of variation for Nd and Hf isotopic systems and more restricted for Sr and Pb systematics (Table 3).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios range from 0.70739 to 0.70764 clearly distinct from DMM and Kef Lakhall prophyroclastic or banded amphibolites. The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios range from 0.51283 to 0.51311 and are more scattered for the three ultramafics analyzed than for the eight studied amphibolites. The  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  ratios show a very large distribution and range from 0.28253 to 0.28311. In Figure 9a, sample VN37 is located between the DMM end-member and the subducted and marine sediments (i.e. EM2 component) whereas the two other samples encompass the range of variation previously defined for the Kef Lakhall amphibolites. Hf-Nd isotopes for the three studied ultramafics show a very large scattering and, in Figure 9b, do not show any correlation. Sample VN31a shows the most depleted signature with Hf and Nd isotopic compositions of 0.28311 and 0.51311 respectively and plots within the field defined by the Kef Lakhall amphibolites (Figure 9b). The VN31b ultramafic lens displays a surprisingly low Hf isotopic value (i.e., 0.28279 for a high Nd isotopic ratio (0.51307)). The Pb isotopes of ultramafics are more homogeneous and show relatively limited variations for the  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios (18.533-18.588, 15.640-15.659, 38.537-38.626, respectively). In Figures 9c-d they form a tight grouping and are located within the field of subducted and marine sediments, close to GLOSS and EM2 end-members and outside the MORB field. In summary, the Kef Lakhall ultramafics show a very heterogeneous isotopic composition for Sr, Nd and Hf, similar to the heterogeneity commonly observed for subcontinental lithospheric mantle. Pb isotopes are more homogeneous and show radiogenic ratios located in the field of subducted marine sediments.

## 6. Discussion

### 6.1. Elements mobility in the Kef Lakhall amphibolitic unit and ultramafic rocks from the base

Previous studies have demonstrated the imprint of a Miocene metamorphic event in the whole Edough massif (e.g. Monié et al., 1992; Caby et al., 2001; Bruguier et al., 2009, Fernandez et al., 2015). Possible proxies to estimate the impact of metamorphic events on amphibole are the use of Cl content and Cl/F and La/Nb ratios (e.g. Coogan et al., 2001). Amphiboles from prophyroclastic amphibolites yield values in good agreement with a limited metamorphic disturbance (i.e. Cl/F < 0.1 and Nb/La > 0.6). Amphibole from the banded amphibolites yield affinities to amphibole of “complex origin” as defined by Coogan et al. (2001). At last, amphiboles from ultramafic rocks are of hydrothermal type (Coogan et al., 2001).  $\text{K}_2\text{O}$ , reputed as a mobile element, has been plotted against Zr in Figure 10a. The

amphibolites and metagabbros define a tight grouping without evidence of major disturbances. In the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  plot (Figure 10b), banded and porphyroclastic amphibolites and metagabbros define a restricted domain characterized by high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and low  $\text{K}_2\text{O}$  contents. This domain is located within or close to the MORB field. The very low  $\text{K}_2\text{O}$  content combined with limited variations in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  does not suggest significant chemical modifications.

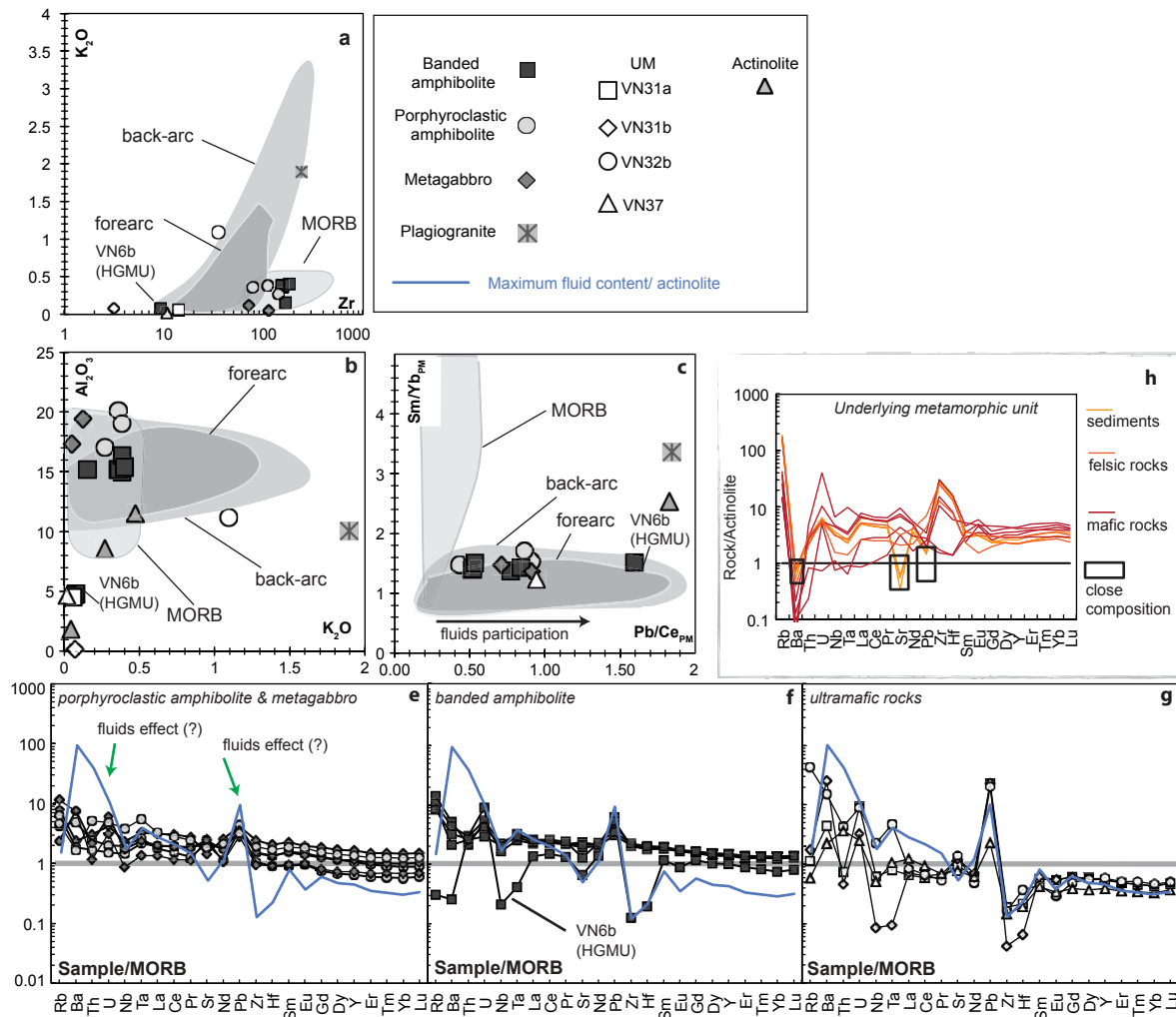


Figure 10: a-d) Trace and major elements plots, respectively,  $\text{K}_2\text{O}$  vs Zr,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb/Sr vs Sm/Nd,  $\text{Sm/Yb}_{\text{PM}}$  vs  $\text{Pb/Ce}_{\text{PM}}$ . Back-arc, MORB and fore-arc fields are from Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. e-g) Trace element patterns for porphyroclastic amphibolites, metagabbros, banded amphibolites and ultramafic rocks normalized to MORB (Dilek and Furnes, 2011). The maximum fluid content corresponds to the actinolite VN29b analysed in this study. h) Trace element diagram of the underlying High Grade metamorphic unit (HGMU) (Fernandez et al., 2015) normalized to the actinolite analysed in this study. See text for explanation.

Conversely, peridotite VN32b displays a significant K enrichment suggesting alteration/hydrothermal processes affected this rock. Plagioclases from the porphyroclastic amphibolite show overall high An content (Appendix A.1-A.2), which is interpreted as representing a primary mantle signature. Conversely, the major element compositions of plagioclases from the banded amphibolites are more variable and display significantly lower An%, which indicates the effects of a metamorphic event (e.g. Humphris and Thompson,

1978, Bosch et al., 2004). This is consistent with petrographic observations demonstrating that feldspars from banded amphibolites are more mottled than feldspars from porphyroclastic amphibolites (see Figure 3A and 4). The effect of this metamorphic event is also shown in Figure 9a where the banded amphibolites define a horizontal trend parallel to the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  axis suggesting a late hydrothermal alteration modifying Sr isotopes without significantly affecting Nd isotopic ratios. A similar behaviour is also depicted for actinolite and ultramafic lenses. As a consequence Sr isotopes will not be considered for banded amphibolites, the ultramafics and the actinolites. In the  $\text{Sm}/\text{Yb}_{\text{PM}}$  vs  $\text{Pb}/\text{Ce}_{\text{PM}}$  diagram (Figure 10c), samples show typical MORB-type  $\text{Sm}/\text{Yb}_{\text{PM}}$  ratios and define a trend parallel to the  $\text{Pb}/\text{Ce}_{\text{PM}}$  axis. The increase of  $\text{Pb}/\text{Ce}_{\text{PM}}$  compared to MORB is correlated with slight positive Pb spikes (Figures 10 e-f) and could be attributed to an input of lead. In order to precisely evaluate the possible impact of fluid participation in elements budget, N-MORB-normalized REE patterns have been drawn (Figure 10 e-f-g). In these diagrams, the porphyroclastic amphibolites, the metagabbros and the banded amphibolites are consistent and have a parallel and flat distribution for REE and Zr-Hf suggesting no major disturbances of these elements. For ultramafic lenses the same behaviour is depicted for REE but Zr-Hf are slightly different and show a marked negative anomaly. Conversely for all samples, mobile elements show erratic distribution and thus do not follow the behaviour of MORB. Thus, to decrypt the mobile elements behaviour of our samples, the maximum content of an interacting “fluid” was evaluated. The composition of actinolites considered as completely re-equilibrated during a late metamorphic event has been chosen to mimic the composition of this fluid (blue line in Figure 10 e-f-g). This component is characterized by significant enrichments in the most incompatible elements and in Pb and can thus be considered as a valuable component to explain the Pb and mobile elements disturbances observed in some samples. Interestingly the trace element patterns of samples from the underlying “mélange unit” (Fernandez et al., 2015), when normalized to this calculated “fluid component” (actinolite in Figure 10h), show strong Ba and Pb negative peaks thus suggesting the possible release of these elements from the high-grade metamorphic unit during the thrusting of the Kef Lakhal amphibolitic unit onto the gneissic dome.

On the basis of petrographic and geochemical data obtained from this study, i.e. petrographic and geochemical witnesses of magmatic stages such as remnants of CPX, high %An of some plagioclase and MORB-type signature (REE and Hf-Nd isotopes), we consider that the massive amphibolites from Kef Lakhal have not been thoroughly modified by post-crystallisation events and that they preserve the source signature of their protolith for the REE and Nd and Hf isotopes.

## 6.2. Nature of the protolith of the Kef Lakhal amphibolites

In a preliminary study, Bosch et al. (2014a) proposed that the Kef Lakhal complex represents either remnants of a back-arc basin that could be part of the LPB or fragments of the subducted Tethys ocean that was subsequently exhumed and obducted onto the African margin. More recently, Fernandez et al. (2015) indicate that thrusting of the Kef Lakhal complex occurred at  $20.85 \pm 0.34$  Ma and was thus coeval with the onset of sea-floor

spreading in the LPB (21 Ma after Faccenna et al. 1997). This observation rules out the hypothesis following which the Kef Lakhel complex is a remnant of the LPB.

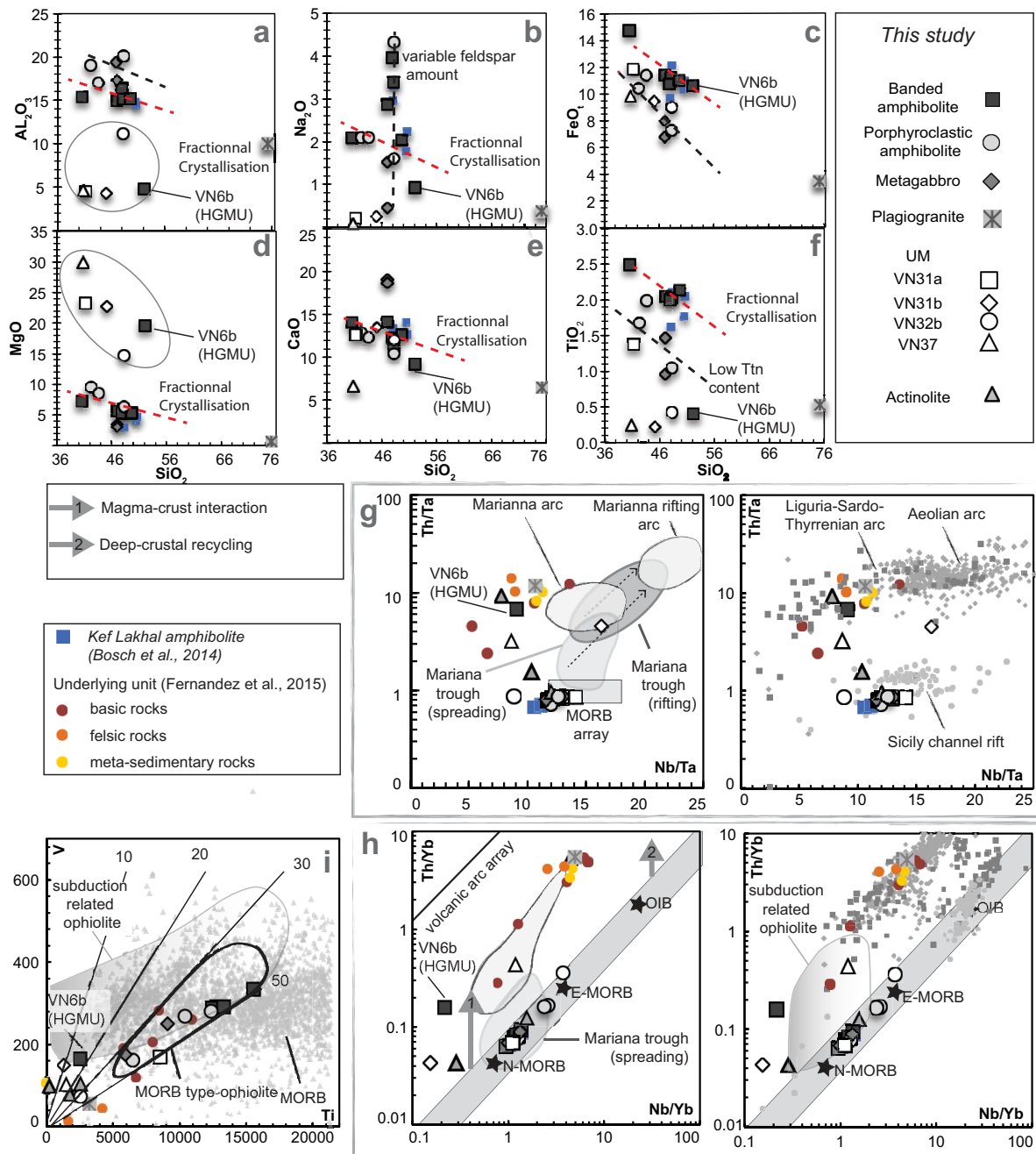


Figure 11: a-f) Harker diagrams for selected major elements. Bosch et al. (2014) amphibolites from Kef Lakhel are reported for comparison. g) Th/Ta vs Nb/Ta discriminant diagram and Marianna after. h) Th/Yb vs Nb/Yb discriminant diagrams.. i) V vs Ti (Shervais, 1982). MORB and subduction related volcanics from Marianna and Mediterranean area after Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Marianna arc and back-arc basins fields are from Pearce (2008) and Pearce & Stern (2006), subduction-related ophiolite field after Dilek & Furnes (2011).

The nearly flat REE patterns provided by amphibolites and metagabbros (Figure 7a) are common in MORB and back-arc basin basalts. Such stacked patterns suggest fractional crystallisation processes. The relatively flat patterns suggest that neither amphibole nor garnet were major fractionating minerals. The REE patterns also indicate that the amphibolites

represent the 2 to 3 uppermost kilometers of the oceanic crust (pillow lavas and/or sheeted dikes) due to the lack of positive Eu anomaly. In Harker diagrams these samples define a broad correlation from SiO<sub>2</sub>-poor samples to SiO<sub>2</sub>-rich samples including previous amphibolites analysed by Bosch et al. (2014a) (Figure 11a-f). These observations point to formation of the Kef Lakhali units by fractional crystallisation dominated by olivine, CPX and OPX. A thorough analysis of the correlation allows us to distinguish two sub-trends for some major elements (i.e. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO<sub>T</sub>, TiO<sub>2</sub>) that probably reflect different mineral abundances, i.e. more or less feldspar and/or amphibole and/or titanite. Metagabbros and porphyroclastic amphibolites overall plot on the same trend characterized by combined higher aluminium and lower FeO<sub>T</sub> and TiO<sub>2</sub> values (Figures 11 a-c-f). It is noteworthy that amphiboles in these samples display a higher Al content (Appendix A.1. and A.2.). Banded amphibolites, porphyroclastic amphibolites and metagabbros are thus considered as belonging to the same genetic suite. The porphyroclastic amphibolite VN35b with the highest MgO wt% (i.e. 9.56 wt%) and lowest SiO<sub>2</sub> (42.22 wt%) is therefore taken as the most primary material of our sampling set. The very low K<sub>2</sub>O content of the Kef Lakhali samples combined to their relatively high TiO<sub>2</sub> supports a clear oceanic affinity. FeO\*/MgO ratios for the porphyroclastic amphibolites range from 1.09 to 1.32 also consistent with those of typical primitive mid-ocean ridge basalt (FeO\*/MgO ≈1; Sun and McDonough, 1989). Ti/Eu and Y/Ho remain constants during MORB genesis and are consequently good indicators of the protolith nature (Arevalo & McDonough, 2010). In Kef Lakhali amphibolites Ti/Eu ratio rank from 6391 to 7569 and Y/Ho ratio from 27.43 to 29.97; these perfectly lie within in the range of variations of MORB (Ti/Eu=7060±1270, Y/Ho=28.4±3.6, Arevalo & McDonough, 2010). Such an affinity is also consistent with the Nd and Hf isotopic signatures of amphibolites and metagabbros that are close to that of the DMM.

The VN6b banded amphibolite as well as the ultramafic lenses from the base of the unit strongly differ from amphibolites and metagabbros. In Figure 11a-f, they do not follow the fractional crystallisation trend defined by the amphibolites and metagabbros. On the contrary, they show similarities with mafic rocks from the underlying HGMU (Fernandez et al., 2015). These samples are thus interpreted as chips of the HGMU, tectonically mixed with the base of the overlying Kef Lakhali unit during its thrusting. Therefore they will not be considered further in the discussion about the origin of the Kef Lakhali complex.

Rocks from the Kef Lakhali unit shows only a very slight Nb negative anomaly when normalized to MORB (Figure 10e-f). This feature is commonly observed for MORB-like ophiolites from volcanic-arcs and oceanic back-arcs (Dilek and Furnes, 2011). Conversely, rocks from the HGMU unit show a very different signature with strong negative anomalies in Nb and Hf for both whole-rock and in situ mineral analyses. Trace elements discriminant diagrams from Pearce (2008) and Pearce and Stern (2006) further emphasize the discrepancy between Kef Lakhali amphibolites and the ultramafic lenses at its base (Figure 11g-h). In the Th/Ta versus Nb/Ta and Th/Yb versus Nb/Yb, rocks from the Kef Lakhali unit plot into the MORB domain (Figure 11h). In a V versus Ti diagram (Figure 11i), massive amphibolites overlap the domain of MORB-type ophiolite. In the Ba/Th vs <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd and Sr/Th vs <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, samples plot within the field of arc related volcanism from the Marianna zone (not shown) and, for some of them, in the trends linked to the effects of dehydration and addition of aqueous fluid (e.g. Labanieh et al., 2012). Sr-Nd-Pb isotopes do not display a simple

distribution from a single source but rather spread along a mixing line between a sedimentary pole and a DMM mantle (Figure 12, a-b-c). This trend is particularly clear for elements that are the most mobile in fluids, i.e. Sr and Pb (Figure 12 c). This sedimentary component displays a composition consistent with GLOSS.

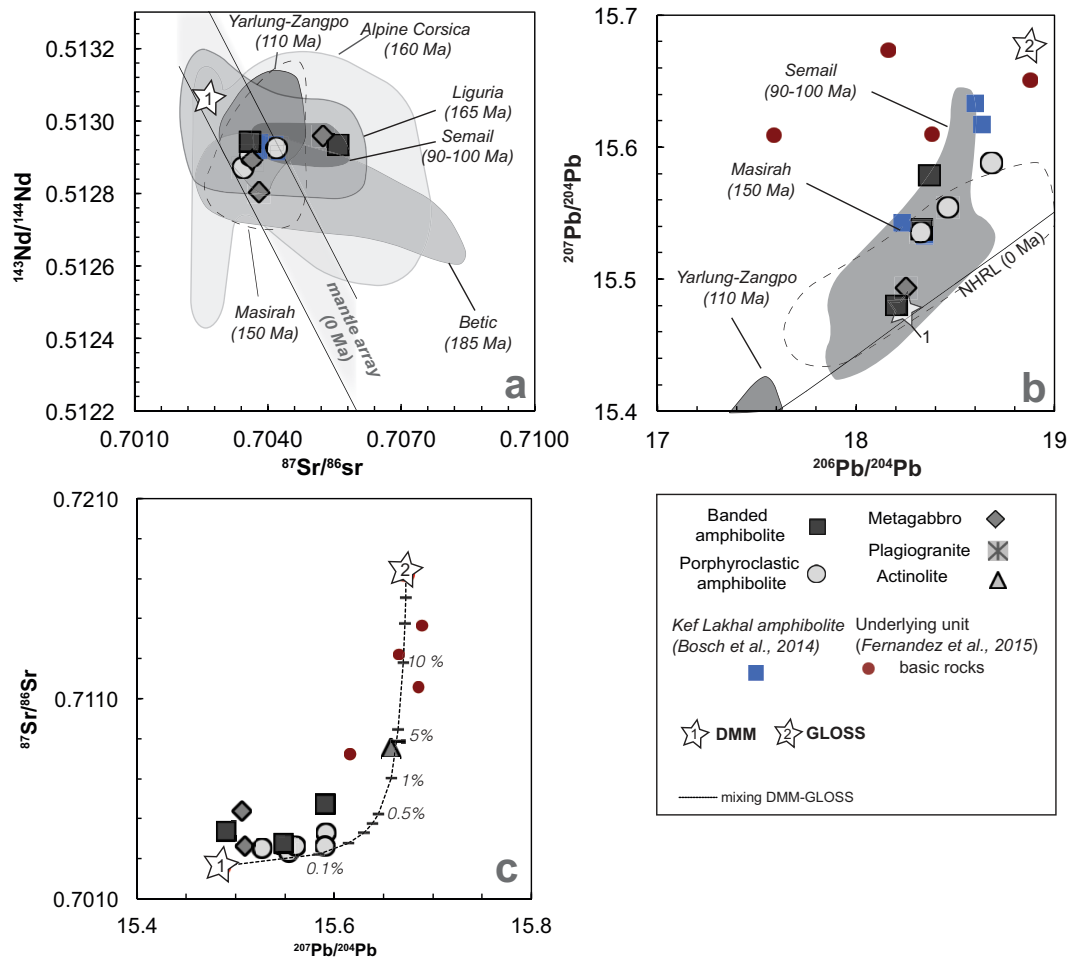


Figure 12: Isotopic diagrams: a)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for Kef Lakh al amphibolite whole-rock corrected at 150 Ma. Tethyan ophiolite : Yarlung Zampo (Mahoney et al., 1998; Xu & Castillo, 2004), Alpine Corsica (Rampone et al., 2009), Liguria (Rampone et al., 1996; Rampone et al., 1998), Semail (Gordard et al., 2006), Betic (Puga et al., 2011), Masirah (Mahoney et al., 1998). b)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  Tethyan ophiolite are reported for comparison Semail (Chen et Pallister, 1981; Godard et al., 2006), Massirah (Mahoney et al., 1998), Yarlung Zangpo (Mahoney et al., 1998; Xu et Castillo, 2004). c)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  diagram. Mixing lines are calculated using DMM and GLOSS. DMM after Workman & Hart (2005), GLOSS after Plank & Langmuir (1998).

The Hf and Nd isotopes define a restricted domain located close to the DMM but slightly on the right of the Hf-Nd mantle line. Such feature may be related to the “ambient mantle” composition as defined by Woodhead et al. (2012) and could correspond to a peculiar signature of the mantle from the Mediterranean area as already proposed in previous works (e.g. Hoernle, 1995; Hoernle et al., 1999). Following Woodhead et al. (2012), in order to evaluate a possible signature of this Mediterranean mantle we eliminated samples with  $\text{Ba}/\text{Nb} > 7$  and  $\text{Th}/\text{Ta} > 3$  which belongs to HGMU and metagabbros VN34 and VN28b). Most samples are aligned along a parallel to the Indian/Pacific arc line defined by Pearce et al.

(1999) and allow us to propose that the Mediterranean mantle, source of the Kef Lakhhal amphibolites, shows a low Hf signature compared to Nd and thus defines a trend parallel to the mantle array. In summary, the Kef Lakhhal complex presents a MORB-type affinity typical of an ambient mantle characterized by a peculiar Hf isotopic signature and a subduction flavour only detected for the more mobile elements.

### *6.3. Tectonic setting and implications for Mediterranean area evolution*

The geochemical signature of rocks from the Kef Lakhhal complex indicates they originate from an ambient Mediterranean mantle. This mantle reservoir is enriched in mobile elements (Ba, U, Pb) and, to a lesser degree, slightly depleted in Nb. Such features suggest that the mantle from which the Kef Lakhhal amphibolites were extracted, was modified by subduction-derived fluids. For subduction geodynamical context, three environments can be considered: back-arc, immature volcanic arc and fore-arc. For a mid-oceanic ridge context, only an origin from a remnant of the Tethys ocean can be envisioned. In the following we review the different alternatives.

Back-arc basin environment has already been proposed as a hypothesis for the origin of the Kef Lakhhal amphibolites (Bosch et al., 2014a). However, an origin related to the Liguro-Provençal basin is not consistent with the timing of sea-floor spreading in this basin for which, the oldest oceanic crust is estimated to be *c.* 21 Ma old (Faccenna et al., 2014). In addition, the studied Kef Lakhhal amphibolites do not display the typical LREE and strong mobile element enrichments detected in the first stages of subduction (e.g. Dhuime et al., 2007) and thus, an immature arc origin does not fit with our data. It is also noteworthy that no boninitic rocks have been discovered in the Maghrebides, a rock type that is commonly observed in fore-arc environment (e.g. Dilek and Thy, 2009; Dilek and Furnes, 2011). Another alternative model would be that the Kef Lakhhal amphibolites represent a remnant of the Tethys oceanic crust. Plotted in a Nd vs Sr isotopic diagram corrected at 150 Ma, Kef Lakhhal samples display similarities with samples from the Ligurian and Betic Tethys ophiolites (Figure 12a). Pb isotopes are consistent with this view since Kef Lakhhal samples overlap the field defined for Jurassic and Cretaceous Tethyan ophiolites (i.e. Semail and Massirah massifs; Figure 12b). Compared to other ophiolitic remnants (Mahoney et al., 1998; Godard et al., 2006; Puga et al., 2011), amphibolites from Kef Lakhhal show a more homogeneous composition, and REE patterns closer to N-MORB. Consequently as the Betic ophiolites are interpreted as recording the break-up of Pangea, *c.*185 Ma ago, we propose that, despite the lack of absolute age constraints, the Kef Lakhhal amphibolites represent a more mature stage of the Tethys oceanic crust, i.e. younger than *c.* 185 Ma. This Tethys remnant is tentatively regarded as similar to the protolith of the diamond-bearing unit discovered in the underlying HGMU unit (Caby et al., 2014) and interpreted as a subducted Tethys oceanic crustal fragment.

In summary, the Kef Lakhhal massive amphibolite (and probably the UHP remnants identified in the footwall, Caby et al., 2014) most likely correspond to a portion of the Tethys oceanic crust characterized by a normal MORB composition. The diamond-bearing units have been subducted down to 100 km-depth, whereas the Kef Lakhhal amphibolites represent a part of the slab that was not buried as deep. Both have been rapidly exhumed and stacked onto the



continental crust of the Edough massif during the Aquitanian (Fernandez et al., 2015). Ar datings on amphiboles from the Kef Lakhel amphibolites indicate that the nappe stack cooled from 550°C at *c.* 18 Ma down to 350°C at *c.* 17 Ma (Monié et al., 1992; Fernandez et al., 2015), thus providing a fast cooling rate of *c.* 200°C /Ma which we attribute to exhumation as a metamorphic core complex (Caby et al., 2001).

## **7. Conclusion**

The Kef Lakhel amphibolitic unit is mainly composed of porphyroclastic and banded amphibolites, the former being representative of the protolith. These rocks display MORB-like characteristics as evidenced by their REE patterns as well as Nd and Hf isotopic signatures typical of a DMM reservoir. Sr and Pb isotopes, as well as mobile elements, emphasize participation of fluids more probably derived from dehydration of a crustally-derived component. Previously considered either as a remnant of the Liguro-Provençal back-arc basin or as a fragment of the Tethys ocean (Bosch et al., 2014a), this study demonstrates that the subduction-flavour formerly attributed to mantle processes is more likely related to metamorphic effects superimposed to the original signature and well identified in the banded amphibolites. The Kef Lakhel porphyroclastic amphibolites share similarities with ophiolites derived from the Ligurian and Betics Tethys and are consequently interpreted as a newly identified remnant of a Tethys-like ophiolite heretofore unknown in this part of the Maghrebides. This amphibolite massif could represent a shallower, and more preserved, part of the slab, recently identified in the footwall of the massif and that was buried deep down into the diamond stability field (Caby et al., 2014). The underlying ultramafic lenses show a large heterogeneity of geochemical signatures. They are interpreted as chips of the HGMU, representing the Permo-Carboniferous passive margin of the African plate (Fernandez et al., 2015). These units, along with the Kef Lakhel Tethys fragments located offshore of Africa, were backthrusted onto the crystalline basement during the Aquitanian phase (Fernandez et al., 2015) before their final exhumation as a metamorphic core complex during the early Burdigalian (*c.* 18 Ma).

## **Acknowledgments**

The authors are very grateful to B. Galland for her management of the chemistry room. Special thanks to M. Tansu, F. Lecoœur, M. Bonno and P. Telouk for their expertise in mass spectrometry to C. Nevado and D. Delmas for thin and thick section preparation, to B. Boyer for EPMA analyses. This work is part of the PhD work of L.F. which was supported by a MRT grant. We acknowledge funding by the INSU-SYSTER (2013 and 2014) program to D.B. and by the CNRS-DPGRF France-Algeria collaboration program. The Badji Mokhtar University of Annaba is thanked for its logistical support during the 2012 field trip in the Edough Massif.

## Tables

Table 1: Whole-rock major and trace element concentrations for studied samples. LOI: loss on ignition.  $Eu/Eu^* = [Eu/\sqrt{(Sm \cdot Gd)}] \times 100$ .  $Ce/Ce^*$  after German et al. (1995).  $La/Yb_N$  and  $Gd/Yb_N$  normalized to chondrite after Sun and McDonough (1989).

Classification	Kef Lakkhal										
	banded amphibolite						porphyroclastic amphibolite			metagabbro	
Lithology	VN2	VN3	VN6b	VN19a	VN19c	VN29c	VN27b	VN28a	VN35b	VN28b	VN34
Sample	382619 m E 4089202 m N	382641 m E 4089215 m N	381462 m E 4089300 m N	381736 m E 408946 m N	381736 m E 408946 m N	382875 m E 4090175 m N	382800 m E 4090313 m N	382888 m E 4090277 m N	382032 m E 4089205 m N	382888 m E 4090277 m N	382060 m E 4088975 m N
Localisation (UTM)											
altitude (m)	340	326	377	285	285	240	260	60	509	60	542
SiO <sub>2</sub>	47.070	48.170	52.150	47.960	49.610	40.600	43.570	48.260	42.220	46.970	46.980
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.958	15.203	4.781	16.368	15.158	15.403	17.053	20.110	19.030	19.418	17.315
FeO <sub>T</sub>	11.437	11.263	10.643	10.780	11.020	14.780	11.407	7.294	10.427	6.812	7.983
MnO	0.192	0.187	0.207	0.181	0.163	0.237	0.182	0.128	0.171	0.109	0.135
MgO	5.650	5.929	19.650	5.230	5.305	7.261	8.613	6.319	9.562	3.476	3.067
CaO	14.138	11.493	9.265	12.295	12.643	14.068	12.373	10.473	12.958	19.098	18.758
Na <sub>2</sub> O	2.868	3.392	0.916	3.957	2.035	2.080	2.098	4.309	2.102	1.518	0.448
K <sub>2</sub> O	0.385	0.358	0.079	0.383	0.153	0.402	0.271	0.360	0.384	0.124	0.051
TiO <sub>2</sub>	2.052	2.020	0.408	1.998	2.133	2.490	1.987	1.047	1.671	0.958	1.462
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.230	0.210	0.270	0.230	0.260	0.170	0.240	0.110	0.120	0.130	0.210
LOI	1.030	1.090	1.880	0.910	1.410	1.170	1.960	0.970	1.610	1.590	3.060
Total	100.000	99.320	100.240	100.280	99.890	98.660	99.750	99.380	100.260	100.200	99.470
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.253	3.750	0.995	4.340	2.188	2.482	2.369	4.669	2.486	1.642	0.499
Mg	0.140	0.147	0.488	0.130	0.132	0.180	0.214	0.157	0.237	0.086	0.076
Fe	0.143	0.141	0.133	0.135	0.138	0.185	0.143	0.091	0.131	0.085	0.100
Mg <sup>#</sup>	49.463	51.052	78.531	49.011	48.817	49.325	59.936	63.187	64.500	50.273	43.220
Ba	32.520	13.450	1.638	27.280	20.400	14.940	10.490	30.980	11.640	47.050	48.260
Be	0.774	0.814	-	0.864	1.018	0.881	0.631	0.535	0.549	0.406	0.542
Ce	17.220	17.430	11.249	18.380	19.310	22.600	21.440	11.420	14.760	8.837	14.260
Co	38.350	39.950	-	39.340	34.800	61.690	39.260	29.990	41.140	19.850	26.440
Cs	0.208	0.175	0.010	0.342	1.684	0.152	0.137	0.130	0.203	4.200	0.185
Cu	47.060	64.340	-	10.220	24.680	75.080	80.630	21.560	76.160	8.119	55.450
Dy	6.818	6.416	4.707	6.436	6.982	7.627	6.391	3.058	5.276	3.291	5.171
Er	4.037	3.800	2.669	3.753	4.135	4.436	3.710	1.767	2.832	1.999	3.031
Eu	1.691	1.693	0.904	1.695	1.770	1.972	1.855	0.982	1.511	1.007	1.402
Ga	18.470	17.930	-	17.880	22.510	20.010	20.980	15.320	18.680	19.500	29.030
Gd	5.844	5.628	4.291	5.601	6.067	6.799	5.595	2.773	4.748	2.957	4.596
Ge	1.651	1.494	-	1.599	1.963	1.882	1.629	1.240	1.536	1.831	2.339
Hf	3.854	3.782	0.400	3.697	4.100	4.256	3.415	1.883	2.717	1.845	2.772
Ho	1.418	1.394	0.953	1.348	1.461	1.625	1.342	0.633	1.081	0.717	1.097
La	5.633	5.831	3.438	6.508	6.496	7.744	8.216	4.442	4.903	3.345	4.999
Lu	0.623	0.597	0.365	0.584	0.641	0.685	0.575	0.275	0.408	0.319	0.468
Nb	3.848	4.858	0.489	5.163	4.757	5.375	8.915	4.530	3.388	2.033	4.026
Nd	15.360	14.770	10.235	15.350	16.730	18.820	15.910	8.375	12.860	7.910	12.330
Ni	94.140	77.330	1464.787	92.020	85.920	144.600	127.000	96.020	106.400	66.580	80.140
Pb	1.384	0.930	1.872	1.614	1.045	1.260	0.964	1.085	1.332	0.842	1.056
Pr	2.896	2.860	1.772	2.950	3.180	3.643	3.258	1.697	2.441	1.504	2.412
Rb	7.954	5.411	0.173	5.782	4.649	4.498	2.620	2.337	3.615	6.398	1.338
Sm	5.000	4.829	3.084	4.875	5.225	5.967	4.937	2.414	4.076	2.499	3.988
Sn	1.493	1.391	1.448	1.628	1.514	1.514	1.483	0.693	1.069	0.771	1.101
Sr	210.400	175.400	59.661	191.900	115.100	129.400	166.300	195.000	188.100	230.000	220.900
Ta	0.327	0.376	0.054	0.427	0.403	0.424	0.709	0.340	0.283	0.175	0.309
Tb	1.055	1.007	0.708	1.004	1.071	1.205	0.995	0.472	0.828	0.516	0.792
Th	0.257	0.310	0.362	0.356	0.322	0.365	0.611	0.294	0.204	0.140	0.267
Tm	0.612	0.591	0.378	0.588	0.627	0.682	0.570	0.266	0.414	0.317	0.458
U	0.246	0.139	0.427	0.260	0.203	0.198	0.231	0.095	0.072	0.145	0.282
V	291.300	289.300	166.109	289.000	291.600	333.700	281.400	163.100	269.700	177.500	251.600
W	0.365	-	0.231	-	-	-	0.259	-	0.315	0.263	-
Y	40.550	38.910	28.556	38.900	42.300	45.530	38.080	18.050	29.660	20.400	31.750
Yb	4.047	3.847	2.260	3.798	4.129	4.408	3.716	1.743	2.656	2.040	3.014
Zn	87.730	108.300	85.279	97.650	90.660	157.900	95.820	68.880	96.220	43.360	46.850
Zr	155.600	153.600	9.233	150.800	166.400	181.300	140.100	78.160	109.300	71.080	113.100
Li	5.137	7.001	5.697	2.422	3.903	9.575	5.002	5.315	4.193	4.242	8.981
Mn	1613.389	1482.514	1628.583	1399.913	1293.891	1851.000	1402.148	1012.294	1351.110	895.883	1112.005
Nb/Y	0.095	0.125	0.017	0.133	0.112	0.118	0.234	0.251	0.114	0.100	0.127
Nb/Yb	0.951	1.263	0.216	1.359	1.152	1.219	2.399	2.599	1.276	0.997	1.336
Zr/TiO <sub>2</sub> *10 <sup>4</sup>	0.008	0.008	0.002	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.008
Ti	12301.421	12109.586	2445.897	11977.699	12787.003	14927.163	11911.756	6276.602	10017.385	5743.061	8764.463
Ti/Zr	79.058	78.838	264.917	79.428	76.845	82.334	85.023	80.305	91.650	80.797	77.493
V/Ti	0.024	0.024	0.068	0.024	0.023	0.022	0.024	0.026	0.027	0.031	0.029
La/Yb <sub>N</sub>	0.998	1.087	1.091	1.229	1.129	1.260	1.586	1.828	1.324	1.176	1.190
Gd/Yb <sub>N</sub>	1.195	1.210	1.570	1.220	1.216	1.276	1.246	1.316	1.479	1.199	1.261
Eu/Eu*	3.729	3.802	2.433	3.801	3.824	4.005	4.146	3.129	3.694	3.132	3.473
ΣREE	72.254	70.693	47.013	72.870	77.824	88.213	78.510	40.317	58.794	37.258	58.018
Ce/Pb	12.439	18.742	6.008	11.389	18.480	17.934	22.243	10.529	11.079	10.499	13.508
Th/Yb	0.064	0.081	0.160	0.094	0.078	0.083	0.164	0.169	0.077	0.069	0.089
Nb/Ta	11.768	12.920	9.124	12.091	11.804	12.677	12.574	13.324	11.972	11.617	13.029
Th/Ta	0.786	0.824	6.750	0.834	0.799	0.861	0.862	0.865	0.721	0.800	0.864
Nb/Yb	0.951	1.263	0.216	1.359	1.152	1.219	2.399	2.599	1.276	0.997	1.336
Ce/Ce*	1.050	1.057	1.083	1.026	1.044	1.049	1.016	1.010	1.050	0.959	1.019

Table 1 : (Continued)

Lithology	Kef Lakhal				Ultramafic				
	plagiogranite		actinolite		metaperidotite			peridotite	
	Sample	VN29a	VN22	VN29b	VN29d	VN31a	VN31b	VN32b	VN37
Localisation (UTM)	382875 m E	3825533 m E	382875 m E	382875 m E	382840 m E	382840 m E	382872 m E	381984 m E	
altitude (m)	4090175 m N	4089124 m N	4090175 m N	4090175 m N	4090120	4090120	4090072	4088978	
	240	349	240	240	232	232	229	540	
SiO <sub>2</sub>	75.170	53.090	49.310	46.290	41.200	45.120	48.250	40.830	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.039	1.815	8.572	11.468	4.502	4.288	11.148	4.684	
FeO <sub>T</sub>	3.503	8.772	7.890	7.802	11.840	9.491	9.044	9.872	
MnO	0.084	0.079	0.113	0.106	0.225	0.166	0.135	0.181	
MgO	0.696	21.073	17.990	17.423	23.313	22.720	14.707	29.970	
CaO	6.512	11.465	12.218	11.593	12.655	13.478	12.085	6.600	
Na <sub>2</sub> O	0.375	0.435	1.232	1.497	0.216	0.255	1.602	0.083	
K <sub>2</sub> O	1.893	0.044	0.269	0.475	0.059	0.074	1.090	0.016	
TiO <sub>2</sub>	0.525	0.047	0.289	0.417	1.376	0.217	0.418	0.248	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.100	-	0.080	-	0.090	-	-	-	
LOI	1.340	1.930	2.130	2.890	3.950	4.470	2.010	6.630	
Total	100.230	98.750	100.090	99.961	99.430	100.279	100.489	99.114	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	2.268	0.479	1.501	1.972	0.275	0.329	2.692	0.099	
Mg	0.017	0.523	0.446	0.432	0.578	0.564	0.365	0.744	
Fe	0.044	0.110	0.099	0.098	0.148	0.119	0.113	0.124	
Mg <sup>#</sup>	28.246	82.638	81.876	81.565	79.596	82.587	76.314	85.745	
Ba	535.300	1.230	630.376	48.230	27.940	161.443	94.831	13.828	
Be	1.543	-	-	1.831	-	-	-	-	
Ce	59.880	0.800	15.988	3.628	4.509	4.836	5.077	7.007	
Co	6.489	-	-	49.450	-	-	-	-	
Cs	4.412	0.015	0.168	-	0.081	0.144	8.212	0.243	
Cu	-	-	-	5.096	-	-	-	-	
Dy	4.288	0.383	2.193	2.495	2.616	2.507	2.546	1.665	
Er	2.075	0.247	1.078	1.448	1.455	1.452	1.516	1.039	
Eu	1.191	0.097	0.386	0.595	0.555	0.567	0.292	0.340	
Ga	13.240	-	-	15.210	-	-	-	-	
Gd	5.161	0.307	2.314	2.111	2.219	2.247	1.791	1.436	
Ge	1.761	-	-	1.358	-	-	-	-	
Hf	6.117	0.042	0.469	1.130	0.439	0.133	0.759	0.393	
Ho	0.768	0.082	0.401	0.540	0.531	0.511	0.514	0.354	
La	29.330	0.277	7.102	1.179	1.646	1.758	2.086	3.038	
Lu	0.307	0.047	0.155	0.191	0.216	0.215	0.224	0.170	
Nb	10.170	0.075	4.177	2.147	1.460	0.201	5.347	1.182	
Nd	27.820	0.765	8.847	3.407	4.511	5.124	3.562	4.406	
Ni	28.620	1823.528	619.130	906.100	1362.320	1734.965	843.946	1955.138	
Pb	11.491	1.506	3.040	4.816	6.957	6.932	6.089	0.689	
Pr	7.342	0.145	1.991	0.618	0.779	0.879	0.715	0.911	
Rb	100.200	0.124	0.904	1.684	0.628	0.957	24.253	0.328	
Sm	6.206	0.219	2.144	1.538	1.471	1.587	1.152	1.101	
Sn	3.657	-	-	2.639	-	-	-	-	
Sr	88.930	26.459	48.262	52.240	85.158	109.253	125.323	69.568	
Ta	0.952	0.007	0.534	0.179	0.104	0.012	0.605	0.136	
Tb	0.769	0.054	0.374	0.384	0.381	0.373	0.355	0.245	
Th	11.050	0.011	4.961	0.172	0.089	0.056	0.520	0.434	
Tm	0.306	0.039	0.154	0.221	0.208	0.210	0.231	0.155	
U	2.692	0.019	0.514	0.147	0.442	0.150	0.415	0.118	
V	58.510	100.096	80.074	105.900	171.896	151.869	75.458	105.464	
W	1.264	0.293	0.255	0.262	0.910	0.828	0.264	0.120	
Y	22.800	2.475	13.096	14.960	14.874	15.295	16.408	10.886	
Yb	2.053	0.261	0.938	1.358	1.301	1.313	1.425	0.986	
Zn	41.740	64.579	93.850	101.700	70.788	76.095	180.115	75.364	
Zr	239.800	1.275	9.561	33.900	13.847	3.093	11.997	10.634	
Li	-	0.743	8.097	25.011	4.010	3.280	12.374	3.923	
Mn	-	647.441	863.550	849.214	1803.280	1286.382	972.502	1454.044	
Nb/Y	0.446	0.030	0.319	0.144	0.098	0.013	0.326	0.109	
Nb/Yb	4.954	0.286	4.454	1.581	1.122	0.153	3.752	1.199	
Zr/TiO <sub>2</sub> *10 <sup>4</sup>	0.046	0.003	0.003	0.008	0.001	0.001	0.003	0.004	
Ti	3147.293	281.758	1732.510	2499.850	8248.906	1300.881	2505.845	1486.721	
Ti/Zr	13.125	220.979	181.209	73.742	595.710	420.547	208.878	139.809	
V/Ti	0.019	0.355	0.046	0.042	0.021	0.117	0.030	0.071	
La/Yb <sub>N</sub>	10.248	0.763	5.432	0.623	0.908	0.961	1.050	2.210	
Gd/Yb <sub>N</sub>	2.080	0.976	2.041	1.286	1.411	1.416	1.039	1.205	
Eu/Eu*	2.534	0.975	1.325	2.275	2.116	2.116	1.250	1.556	
ΣREE	147.496	3.723	44.065	19.713	22.398	23.579	21.485	22.851	
Ce/Pb	5.211	0.531	5.259	0.753	0.648	0.698	0.834	10.174	
Th/Yb	5.382	0.043	5.290	0.127	0.068	0.043	0.365	0.441	
Nb/Ta	10.683	10.325	7.829	11.994	14.066	16.319	8.832	8.704	
Th/Ta	11.607	1.540	9.298	0.961	0.854	4.562	0.859	3.199	
Nb/Yb	4.954	0.286	4.454	1.581	1.122	0.153	3.752	1.199	
Ce/Ce*	0.956	0.986	0.994	1.031	0.939	0.918	0.986	0.979	

Table 2: Summary of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  IR-CO2 laser ages obtained on amphibole during this study

Sample	Weighted plateau	2 $\sigma$	Inverse Isochron	2 $\sigma$	Total fusion	2 $\sigma$	MSWD	% $^{39}\text{Ar}$ tot	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	2 $\sigma$
VN3	18.19	0.47	18.73	2.21	19.13	0.43	6%	58.2	274.48	88.11
VN19c	18.90	1.11	18.24	1.58	19.34	1.26	86%	89.9	302.61	11.53
VN28a	18.03	0.36	17.45	0.5	18.22	0.34	12%	99.4	311.77	11.04
VN35b	23.16	4.88	28.79	1.06	19.06	1.15	27%	84.4	261.99	3.39
K7g	23.33	0.53	23.08	1.34	24.39	0.56	27%	95.2	298.97	17.21
K7h	18.84	0.38	18.12	0.78	21.54	0.46	54%	87.9	315.15	18.12

Table 3 (following page) : Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions for whole-rocks and separated minerals from Kef Lakhall massive amphibolites, underlying ultramafic lenses and Sidi Mohamed crop situated in the core of Edough dome. Uncertainties ( $\pm 2\sigma$ ), in the last decimal place, refer to within-run precision, given as standard error on the mean (SE) quoted at the 95% confidence level. Analytical errors on Pb isotopic ratios are better than 250ppm. Rb, Sr, Sm, Nd, Lu, Hf, U, Th and Pb concentrations (ppm) were measured with precision estimated to  $\pm 1\%$ .  $\epsilon\text{Sr}$ ,  $\epsilon\text{Nd}$ ,  $\epsilon\text{Hf}$  values were calculated as the deviation from a chondritic uniform reservoir (CHUR) with present-day  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}=0.70448$ ;  $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}=0.0816$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1966$ ;  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$ ;  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$  (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Jacobsen and Wasserburg, 1980). - : not analyzed. Initial isotopic ratios have been calculated at 40 Ma.

Classification Lithology Sample material	Kef Lakhal																	
	banded amphibolite						porphyroclastic amphibolite						metagabbro					
	VN3		VN19a		VN19c		VN27b			VN28a			VN35b		VN28b			
	WR	mineral amph	WR	WR	mineral amph	mineral fsp	WR	WR duplicate	mineral amph	mineral fsp	WR	mineral amph	WR	mineral amph	WR	mineral cpx	mineral fsp	
Rb	5.41	9.96	5.78	4.65	2.72	5.58	2.62	2.62	4.12	5.58	2.32	7.84	3.62	4.12	6.40	0.50	1.12	
Sr	175.40	19.31	191.90	115.10	12.01	1091.79	166.30	166.30	31.27	1091.79	191.70	21.40	188.10	31.27	230.00	11.48	245.98	
Sm	4.83	0.14	4.88	5.23	0.86	0.12	4.94	4.94	0.12	0.12	2.36	0.48	4.08	0.12	2.50	0.06	0.00	
Nd	14.77	0.22	15.35	16.73	1.79	0.86	15.91	15.91	0.16	0.86	8.66	1.16	12.86	0.16	7.91	0.12	0.01	
U	0.14	0.00	0.26	0.20	0.01	0.00	0.23	0.23	0.00	0.00	0.08	0.00	0.07	0.00	0.15	0.00	0.00	
Th	0.31	0.00	0.36	0.32	0.00	0.00	0.61	0.61	0.00	0.00	0.31	0.01	0.20	0.00	0.14	0.00	0.00	
Pb	0.93	0.29	1.61	1.04	0.46	21.62	0.96	0.96	0.53	21.62	0.93	0.38	1.33	0.53	0.84	0.12	1.05	
Lu	0.60	0.17	0.58	0.64	0.22	0.01	0.58	0.58	0.27	0.01	0.28	0.26	0.41	0.27	0.32	0.03	0.00	
Hf	3.78	0.94	3.70	4.10	0.90	0.01	3.42	3.42	0.77	0.01	0.60	1.14	2.72	0.77	1.85	0.67	0.01	
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.09	1.49	0.09	-	0.66	0.01	0.05	0.05	0.38	0.01	0.04	1.06	0.06	0.38	0.08	0.13	0.01	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703786	0.703980	0.705767	-	0.708935	0.704386	-	0.703548	0.703484	0.703327	0.703672	0.703822	0.704323	0.703773	0.705413	0.704069	0.703671	
		±	±	-	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	4.2	15.0	1.9	-	4.6	12.0	-	8.6	4.0	10.0	3.9	2.1	4.3	4.4	8.8	16.0	3.9	
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.20	0.39	0.19	0.19	0.29	0.09	0.19	0.19	0.47	0.09	0.16	0.25	0.19	0.47	0.19	0.30	0.21	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.513136	0.513146	0.513122	0.513134	0.513113	0.513125	0.513064	0.513055	0.513070	0.513076	0.513067	0.512932	0.513114	0.513124	0.513145	0.513101	0.513098	
		±	±	±	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	4.00	3.70	4.00	2.90	4.20	4.20	5.90	5.40	8.37	5.90	2.57	6.50	3.23	4.49	4.75	4.40	6.94	
T(CHUR) Nd	-	406	-	-	772	-	-	-	-	-	-	875	-	268	-	657	5335	
T(DUM) Nd	-	15	45	-	-	5	306	349	-	-	173	-	86	-	-	-	468	
<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.11	0.02	0.02	0.05	0.11	0.07	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	
<sup>178</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	0.283128	0.283128	0.283170	0.283149	0.283145	0.283150	0.283103	0.283057	0.283087	0.283111	0.283100	0.282785	0.283097	0.283148	0.283170	0.283107	0.283119	
		±	±	±	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	6.46	8.85	2.80	2.26	1.75	2.80	1.60	2.30	2.30	2.18	4.50	13.70	6.38	3.00	13.90	2.24	3.30	
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.5510	18.5351	18.6088	18.4861	-	18.4893	18.6807	18.6807	18.6215	18.6614	18.5920	18.5829	18.7624	18.7366	18.5056	-	18.4849	
		±	±	±	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	4.65	6.23	6.60	3.89	5.44	4.32	8.60	4.86	5.45	9.94	6.20	5.83	4.04	6.26	3.84	3.84	3.84	
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.5486	15.5483	15.5908	15.4940	-	15.4904	15.5526	15.5542	15.5501	15.5535	15.5611	15.5266	15.5922	15.5908	15.5059	-	15.5092	
		±	±	±	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	4.08	4.93	5.20	4.00	4.80	4.40	11.70	4.37	5.10	8.48	4.49	5.29	3.95	4.90	4.90	4.51	4.51	
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.0921	38.0834	38.3911	37.7717	-	37.7488	38.0783	38.0766	38.1662	38.1855	38.4065	38.4264	38.3889	38.3611	37.8002	-	37.8855	
		±	±	±	±	±		±	±	±		±		±	±	±	±	
2σ	11.90	12.70	14.00	10.90	16.90	11.50	21.50	11.30	14.00	22.50	12.40	12.00	11.10	13.20	13.20	11.30	11.30	
40 Ma																		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(t)</sub>	0.703735	0.703133	0.705717	-	0.708563	0.704378	-	0.703522	0.703267	0.703319	0.703652	0.703220	0.704292	0.703557	0.705367	0.703998	0.703663	
εSr <sub>(t)</sub>	-11	-19	22	-	63	-2	-	-13	-17	-17	-9	96	-3	-13	12	-7	-12	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(t)</sub>	0.513085	0.513045	0.513072	0.513085	0.513037	0.513103	0.513015	0.513006	0.512947	0.513054	0.513024	0.512867	0.513064	0.513000	0.513095	0.513022	0.513043	
εNd <sub>(t)</sub>	9	8	15	12	16	9	7	8	6	8	12	176	8	7	9	7	8	
<sup>178</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>(t)</sub>	0.283111	0.283109	0.283153	0.283132	0.283119	0.283071	0.283084	0.283039	0.283049	0.283032	0.283049	0.282760	0.283081	0.283111	0.283151	0.283103	0.283119	
εHf <sub>(t)</sub>	13	13	14	13	13	13	12	10	11	12	12	0	12	13	14	12	12	
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	18.4931	18.5329	18.5460	18.4113	-	18.4893	18.5876	18.5877	18.6194	18.6614	18.5575	18.5805	18.7413	18.7364	18.4392	-	18.4847	
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	15.5458	15.5482	15.5878	15.4905	-	15.4904	15.5482	15.5498	15.5500	15.5535	15.5595	15.5265	15.5912	15.5908	15.5027	-	15.5092	
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	38.0492	38.0833	38.3626	37.7323	-	37.7488	37.9967	37.9949	38.1661	38.1855	38.3637	38.4240	38.3691	38.3611	37.7789	-	37.8854	

. Table 3 (continued).

Classification	UM						
	actinolite		metaperidotite			peridotite	
	VN22		VN31a	VN31b	VN32b	VN37	
Sample	WR	mineral	WR	WR	WR	WR	mineral
type of material		amph					cpx
Rb	0.12	-	0.63	0.96	24.25	0.33	0.63
Sr	26.46	-	85.16	109.25	125.32	69.57	108.84
Sm	0.22	-	1.47	1.59	1.15	1.10	1.09
Nd	0.77	-	4.51	5.12	3.56	4.41	4.16
U	0.02	-	0.44	0.15	0.42	0.12	0.16
Th	0.01	-	0.09	0.06	0.52	0.43	0.54
Pb	1.51	-	6.96	6.93	6.09	0.69	1.03
Lu	0.05	-	0.22	0.21	0.22	0.17	0.18
Hf	0.04	-	0.44	0.13	0.76	0.39	0.27
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.01	-	0.02	0.03	0.56	0.01	-
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.708519	-	0.707649	0.707557	0.712845	0.707402	-
		±			±		
2σ	7.8	-	5.1	3.7	7.4	2.7	-
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.17	-	0.20	0.19	-	0.15	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.513186	0.513088	0.513163	0.513121	-	0.512872	0.512867
		±		±		±	±
2σ	7.40	5.50	3.68	3.33	-	3.71	4.14
T(CHUR) Nd	-	-	226043	-	-	-	-
T(DUM) Nd	-	-	-	41	-	569	183
<sup>178</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	0.15	-	0.07	0.23	0.04	0.06	0.10
<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	-	-	0.283161	0.282968	0.282565	-	0.283033
			±	±	±		±
2σ			3.85	5.00	1.07		2.07
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.6730	18.6770	18.6124	-	18.5596	18.6267	-
		±			±	±	
2σ	10.90	3.93	8.80	-	4.80	14.10	-
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.6582	15.6615	15.6578	-	15.6602	15.6433	-
		±			±	±	
2σ	7.95	3.97	7.60	-	4.20	10.30	-
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.7501	38.7621	38.6275	-	38.6364	38.6184	-
		±			±	±	
2σ	20.00	11.60	20.00	-	12.00	24.80	-
40 Ma							
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>(t)</sub>	0.708511	-	0.707637	0.707543	0.712527	0.707394	-
εSr <sub>(t)</sub>	57	-	45	43	114	41	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(t)</sub>	0.513141	-	0.513111	0.513072	-	0.512833	0.512867
εNd <sub>(t)</sub>	10	-	9	8	-	4	4
<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>(t)</sub>	-	-	0.283108	0.282794	0.282533	-	0.282962
εHf <sub>(t)</sub>	-	-	14	7	-7	-	9
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	18.6681	-	18.5875	-	18.5329	18.5599	-
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	15.6580	-	15.6567	-	15.6589	15.6401	-
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sub>(t)</sub>	38.7491	-	38.6258	-	38.6253	38.5366	-

## Appendix

Appendix A.1. Detailed description of minerals major and trace elements chemistry. Tables for major elements in situ analysis are available in Appendix A.2.; tables for trace elements analysis are available in Appendix A.3.

Appendix A.2. : Tables of major elements in wt (%) in situ analysis for minerals from Kef Lakhal massive amphibolite and underlying ultramafic lenses. a) amphibole, b) plagioclase, c) garnet, d) epidote, e) pyroxene, f) olivine, g) spinel.

Appendix A.3. In situ trace elements data (ppm) on minerals from Kef Lakhal massive amphibolite and underlying ultramafic lenses. a) amphibole, b) feldspar, c) epidote, d) pyroxene, e) olivine.

Appendix A.4. Complementary diagrams for minerals major element analysis.

Appendix A.5. Trace elements REE diagrams and extended trace element plots for minerals analysis.

Appendix B : Detailed tables for Ar-Ar step heating.

## References

- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1992. The composition and origin of the Kef Lakhal amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *Mineralogical Magazine-London*, 56, 459-459.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., 1997. The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria: two unrelated basic magmas and the lherzolite-harzburgite residue of a possible magma source. *Mineralogy and Petrology*, 59(3-4), 207-237.
- Arevalo, R., & McDonough, W. F., 2010. Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, 271(1), 70-85.
- 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and P-T-d-t paths for the Nevado - Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357-381.
- Ben Othman, D., White, W.M., and Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1), 1-21.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1), 243-258.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J.M., and Agrinier, P. (2004). Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite—petrological and isotopic evidence. *Journal of Petrology*, 45(6), 1181-1208.
- Bosch, D., Hammor, D., Mechat, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., and Verdoux, P., 2014a. Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin?. *Tectonophysics*, 626, 53-68.
- Bosch, D., Maury, R.C., Bollinger, C., Bellon, H., and Verdoux, P., 2014b. Lithospheric origin for Neogene-Quaternary Middle Atlas lavas (Morocco): Clues from trace elements and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes. *Lithos*, 205, 247-265.
- Bossière, G., Collomb, P. and Mahdjoub, Y., 1976. Sur un gisement de péridotite découvert dans le massif de l'Edough (Annaba, Algérie) *Compte Rendu. Ac. Sci. Paris*, 306, série II, 1039-1045.
- Bouillin, J.-P., 1986. Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique l' Ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France* , 8-11 (4) : 547-558.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., and Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology*, 261(1), 172-184.
- Brun, J.P., Faccenna, C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 1-7.
- Caby, R., and Hammor, D., 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un Métamorphique Core Complex d'âge miocène dans les Maghrébides. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314(8), 829-835.
- 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(3), 239-273.
- Caby, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechat, M., ... and Douchet, C., 2014. Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 637, 341-353.
- 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(3), 651-665.
- Carminati, E., Lustrino, M., and Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3), 137-151.
- Chen, J. H., and Pallister, J.S., 1981. Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 86(B4), 2699-2708.
- Coogan, L.A., Wilson, R.N., Gillis, K.M., and MacLeod, C.J., 2001. Near-solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(23), 4339-4357.

- Connelly, J.N., Ulfbeck, D.G., Thrane, K., Bizzarro, M., and Housh, T., 2006. A method for purifying Lu and Hf for analyses by MC-ICP-MS using TODGA resin. *Chemical Geology*, 233(1), 126-136.
- Dai, J., Wang, C., Polat, A., Santosh, M., Li, Y., and Ge, Y., 2013. Rapid forearc spreading between 130 and 120Ma: evidence from geochronology and geochemistry of the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, 172, 1-16.
- Dahl, P.S., 1996. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19), 3687-3700.
- Dercourt, J.E. A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, B., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Laurer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1), 241-315.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Sàbat, F., and Fernandez, M. (1997). The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, 9(3), 109-112.
- Dhuime, B., Bosch, D., Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Bruguier, O., Hussain, S.S., and Dawood, H., 2009. Geochemical architecture of the lower-to middle-crustal section of a paleo-island arc (Kohistan Complex, Jijal-Kamila area, northern Pakistan): implications for the evolution of an oceanic subduction zone. *Journal of Petrology*, epg010.
- Dilek, Y., and Thy, P., 2009. Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: Model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. *Lithos*, 113(1), 68-87.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 387-411.
- Durand-Delga, M., Olivier, P., 1988. Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time. In *The Atlas System of Morocco* (pp. 463-480). Springer Berlin Heidelberg.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., & Puglisi, D., 2000. Structural setting and ophiolitic nature of Jurassic basic rocks associated with the Maghrebien flyschs in the Rif (Morocco) and Sicily (Italy). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 331(1), 29-38.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., Blichert-Toft, J., Devey, C.W., and Hofmann, A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3), 197-212.
- Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R., and Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. *Terra Nova*, 9(3), 126-130.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809-820.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., ... and Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F. and Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15-32.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., and Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377.
- Godard, M., Bosch, D., and Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234(1), 58-78.
- Hammor, D., 1992. Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évolution polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie Nord-Orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ). PhD, 2. Univ. Montpellier (205 pp.).
- Hinsbergen, D.J., Vissers, R.L., and Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- Hoernle, K.A.J., Zhang, Y.S., and Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374(6517), 34-39.
- Hoernle, K., van den Bogaard, P., Duggen, S., Mocek, B., and Garbe-Schönberg, D., 1999. Evidence for Miocene subduction beneath the Alboran Sea (Western Mediterranean) from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age dating and the geochemistry of volcanic rocks from holes 977A and 978A.
- German, C.R., Masuzawa, T., Greaves, M.J., Elderfield, H., and Edmond, J.M., 1995. Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(8), 1551-1558.
- Hinsbergen, D.J., Vissers, R.L., and Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
- Huet, B., Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E.B., and Jolivet, L., 2011. Formation of metamorphic core complex in inherited wedges: A thermomechanical modelling study. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3), 249-257.
- Humphris, S.E., and Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1), 107-125.
- Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'Acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305(10), 881-884.
- Jafri, S.H., Sheikh, J.M., 2013. Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman-Nicobar islands, Bay of Bengal, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64, 27-37.
- Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525-550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ... and Driussi, O., 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1-33.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.P., 2006. Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles Island arc). *Geologica Acta*, 4, 0035-62.
- Jourdan, F., Renne, P.R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 387-402.
- Kohn, M.J., Spear, F.S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.



- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A., and Quidelleur, X. (2012). Martinique: a clear case for sediment melting and slab dehydration as a function of distance to the trench. *Journal of Petrology*, 53(12), 2441-2464.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279.
- Kuiper, Y.D., 2002. The interpretation of inverse isochron diagrams in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 499-506.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., and Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 35(2), 271-283.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81(1), 1-65.
- Lustrino, M., Morra, V., Fedele, L., and Franciosi, L., 2009. Beginning of the Apennine subduction system in central western Mediterranean: constraints from Cenozoic "orogenic" magmatic activity of Sardinia, Italy. *Tectonics*, 28(5).
- Lustrino, M., Duggen, S., and Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1), 1-40.
- Mahoney, J.J., Frei, R., Tejada, M.L.G., Mo, X.X., Leat, P.T., and Nagler, T.F., 1998. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. *Journal of Petrology*, 39(7), 1285-1306.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A., 2004. E-W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- Mauri, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., ... and Réhault, J.P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331(3), 159-173.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77, 186-205.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3), 358-374.
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J., and Taylor, H.P., 1981. Sm-Nd, Rb-Sr, and  $^{180}\text{Sm}/^{160}\text{Nd}$  isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Smail Ophiolite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 86(B4), 2721-2735.
- Monié, P., Maluski, H., and Montigny, R., 1992. A Burdigalian age for extensional ductile tectonics in the Edough Massif (Kabylies, Algeria). 39 Ar-40 Ar radiometric data.
- Montanini, A., Tribuzio, R., and Vernia, L., 2008. Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy). *Lithos*, 101(3), 453-479.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Nowell, G. M., Kempton, P. D., Noble, S. R., Fitton, J. G., Saunders, A. D., Mahoney, J. J., and Taylor, R. N., 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology*, 149(3), 211-233.
- Peccerillo, A., Frezzotti, M.L., 2015. Magmatism, mantle evolution and geodynamics at the converging plate margins of Italy. *Journal of the Geological Society*, 2014-085.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology*, 40(11), 1579-1611.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 166, 63.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), 14-48.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., and Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298(2), 209-217.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394.
- Puga, E., Fanning, M., de Federico, A.D., Nieto, J.M., Beccaluva, L., Bianchini, G., and Puga, M.A.D., 2011. Petrology, geochemistry and U-Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, 124(3), 255-272.
- Rahman, E.Y.A., Polat, A., Dilek, Y., Fryer, B.J., El-Sharkawy, M., and Sakran, S., 2009. Geochemistry and tectonic evolution of the Neoproterozoic incipient arc-forearc crust in the Fawakhir area, Central Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research*, 175(1), 116-134.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., and Ottolini, L., 1996. Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 61-76.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., and Raczek, I., 1998. Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1), 175-189.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., and Raczek, I., 2009. Isotopic equilibrium between mantle peridotite and melt: Evidence from the Corsica ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3), 601-610.
- Schettino, A., and Turco, E., 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 89-105.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 1-208.
- Salters, V. J., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5).
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), 101-118.
- Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publications*, 42, 313-345.
- Vervoort, J. D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3), 533-556.

- Vervoort, J.D., Plank, T., and Prytulak, J., 2011. The Hf–Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20), 5903-5926.
- Whattam, S.A., Stern, R.J., 2011. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5), 1031-1045.
- Wiedenbeck, M.A.P.C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., ... and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U - Th - Pb, Lu - Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19(1), 1-23.
- Woodhead, J., Stern, R.J., Pearce, J., Hergt, J., and Vervoort, J., 2012. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts: The importance of “ambient mantle” in the interpretation of subduction zone magmas. *Geology*, 40(6), 539-542.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 53-72.
- Xu, J.F., Castillo, P.R., 2004. Geochemical and Nd–Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain. *Tectonophysics*, 393(1), 9-27.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571.
- Zhu, H., Bozdağ, E., Peter, D., and Tromp, J., 2012. Structure of the European upper mantle revealed by adjoint tomography. *Nature Geoscience*, 5(7), 493-498.

## 7.5 Limitations : le problème de l'âge

La limitation majeure de cette étude sur les amphibolites massives de Kef Lakhel est l'absence d'âge absolu obtenu par utilisation d'un géochronomètre de haute température. Les échantillons de Kef Lakhel contiennent des zircons de taille inférieure ou égale à 20  $\mu\text{m}$ , les sites texturaux dans lesquels on les retrouve correspondent soit à des parties centrales d'amphibole soit au niveau des zones/litages plus riches en feldspath. Ainsi si l'on veut dater des échantillons afin d'obtenir l'âge de formation de ces amphibolites, il apparaît nécessaire de travailler sur lame épaisse. Nous avons tenté cette caractérisation, mais elle s'est avérée infructueuse du fait d'un signal trop faible et de zircons trop petits. Les datations des rutiles représentent également une autre piste d'investigation mais elles sont plus à même de signer un stade métamorphique étant donné que le rutile croît en stade prograde (Meinhold, 2010). Nous avons aussi tenté d'obtenir des isochrones internes sur ces échantillons, mais aucun alignement satisfaisant n'a été obtenu. De plus, certains minéraux tels que par exemple les feldspaths apparaissent impactés par les fluides mobilisés au cours de l'évènement Miocène.

Il est clair que l'absence d'âge magmatique pour cette unité est une limitation pour l'interprétation et le modèle proposé. Toutefois, à la suite de nos résultats nous favorisons l'hypothèse d'une portion de croûte océanique provenant de la Téthys dans un souci de cohérence à l'échelle du massif. De plus, l'absence de données structurales dans la partie Sud du dôme ne permet pas de rendre compte précisément de la nature de ce contact et donc de l'évaluation de la cinématique de mise en place du dôme.

Le problème de l'impact du métamorphisme dans les échantillons ultramafiques est aussi une limitation importante. En effet, le fait que la plupart des minéraux de ces lithologies soient rééquilibrés, les enrichissements observés et la présence d'échantillons avec des signatures très radiogéniques en Pb et en Sr rend difficile l'évaluation du protolithe pour ces roches mantelliques métamorphiques. Une autre unité de l'Edough contient des roches mafiques et ultramafiques, il s'agit du site de Sidi Mohamed. Dans la prochaine section je m'attacherai à caractériser cette unité d'un point de vue géochimique et géochronologique.

# Chapitre 8 - Les amphibolites à grenat et péridotites associées de Sidi Mohamed

---

8.1	Problématique et objectifs principaux de l'étude .....	253
8.2	Echantillonnage .....	253
8.3	Résultats et interprétations .....	254
8.3.1	La géochimie des phases minérales et les âges Ar-Ar: une fenêtre sur le métamorphisme. ....	254
8.3.2	Caractérisation des fluides .....	254
8.3.3	Nature des amphibolites à grenat et roches ultramafiques associées .....	255
8.4	Conclusion .....	256
8.5	Publication : Garnet amphibolites and meta-peridotites from the Edough Massif of Northeastern Algeria: Probing the sub-continental lithospheric mantle of the Western Mediterranean.....	257
8.6	Limitations .....	281

---



## 8.1 Problématique et objectifs principaux de l'étude

*Les travaux présentés dans ce chapitre sous forme de publication scientifique en cours d'écriture feront l'objet d'une description moins détaillée. En effet, ces résultats correspondent à un travail préliminaire.*

Dans le domaine d'Alboran, situé dans la partie Ouest de la Méditerranée, on observe un manteau sous-continentale mis en place tectoniquement à *c.* 22 Ma dans un socle d'âge varisque (e.g. péridotites de Ronda et de Béni-Boussera). Le massif de l'Edough contient lui aussi des composants d'âge varisque (Bruguier et al., 2009 ; cette étude) ce qui appuie l'intérêt d'étudier les roches mafiques et ultramafiques présentes dans la partie centrale du dôme dans le but de contraindre la nature géochimique et la composition du manteau lithosphérique sous-continentale et de comparer ces résultats avec ceux connus pour d'autres péridotites orogéniques du pourtour méditerranéen.

Dans les chapitres précédents nous avons pu déterminer la nature des diverses unités contenant des roches mafiques à l'intérieur du massif de l'Edough. L'article de Bosch et al. (2014a) présenté en Chapitre 4 a démontré l'intérêt de l'étude des roches ultramafiques de Sidi Mohamed, interprétées comme des témoins du manteau sous-continentale. Ce manteau est surmonté de roches mafiques métamorphisées dans le faciès amphibolite/granulite (Caby et al., 2001). Le but de cette partie de mon travail de thèse est de contraindre la nature des roches mafiques et ultramafiques de cette zone en utilisant les traceurs isotopiques de l'Hf et du Nd qui sont des isotopes moins sensibles au métamorphisme que les isotopes du Sr et du Pb. Comme dans l'ensemble de mon travail de thèse, j'ai également effectué sur les roches du site de Sidi Mohamed des datations Ar-Ar, des analyses isotopiques Sr, Nd, Hf et Pb ainsi que des analyses d'éléments majeurs et en trace sur roche totale et in situ sur minéraux (les techniques analytiques sont détaillées dans l'article 8.5). Je m'attacherai ici à décrire les données principales de ce travail ainsi que les conclusions majeures auxquelles nous sommes arrivés.

## 8.2 Echantillonnage

L'affleurement est relativement restreint et occupe une surface d'environ 300 x 150 m. Il est connu depuis les premiers travaux de Bossière et al. (1988). Les échantillons étudiés concernent deux amphibolites à grenat (K7h, K7g), des roches ultramafiques présentant des recristallisations secondaires d'amphibole ainsi que des reliques d'orthopyroxène (K7a, K7c, K7d), des métapéridotites serpentinisées (K7i, K7m) contenant principalement de l'orthopyroxène, de la serpentine et de la brucite et enfin, une serpentinite à chlorite (K7k, Harvey et al., 2013).

## 8.3 Résultats et interprétations

### 8.3.1 *La géochimie des phases minérales et les âges Ar-Ar: une fenêtre sur le métamorphisme.*

Dans le cas des amphibolites à grenat, les profils de terres rares obtenus pour les amphiboles métamorphiques de type édénite (voir Figure 5 de la publication section 8.5) sont appauvries en terres rares légères et terres rares lourdes et miment la composition des diopsides analysés dans le même échantillon (voir Figure 6 de la publication section 8.5). Ces caractéristiques indiquent une cristallisation des pyroxènes à relativement haute pression. Les isochrones inverses obtenues par méthode Ar-Ar sur fractions d'amphibole sont de  $23.08 \pm 1.34$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298.97$ ) et de  $18.12 \pm 0.78$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 315.15$ ) pour les échantillons K7g et K7h, respectivement (voir Figure 4 de la publication section 8.5). Les rapports  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  montrent de légers excès d'argon. L'âge à  $23.08 \pm 1.34$  Ma peut être expliqué par la présence de bordures de pyroxène comme déjà proposé par Monié et al (1992) afin d'expliquer des âges similaires obtenus sur des fractions d'amphibole dans le massif de l'Edough. L'âge obtenu sur la fraction d'amphibole de l'échantillon K7h est en parfaite concordance avec l'âge obtenu par Bruguier et al. (2009) de  $17.84 \pm 0.12$  Ma par la méthode U-Pb sur monazite dans un échantillon de diatexite leucocrate situé au contact des péridotites. Considérant que la méthode U-Pb sur monazite est un géochronomètre de haute température (température de fermeture du géochronomètre U-Pb pour les monazites  $\geq 725 \pm 25^\circ\text{C}$  selon Copeland et al., 1988) cela indique un refroidissement extrêmement rapide (température de fermeture du géochronomètre Ar dans les amphiboles de  $550 \pm 50^\circ\text{C}$ ).

Les zonations observées dans le grenat de l'échantillon K7h sont caractéristiques du stade prograde ce qui est confirmé par le profil quasiment plat en terres rares lourdes présenté par ces minéraux (voir Figure 6 de la publication section 8.5). L'échantillon K7g présente également des traces du chemin prograde mais les conditions métamorphiques enregistrées sont de moins haute pression que celles enregistrées par l'échantillon K7h. En effet, certains profils de terres rares obtenus sur ces minéraux montrent un enrichissement en terres rares lourdes caractéristique de métamorphisme de plus bas degré. Le géobaromètre de Kohn and Spear (1990) fournit des températures de  $721 \pm 50^\circ\text{C}$  associées à des pressions de 12 kbar pour l'échantillon K7g. Pour les métapéridotites, les amphiboles possèdent des compositions chimiques évoluant depuis le type magnésio-hornblende jusqu'au type trémolite. Les orthopyroxènes analysés présentent des anomalies négatives marquées en Ce.

### 8.3.2 *Caractérisation des fluides*

La mise en évidence de minéraux hydratés dans des échantillons localisés au niveau des contacts majeurs entre unités ainsi que la présence d'un manteau serpentinisé contenant des orthopyroxènes à anomalie négative en Ce soulignent le rôle joué par les fluides dans les roches mantelliques de Sidi Mohamed. Cependant, la nature de ces fluides reste à définir. Les rapports isotopiques du Sr (corrigées à 20 Ma, âge du métamorphisme) ont des valeurs

élevées, supérieures à 0.709. Ces valeurs sont bien au delà de celles des réservoirs mantelliques terrestres, et également supérieure à la valeur de l'eau de mer (i.e. valeur actuelle du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'eau de mer = 0.70916, Palmer & Edmond, 1989). Cette dernière remarque permet d'éliminer une altération par l'eau de mer comme seule explication pour l'obtention de ces valeurs élevées en strontium. Une interaction avec des fluides pourrait justifier l'âge non significatif obtenu par les datations Ar-Ar sur amphibole dans l'échantillon K7g ainsi que ces rapports isotopiques en Sr.

Dans le diagramme Sr-Nd, les échantillons étudiés présentent un découplage entre d'une part les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  présentant des valeurs radiogéniques plus élevées que ceux du manteau appauvri (DMM), et d'autre part les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  proches de ceux caractérisant le DMM (de 0.51303 à 0.51313, voir Figure 10 de la publication section 8.5). Un tel découplage est typique d'une interaction avec des fluides et/ou liquides ayant mobilisé les éléments les plus mobiles. Les rapports isotopiques du plomb sont également distincts de ceux d'un réservoir de type DMM et significativement plus radiogéniques ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.567-18.863$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.637-15.678$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.627-38.885$ ). Reportés dans un diagramme Sr/Pb vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (voir Figure 10 de la publication section 8.5), les échantillons de Sidi Mohamed définissent une corrélation négative. Dans ce diagramme, on observe que les échantillons contenant le plus d'amphiboles secondaires présentent les rapports isotopiques  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  les plus hauts et les rapports Sr/Pb les plus bas. Ceci suggère une relation entre le degré d'interaction avec les fluides et l'augmentation du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

### 8.3.3 Nature des amphibolites à grenat et roches ultramafiques associées

Une modélisation a été réalisée sur la base des éléments en trace afin de voir les liens génétiques possibles existants entre, d'une part les péridotites métamorphosées et les amphibolites à grenat associées. Dans ce but, nous avons utilisé une composition de départ correspondant à une composition moyenne de lherzolite type Ronda (Bodinier et al., 2008). Les résultats de la modélisation permettent de reproduire parfaitement à la fois, la composition de l'amphibolite à grenat K7h et la composition de la péridotite Km7-6 analysée dans l'article de Bosch et al. (2014). Ceci suggère que les amphibolites à grenat de Sidi Mohamed correspondent à des produits de fusion du manteau associé. Ce manteau serait de même type que celui dont est issu la lherzolite Km7-6 et il présenterait des analogies avec celui correspondant aux lherzolites de Ronda (voir Figure 12 de la publication section 8.5). Dans leur ensemble, les roches ultrabasiqes de Sidi Mohamed utilisées dans cette étude peuvent globalement reproduire la composition des résidus modélisés.

Lorsque la participation de fluide est suspectée et à fortiori mise en évidence, il semble clair que l'utilisation des isotopes du Sr et du Pb pour évaluer les réservoirs impliqués dans la genèse des échantillons n'est pas adaptée. Les isotopes de l'Hf et du Nd, éléments peu mobiles, seront quant à eux beaucoup plus fiables. Les échantillons présentent des rapports isotopiques d'Hf relativement bas comparés au Nd ce qui indiquerait un découplage des deux systèmes isotopiques. Reportés dans un diagramme Hf-Nd, ils recouvrent en partie le champ des pyroxénites de Béni Bousera (Pearson & Nowell, 2004). Dans le cas des pyroxénites de



Béni Bousera une telle caractéristique a été attribuée au recyclage d'une vieille croûte océanique au sein du manteau (voir Figure 12 de la publication section 8.5)

## 8.4 Conclusion

En conclusion nous montrons que :

(1) Les amphibolites échantillonnées au niveau de Sidi Mohamed ont subi un événement métamorphique à 750 °C et c. 12 kbar. Les datations obtenues par méthode Ar-Ar sur amphibole ( $18.12 \pm 0.78$  Ma) combinées avec les données géochronologiques de Bruguier et al. (2009) obtenues par méthode U-Pb sur monazite montrent des vitesses de refroidissement extrêmement rapides dans le dôme de l'Edough. Les rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indiquent la participation de fluides lors de cet événement métamorphique, probablement par le biais de fluides crustaux.

(2) Les amphibolites à grenat de Sidi Mohamed correspondent à un liquide extrait d'un manteau similaire à celui de Ronda dans les Bétiques. Les péridotites montrent des signatures géochimiques suggérant qu'elles pourraient représenter le résidu mantellique après extraction de liquide. Par conséquent, les amphibolites à grenat pourraient représenter les liquides non extrait et restant proches des roches source.

(3) Les signatures isotopiques en Hf-Nd des roches de Sidi Mohamed sont particulières (Hf bas par rapport au Nd) ce que nous interprétons comme une signature du manteau « ambiant », attribuée au recyclage d'une croûte océanique subductée.

8.5 Publication : Garnet amphibolites and meta-peridotites from the Edough Massif of Northeastern Algeria: Probing the sub-continental lithospheric mantle of the Western Mediterranean.

(in prep.)

Laure Fernandez<sup>a</sup>, Delphine Bosch<sup>a</sup>, Olivier Bruguier<sup>a</sup>, Dalila Hammor<sup>b</sup>, Renaud Caby<sup>a</sup>, Patrick Monié<sup>a</sup>, Nicolas Arnaud<sup>a</sup> and Béatrice Galland<sup>a</sup>.

<sup>a</sup> Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, UMR5243-CNRS-UM, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géologie d'Annaba (LRGA), Université de Badji-Mokhtar BP12, El Hadjar, Annaba 23000

in prep.

Note : - Ce manuscrit est en cours de rédaction. Les figures (pour la plupart sous une forme non définitive) sont insérées dans le texte pour faciliter la lecture. Les tableaux appelés sont disponibles en fin de texte.

-La section « appendix » composée des tableaux d'analyses « in situ » et du tableau détaillé des abondances isotopiques utilisées pour le calcul des âges Ar-Ar est disponible dans le matériel supplémentaire joint sous forme dématérialisée dans le document « matériel supplémentaire » avec ce manuscrit de thèse.

## Abstract

Mantle fragments from different areas around the Mediterranean basin are a key to unravel geodynamic scenarios allowing paleogeographic reconstructions of the Mediterranean realm through time. This study is devoted to a geochemical (major, trace elements and isotopes) and Ar-Ar geochronological investigation of a sub-continental lithospheric mantle fragment, the called "Sidi Mohamed" outcrop, exposed in the core of the Edough gneissic dome (NE Algeria). New Ar-Ar ages on amphibole complement previous U-Pb age indicating mantle emplacement into the crustal units occurred at *c.* 18 Ma. They also document fast exhumation rates, similar to those previously established for the Alboran domain. Exposed mantle rocks display Sr and Pb isotopes clearly modified by fluids interaction related to their emplacement within the surrounding gneisses. The garnet amphibolites capping the mantle rocks are interpreted as partial melting products of the associated peridotites. Nd and Hf isotopes of the Sidi Mohamed mantle document an atypical isotopic signature also observed in the Beni-Bousera pyroxenites. This emphasizes the occurrence of a singular isotopic signature for the sub-continental lithospheric mantle in the southern part of the Mediterranean area before opening of the Tethys. This mantle inherited its isotopic characteristics from recycling of a subducted old oceanic crust (at *c.* 1 Ga).

**Keywords:** Mediterranean mantle, Isotopes, Geochemistry, Geochronology, Edough massif, Sidi Mohamed

## 1. Introduction

Study of mantle remnants preserved in orogenic zones constitutes a key subject to tackle global geodynamics issues. The mantle heterogeneity is thought to represent recycling of components into the mantle. Thus, spatial identification of mantle heterogeneities can be used to constrain an evolutionary model of a considered area and, more specifically, to give information about recycling of components and times of homogenization processes. Mantle heterogeneities have been identified at restricted and large scale (Van Keken et al., 2002; Hofmann, 2003). In the peculiar case of mantle modified by interaction with fluids, it is noteworthy that Hf and Nd isotopes are among the most robust isotopic tracers to constrain the primordial mantle nature and origin.

In the Mediterranean area, important issues concern the nature of ambient mantle and the age of its emplacement in the crust, which are still the subject of controversy (e.g. Acosta-Vigil et al., 2014; Hinsbergen et al., 2014). Detailed studies of mantle rocks from Ronda and Beni Bousera have highlighted the occurrence of pyroxenite layers crosscutting the mantle and dated at *c.* 21 Ma. Mantle fragments from the Alboran domain display variable Sr, Nd and Hf isotopic signatures (e.g. Reisberg et al., 1986; 1989; Bichert-Toft et al., 1999; Pearson & Nowell, 2004). The nature of this mantle has been ascribed to an old modified sub-continental lithosphere (e.g. Bichert-Toft et al., 1999; Pearson & Nowell, 2004). The Edough massif from northeastern Algeria is a metamorphic core complex (Caby et al., 2001), with ultramafic and mafic rocks outcropping in its central part and known as the Sidi Mohamed peridotites (e.g. Bouillin et al., 1986; Caby et al., 2001). These rocks represent sub-continental mantle

fragments (Bosch et al., 2014a) and were emplaced into the crustal units at 18 Ma (Bruguier et al., 2009). Ar-Ar geochronology, major and trace elements characterization and Sr, Nd, Pb and Hf isotopic analyses have been achieved on both whole rock and separated minerals. The main objectives are three folds: i/ to establish the geochemical signature and origin of Sidi Mohamed peridotites and associated mafic amphibolites; ii/ to evaluate relationships between the Sidi Mohamed mantle and mantle from other units in the western Mediterranean area, and; iii/ to integrate these results in a global Cenozoic geodynamics reconstruction.

## 2. Geodynamical and Geochronological setting

The Edough massif from northeastern Algeria outcrops in the Maghrebides mountain belt, a collisional zone extending from Morocco to Algeria, which represents the southern segment of the Peri-Mediterranean Alpine belt (Figure 1A). The internal zones of the Maghrebides have been considered as resulting from drifting and subsequent Cenozoic docking of fragments of the dismembered Alkapeca terrane (Bouillin, 1986).

The internal zones of the Peri-Mediterranean Alpine belt are roughly composed of Hercynian to late Hercynian basement units metamorphosed and associated with mantle slices (e.g. Zeck, 1997; Platt & Whitehouse, 1999, Sánchez-Rodríguez and Gebauer, 2000; Whitehouse & Platt, 2003; Rossetti et al., 2010). Although this issue is not widely accepted it seems clear that in most cases (i.e. Ronda, Beni Bousera, Ceuta and Edough) crustal and mantle units have been set together during Miocene times. Since the Cretaceous/Eocene, the evolution of the western Mediterranean can be broadly summarized as resulting from subduction processes of the Tethys ocean beneath the continental European paleomargin. Tethys oceanic crust spreading started as early as c. 185-180 Ma (Puga et al., 1995; Rampone et al., 2014) and was followed by subduction as early as c. 80 Ma (see Hinsbergen et al., 2014) with a very slow convergence velocity between 80 Ma and 35 Ma (Faccenna et al., 2001) or later, between c. 65-30 Ma (Dercourt et al., 1986, Doglioni et al., 1997, Carminati et al., 1998). Back-arc extension due to slab retreat began around 30 Ma (e.g. Augier et al., 2005; Jolivet et al., 2008) causing rifting and subsequently sea-floor spreading in the Liguro-Provençal basin, coeval with the Aquitanian rotation of the Corsica-Sardinia block (21.5-18 Ma after Gattacceca et al., 2007). The opening of the Algerian basin and sea-floor spreading occurred later, during the early Miocene (e.g. Carminati et al., 1998; Mauffret et al., 2004; Medaouri et al., 2014).

### *Dome & Associated Ultramafic rocks*

The Edough massif (Figure 1B), displays a 40 km long dome shape oriented NE-SW and has been interpreted as a Miocene metamorphic core complex with typical dome deformation that mimics the topography (Hammor, 1992; Caby and Hammor, 1992; Caby et al., 2001). The core of the massif is made up of granitoid, gneiss, and diatexite associated with high-grade metasediments that are structurally overlain by pelitic schists of assumed Paleozoic age (Ilavsky and Snopkova, 1987) and on top, by outliers of Telliian Mesozoic metasediments capped by the Numidian flysch nappe. A small peridotite body, the Sidi Mohamed peridotites (SM), first identified by Bossière et al. (1976) and considered as a piece of the sub-continental mantle from preliminary geochemical results (Bosch et al., 2014a) was emplaced into the crustal units at c. 18 Ma (Bruguier et al., 2009).

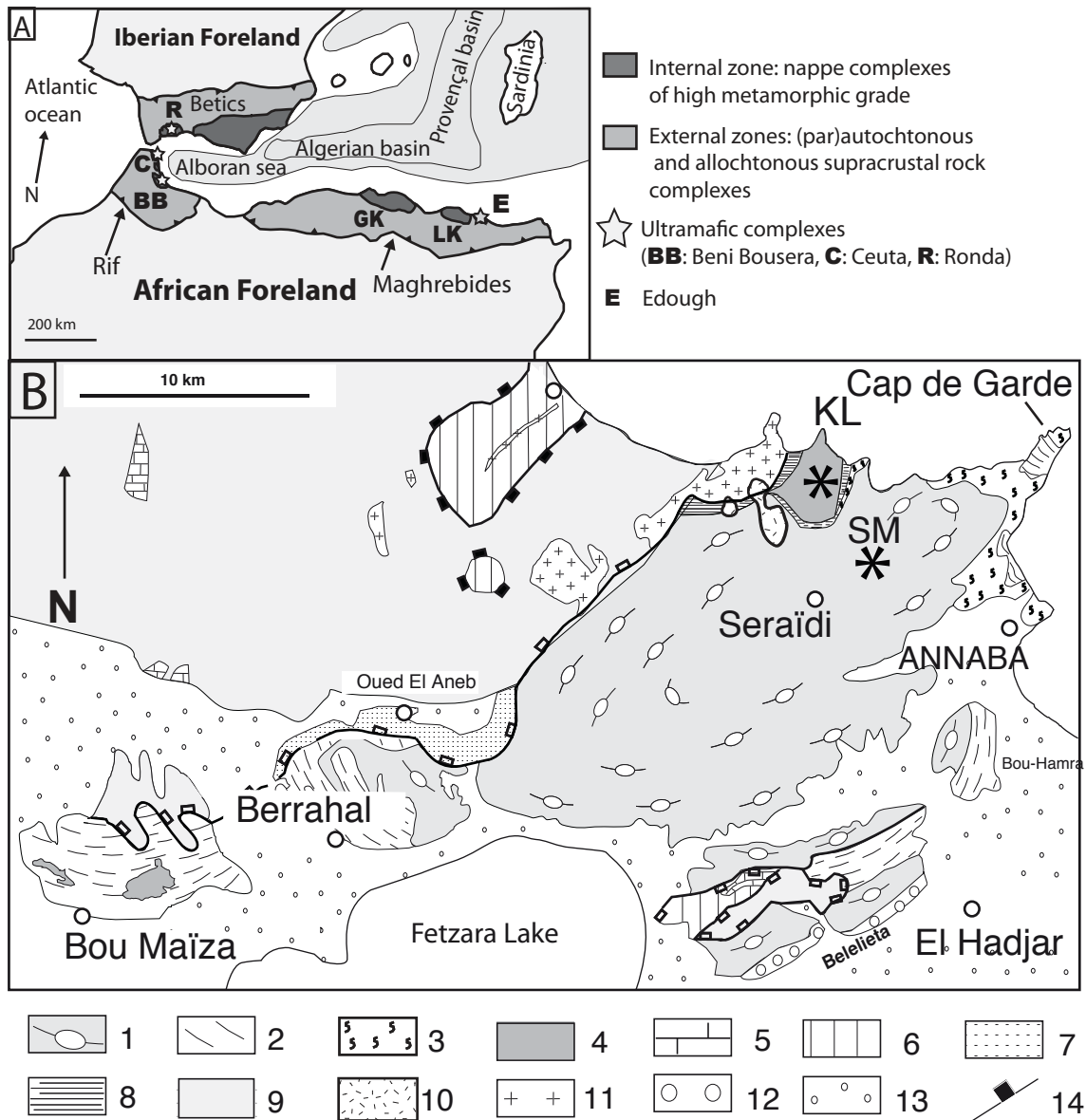


Figure 1. A) Simplified tectonic framework of the western Mediterranean showing the main basins, major contacts and localisation of the external and internal zones. Mantle crops are highlighted by light grey stars. Abbreviations as following: Ronda (**R**); Ceuta (**C**); Beni Bousera (**B**); ; Greater Kabylia (**GK**); Lower Kabylia (**LK**); Edough (**E**). Modified after Bruguier et al, (2009). B) Geological sketch map of the Edough massif (after Cabyl et al., 2001). 1-granite-gneisses; 2-micaschists; 3-high temperature metamorphic rocks; 4-undifferentiated mafic and ultramafic rocks; 5-Jurassic marbles; 6-Cretaceous marls and flysch; 7-Mesozoic phyllites; 8-ultramylonites bands ; 9-Numidian nappe ; 10-rhyolite; 11-microgranite; 12-Pliocene sediments; 13-Quaternary cover; 14-major normal fault. KL is Kef Lakhal.

### 3. Methods

#### 3.1. Trace and Major elements

Whole rocks were crushed and then pulverised in an agate mill to obtain the powder for whole rock (WR) analysis. Major and trace elements (Table 2) analyses were carried out at the

"Service d'Analyse des Roches et des Minéraux" (SARM, Nancy, France) by X-ray fluorescence (XRF). Supplementary trace element analyses were performed in the "Analyse des Elements Trace dans l'Environnement" (AETE) technical platform from Montpellier 2 University using an Agilent 77000x. Major element and trace element in situ were realized at Montpellier 2 University using a microprobe CAMECA SX100 and a Lambda Physik CompEx 102 excimer laser coupled to a ThermoFinnigan Element XR ICP-MS, respectively.

### 3.2. Sr-Nd-Hf-Pb Isotopes

Isotopes analyses were performed on leached whole rock and mineral fraction (see Bosch et al., 2014b for detailed leaching protocols). Mineral fractions were obtained using a Frantz magnetic separator on mineral fractions from 80  $\mu\text{m}$  to 250  $\mu\text{m}$ , carefully handpicked to obtain pure mineral fractions. After leaching, the dissolution of whole rock and minerals (amphibole and pyroxene) was performed on a hot plate at 140 °C for 72 hours using a mixture of concentrated HF and HNO<sub>3</sub> and few drops of HClO<sub>4</sub>. After evaporation to dryness HNO<sub>3</sub> was added to the sample and heated at 110 °C for 48 hours before evaporation to dryness. Pb isotopic separation was done using an anionic resin with HBr and HCl acids as reagents. Chemical separation of Sr-Nd-Hf was done on three successive concentration/purification steps for each element. First step was similar for all three isotopes using a cationic exchange resin to perform the pre-concentration of alkali, high field strength and rare earth elements. The procedures used after pre-concentration were modified from Pin et al. (1995) and Connelly et al. (2006) on Eichrom resins. Sr isotopes were measured by thermal ionization mass spectrometry using a Triton Finnigan Mat spectrometer at Labogis from the Nîmes University. Pb, Nd and Hf were analysed on a Nu 500 HR MC-ICP-MS and on a Thermo Neptune Plus MC-ICP-MS at "Service Commun National d'Analyse" from the Ecole Normale Supérieure (ENS) of Lyon. The second one was used in the case of very low concentrations. The standard average values were  $0.710249 \pm 6$  ( $2\sigma$ ) ( $n = 6$ ) for the NBS987 Sr standard,  $0.511966 \pm 10$  ( $2\sigma$ ) ( $n = 30$ ) for the AMES-Rennes Nd standard (Chauvel and Blichert-Toft, 2001) and  $0.282145 \pm 14$  ( $2\sigma$ ) ( $n = 23$ ) for the JMC-475 Hf standard (Blichert-Toft et al., 1997). NBS981 Pb standards were routinely analysed and yielded reproducibility better than 200 ppm for the three <sup>204</sup>Pb dependant ratios.

### 3.3. Ar-Ar geochronology

Amphibole grains were isolated using a Frantz magnetic separator on the 80-150  $\mu\text{m}$  fraction. Minerals were selected under binocular examination criteria. The grains were cleaned in acetone in an ultrasonic apparatus, followed by another cleaning step with distilled water in ultrasonic. Samples were foiled conditioned in aluminium pockets and then were irradiated for 40 h in the TRIGA Mark-II reactor of Pavia University (Italy) with aliquots of the Fish Canyon sanidine standard ( $28.03 \pm 0.08$  Ma; Jourdan and Renne, 2007) as flux monitor. Argon isotopic interferences on K and Ca were obtained by irradiation of KF and CaF<sub>2</sub> pure (correction factors:  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$ ,  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$  and  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$ ). We carried out Ar-Ar analysis at Géosciences Montpellier (France) with a apparatus composed of: (a) an

IR-CO<sub>2</sub> laser of 100 kHz used at 5-15% for 60 seconds of heating, (b) a lenses system for beam focusing, (c) a steel chamber, maintained at 10<sup>-8</sup> - 10<sup>-9</sup> bar, with a drilled copper plate, (d) an inlet line for purification of gases including two Zr-Al getters, (e) a multi-collector mass spectrometer (Argus VI from Thermo-Fisher). One blank analysis was performed every three sample analyses to measure the argon background within the system. Data reduction and plotting were performed using The ArArCalc software© v2.5.2. The two-sigma errors reported in Table 1 and Table A.2 include the error on the irradiation factor J. The value of <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar of 295.5 was used to estimate atmospheric <sup>40</sup>Ar (Steiger and Jäger, 1977). Data are portrayed as age spectra on Figure 4 and summarized in table Table 1. A complete set of isotopic results is given in the Table A.2.

#### 4. Sampling

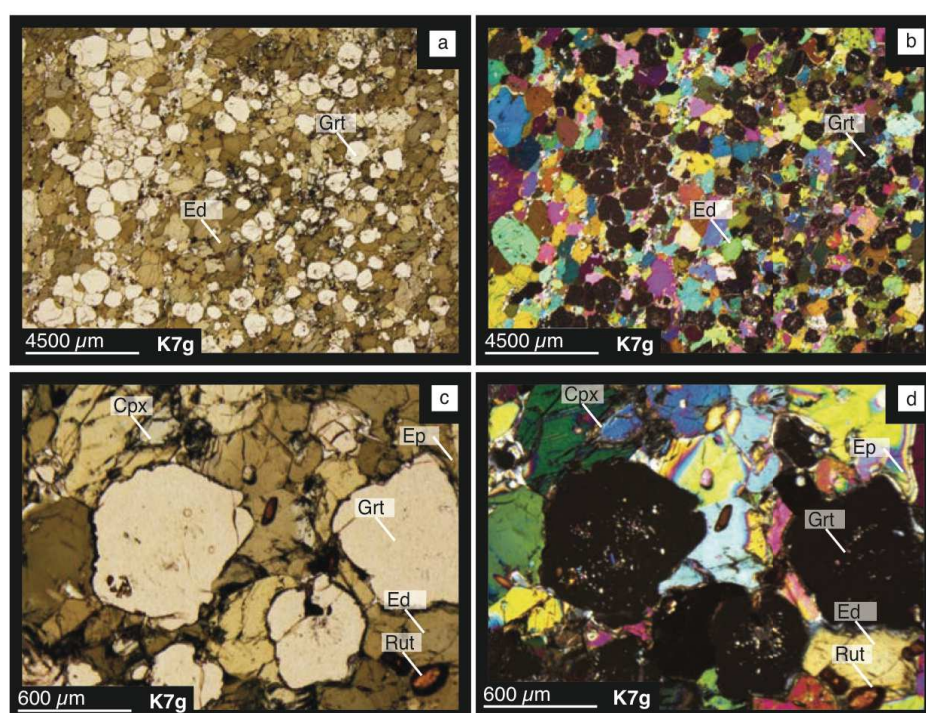


Figure 2: Representative thin section microscope microphotographs of K7g garnet amphibolite in LPNA a, c) in LPA b, d). Abbreviations after Kretz (1983).

The contact between Sidi Mohamed ultramafic body and the surroundings crustal rocks is characterized by a ~2 m-thick actinolite band containing preserved amphibolite. In the central part of the outcrop, foliated harzburgite is highly serpentinized. Pyroxenite bands are locally observed along with rare witness of well-preserved garnet amphibolites.

#### *Garnet amphibolite*

The Sidi Mohamed garnet amphibolites contain more than 40 % of euhedral garnet, brown amphibole, epidote and clinopyroxene (Figure 2 a-b). Samples are rich in rutile crystallized at the rim of the garnet or included in the amphibole. Amphibole often displays thin rims made

up of pyroxene. Thin rims of epidote occur around garnet. Garnet often contains inclusion-rich cores consisting of rutile, apatite, epidote and quartz (Figure 2 c-d). Sample K7h is more altered than K7g and shows hematite crystallized into garnet fractures.

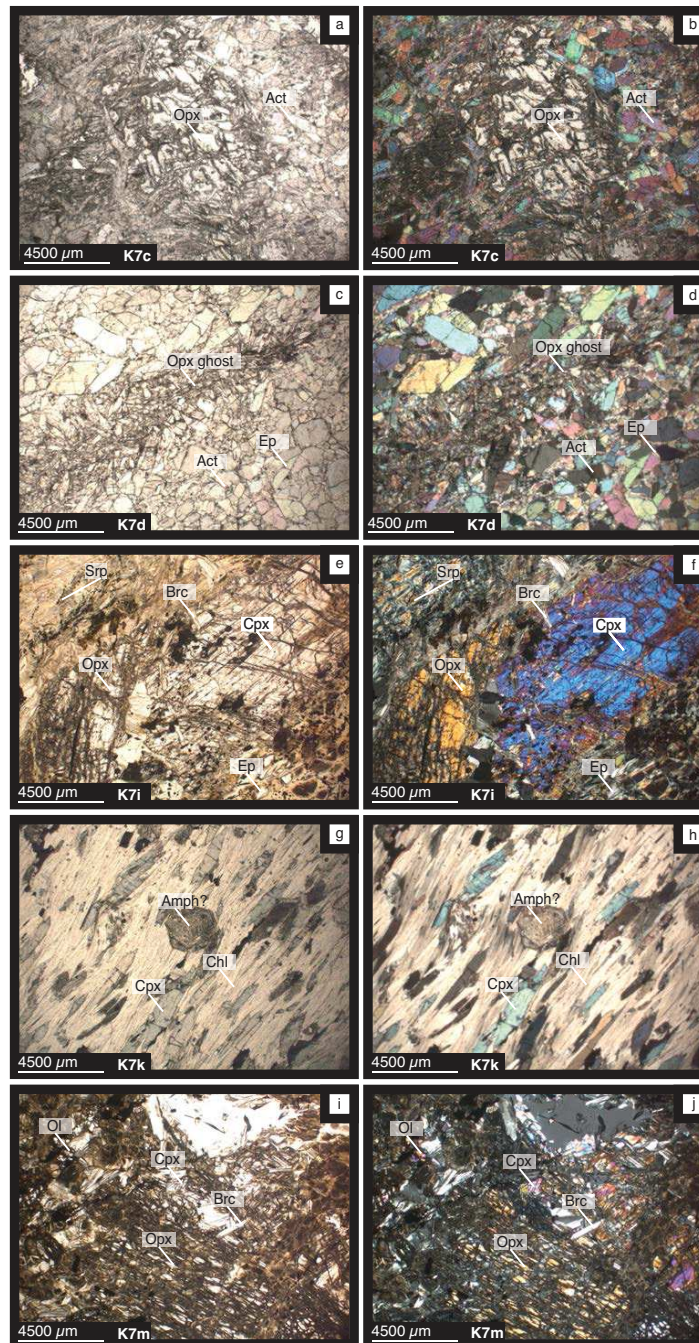


Figure 3: Representative thin-section microphotographs of Sidi Mohamed samples with natural light (left column) and cross-polarized (right column). a-b) K7c sample ultramafic lens containing OPX macrocrystals. c-d) K7d ultramafic lens with Opx ghost. e-f) K7i metaperidotite. g-h) K7k chloritoschist. i-j) K7m serpentine. Abbreviations after Kretz (1983).

### *Sidi Mohamed ultramafic rocks*

Ultramafic rocks are highly altered and metamorphosed (Figure 3 e-f). Serpentinite and brucite veins are well developed. However relics of orthopyroxene and clinopyroxene are



still preserved. Sidi Mohamed ultramafic lenses do not show secondary amphibole development.

### Other lithologies

Actinolites are mainly composed of actinote with reaction rims and megacrysts of orthopyroxene (up to 8 mm, Figure 3, a-b). In some cases the replacement of the orthopyroxene by actinote is observed and accompanied by the development of actinolite with clean rims (Figure 3, c-d). One sample of chlorite serpentinite shows a clear foliation outlined by lengthening of chlorite and clinopyroxene (Figure 3 g-h). This sample also contains amphibole.

## 5. Results

All in situ analysis tables are available in appendix (Table A1-Ar-Ar step heating, Table A.2-major elements, Table A.3-trace elements).

### 5.1. Ar-Ar geochronology

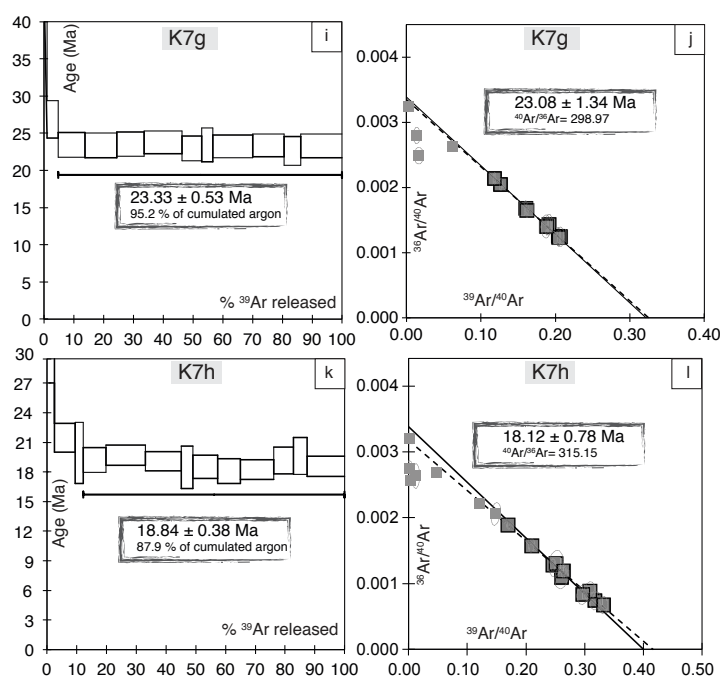


Figure 4:  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  plateau and corresponding inverse isochron ages (Fleck et al., 1977) for amphibole from samples K7g and K7h (error at  $\pm 2\sigma$ ) (Roddick et al., 1980).

Ar-Ar ages obtained on amphibole from garnet amphibolite are available in Table 1 and Table A1. Figure 4 summarizes plateaus (Fleck et al., 1977) and inverse isochrons (Roddick et al., 1980). The plateau ages show argon excess in the first degassing steps and ages appear quite different for the two samples. Sample K7g displays a plateau age of  $23.33 \pm 0.53$  Ma (95.5% of released argon; Table 1, Figure 4) in agreement with an inverse isochron age of  $23.08 \pm 1.34$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298.97$ ). Garnet amphibolite K7h yields a significantly younger plateau

age of  $18.84 \pm 0.38$  Ma and an inverse isochron age of  $18.12 \pm 0.78$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 315.15$ ) highlighting a slight Ar excess (Kuiper, 2000).

## 5.2. Mineral Chemistry

### 5.2.1. Garnet amphibolite

The Sidi Mohamed amphibole, analyzed for samples K7h and K7g, mostly plots within the field of edenite and magnesiohornblende (Figure 1-5, Leake et al., 1997). In the  $\text{Al}^{\text{VI}}$  versus Si (a.p.f.u) diagram (Leake, 1965), amphibole shows high-pressure features (not shown). Their  $\text{Mg}^{\#}$  (from 0.68 to 0.77) are higher than values calculated for amphiboles from the Kef Lakhel unit. According to the classification of Pe-Piper (1988), amphibole is of metamorphic origin with low Titanium content ( $\text{TiO}_2 < 0.823\text{wt}\%$ ) associated to high  $\text{Al}^{\text{IV}}$  value.

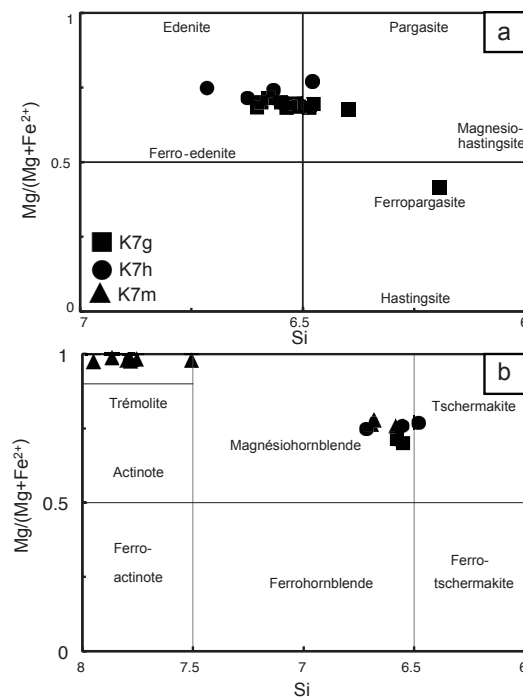
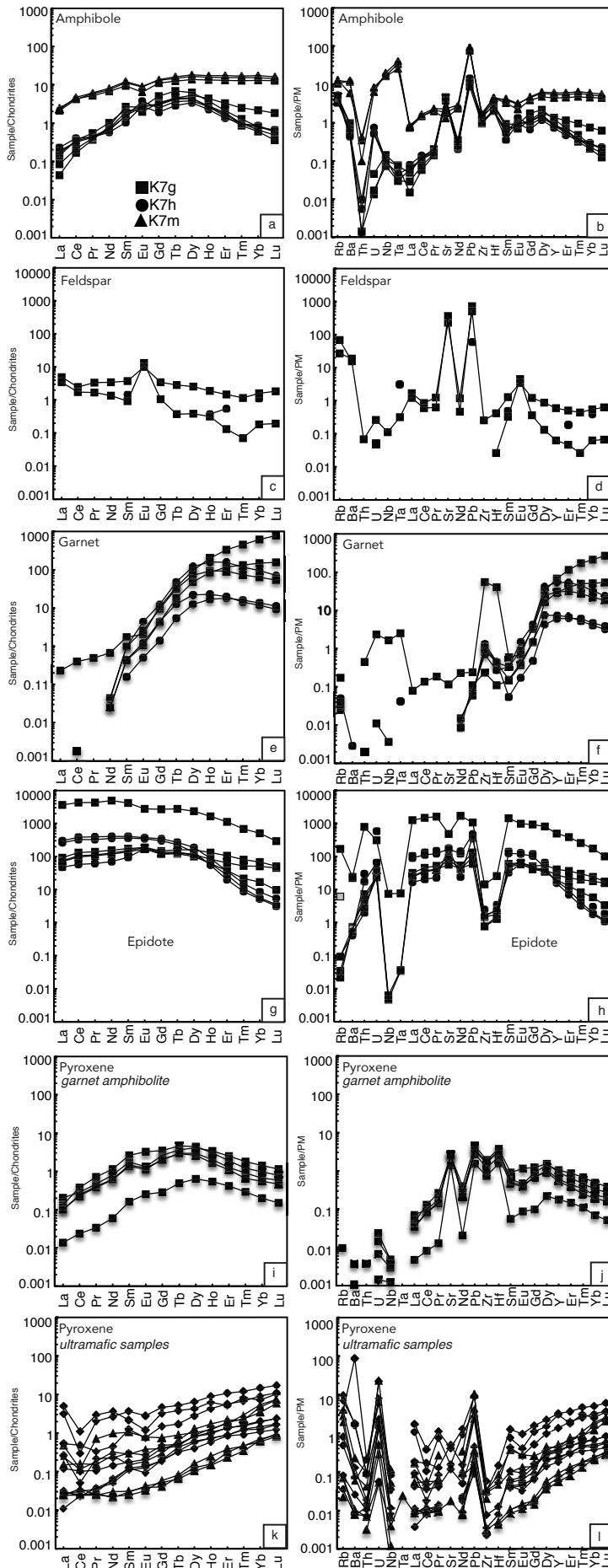


Figure 5: Discriminant diagrams for amphibole after Leake (1997) calculated in atom per formula unit. a) Calcic amphibole with  $\text{Ca}_B > 1.50$ ,  $(\text{Na}+\text{K})_A > 0.50$ ,  $\text{Ti} < 0.50$ . b) Calcic amphibole satisfying the following criteria:  $\text{Ca}_B \geq 1.50$ ,  $(\text{Na}+\text{K})_A < 0.50$ ,  $\text{Ca}_A < 0.50$ .

Amphibole is LREE and HREE depleted, showing a convex shape with  $\text{La}/\text{Yb}_N = 0.05$ - $0.35$  and  $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.92$ - $7.67$  (Figure 6a). This amphibole is overall not significantly enriched in REE with  $\Sigma\text{REE}$  ranging from 2.79 to 4.75 ppm. Eu anomaly is variable, positive in sample K7h ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.24$ - $1.95$ ) and negative in sample K7g ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63$ - $0.71$ ). Associated extended trace element diagram show Pb, Sr, Rb and Ba positive anomalies and coeval Th, La, and Zr depletions (Figure 6b).

Plagioclase crystals are very few and difficult to analyse considering their scarcity and small size. Anorthite % content is low ( $X_{\text{An}} = 26.19$ - $30.13$ ), associated to high Albite % content ( $X_{\text{Ab}} = 69.58$ - $73.30$ ). Feldspar from garnet amphibolite K7g displays variable REE spectra ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 3.06$ - $19.18$ ) with a concomitant relatively low Eu positive anomaly



(Eu/Eu\*=2.79-13.20). Extended trace element patterns, normalized to primitive mantle, show strong Pb and Sr positive anomalies (Figure 6c-d).

Figure 6 : Rare Earth Elements and Extended Trace Elements diagrams for Sidi Mohamed minerals from garnet amphibolites K7h and K7g(a-h) and for ultramafic lens K7m (a-b, k-l).(a-b) amphibole, (c-d) feldspar, (e-f) garnet, (g-h) epidote, (i-j) pyroxene, (k-l) pyroxene, Normalizing values after Sun and McDonough (1989) and McDonough & Sun (1995).

Garnets are characterized by the following composition:  $X_{\text{Alm}} = 44.42\text{-}54.55$ ,  $X_{\text{Grs}} = 21.15\text{-}30.31$ ,  $X_{\text{Pyr}} = 14.93\text{-}30.87$ ,  $X_{\text{Sps}} = 0.34\text{-}3.99$  (Figure 7 a-b). Garnet from sample K7g displays an almandine and pyrope decrease coeval with a grossular and spessartine increase from core to rim. Garnet from K7h displays an almandine and spessartine decrease and a grossular and pyrope increase from core to rim. Mg# calculated are low (from 24.31 to 42.88). REE patterns are variable and show overall, a sharp slope from La to Dy (Figure 6e-f). Two types of patterns can be observed: a first type characterized by a slight HREE depletion relative to Dy and a second type with a clear HREE enrichment ( $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 0.02\text{-}0.04$ ).

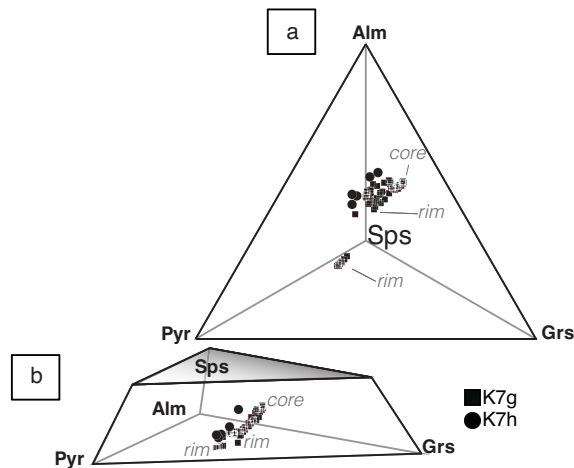


Figure 7: a) Tetrahedral diagrams with Almandine (Alm), Pyrope (Pyr), Grossular (Grs) and Spessartine (Sps) end-members. b) Tetrahedral diagrams with Spessartine (Sps), Pyrope (Pyr), Grossular (Grs) and Almandine (Alm) end-members.

The composition of epidote was normalized to 12.5 oxygens, assuming  $\text{Fe}(\text{total}) = \text{Fe}^{3+}$ . Epidote is clinozoisite with  $\text{Czo}_{86.3\text{-}88.6}$  and no significant core-rim variation.  $\text{Fe}_{\text{tot}}$  content varies from 0.34 to 0.41 a.p.f.u. The two garnet amphibolites show different epidote REE profiles. Sample K7g yields a relatively flat LREE and MREE profile slightly depleted for HREE ( $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 2.59\text{-}8.58$ ). Sample K7h shows a stronger HREE depletion ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 8.64\text{-}49.79$ ;  $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 26.11\text{-}68.77$ ). Such a profile is commonly observed for epidote from eclogites (i.e. Gieré et al., 2004).

Pyroxene was only analysed in sample K7g. It is a diopside (Morimoto, 1988) (Figure 8a), identified as a high-pressure pyroxene considering its  $\text{Al}^{\text{IV}}$  and  $\text{Al}^{\text{VI}}$  contents (Figure 8b). REE patterns are overall homogenous and show upward convex shape ( $\text{La}/\text{Yb}_N = 0.07\text{-}0.18$  and  $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.74\text{-}4.56$ ) (Figure 6 i). They present negative Nd, Zr and Sm spikes (Figure 6j). Temperature and pressure estimates are only available for sample K7g with a pressure estimation of  $\sim 12$  kbar using the Kohn and Spear (1990) garnet-amphibole-quartz geobarometer. Temperature estimates using the Holland and Blundy (1994) geothermometer is  $721 \pm 50$  °C for 12 kbar. These estimates are in good agreement with those of Cabry et al. (2001) for retrogressed eclogite from the same area.

### 5.2.2. Ultramafic rocks

Amphibole is only analysed in sample K7m and yields a composition ranging from tremolite to magnesiohornblende. In  $Al^{VI}$  versus  $Al^{IV}$  diagram, this amphibole is close to garnet-amphibolite amphibole and thus, indicates crystallisation at pressure higher than 5kbar (Figure 5). K7m shows LREE depleted spectra with  $La/Yb_N$  ranging from 0.12 to 0.19 with homogenous slight Eu negative anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.63-0.72$ , Figure 6a). Spider diagrams show a strong Th negative anomaly and Pb, Sr, Ba and Rb enrichments (Figure 6b).

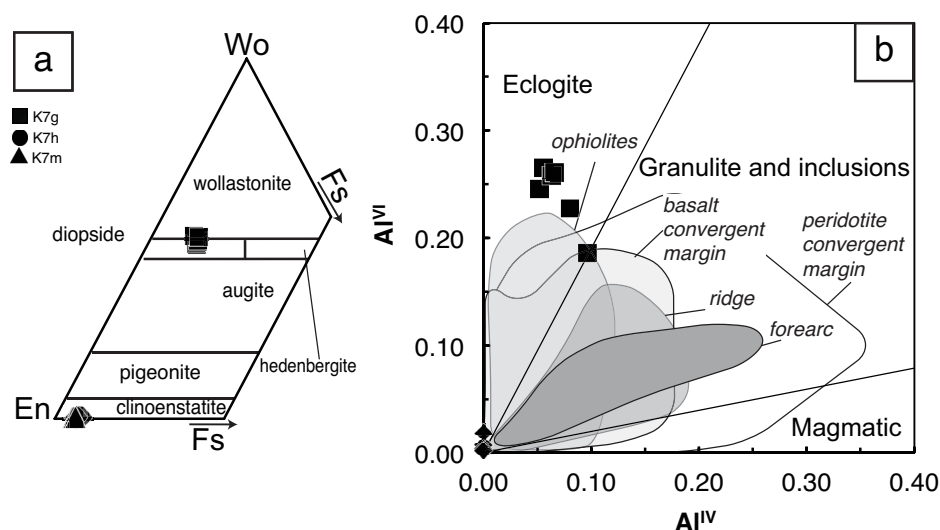


Figure 8 : Plots of pyroxene major element analyses. a) Ternary diagram between Wollastonite (Wo), Enstatite (En) and Forsterite (Fs). b)  $Al^{IV}$  vs  $Al^{VI}$  a.p.f.u. diagram after Aoki and Kushiro (1968).

Pyroxene from K7m is a clinoenstatite (Figure 8).  $Mg\#$  values are high (from 93.66 to 95.49 wt%) showing a homogenous composition (Figure 8). REE patterns are MREE and LREE depleted ( $La/Yb_N = 0.01-0.68$ ;  $Gd/Yb_N = 0.07-0.54$ ). The most serpentinized sample contains pyroxene with Ce and Eu negative to positive anomalies ( $Ce/Ce^* = 0.10-0.81$ ,  $Eu/Eu^* = 0.84-1.10$ ). Pyroxene shows marked Nb-Ta and Zr-Hf negative anomalies as well as U and Pb positive spikes (Figure 6 k-l).

### 5.3. Whole-rock chemistry

#### 5.3.1. Garnet amphibolite

Sidi Mohamed garnet amphibolites plot within the field of picro-basalt (Le Bas et al., 1986) and display a low LOI, inferior to 0.81 wt%. They show very low  $SiO_2$  and relatively high  $Na_2O$  contents (41.81-42.86 wt% and 1.48-1.79 wt % respectively, Table 2).  $Mg\#$  values are homogeneous (i.e. 58.1 and 58.4). Considering vanadium versus titanium contents, samples plot within the field of MORB (Figure 9a). In a AFM diagram (figure 9b) they plot within the tholeiitic field. REE patterns are flat with a very subtle depletion in La and Ce ( $La/Yb_N = 0.78-1.04$  and  $Gd/Yb_N = 1.04-1.40$ ; Figure 9c).

### 5.3.2. Ultramafic rocks and other lithologies

The metaperidotites show moderate to very high LOI (1.83-13.49 wt%, Table 2). SiO<sub>2</sub> contents range from 41.12 to 52.30 wt%, the highest silica content corresponding to the richest sample in replacement amphibole. Mg# ranges from 84.16 to 89.26. Samples rich in secondary amphibole (8.01-10.41) yield systematically high CaO contents whereas other metaperidotites show low CaO contents (0.14-0.73 wt%, see Table 2). TiO<sub>2</sub> is low (0.03-0.21 wt%) and negatively correlated with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (1.92- 5.61 wt%). Chloritoschist shows high Mg# (i.e. 89.26) and low SiO<sub>2</sub> content (34.140 wt%). Tourmaline vein presents low silica content (SiO<sub>2</sub>=37.55 wt%) and high aluminium content (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=25.80 wt%) (Table 2).

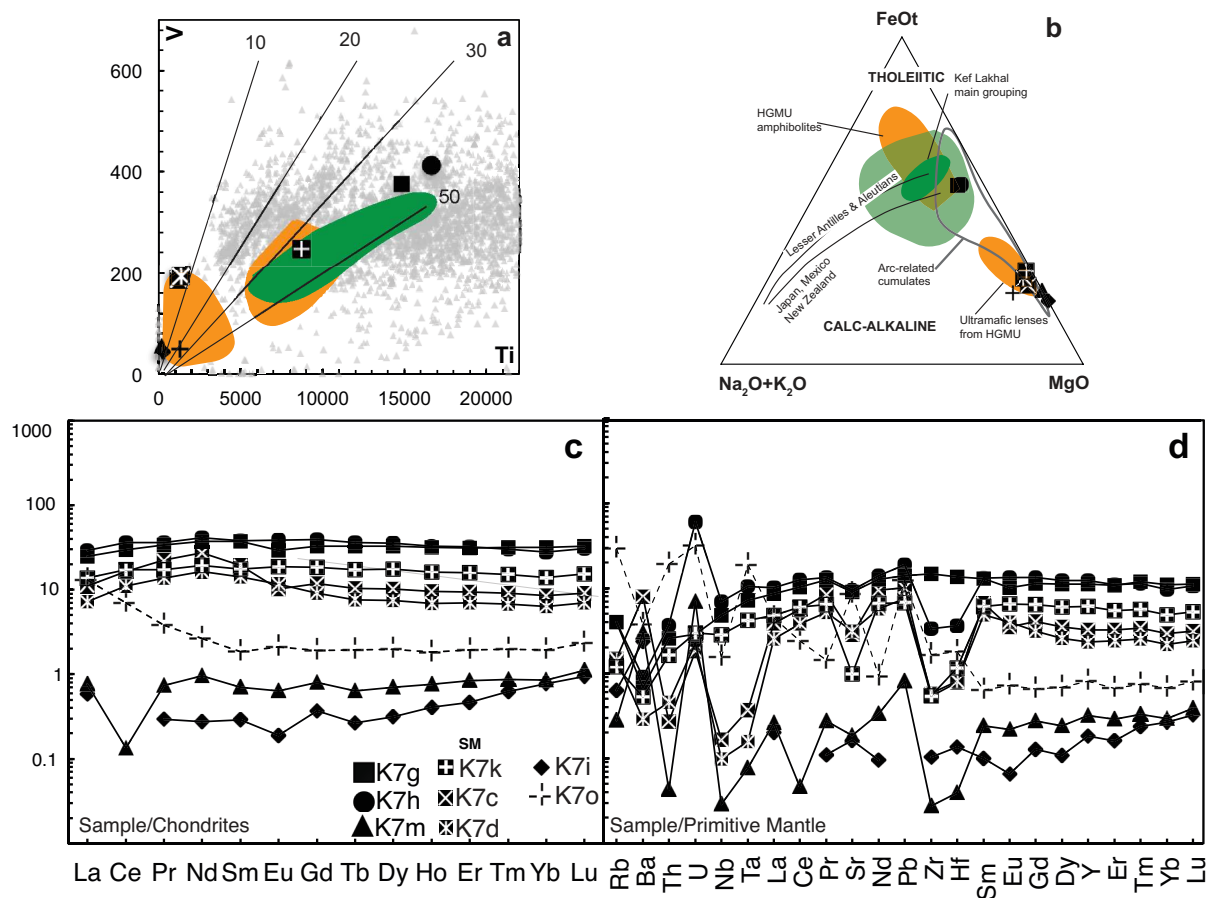


Figure 9: a) V vs Ti discriminant diagram after Shervais (1984) b) AFM plot. Cumulate and non-cumulate rocks fields after Beard (1986), arc volcanic trends after Brown (1977). c-d) REE and extended trace element patterns for whole-rock. Normalizing values after Sun & McDonough (1989).

The studied metaperidotites show two distinct types of REE patterns (Figure 9c). Samples with higher Mg# value contain low proportion of late amphibole and display a depleted profile relative to chondrite ( $\Sigma\text{REE}=0.79\text{-}1.67$  ppm) with an increasing depletion towards LREE ( $\text{La}/\text{Yb}_N=0.75\text{-}0.90$ ) and a Ce negative anomaly. Another type is characterized by relative enrichment compared to chondrite ( $\Sigma\text{REE}=27.34\text{-}40.61$  ppm). It presents a discrete

Eu negative anomaly, an increase in MREE and a depletion in the most incompatible elements exhibiting a spoon-shaped pattern. Extended trace element diagram (Figure 9d) show negative Th, Nb-Ta, Ce and Zr-Hf anomalies.

#### 5.4. Isotopes

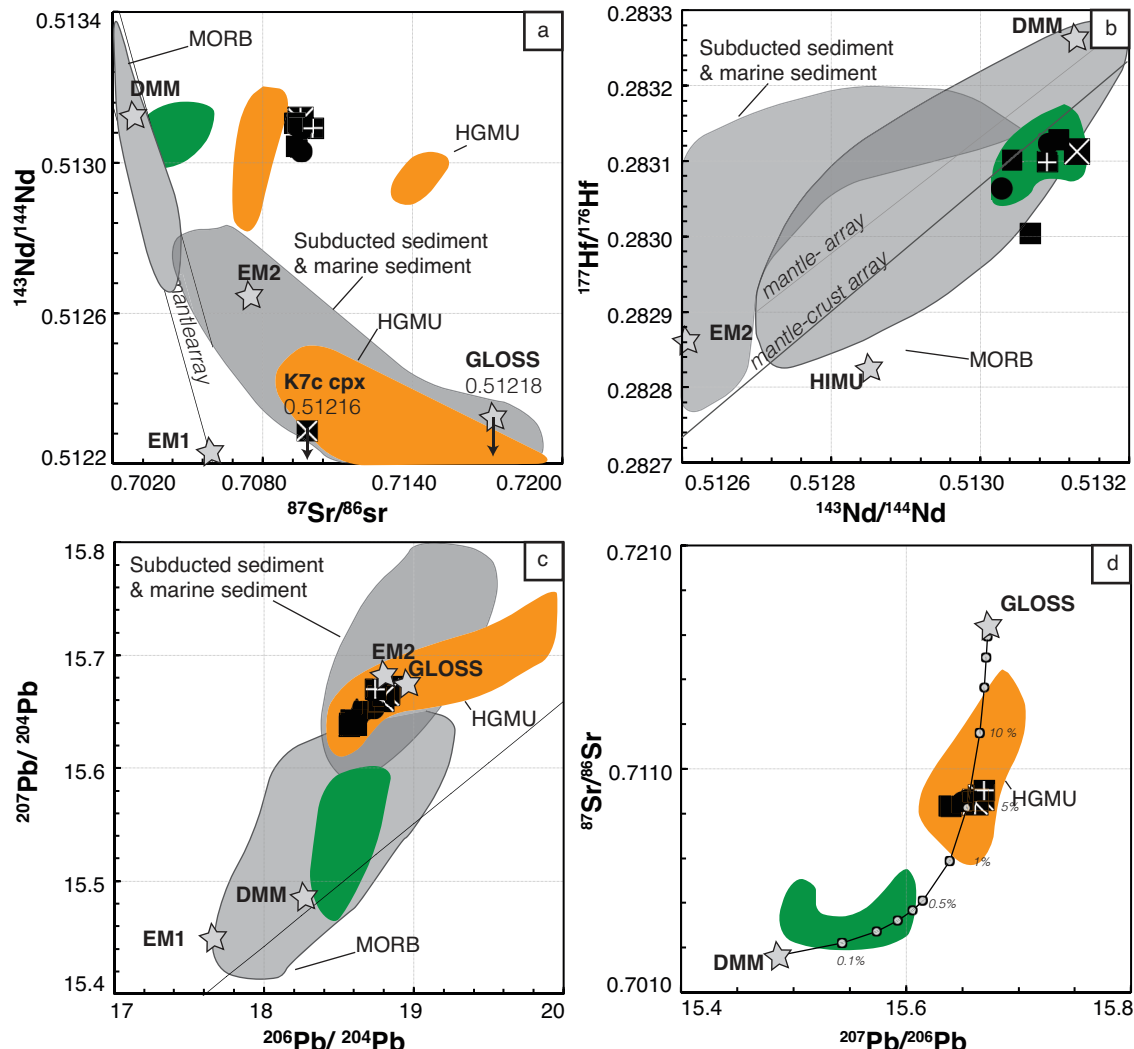


Figure 10 : Sr-Nd-Hf-Pb isotopic diagrams. a:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plot. b:  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plot. Mantle-crust array and mantle array after Blichert-Toft and Albarède (1997) and Vervoort et al. (2000). c:  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot. d:  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Are reported for comparison: high-grade metamorphic unit (HGMU) (Fernandez et al., 2015) located above the Edough dome, subducted and marine sediments (Ben Othman et al., 1989; Plank and Langmuir, 1998; Jolly et al., 2006; Vervoort et al., 2011). DMM, GLOSS, HIMU, EM-1, and EM-2 are from Zindler and Hart (1986), Plank and Langmuir (1998), Eisele et al. (2002), Salters and Stracke (2004), Workman and Hart (2005). MORB from Georoc database <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.

All isotopic values are available in Table 3. In this section, isotope values have been corrected at 20 Ma in agreement with Ar-Ar ages obtained on separated amphibole and previous work (Bruguière et al., 2009).

In spite of the variety in lithologies, the studied rocks show a relatively restricted range of isotopic variations (Figure 10, Table 3). Sr isotopic ratios range from  $0.709297 \pm 3$  to

0.710021±6, and are significantly higher than a DMM reservoir, suggesting contribution of a high-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr component, higher than seawater and probably corresponding to a crustally-derived or carbonaceous component. Nd isotopes are homogeneous for both garnet amphibolite and peridotite (0.51303-0.51313) and typical of a DMM composition, except sample K7a that shows a very radiogenic ratio of 0.513367±10 suggesting the occurrence of garnet. One CPX extracted from K7c sample yields a very surprisingly low Nd value possibly due to mixing between secondary epidote. In a Sr-Nd isotope correlation figure (Figure 10a) samples define a relatively well-grouped domain. In Figure 10b, Hf and Nd isotopes define a relatively large domain partly overlapping the MORB domain. However for a considered Nd value, the corresponding Hf ratio appears significantly lower. Thereby, the defined domain is not located on the mantle correlation line. Pb isotopes define a restricted range of variations and yield overall, radiogenic ratios ( $18.567 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 18.863$ ,  $15.637 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 15.678$ ,  $38.627 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 38.885$ ) clearly distinct from a DMM component. Reported in the <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb versus <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb diagram, samples are well-grouped and located within the field of subducted sediments and marine sediments (Figure 10c).

## 6. Discussion

### 6.1. Metamorphism and significance of age

The two Ar-Ar ages obtained during this study are significantly different (see section result 0). Emplacement of the Sidi Mohamed mantle rocks has been previously dated at  $17.84 \pm 0.12$  Ma (Bruguier et al., 2009). This age is significantly younger than the Ar-Ar age of  $23.08 \pm 1.34$  Ma obtained on K7g amphibole. This discrepancy can be explained either by a partial re-equilibration phenomenon or by the occurrence of a clinopyroxene rim around the amphibole as observed during the petrographic examination. Such pyroxene rim could have induced age sur-evaluation as already observed by Monié et al. (1992). K7h amphibole yields an age of  $18.12 \pm 0.78$  Ma in agreement with the U-Pb monazite age obtained by Bruguier et al. (2009) for a leucocratic diatexite at the contact with the peridotite. Monazite growth was related to the peak metamorphic conditions (c. 700-750°C after Cabry et al., 2001). Consequently, cooling from peak metamorphic conditions down to the closure temperature of amphibole (490-550 °C after Harrison, 1982), was extremely fast and occurred within errors of the amphibole and monazite ages. Previous works have proposed that Sidi Mohamed mafic rocks could be regarded as retrogressed eclogite into amphibolite/granulite facies (Cabry et al., 2001). Pressure estimation has been determined at c. 12 kbar for sample K7g in good agreement with this study.



## 6.2. Fluid imprint and protolith component

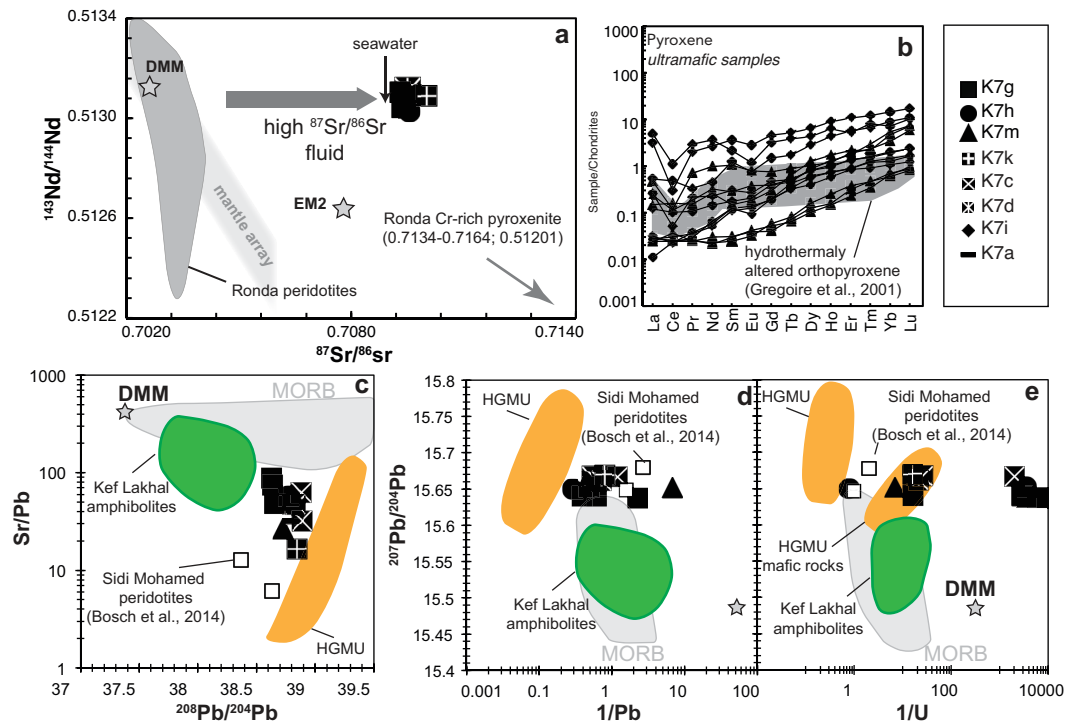


Figure 11 : a) Sr-Nd isotopic diagram Ronda peridotites are from the compilation of Bodinier & Godard (2003) and Cr-rich pyroxenite from Marchesi et al. (2012). b) REE patterns for ultramafic orthopyroxene normalized to chondrites (Sun & McDonough, 1989) compared with hydrothermally altered orthopyroxene from Grégoire et al. (2001). c) Sr/Pb vs  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . HGMU (high grade metamorphic unit) from Edough area after Fernandez et al. (2015), Kef Lakhel amphibolites from Fernandez et al (in prep.), Sidi Mohamed peridotites from Bosch et al. (2014). MORB field after GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). DMM after Workmann & Hart (2005). d, e)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $1/\text{Pb}$  and  $1/\text{U}$  respectively, fields are similar to (c).

As discussed in Fernandez et al. (2015a; in prep.) element mobility in the northern part of the Edough massif is mainly triggered by fluid influence. In the mafic and ultramafic rocks from the Edough dome core, various features highlight the intervention of fluids. These are the presence of actinolite levels, the occurrence of tremolite in the ultramafic rocks, and the high degree of serpentinization combined to radiogenic Sr and Pb isotope values. The presence of tourmaline vein also agrees with fluid intervention. Similar veins have been observed in the Ronda mantle and were related to exhumation processes (Pereira et al., 2003). In the case of garnet amphibolite the REE and extended trace element patterns for whole rocks (Figure 9c-d) are in agreement with N-MORB and argues against a strong metamorphic imprint that would have completely obliterated primary signature. Nevertheless, Sr isotope signature is too high ( $> 0.70916$ ) to correspond to DMM or to seawater alteration (Palmer and Edmond, 1989) and thus, should be linked to interaction with fluids displaying a high Sr isotopic signature. These fluids likely may have derived from dehydration of the surrounding gneisses during formation of the metamorphic core complex. Conversely, Hf and Nd isotopes yield mantle-like signatures (Figure 10). Thus modifications of the rocks from the Sidi Mohamed outcrop should be related to interaction with fluids, not melt, in order to explain the observed decoupling between Sr-Pb on one hand and Nd-Hf on the other hand. Although this

is a plausible explanation, we note that melting of crustal rocks occurred during exhumation (e.g. Bruguier et al., 2009) thus indicating that melts were present in the environment during the Miocene. Alternatively this peculiar signature could reflect the original signature of the mantle region represented by the Sidi Mohamed peridotite. Decoupling of the Sr-Pb versus Nd-Hf isotopic systems would then be acquired during a previous subduction and percolation of fluids originating from dehydration of subducted sediments.

Conversely to Beni-Bousera or Ronda samples that define a very large domain in Figure 11a, samples from Sidi Mohamed show a more or less homogeneous composition with preservation of a DMM-like signature. Fernandez et al. (2015) provided a multi-isotopic dataset on various lithologies (mafic, felsic and metasedimentary) from the High Grade Mélange Unit (HGMU) located in the northwestern part of the Edough dome. HGMU contains *c.* 300 Ma-old components similar to the age of rocks in the dome (Bruguier et al., 2009) and can be taken as approximating the composition of the local crustal component forming the Edough basement. In a Sr/Pb against  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Mc Lennan, 2001), the Sidi Mohamed samples are located in intermediate position between DMM and HGMU (Figure 11c) suggesting a mixing between these two components through intervention of fluids.

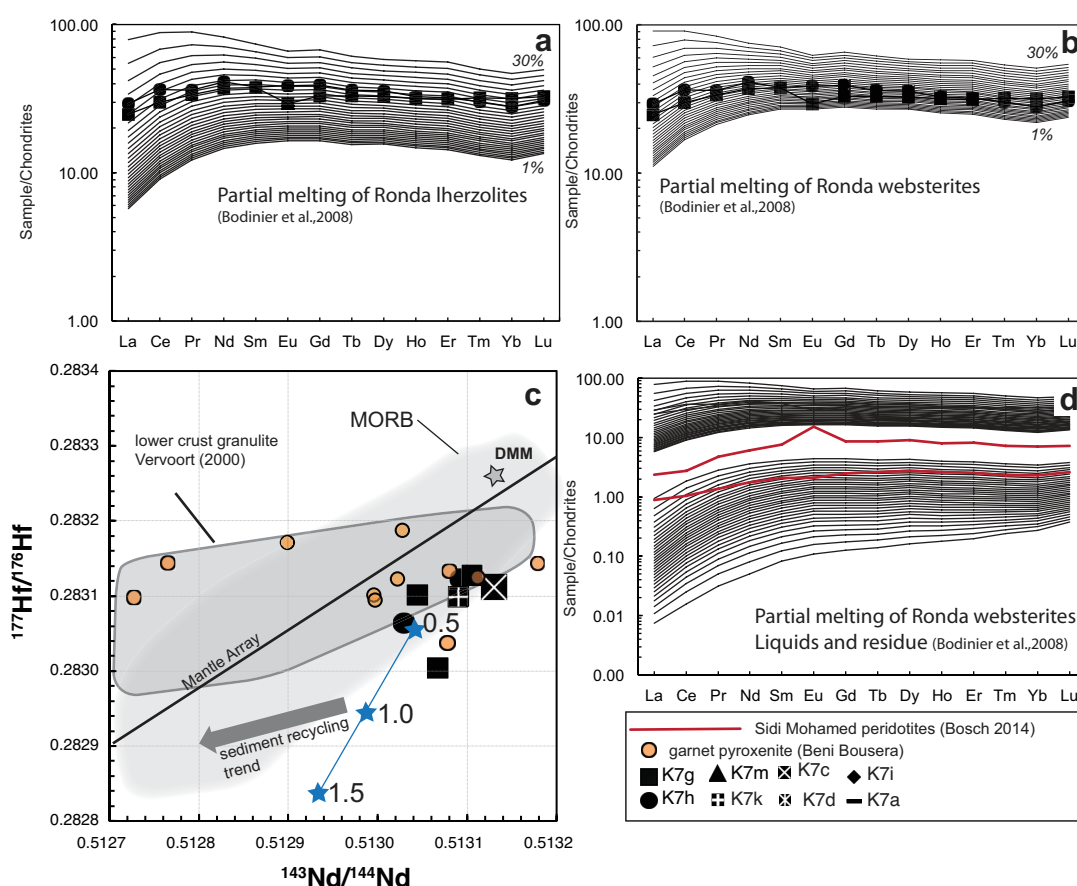


Figure 12 : a, b) REE patterns of melts derived from lherzolite and websterites from Ronda massif (Bodinier et al., 2008) compared to Sidi Mohamed garnet amphibolite. c) Hf-Nd isotopic plot. The blue trend corresponds to the actual signature of MORB subducted at 0.5, 1 and 1.5 Ga, details on parameters of calculation can be found in Geldmacher et al. (2011). DMM after Workmann & Hart (2005), lower crust granulites after Vervoort et al. (2000). d) REE plot showing the residue of a partial melting of Ronda lherzolite mantle plotted against Sidi Mohamed ultramafic rocks from Bosch et al. (2014). Melt and residue calculation after the partition coefficients of Bedini & Bodinier (1999) and Witt-Eickschen et al. (2003) in the spinel field.

### 6.3. Origin of Sidi Mohamed garnet amphibolite and peridotite

When fluid intervention is detected, only chemical elements relatively insensitive to metamorphism such as Hf and Nd isotopes can be used to track back the source reservoir from which the studied samples originate (e.g. Barovich & Patchett, 1992).

In the Hf-Nd isotopic diagram (Figure 12c) Sidi Mohamed samples plot within the field of mantle pyroxenite from the Alboran domain suggesting a close to similar composition (Pearce & Nowell, 2004). Liquids obtained from modeling of partial melting of lherzolites and wherlites from Ronda (Bodinier et al., 2008) concurs with the composition of the Sidi Mohamed amphibolites assuming 13 to 16% of partial melting. Lherzolite Km7-6 from Sidi Mohamed outcrop (Bosch et al., 2014a) correlates with the residue composition obtained during the modeling (Figure 12d).

In the Hf-Nd diagram, samples show a peculiar isotopic signature with a slightly lower Hf for a given radiogenic Nd. Such a tendency could be attributed to mixing between DMM and variable amount of old subducted MORB (Pearson and Nowell, 2004). Sidi Mohamed samples plot close this mixing trend and suggest a possible similar origin for Sidi Mohamed mafic and ultramafic rocks and Beni Bousera mantle rocks. Following Pearce & Nowell (2004), this could have major implications in terms of mantle heterogeneities in the Western Mediterranean area. This would mean that mantle remnants found in Ronda, Beni-Bousera and the Edough derived a mantle reservoir with similar characteristics. This implies that even in the case of fast processes, as occurring in the Mediterranean area, mantle ambient signature is preserved through Hf and Nd isotopes. Moreover this mantle reservoir is clearly distinct from that preserved below the French Massif Central for which Hf isotopes in particular are significantly higher (e.g.  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.2829\text{-}0.3559$ , Wittig et al., 2007). Consequently Sidi Mohamed peridotites and related rocks are akin to Ronda and Beni Bousera mantle but do not show such isotopic data scattering.

## 7. Conclusions

The study of Sidi Mohamed peridotites and garnet amphibolites allow to draw several conclusions:

(1) Mantle rocks in the dome underwent amphibolite to granulite facies conditions of 700-750°C and *c.* 12 kbar. Ar dating on amphibole ( $18.12 \pm 0.78$  Ma), combined with previously published U-Pb ages (Bruguier et al., 2009), indicates very fast cooling and exhumation rates typical of extensional tectonics similar to those observed in the Betics (Monié et al., 1994; Platt et Whitehouse, 1999; Esteban et al., 2007). High  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios indicate that metamorphism was associated with fluids, most likely released from the surrounding gneisses.

(2) The Sidi Mohamed garnet amphibolites represent the liquid extracted after partial melting of a Ronda-like mantle. Peridotites exposed close to the garnet amphibolites have geochemical and isotopic characteristics suggesting they are likely to represent the residue after liquid extraction. In this scheme, garnet amphibolites represent liquids that were not

expelled and stayed close to the parent rocks. Melting of the peridotites occurred in the garnet stability field, and was most likely triggered by upwelling of the subcontinental mantle accompanying formation of the metamorphic core complex at c. 18 Ma

(3) Sidi Mohamed garnet amphibolite and ultramafic rocks displays a peculiar Hf-Nd isotopic signature considered as representative of the ambient subcontinental lithospheric mantle in the Mediterranean realm. This mantle is distinct from the European (French Massif Central) mantle.

## Acknowledgments

The authors are very thankful to F. Lecoœur, M. Bonno and P. Telouk for their expertise in mass spectrometry to C. Nevado and D. Delmas for thin and thick section preparation, to B. Boyer for EPMA analyses. This work is part of the PhD work of L.F. which was supported by a MRT grant. We acknowledge funding by the INSU-SYSTER (2013 and 2014) program to D.B. and by the CNRS-DPGRF France-Algeria collaboration program. The Badji Mokhtar University of Annaba is thanked for its logistical support during the 2012 field trip in the Edough Massif.

## Tables

Table 1 : Summary of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  IR-CO<sub>2</sub> laser ages obtained in this study on amphibole.

Sample	Weighted plateau	2 $\sigma$	Inverse Isochron	2 $\sigma$	Total fusion	2 $\sigma$	MSWD	% $^{39}\text{Ar}$ tot	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	2 $\sigma$
K7g	23.33	0.53	23.08	1.34	24.39	0.56	27%	95.2	298.97	17.21
K7h	18.84	0.38	18.12	0.78	21.54	0.46	54%	87.9	315.15	18.12

Table 2 : Whole-rock major and trace element concentrations of mafic/ultramafic samples from Sidi Mohamed area. LOI: loss on ignition.  $Eu/Eu^* = [Eu/\sqrt{(Sm \cdot Gd)}] \times 100$ .  $Ce/Ce^*$  after German et al. (1995).  $La/Yb_N$  and  $Gd/Yb_N$  normalized to chondrite after Sun and McDonough (1989).

Lithology Sample	Sidi Mohammed				Sidi Mohammed			
	garnet amphibolite		metaperidotite		metaperidotite	chloritoschist	metaperidotite	tourmaline rich vein
	K7g	K7h	K7c	K7d	K7i	K7k	K7m	K7o
Localisation (UTM)	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N	386136.88 m E 4087311.33 m N
altitude (m)	400	401	402	403	404	405	406	407
SiO <sub>2</sub>	42.860	41.810	52.300	51.910	41.120	34.140	45.010	37.550
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.510	16.373	5.611	5.483	1.921	14.840	2.302	25.797
FeO <sub>T</sub>	14.407	14.705	7.648	7.567	8.723	10.630	8.749	4.360
MnO	0.340	0.278	0.109	0.114	0.099	0.139	0.128	0.033
MgO	10.069	10.417	23.133	20.287	36.600	26.147	30.017	13.967
CaO	12.280	10.333	8.013	10.413	0.137	3.280	0.728	1.718
Na <sub>2</sub> O	1.794	1.481	0.915	0.832	-	0.481	0.012	1.203
K <sub>2</sub> O	0.142	0.179	0.103	0.104	-	0.075	0.011	0.500
TiO <sub>2</sub>	2.376	2.663	0.190	0.214	0.047	1.390	0.030	0.209
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.250	0.290	-	-	0.050	0.150	-	-
LOI	0.370	0.810	2.060	1.830	11.880	8.410	13.490	8.140
Total	100.400	99.340	100.082	98.754	100.577	99.680	100.477	93.477
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	1.936	1.660	1.018	0.936	-	0.556	0.023	1.703
Mg	0.250	0.258	0.574	0.503	0.908	0.649	0.745	0.347
Fe	0.180	0.184	0.096	0.095	0.109	0.133	0.110	0.055
Mg <sup>#</sup>	58.066	58.394	85.699	84.157	89.262	82.974	87.175	86.389
Ba	4.462	5.960	52.040	1.902	15.570	3.455	19.860	24.841
Be	0.571	-	-	-	-	-	-	-
Ce	18.310	22.276	10.067	6.743	-	10.652	0.082	4.268
Co	54.960	-	-	-	100.100	-	-	-
Cs	-	0.073	0.020	0.011	0.409	0.083	0.163	0.163
Cu	5.362	-	-	-	-	-	-	-
Dy	8.292	9.088	2.598	1.884	0.080	4.444	0.178	0.501
Er	5.186	5.309	1.563	1.158	0.077	2.633	0.139	0.321
Eu	1.700	2.233	0.590	0.674	0.011	1.088	0.037	0.122
Ga	18.910	-	-	-	2.074	-	-	-
Gd	6.763	8.007	2.434	1.863	0.076	3.804	0.164	0.391
Ge	1.687	-	-	-	0.821	-	-	-
Hf	4.236	1.120	0.242	0.250	0.042	0.359	0.012	0.555
Ho	1.793	1.855	0.538	0.389	0.023	0.916	0.043	0.104
La	5.887	6.914	2.637	1.725	0.138	3.264	0.180	3.079
Lu	0.832	0.782	0.233	0.179	0.024	0.390	0.028	0.059
Nb	3.426	4.989	0.118	0.070	-	2.030	0.021	1.111
Nd	17.310	19.140	12.766	7.716	0.128	9.043	0.450	1.243
Ni	142.300	141.141	984.681	995.642	1875.000	213.359	2170.590	885.799
Pb	2.581	3.484	1.877	1.402	-	1.246	0.148	2.290
Pr	3.193	3.411	2.150	1.311	0.028	1.631	0.070	0.362
Rb	2.549	2.551	0.934	0.920	0.401	0.762	0.177	18.694
Sm	5.735	5.815	2.967	2.167	0.044	2.704	0.107	0.281
Sn	1.494	-	-	-	0.794	-	-	-
Sr	192.200	201.184	59.895	65.924	3.443	20.542	3.915	182.435
Ta	0.293	0.431	0.015	0.006	-	0.171	0.003	0.775
Tb	1.228	1.346	0.386	0.282	0.010	0.650	0.024	0.072
Th	0.220	0.313	0.023	0.039	-	0.138	0.004	1.616
Tm	0.815	0.768	0.231	0.172	0.016	0.384	0.022	0.051
U	0.061	1.268	0.039	0.047	0.048	0.063	0.145	0.664
V	375.900	413.023	187.704	194.075	45.110	248.401	56.309	49.243
W	-	0.291	0.087	0.071	0.810	0.333	0.107	0.207
Y	50.940	55.652	14.809	10.677	0.826	27.571	1.455	3.680
Yb	5.401	4.746	1.450	1.076	0.132	2.388	0.144	0.331
Zn	124.400	95.421	84.569	102.009	52.230	94.862	42.931	24.216
Zr	164.700	37.626	5.968	6.471	1.160	6.115	0.308	18.417
Li	29.201	19.373	15.345	5.503	2.944	6.516	2.186	66.015
Mn	2640.352	2060.191	823.934	918.566	832.176	1069.585	950.501	246.488
Nb/Y	0.067	0.090	0.008	0.007	-	0.074	0.014	0.302
Nb/Yb	0.634	1.051	0.081	0.065	-	0.850	0.144	3.359
Ti	14243.750	15964.271	1139.020	1282.897	281.758	8332.834	179.845	1252.922
La/Yb <sub>N</sub>	0.782	1.045	1.304	1.150	0.750	0.980	0.897	6.675
Gd/Yb <sub>N</sub>	1.036	1.396	1.389	1.432	0.476	1.318	0.941	0.977
Eu/Eu*	0.835	1.001	0.672	1.025	0.582	1.038	0.852	1.123
ΣREE	82.445	91.690	40.610	27.340	0.787	43.991	1.670	11.183
Ce/Pb	7.094	6.394	5.364	4.809	-	8.552	0.556	1.864
Th/Yb	0.041	0.066	0.016	0.036	0.000	0.058	0.025	4.885
Sr/Pb	74.470	57.745	31.911	47.012	-	16.491	26.457	79.666
Ce/Ce*	1.035	1.099	0.995	1.064	0.000	1.113	0.162	0.730

Table 3 : Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions for whole-rocks and separated minerals from Sidi Mohamed crop in the core of Edough dome. Uncertainties ( $\pm 2\sigma$ ), in the last decimal place, refer to within-run precision, given as standard error on the mean (SE) quoted at the 95% confidence level. Analytical errors on Pb isotopic ratios are better than 250ppm. Rb, Sr, Sm, Nd, Lu, Hf, U, Th and Pb concentrations (ppm) were measured with precision estimated to  $\pm 1\%$ .  $\epsilon$ Sr,  $\epsilon$ Nd,  $\epsilon$ Hf values were calculated as the deviation from a chondritic uniform reservoir (CHUR) with present-day  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}=0.70448$ ;  $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}=0.0816$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1966$ ;  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772$ ;  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$  (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Jacobsen and Wasserburg, 1980). Sm-Nd depleted-mantle model ages ( $T_{DM}$ ) calculated using De Paolo (1981) model. -: not analyzed. Initial isotopic ratios have been calculated at 20 Ma.

Lithology Sample type of material	garnet amphibolite						metaperidotite				chloritoschist	peridotite
	K7g			K7h			K7a	K7c	K7c	K7d	K7k	K7m
	WR	mineral	mineral	mineral	WR	mineral	WR	WR	mineral	WR	WR	WR
		amph 100-150 $\mu\text{m}$	amph 150-200 $\mu\text{m}$	cpx		amph			cpx			
Rb	2.55	3.02	2.08	0.00	2.55	3.02	0.93	0.93	0.01	0.92	0.76	0.18
Sr	192.20	97.07	78.46	38.59	201.18	97.07	59.90	59.90	53.09	65.92	20.54	3.92
Sm	5.74	0.41	0.30	0.16	5.82	0.41	2.97	2.97	0.40	2.17	2.70	0.11
Nd	17.31	0.38	0.34	0.21	19.14	0.38	12.77	12.77	0.53	7.72	9.04	0.45
U	0.06	0.00	0.00	0.00	1.27	0.00	0.04	0.04	0.00	0.05	0.06	0.15
Th	0.22	-	0.00	0.00	0.31	-	0.02	0.02	0.00	0.04	0.14	0.00
Pb	2.58	2.07	1.62	0.44	3.48	2.07	1.88	1.88	0.85	1.40	1.25	0.15
Lu	0.83	0.02	0.01	0.01	0.78	0.02	0.23	0.23	0.02	0.18	0.39	0.03
Hf	4.24	0.88	0.62	0.67	1.12	0.88	0.24	0.24	1.16	0.25	0.36	0.01
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.04	0.09	-	-	0.04	0.09	-	-	0.00	0.04	0.11	-
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.709307	0.709376	-	-	0.709512	0.709582	-	-	0.709699	0.709517	0.710051	-
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	3.0	2.4	-	-	5.6	5.0	-	-	15.0	3.1	6.0	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.20	0.64	0.52	0.45	0.18	0.64	0.14	0.14	0.45	0.17	0.18	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513132	0.513128	0.513154	0.513126	0.513116	0.513113	0.513385	0.513149	0.512223	0.513135	0.513114	-
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$2\sigma$	3.80	4.00	6.03	5.13	3.87	3.69	9.68	3.14	4.13	3.75	3.59	-
T(DUM) Nd	-13	-1	12	-2	59	-6	-	-36	-598	-14	62	-
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	-	0.14	-	0.10	0.16	0.32
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.283138	0.283102	-	0.283005	0.283160	0.283065	-	0.283164	-	-	0.283157	-
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	6.25	1.68	-	4.80	5.60	3.97	-	4.80	-	-	3.50	-
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5739	18.5974	18.5981	18.5666	18.7350	18.7327	18.8666	18.8244	18.8166	18.7884	18.7539	18.8106
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	7.59	5.28	5.67	3.80	4.77	5.23	3.78	6.62	4.40	5.04	4.39	26.40
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.6401	15.6381	15.6402	15.6372	15.6500	15.6526	15.6783	15.6674	15.6665	15.6615	15.6698	15.6521
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	6.03	4.29	5.92	3.27	3.99	5.99	3.13	4.41	3.80	4.28	3.93	21.50
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.6367	38.6489	38.6529	38.6275	38.7708	38.8053	38.8100	38.8857	38.8804	38.8274	38.8451	38.7242
$2\sigma$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
$20\text{ Ma}$	17.10	11.60	15.30	9.65	11.10	12.50	7.80	12.10	15.80	13.30	11.10	55.60
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	0.709297	0.709351	-	-	0.709502	0.709556	-	-	0.709699	0.709505	0.710021	-
$\epsilon\text{Sr}_{(i)}$	68	69	-	-	71	72	-	-	74	71	78	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	0.513106	0.513044	0.513086	0.513067	0.513092	0.513029	0.513367	0.513130	0.512164	0.513113	0.513090	-
$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	9	8	9	8	9	8	14	10	-9	9	9	-
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$	0.283128	0.283101	-	0.283004	0.283123	0.283064	-	0.283113	-	-	0.283099	-
$\epsilon\text{Hf}_{(i)}$	13	12	-	8	14	10	-	14	-	-754	14	-
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	18.5692	18.5974	18.5980	18.5665	18.6636	18.7327	18.8626	18.8204	18.8165	18.7818	18.7440	18.6179
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	15.6398	15.6381	15.6402	15.6372	15.6466	15.6526	15.6781	15.6672	15.6665	15.6612	15.6693	15.6430
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$	38.6311	38.6489	38.6529	38.6274	38.7649	38.8053	38.8092	38.8849	38.8804	38.8256	38.8378	38.7226

## Appendix

Supplementary material 1: Major element analyses (wt% and atoms per formula unit) of minerals from the studied samples analysed by electron microprobe. a: amphibole; b: plagioclase. c: garnet; d: epidote; e: pyroxene; f: olivine ; g : spinel.

Supplementary material 2 : Ar-Ar detailed step heating tables for amphibole from Kef Lakhel and Sidi Mohamed area, ✓ significate that the step has been used for age calculation.

Supplementary material 3 : Trace elements analyses (wt% and atoms per formula unit) of minerals from the studied samples analysed by electron microprobe. a: amphibole; b: plagioclase. c: garnet; d: epidote; e: pyroxene; f: olivine ; g : spinel.

## Bibliography

- Acosta-Vigil, A., Rubatto, D., Bartoli, O., Cesare, B., Meli, S., Pedrera, A., ... & Tajčmanová, L. (2014). Age of anatexis in the crustal footwall of the Ronda peridotites, S Spain. *Lithos*, 210, 147-167.
- Aoki, K. I., & Kushiro, I. (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(4), 326-337.
- 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and P–T–d–t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357-381.
- Barovich, K. M., & Patchett, P. J. (1992). Behavior of isotopic systematics during deformation and metamorphism: a Hf, Nd and Sr isotopic study of mylonitized granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(3), 386-393.
- Beard, J. S. (1986). Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14(10), 848-851.
- Ben Othman, D., White, W. M., & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1), 1-21.
- Benzaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maz, A., Chalouan, A., ... & Rjimati, E. C. (2014). Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants?. *Journal of Geodynamics*, 77, 4-21.
- Bedini, R. M., & Bodinier, J. L. (1999). Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22), 3883-3900.
- Blichert-Toft, J., Albarede, F., & Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science*, 283(5406), 1303-1306.
- Blichert-Toft, J., & Albarède, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1), 243-258.
- Blichert-Toft, J., Albarede, F., & Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science*, 283(5406), 1303-1306.
- Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Chanefo, I., Bruguier, O., & Gervilla, F. (2008). Origin of pyroxenite–peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5), 999-1025.
- Bodinier, J. L., & Godard, M. (2003). Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on geochemistry*, 2, 103-170.
- Bossière, G., Collomb, P. and Mahdjoub, Y. (1976). Sur un gisement de peridotite découvert dans le massif de l'Edough (Annaba, Algérie) *Compte Rendu. Ac. Sci. Paris*, 306, série II, 1039-1045.
- Brown, G. M., Holland, J. G., Sigurdsson, H., Tomblin, J. F., & Arculus, R. J. (1977). Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(6), 785-801.
- Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., & Caby, R. (2009). Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology*, 261(1), 172-184.
- Bosch, D., Hammor, D., Mechat, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., & Verdoux, P. (2014a). Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin?. *Tectonophysics*, 626, 53-68.
- Bosch, D., Maury, R. C., Bollinger, C., Bellon, H., & Verdoux, P. (2014b). Lithospheric origin for Neogene–Quaternary Middle Atlas lavas (Morocco): Clues from trace elements and Sr–Nd–Pb–Hf isotopes. *Lithos*, 205, 247-265.
- Bouillin, J.-P. (1986). Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique l' Ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France* , 8-11 (4) : 547-558.
- Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Chanefo, I., Bruguier, O., & Gervilla, F. (2008). Origin of pyroxenite–peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5), 999-1025.
- Caby, R., & Hammor, D. (1992). Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un Métamorphique Core Complex d'âge miocène dans les Maghrebides. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314(8), 829-835.
- Caby, R., Hammor, D., & 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(3), 239-273.
- Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & 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(3), 651-665.
- Connelly, J. N., Ulfbeck, D. G., Thrane, K., Bizzarro, M., & Housh, T. (2006). A method for purifying Lu and Hf for analyses by MC-ICP-MS using TODGA resin. *Chemical Geology*, 233(1), 126-136.
- Chauvel, C., & Blichert-Toft, J. (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3), 137-151.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1), 241-315.

- DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 86(B11), 10470-10488.
- Dogliani, C., Gueguen, E., Sàbat, F., & Fernandez, M. (1997). The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, 9(3), 109-112.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., Blichert-Toft, J., Devey, C. W., & Hofmann, A. W. (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3), 197-212.
- Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, 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(1), 121-135.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), 105-116.
- Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Monié, P., Arnaud, A., Toubal, A., Galland, B., Douchet, C. (2015) Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *Journal of Geodynamics*. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>
- Fleck, R. J., Sutter, J. F. & Elliot, D. H., 1977. Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15-32.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Hanan, B. B., Blichert-Toft, J., Hauff, F., Gill, J. B., & Schmincke, H. U. (2011). Hafnium isotopic variations in East Atlantic intraplate volcanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 21-36.
- Gieré, R., & Sorensen, S. S. (2004). Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), 431-493.
- Grégoire, M., McInnes, B. I., & O'Reilly, S. Y. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids. *Lithos*, 59(3), 91-108.
- Hammor, D., (1992). Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évolution polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie Nord-Orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd et  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ). PhD, 2. Univ. Montpellier (205 pp.).
- Harrison, T. M. (1982). Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3), 324-331.
- Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.
- Hofmann, A. W. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on geochemistry*, 2, 61-101.
- Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
- Ilavsky, J., & Snopkova, P. (1987). Découverte d'Acrirarches paleozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305(10), 881-884.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., ... & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525-550.
- Jolly, W. T., Lidiak, E. G., & Dickin, A. P. (2006). Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles Island arc). *Geologica Acta*, 4, 0035-62.
- Jourdan, F., & Renne, P. R. (2007). Age calibration of the Fish Canyon sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard using primary K–Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 387-402.
- Kohn, M. J., & Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279.
- Kuiper, Y. D. (2002). The interpretation of inverse isochron diagrams in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 499-506.
- Leake, B. E. (1965). The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. *Controls of metamorphism*, 11965, 2997318.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C.E.S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., ... & Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can Mineral*, 35(1), 219246 Lindsley
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Bodinier, J. L., Hidas, K., Padrón-Navarta, J. A., & Gervilla, F. (2012). A Late Oligocene suprasubduction setting in the Westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (Southern Spain). *The Journal of Geology*, 120(2), 237-247.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4).
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., ... & Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77, 186-205.
- Monié, P., Montigny, R., & Maluski, H. (1992). Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie); données radiométriques  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163(5), 571-584.



- Monié, P., Torres-Roldán, R. L., & García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the western Betic Cordilleras,  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238(1), 353-379.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Palmer, M. R., & Edmond, J. M. (1989). The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 11-26.
- Pearson, D. G., & 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(2), 439-455
- Pe-Piper, G. (1988). Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada. *American Mineralogist*, 73(9-10), 993-1006.
- PEREIRA, M. D., & ACOSTA, A. (2003). Mobile trace elements and fluid-dominated processes in the Ronda peridotite, southern Spain. *The Canadian Mineralogist*, 41(3), 617-625.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., & Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298(2), 209-217.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394.
- Platt, J. P., & Whitehouse, M. J. (1999). 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(4), 591-605.
- Puga, E., Federico, A. D., & Demant, A. (1995). The eclogitized pillows of the Betic Ophiolitic Association: relics of the Tethys Ocean floor incorporated in the Alpine chain after subduction. *Terra Nova*, 7(1), 31-43.
- Rampone, E., Borghini, G., Romairone, A., Abouchami, W., Class, C., & Goldstein, S. L. (2014). Sm–Nd geochronology of the Erro-Tobbio gabbros (Ligurian Alps, Italy): insights into the evolution of the Alpine Tethys. *Lithos*, 205, 236-246.
- Reisberg, Laurie et Zindler, Alan. Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, vol. 81, no 1, p. 29-45.
- Reisberg, L., Zindler, A., & Jagoutz, E. (1989). Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 96(1), 161-180.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A. & Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 1–208.
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouene, M. L., Dini, A., Gerdes, A., ... & 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(2).
- Salters, V. J., & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5).
- Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), 101-118.
- Steiger, R., & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Van KEKEN, P., E., Hauri, Erik H., et Ballentine, Chris J. Mantle mixing: the generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2002, vol. 30, no 1, p. 493-525.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Albarède, F., Blichert-Toft, J., Rudnick, R., & Downes, H. (2000). Hf–Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1), 115-129.
- Vervoort, J. D., Plank, T., & Prytulak, J. (2011). The Hf–Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20), 5903-5926.
- Witt-Eickschen, G., & O'Neill, H. S. C. (2005). The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite. *Chemical Geology*, 221(1), 65-101.
- Wittig, N., Baker, J. A., & Downes, H. (2007). U–Th–Pb and Lu–Hf isotopic constraints on the evolution of sub-continental lithospheric mantle, French Massif Central. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(5), 1290-1311.
- Workman, R. K., & Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 53-72.
- 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(1), 61-74.
- 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(1), 19-44.
- Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571.
- Zeck, H. P. (1997). Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc—centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281(3), 195-207.

## 8.6 Limitations

La limitation principale, comme pour Kef Lakhal présenté en Chapitre 7, réside dans l'absence d'âge établi à l'aide un géochronomètre haute température. Similairement à Kef Lakhal, les zircons présents dans les amphibolites à grenats sont peu nombreux et petits, rendant difficile la datation par méthode U-Pb LA-ICP-MS. Les amphiboles et la roche totale présentent des rapports isotopiques trop proche et les inclusions présentes dans les grenats empêchent l'établissement d'isochrones internes obtenues sur fractions minérales. L'obtention d'un âge magmatique sur ces amphibolites à grenat permettrait de confirmer qu'il s'agit de produits de fusion du manteau lors de la formation du dôme de l'Edough c.18 Ma. Dans une vision plus large, on pourrait alors contraindre les successions d'évènements lors de la formation d'un dôme métamorphique.

Après avoir caractérisé cette unité, il est maintenant possible de replacer l'ensemble des contraintes détaillées dans chacun des chapitres de ces travaux de thèse dans une interprétation plus globale de la zone ; abordée dans le chapitre 9- Discussion Conclusion.



# Chapitre 9 - Discussion et conclusion

---

9.1	Rappel des problématiques.....	286
9.2	Quelles réponses apporte-t-on aux problématiques posées ?.....	286
9.2.1	Point sur les relations génétiques entre les unités : comparaison entre les roches mafiques et ultramafiques .....	288
9.2.2	Quels liens temporels avec la ceinture Peri-Méditerranéenne ? .....	291
9.3	Conséquences sur la mise en place et le modèle géodynamique, questions posées..	294
9.3.1	Paléo-position de l'Edough : une problématique difficile à résoudre .....	294
9.3.2	Étapes anté-Miocène : .....	295
9.3.3	Étapes Miocène : .....	298
9.4	Conclusions .....	299

---



## Préambule : De l'intérêt des études multi-méthodes

Durant ce travail de thèse, un nombre important de méthodes a été mis en oeuvre. En particulier des données géochimiques et géochronologiques ont été acquises sur les mêmes échantillons, ce qui s'avère nécessaire lors de l'étude de roches complexes. Les contraintes fournies par la géochimie vont permettre d'assigner une signature géochimique à une roche donnée et ainsi de caractériser sa nature et son origine et potentiellement relier ces informations à un contexte de formation ou à un type de processus enregistré. La géochronologie quant à elle permet de contraindre l'âge magmatique ou métamorphique d'un échantillon ou bien encore de déterminer l'âge des sources de sédiments, ou encore de contraindre temporellement le déroulement d'un processus donné, i.e. suivi des différents stades (prograde-pic-rétrograde) d'un évènement métamorphique. Coupler ces deux approches méthodologiques représente donc une force dans la résolution d'une problématique donnée.

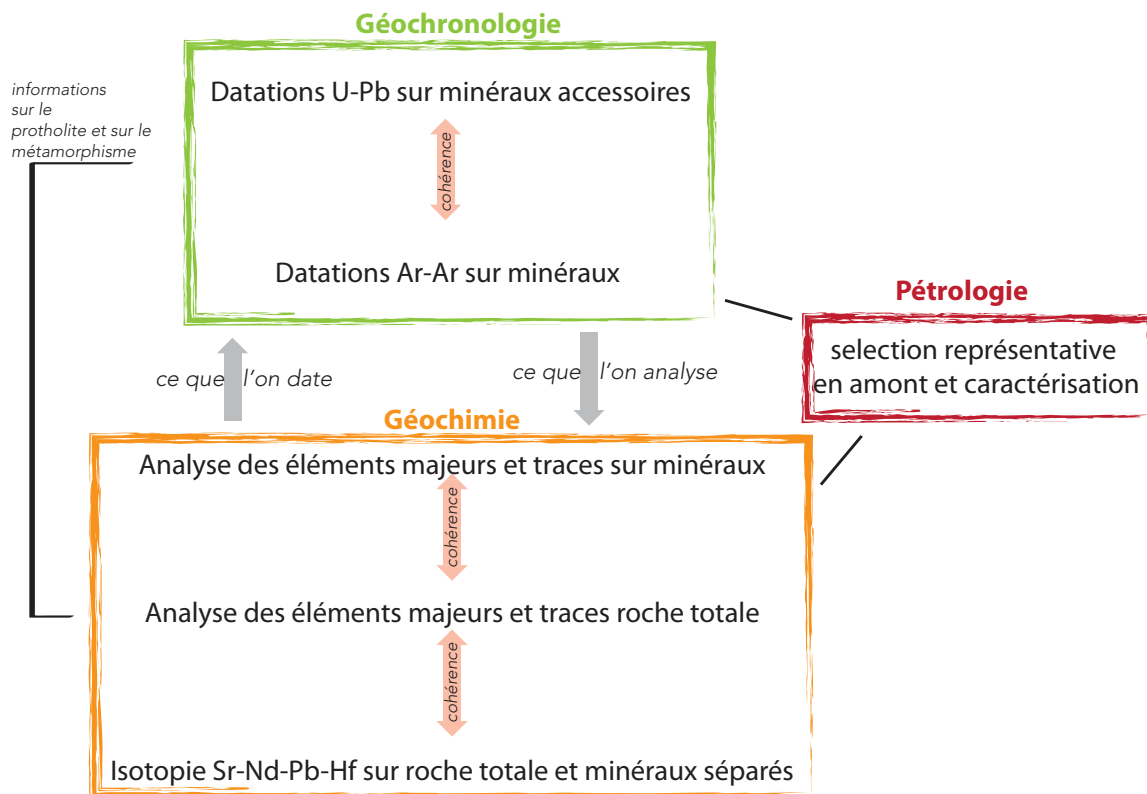


Figure 9-1 : Schéma des rétroactions entre les grands types de méthodologies utilisées lors de ces travaux de thèse.

Le revers du croisement de méthode est que l'on augmente l'entropie du système. Les limites posées pour une interprétation donnée s'avèrent alors plus nombreuses, l'établissement d'un modèle global représentatif de l'ensemble des caractéristiques est donc plus complexe mais sans doute également plus juste. C'est par le moyen de rétroactions entre chacune des méthodes utilisées que les interprétations (Figure 9-1) apportées sur une zone seront mieux contraintes.

## 9.1 Rappel des problématiques

L'Edough est le massif cristallin le plus oriental de la chaîne des Maghrébides (Hilly, 1962). Ce massif présente des caractéristiques similaires aux blocs crustaux issus de la fragmentation du bloc Alkapeca et certains auteurs proposent qu'il constitue un massif cristallin externe ou interne des Maghrébides (Bossière, 1976; Bouillin et al., 1984; Bossière et Peucat, 1985; Bouillin, 1986; Michard et al., 2006). D'autres auteurs au contraire, ont proposé qu'il représente la croûte inférieure de la marge africaine (Caby et al., 2001; Vila, 1970).

Ces travaux de thèse ont porté sur la caractérisation des différentes unités de ce massif : i/ l'unité sommitale des amphibolites de Kef Lakhal ; ii/ l'unité de mélange "HGMU" située entre le dôme de l'Edough et l'unité de Kef Lakhal ; iii/ les roches mantelliques de Sidi Mohamed et ; iv/ dans une moindre mesure l'unité de Bou Maïza située au Sud du dôme de l'Edough (Figure 9-2b)

Cette partie de la ceinture orogénique Méditerranéenne fut relativement peu étudiée malgré l'intérêt majeur de cette région. Les problématiques posées par ce travail de thèse étaient les suivantes : (i) définir, au niveau local, la nature de chacune des trois grandes unités investiguées; (ii) au vu des travaux pétrologiques antérieurs (e.g. Ahmed-Said & Leake, 1992; 1997) définir les relations entre l'unité d'amphibolite massive et les lentilles d'amphibolites présentes à la base de cette unité; (iii) définir la chronologie de mise en place des différentes unités par le biais d'échantillonnage réalisé au niveau des zones de contact et, plus globalement, établir les relations existantes entre chacune des unités considérées.

## 9.2 Quelles réponses apporte-t-on aux problématiques posées ?

Chacun des chapitres de cette thèse a traité différents aspects des nombreuses questions posées par cette zone d'étude. Dans cette section, je présenterai les conclusions et interprétations majeures qui ont pu être obtenues au cours de ce travail de thèse.

Dans le chapitre 4, des travaux préliminaires portant sur un nombre restreint d'échantillons des différentes unités (amphibolites de Kef Lakhal (2), amphibolites de l'Unité Métamorphique de Haut Grade (2), péridotites de Sidi Mohamed (2) et gabbros de Bou-Maiza (6)) nous ont permis d'avoir une première vision de l'organisation des unités au sein du massif et de leurs relations potentielles. Cette première étude prospective nous a également encouragé à effectuer la mission d'échantillonnage de novembre 2012, mission au cours de laquelle nous avons pu échantillonner environ 70 échantillons. C'est sur ce nouvel échantillonnage que ma thèse a essentiellement été réalisée.

Le chapitre 5 démontre que l'unité métamorphique de haut grade (HGMU), située entre le dôme de l'Edough et les amphibolites massives de Kef Lakhal, est une unité de mélange contenant une importante variabilité lithologique (lentilles d'amphibolites et de roches ultramafiques, micaschistes, marbres, diatexites et orthogneiss). Cette unité représente

une relique d'une marge passive Permo-Carbonifère (Chapitre 5 et 6). Les lentilles de roches mafiques étudiées correspondent à un manteau modifié lors du fonctionnement d'une zone de subduction par interaction avec des fluides. Les roches mafiques se forment à  $294.2 \pm 2.2$  Ma. Un filon granitique daté à *c.* 280 Ma et recoupant les métasédiments permet de contraindre l'âge de sédimentation entre 307 Ma (âge du zircon détritique le plus jeune analysé) et 280 Ma. Les lentilles de roches ultramafiques échantillonnées au niveau des contacts majeurs à l'Ouest et à l'Est présentent des signatures géochimiques typiques de processus liés au fonctionnement d'une zone subduction. Ces roches mettent en évidence deux événements métamorphiques d'âge Miocène reliés d'une part au charriage des amphibolites de Kef Lakhel (21 Ma) et, d'autre part, à l'exhumation en "metamorphic core complex" du massif de l'Edough (18 Ma). L'âge de *c.* 21 Ma, relié à la phase majeure Aquitaniennne en Méditerranée Occidentale est, pour la première fois, mis en évidence dans cette zone.

L'évolution métamorphique du massif est très bien marquée dans l'ensemble des échantillons étudiés avec un premier événement daté à *c.* 21 Ma et caractérisé par des températures d'environ 650-700 °C. Cet événement a été mis en évidence grâce à l'analyse U-Pb de bordures métamorphiques de zircons et par isochrone interne Sm-Nd. Le second événement, daté à *c.* 17-18 Ma, correspond à la formation du dôme métamorphique de l'Edough (géochronologie U-Pb sur bordures métamorphiques de zircons, Ar-Ar sur amphibole et muscovite). Le chemin T-t établi sur la base de ces données met en évidence des processus d'exhumation en deux temps avec tout d'abord une exhumation isotherme des unités profondes suivie d'une décompression associée à un refroidissement rapide. Ce deuxième événement d'âge Burdigalien n'est pas retrouvé dans les autres zones internes de la chaîne Péri-Méditerranéenne, en particulier dans les Cordillères Bétiques et dans le Rif.

L'étude du mégacristal de grenat et de ses inclusions présentée en chapitre 6 a permis d'identifier, pour la première fois dans le massif de l'Edough, la présence de micro-diamants métamorphiques, témoins d'un événement métamorphique d'Ultra Haute-Pression. Le protolithe correspond à une roche de type MORB et est interprété comme une relique de la croûte océanique Téthysienne ayant été portée en conditions UHP (du fait de la présence de diamants) lors de son enfouissement dans une zone de subduction. La présence de diamant indique que les profondeurs atteintes lors du pic du métamorphisme ont été supérieures à 90 km. Les datations obtenues sur les minéraux accessoires (rutile, zircon) contenus dans ce mégacristal de grenat permettent de proposer un âge maximum de *c.* 32 Ma pour l'évènement UHP dans cette partie de la chaîne des Maghrébides. Un âge minimum est défini par l'analyse U-Pb de microcristaux de zircons ( $< 30\mu\text{m}$ ) qui fournissent un âge de *c.* 21 Ma et des températures de cristallisation de 800°C. Cet âge marque l'exhumation de la croûte Téthysienne subductée jusqu'à des niveaux infra-crustaux ( $>10$  kbar).

L'unité des amphibolites massives de Kef Lakhel est située au-dessus de l'unité de mélange et en est séparée par une zone de cisaillement. Les caractéristiques géochimiques des roches étudiées démontrent que le protolithe de Kef Lakhel correspond à une croûte océanique de type N-MORB. Les roches de cette unité présentent des spectres de terres rares et des signatures isotopiques en Nd et Hf de type manteau appauvri. Ces amphibolites présentent également des signatures radiogéniques pour les isotopes du Sr et du Pb ainsi que des enrichissements marqués en Ba, U et Pb que nous attribuons à l'intervention de fluides lors d'un épisode métamorphique. Ces fluides pourraient en partie provenir de la



déshydratation de l'unité métamorphique de haut grade sous-jacente, déshydratation provoquée par le charriage des amphibolites de Kef Lakhal. Les signatures géochimiques enregistrées ainsi que les assemblages métamorphiques décrits permettent de proposer que l'unité sommitale de Kef Lakhal représente un morceau de croûte océanique Téthysienne subductée entre 32 Ma et 21 Ma, mais probablement à des profondeurs inférieures à celles des unités contenant les inclusions de microdiamants. L'unité amphibolitique de Kef Lakhal et les gabbros de Bou Maïza, situés au Sud de l'Edough, présentent des signatures isotopiques similaires et sont donc interprétés comme représentant deux fragments d'une même unité dissociés lors de l'exhumation en « metamorphic core complex » de la croûte inférieure du massif de l'Edough. Les amphibolites massives de Kef Lakhal et les lentilles d'amphibolites de l'unité sous-jacente sont clairement de nature et d'origine différentes. Les premières sont d'origine océanique alors que les secondes se forment en contexte de marge passive.

Les roches mantelliques exposées au cœur du dôme de l'Edough (plus communément appelées péridotites de Sidi Mohamed) sont composées d'amphibolites à grenat venant coiffer un affleurement de roches ultramafiques serpentinisées. Ces échantillons présentent des signatures de type manteau sous-continentales similaires à celles observées au niveau de Beni Bousera. Les amphibolites à grenat pourraient être les produits de la fusion partielle d'un manteau de même type que celui rencontré à Ronda et Beni-Bousera. Ces échantillons présentent également l'empreinte d'un processus de contamination via l'intervention de fluides crustaux. L'âge Ar sur amphibole des amphibolites est de c. 18 Ma et témoigne d'un refroidissement très rapide du dôme de l'Edough.

A travers ce travail de thèse il apparaît que le massif de l'Edough partage des caractéristiques communes mais aussi des différences avec certains fragments du bloc Alkapeca. Le massif contient des reliques de croûte océanique Téthysienne charriées au cours de l'Aquitainien/Burdigalien sur un ensemble de roches représentant une marge passive d'âge Permo-Carbonifère. Des unités contenant des inclusions de diamants métamorphiques se retrouvent au front du charriage des unités océaniques et témoignent d'un métamorphisme d'ultra haute-pression dont l'âge est compris entre 32 et 21 Ma. Entre 18 et 17 Ma, l'ensemble de l'édifice subit un refroidissement rapide avec exhumation de la croûte inférieure sous forme d'un "metamorphic core complex".

### *9.2.1 Point sur les relations génétiques entre les unités : comparaison entre les roches mafiques et ultramafiques*

Une des problématiques de ma thèse était de définir les relations entre les différentes unités. Nous avons répondu à cette question en démontrant que les amphibolites massives de Kef Lakhal sont différentes des lentilles d'amphibolites de l'unité métamorphique de haut-grade sous-jacente. Nous montrons également que les unités mantelliques de Bou Maïza et de Kef Lakhal pourraient partager une origine commune. Les résultats obtenus lors de ces travaux de thèse, montrent que les signatures isotopiques en Hf et Nd constituent un traceur puissant pour établir les liens génétiques entre échantillons. Cependant la comparaison des résultats nécessite de connaître l'âge de formation des échantillons. Dans l'état actuel de nos connaissances, ceci n'est pas le cas pour les amphibolites massives de Kef Lakhal, les

amphibolites à grenat de Sidi Mohamed ou les gabbros de Bou Maïza. Toutes ces unités ont été fortement affectées par le métamorphisme Miocène, mais l'âge des protolithes n'est pas connu. Ce dernier point limite considérablement les conclusions découlant d'une comparaison entre ces différentes unités. Dans un but d'homogénéité, nous avons par conséquent utilisé une correction d'âge des rapports isotopiques à 20 Ma.

Comme argumenté dans le Chapitre 7 qui traite de l'étude de l'unité de Kef Lakhal, les lentilles d'amphibolites échantillonnées dans l'unité de mélange se distinguent clairement de celles constituant l'unité d'amphibolites massives de Kef Lakhal, ce qui confirme deux origines bien distinctes (Figure 9-2)

Par contre, lorsque l'on compare les zones de Sidi Mohamed, Kef Lakhal et Bou Maïza l'ensemble des échantillons est caractérisé par une signature  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  relativement homogène et basse par rapport aux rapports isotopiques en Nd proches du DMM. En chapitre 4, il a été proposé que les amphibolites massives de Kef Lakhal et les amphibolites de Bou Maïza soient semblables (Bosch et al., 2014). Des données préliminaires sur les amphibolites de Bou-Maïzza (Hammor et Bosch, comm. pers) ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{t=20\text{Ma}}=0.283047-0.283147$  ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{t=20\text{Ma}}=0.512996-0.513185$ ) sont également en accord avec cette conclusion. Le réservoir à l'origine des amphibolites de Bou Maïza présente de fortes similitudes avec celui de Kef Lakhal.

Ainsi, les unités de Bou Maïza et Kef Lakhal pourraient représenter des fragments de croûte Téthysienne. Les roches de Bou Maïza sont intercalées avec des sédiments et présentent un grade métamorphique plus faible (Caby et al., 2001) ce qui suggère que cette unité représente un matériel ayant subi une histoire métamorphique moins complexe (voir Chapitre 3). L'unité de Sidi Mohamed présente une signature isotopique en plomb bien distincte et typique d'un manteau sous continental (Chapitre 8).

En conclusion, deux grands domaines apparaissent : Sidi Mohamed d'une part, et Kef Lakhal-Bou Maïza d'autre part, qui présentent le même type de signatures isotopiques en Hf-Nd et les mêmes positions structurales (au sommet de la pile tectonique du massif cristallin). Cette problématique a déjà été abordée dans les chapitres traitant de Sidi Mohamed et Kef Lakhal. Ces signatures sont similaires à celles observées pour Beni Bousera (Blichert-Toft et al., 1999 ; Pearson et Nowell, 2004 ; Figure 9-2). Elles sont communément interprétées comme témoignant d'une hétérogénéité du manteau due au recyclage d'une croûte océanique extraite du manteau entre 0.5 et 2 Ga. Ce type de processus est rencontré dans de nombreuses zones d'études comme les Canaries et Madère (Geldmacher et al., 2011), Beni Bousera (Blichert-Toft et al., 1999; Pearson et Nowell, 2004) ainsi que dans les MORB Indiens (e.g. Chauvel et Blichert-Toft, 2001).

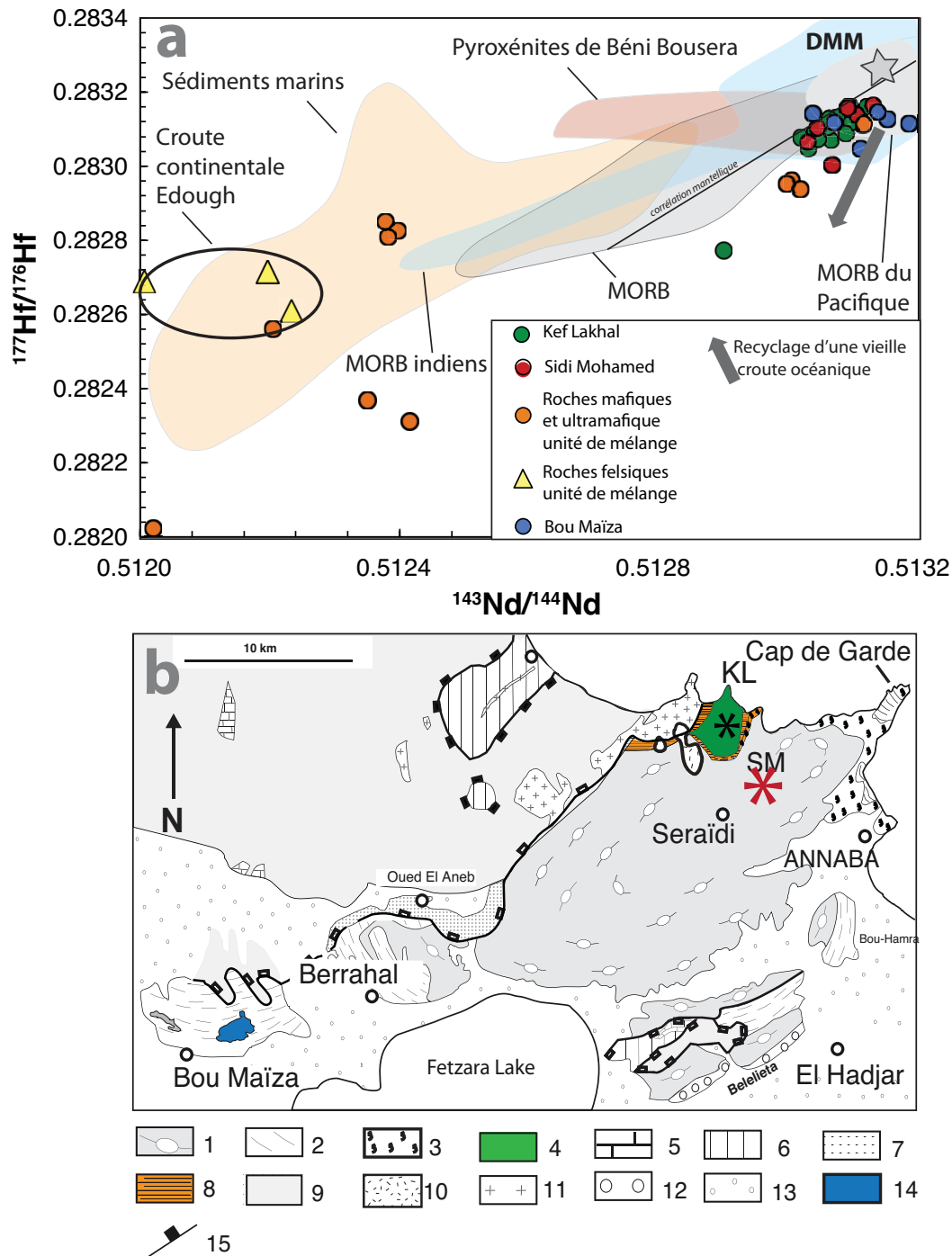
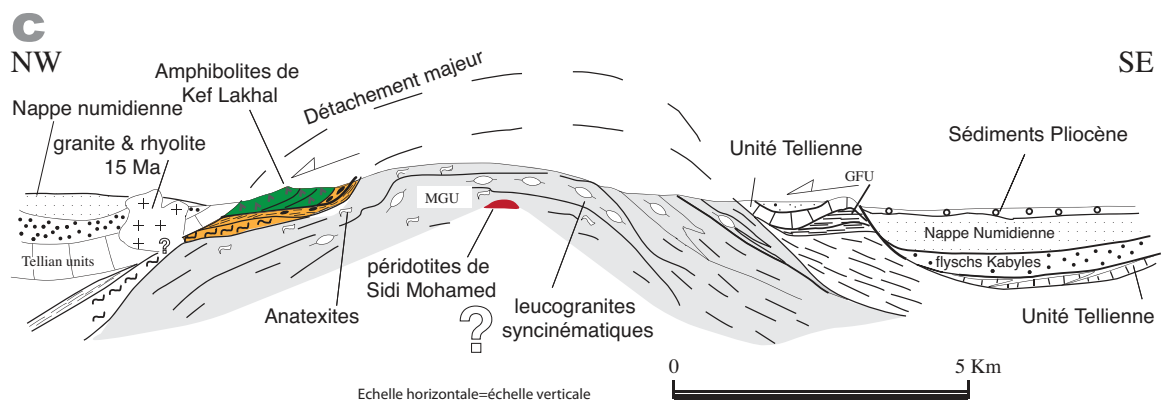


Figure 9-2 : Comparaison isotopique des différentes unités de l'Edough. a) Diagramme isotopique Nd-Hf comparant les unités du massif de l'Edough. Les données isotopiques de Bou Maïza proviennent de Hammor D. et Bosch D. (comm pers.). Droite de corrélation mantellique, MORB Pacifiques et MORB Indiens d'après Chauvel et al. (2008). Les sédiments marins proviennent de Vervoort et al. (2011), les pyroxénites de Beni Bousera de Pearson & Nowell (2004) et Blichert-Toft et al. (1999), DMM d'après Workman et Hart (2005). Le champ des MORB provient de la base de données de Georoc <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. b) Carte géologique modifiée d'après Caby et al. (2001). Les couleurs sont les mêmes que celles représentées dans le diagramme isotopique pour chacune des unités. 1- granites et gneiss; 2- micaschistes; 3- roches métamorphiques haute température; 4- roches mafiques de Kef Lakhal (amphibolites); 5- marbres Jurassique; 6- marnes et flysch Crétacé; 7-unité faciès schiste vert de l'Oued el Aneb; 8- bandes d'ultramylonite ; 9- nappe

Numidienne ; 10- rhyolite extrusive; 11- microgranite; 12- sédiments Pliocène; 13- couverture Quaternaire; 14- zone de Bou Maïza, 15- failles normales majeures. c) Ci-dessous, coupe de la même zone, modifiée de Caby et al., (2001), légende identique à b.



### 9.2.2 Quels liens temporels avec la ceinture Peri-Méditerranéenne ?

Dans ces travaux de thèse, des similitudes entre le massif de l'Edough étudié et les fragments d'Alkapeca présents en Méditerranée ont été mises en évidence. L'unité métamorphique de haut-grade ou unité de mélange présente des âges Permo-Carbonifères communs aux blocs d'Alkapeca (Bouillin et al., 1986), l'unité de Kef Lakhal ainsi que le mégacristal de grenat à inclusions de diamant sont interprétés comme des reliques de croûte océanique Téthysienne subductée.

L'ensemble des âges obtenus ainsi que les températures estimées dans ces travaux de thèse et dans les données bibliographiques (e.g. Monié et al., 1992 ; Bruguier et al., 2009) permettent de construire un chemin t-T résumant l'histoire Miocène du massif de l'Edough (Figure 9-3). L'ensemble de ces âges permet de définir un chemin cohérent de refroidissement rapide en deux temps (Figure 9-3). Une première étape se produit au cours de l'Aquitainien (21 Ma) et signe l'enfouissement des unités à des profondeurs d'environ ~12 kbar. L'unité de Kef Lakhal et les zircons métamorphiques du mégacristal de grenat enregistrent des températures et âges identiques (c. 21 Ma et c. 800 °C). Nous proposons que les différentes unités Téthysiennes aient été stockées à un niveau structural proche lors de cette étape d'exhumation extrêmement rapide (Figure 9-3). Le fait que les échantillons de l'unité métamorphique de haut grade sous jacente (HGMU) et ceux de l'unité de Bou Maïza enregistrent des températures inférieures, tend à démontrer que l'empilement des unités relié à cette exhumation se soit effectué à différents niveaux (e.g. Grasemann et al., 1998; Ernst, 2006).

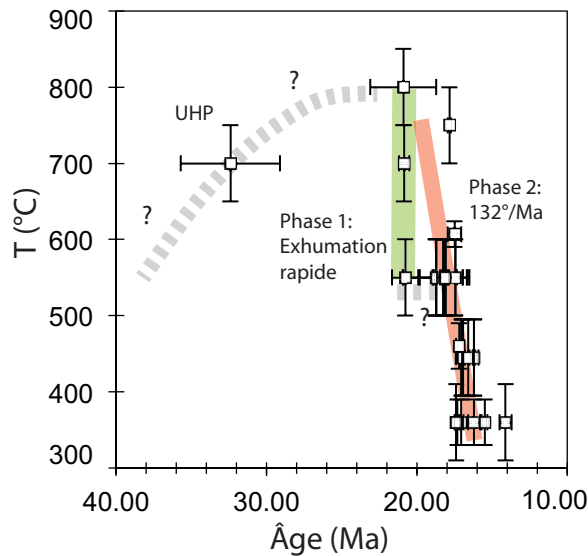


Figure 9-3 : Chemin T-t pour l'ensemble des âges obtenus sur le massif de l'Edough. Les températures utilisées sont les températures de fermeture fournies dans la littérature pour les micas et les amphiboles (Harrisson et al., 1985 ; Hames et Bowring , 1994 ; Dahl et al., 1996). Pour la monazite (Bruguier et al., 2009), la température choisie est celle du pic du métamorphisme (750°C) établi par Caby et al. (2001). Pour les datations U-Pb de notre étude les températures correspondent aux températures définies par la thermométrie du Zr dans le rutile ou par le thermométrie du Ti dans le zircon (Ferry et Watson, 2007). Enfin, pour l'échantillon VN21 les températures indiquées sont celles estimées à l'aide des thermomètres grenat-biotite (Hodges & Spear, 1982 ; Ferry & Spear, 1978), voir Chapitre 5 et 6.

La période entre 20 et 18 Ma, marque une phase de quiescence et nous proposons un maintien des unités à des températures d'environ 500-550 °C (inférieures à la température de fermeture des amphiboles; Dahl et al., 1996). Une deuxième phase d'exhumation se produit à 18 Ma, avec des vitesses de refroidissement extrêmement rapides ( $>100^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ ), qui correspond à la formation du « metamorphic core complex » de l'Edough. De tels taux de refroidissement très rapides sont typiques de tectonique en extension et sont cohérent avec ceux obtenus dans les Bétiques (e.g. Zeck et al., 1992; Monié et al., 1994; Sanchez Rodriguez et Gebauer, 2000 ) par exemple.

Nous avons démontré que dans le massif de l'Edough le stade UHP est contraint entre 32 Ma et 21 Ma. En Corse l'âge du métamorphisme (U)HP présente trois stades qui sont respectivement mis en évidence: au niveau de la paléomarge, au niveau des Schistes Lustrés ou des nappes supérieures, et au niveau des unités de la marge continentale (e.g. Vitale-Brovarone et Herwatz, 2013). Dans les unités de type ophiolite identifiées au sein des Schistes Lustrés, les âges de l'évènement UHP sont compris entre 37 et 34 Ma (e.g. Maluski, 1977; Brunet et al., 2000; Martin et al., 2011; Vitale Brovarone et Herwatz, 2013). L'exhumation de ces unités est estimée à *c.* 25 Ma (Brunet et al., 2000). De même, en Calabre, le stade UHP, daté à 35 Ma est suivi d'une exhumation estimée à 30 Ma (Rosseti et al., 2001; 2004). Dans la zone des Bétiques et du Rif, le stade UHP n'a pas été daté, malgré la présence de roches contenant des microdiamants métamorphiques (Ruiz-Cruz & De Galdeano 2011; 2012; 2013). Toutefois, le pic du métamorphisme UHP est estimé plus vieux que 25 Ma (Monié et al., 1994). L'exhumation du manteau est évaluée au niveau de Ronda entre 25 et 22 Ma pour la

phase de décompression adiabatique (Monié et al., 1994) et entre 20 et 19 Ma par un refroidissement rapide dans l'unité des Alpujarrides (Monié et al., 1994; Platt et Whitehouse, 1999; Esteban et al., 2007). Des datations obtenues sur des niveaux mafiques dans les péridotites de Ronda et sur des éclogites indiquent un métamorphisme HP-HT à 19 Ma soit un métamorphisme lié à l'exhumation (Sanchez-Rodriguez et Gebauer, 2000). Dans le Rif, la phase rapide de l'exhumation de l'ordre de 100°C/Ma est datée entre 22.5 et 19 Ma (e.g. Michard et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Romagny et al., 2014 ; Gueydan et al., 2015).

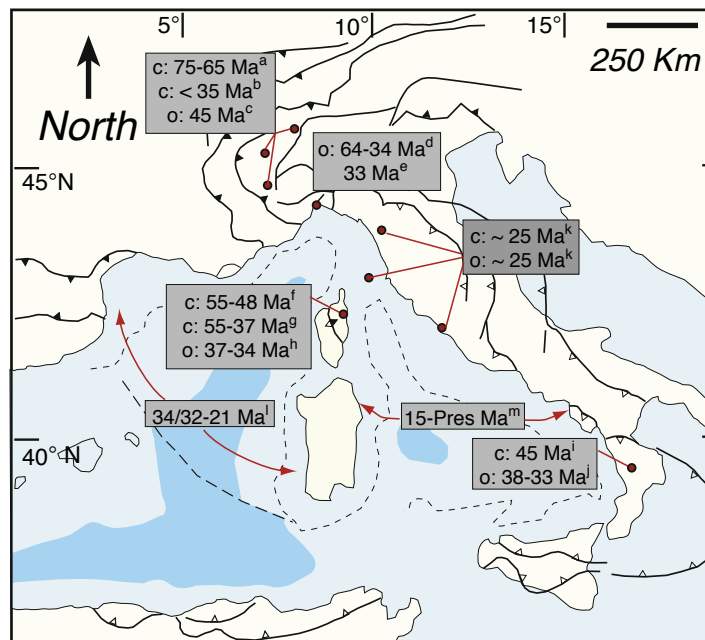


Figure 9-4 : Carte illustrant les âges du métamorphisme (U)HP au niveau des Alpes, de l'Italie, Corse et Sardaigne ainsi que les âges d'ouverture des différents bassins, issue de Vitale-Brovarone et Herwatz (2013) et références citées.

Dans un premier constat déjà traité dans les Chapitres 5 et 6, la chronologie des événements Miocène enregistrés dans l'Edough présente des similitudes avec celle enregistrée dans les fragments du bloc Alkapeca mais également des différences notables. En particulier, la phase d'exhumation en dôme extensif qui caractérise l'évolution Burdigalienne dans l'Edough (Caby et al., 2001) n'est pas reconnue ailleurs. L'âge du métamorphisme (U)HP n'est pas clairement défini en Méditerranée Occidentale. Ceci a depuis longtemps alimenté les controverses entre les partisans d'un âge Hercynien et ceux d'un âge Alpin. Ce travail de thèse montre de façon formelle que le métamorphisme UHP dans l'Edough est relié au cycle Alpin. La phase prograde de cet événement (32 Ma) est synchrone de la phase prograde du métamorphisme de HP en Corse récemment ré-évalué entre 34 et 37 Ma (Vitale-Brovarone & Herwatz, 2013 ; Martin et al., 2011).

## 9.3 Conséquences sur la mise en place et le modèle géodynamique, questions posées

### 9.3.1 *Paléo-position de l'Edough : une problématique difficile à résoudre*

Un premier problème se pose à nous quand il s'agit de définir un modèle géodynamique de la zone. Si on considère les similitudes évoquées entre le massif de l'Edough et certains blocs d'Alkapeca, nous pouvons envisager de l'inclure à ce bloc et par conséquent d'en faire une partie de la paléomarge Européenne. La présence d'unités UHP au Nord du dôme de l'Edough implique alors la présence d'une zone de subduction située au Nord de ce bloc, dont il n'est pas possible, suite à ces travaux de thèse de déterminer le pendage. Au vu de la position des unités UHP et des déformations observées dans la zone (voir Chapitre 3), un pendage Nord serait le plus probable.

De récentes données géophysiques sur la flexure de la plaque au niveau d'Annaba mettent en évidence des différences importantes entre l'Edough et la Grande Kabylie (2 km de flexure au niveau d'Annaba contre 6 km au niveau de la Grande Kabylie, Hamai et al., 2015). Les travaux pionniers sur le massif de l'Edough (Vila 1970) indiquent également que le dôme cristallin émerge sous les nappes Telliennes qui correspondent à la couverture sédimentaire Mésozoïque de la marge Africaine charriée vers le Sud. Par conséquent, et malgré les similitudes mises en avant par certains auteurs (e.g. Michard et al., 2006) avec les fragments continentaux allochtones du bloc Alkapeca, nous considérons que le massif de l'Edough fait partie intégrante de la plaque Africaine. La présence d'unités Hercyniennes dans ce massif (Bruguier et al., 2009, cette étude) ne constitue pas un critère décisif pour en faire une partie de la paléomarge Européenne, car cet événement est également connu en Afrique notamment dans l'Atlas dans le massif des Rehamna et du Djebilet (e.g. Gasquet et al., 1992 ; Oberthür et al., 2009 ; Chopin et al., 2014). L'exhumation des unités UHP identifiées dans cette étude peut s'envisager grâce au modèle de Brun et Faccenna (2008) dans lequel la variation de pendage du panneau plongeant induit une remontée des unités subductées (Figure 9-5b).

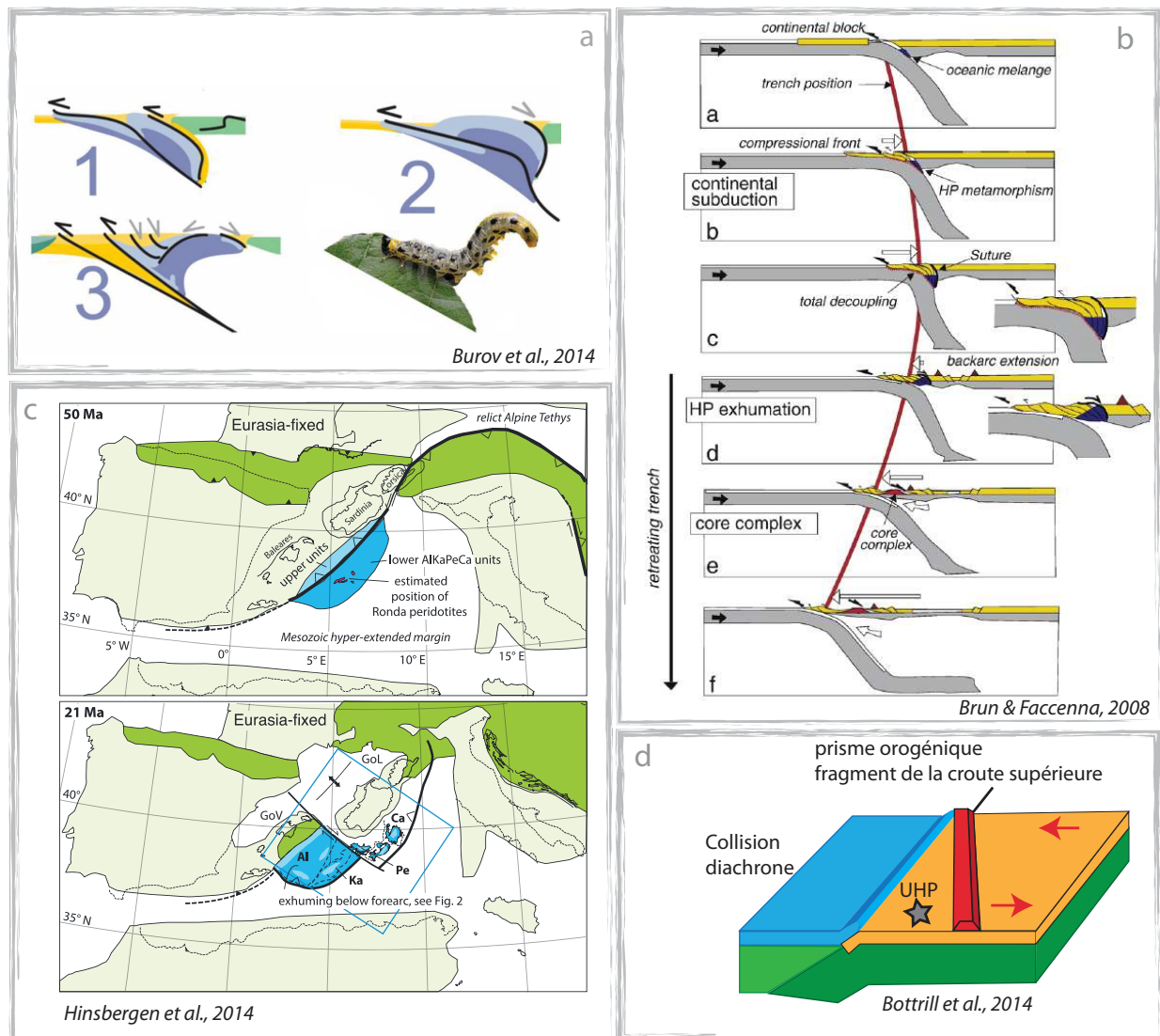


Figure 9-5 : Figure illustrant différentes paléo-positions possibles pour l'Edough ainsi que celle des blocs d'Alkapecca. a) Modèle d'exhumation des unités ultra-haute pression avec présence d'un prisme de croûte continentale situé en avant-arc (Burov et al., 2014). b) Modèle avec retrait du panneau plongeant suite à l'arrivée d'un bloc continental en subduction (Brun et Faccenna, 2008). c) Modèle avec saut de subduction en Méditerranée (Hinsbergen et al., 2014). d) Modèle général de démembrement de la plaque supérieure lors d'une collision oblique (Bottrill et al., 2014).

### 9.3.2 Etapes anté-Miocène :

A la fin de l'orogénèse hercynienne, on assiste à la formation au nord de l'Afrique d'une zone de rifting caractérisée par le dépôt de séquences sédimentaires et d'un magmatisme bimodal daté entre 295 et 280 Ma. Ce stade est relié soit à de l'extension post-orogénique liée à l'effondrement gravitaire de la chaîne, soit aux premiers stades de rifting qui vont conduire à l'ouverture de la Téthys. Les plus vieux fragments de l'océan Téthysien sont connus dans les Bétiques (Puga et al., 2011) et dans les Apennins (Rampone et al., 2014) où ils ont été datés à environ 180 Ma. On peut supposer, par analogie avec les autres fragments de croûte Téthysienne du bassin méditerranéen, que les amphibolites massives de l'unité de Kef Lakhal



se sont formées dès cette époque, ou plus tard à *c.* 150 Ma étant donné le caractère plus mature de ces amphibolites (Figure 1-6).

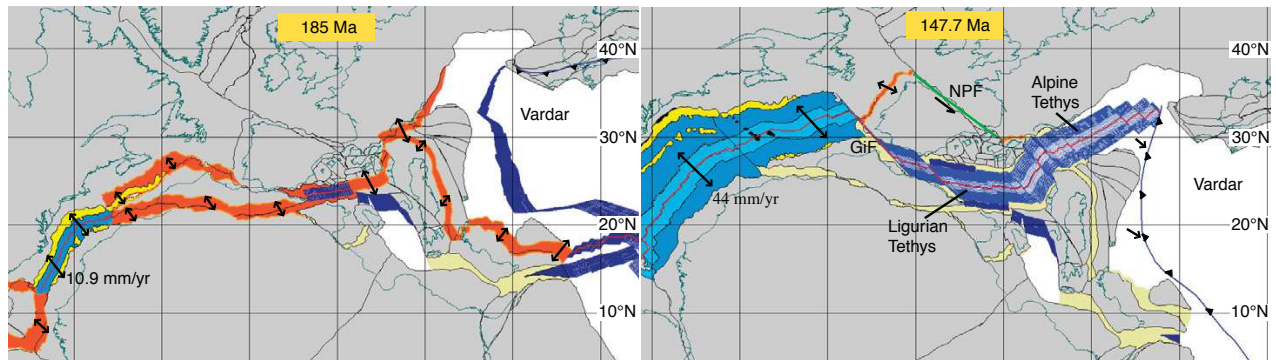


Figure 9-6 : Schéma illustrant la création de la Téthys dans la zone Ouest Méditerranéenne (Schettino & Turco, 2011).

### 9.3.3 Etapes Miocène :

Les différentes étapes prenant place au Miocène peuvent être résumée par : une subduction, suivie de l'exhumation des unités UHP/HP et enfin la formation du dôme de l'Edough. Les différentes étapes sont décrites dans les paragraphes suivants et résumées dans une proposition de schéma d'évolution dans la Figure 9-7. Ce schéma d'évolution est proposé d'après Brun et Faccenna (2008).

#### 9.3.3.1 Subduction de la Téthys :

Entre 32 Ma et 21 Ma, des parties de la croûte Téthysienne subductées atteignent une profondeur minimale de 90-100 km (Figure 9-7). Cette étape est en accord avec l'ensemble des modèles géodynamiques proposés en Méditerranée qui proposent une subduction active à cette époque (e.g. Lonergan & White, 1997; Gueguen et al., 1998; Doglioni et al., 1999a; Faccenna et al., 2001a; Michard et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Schettino et Turco, 2006; Molli and Malavieille, 2011; Hinsbergen et al., 2014) ainsi qu'avec l'identification d'un métamorphisme prograde de HP en Corse par exemple daté entre 34 et 37 Ma (e.g. Vitale-Brovane & Herwitz 2013). Les amphibolites massives de Kef Lakhel représentent une section de croûte océanique enfoncée moins profondément que l'unité contenant des microdiamants métamorphiques.

#### 9.3.3.2 21 Ma : Exhumation des unités

Pour la première fois mise en évidence dans cette zone, l'exhumation est marquée dans l'unité métamorphique de haut grade (HGMU) à *c.* 21 Ma par des datations U-Pb sur zircons dans des échantillons enregistrant différentes conditions de métamorphisme (Fernandez et al., 2015). Les zircons contenus dans le megacristal de grenat contenant des microdiamants enregistrent un réchauffement. Dans un modèle d'exhumation lors du retrait du panneau plongeant, le réchauffement observé peut s'expliquer par le biais d'une remontée

asthénosphérique comme proposé par Brun et Faccenna (2008) (Figure 9-7). Lors de cette étape l'exhumation se fait par le biais de zones de cisaillement comme identifiées sur le terrain au niveau de Sidi Semhout et fonctionnant à environ 600 °C (Chapitre 3, Caby et al., 2001). C'est probablement lors de ce premier stade d'exhumation que l'on assiste au développement des équilibres minéralogiques à 12 kbar et identifiés par différents auteurs (Ahmed Saïd et Leake, 1997; Caby et al., 2001; ce travail) pour les unités de Kef Lakhel et HGMU. Afin d'obtenir les amincissements observés dans l'Edough, une longue distance de transport/de fonctionnement de la zone de cisaillement est nécessaire.

Cette exhumation est synchrone de l'ouverture en arrière-arc des bassins méditerranéens supposés actifs à c. 21 Ma (Galdeano & Rossignol, 1977; Faccenna et al., 1997; Schettino & Turco, 2006), et également de l'exhumation du manteau sous-continentale dans les zones des Bétiques et du Rif (e.g. Zindler et al., 1983; Blichert-Toft et al., 1999; Esteban et al., 2011) ainsi que d'un épisode de transgression marine majeure reliée à un épisode d'extension (Oudet et al., 2010a, b). L'Edough est situé à proximité de la faille transformante Nord Baléarique qui accommode la rotation du bloc Corso-Sarde d'abord à l'Eocène (Advokaat et al., 2014) puis à l'Aquitainien/Burdigalien. Comme ces événements sont synchrones de ceux enregistrés dans le massif de l'Edough, nous proposons une variation de la géométrie (Faccenna et al., 2004) du segment Est du panneau plongeant situé en-dessous du bloc Corso-Sarde par rapport au segment Sud. Le retrait du panneau plongeant au niveau du bloc Corso-Sarde pourrait alors ralentir provoquant ainsi une déchirure du panneau plongeant synchrone de la propagation de la faille transformante Nord-Baléarique. On retrouve ce phénomène dans le domaine Egéen (Jolivet et al., 2013). Cette hypothèse est compatible avec une fragmentation du slab et la présence de blocs dans les fragments d'Alkepeca présentant des mises en places différentielles (Govers & Wortel, 2005 ; Rosenbaum et al., 2008). De plus, un mode d'exhumation par retrait du panneau plongeant est en accord avec les températures de 800 °C évaluées dans les zircons du mégacristal de grenat (Figure 9-7, Burov et al., 2014).

### 9.3.3.3 18 Ma : Formation du dôme de l' Edough

A 18 Ma (Bruguier et al., 2009, cette étude) le dôme de l'Edough se forme lors d'un régime extensif (Caby et al., 2001). Les taux de refroidissement associés sont très rapides (> 100°C/Ma) (Figure 9-3). Cela se traduit par l'exhumation d'une portion de manteau influencé par des fluides crustaux enregistrés dans les péridotites de Sidi Mohamed et plus légèrement dans les amphibolites à grenat associées. Lors de cette étape, qui correspond à la formation du dôme de l'Edough nous proposons le déplacement post-charriage vers le Sud de l'unité de Bou Maïza et vers le Nord pour Kef Lakhel, en accord avec les mouvement en compression puis en extension enregistrés dans ces unités (Caby et al., 2001).

Dans les zones des Bétiques et du Rif, la phase extensive provoquant la mise en place du manteau dans les unités crustales se produit à c. 20 Ma. Par conséquent, cette exhumation mantellique est plus jeune au niveau de l'Edough. Cela peut s'expliquer par un retrait du panneau plongeant différentiel sur la section orientale (Calabre, Péloritain) et sur la section occidentale (Bétiques, Rif, Kabylie).

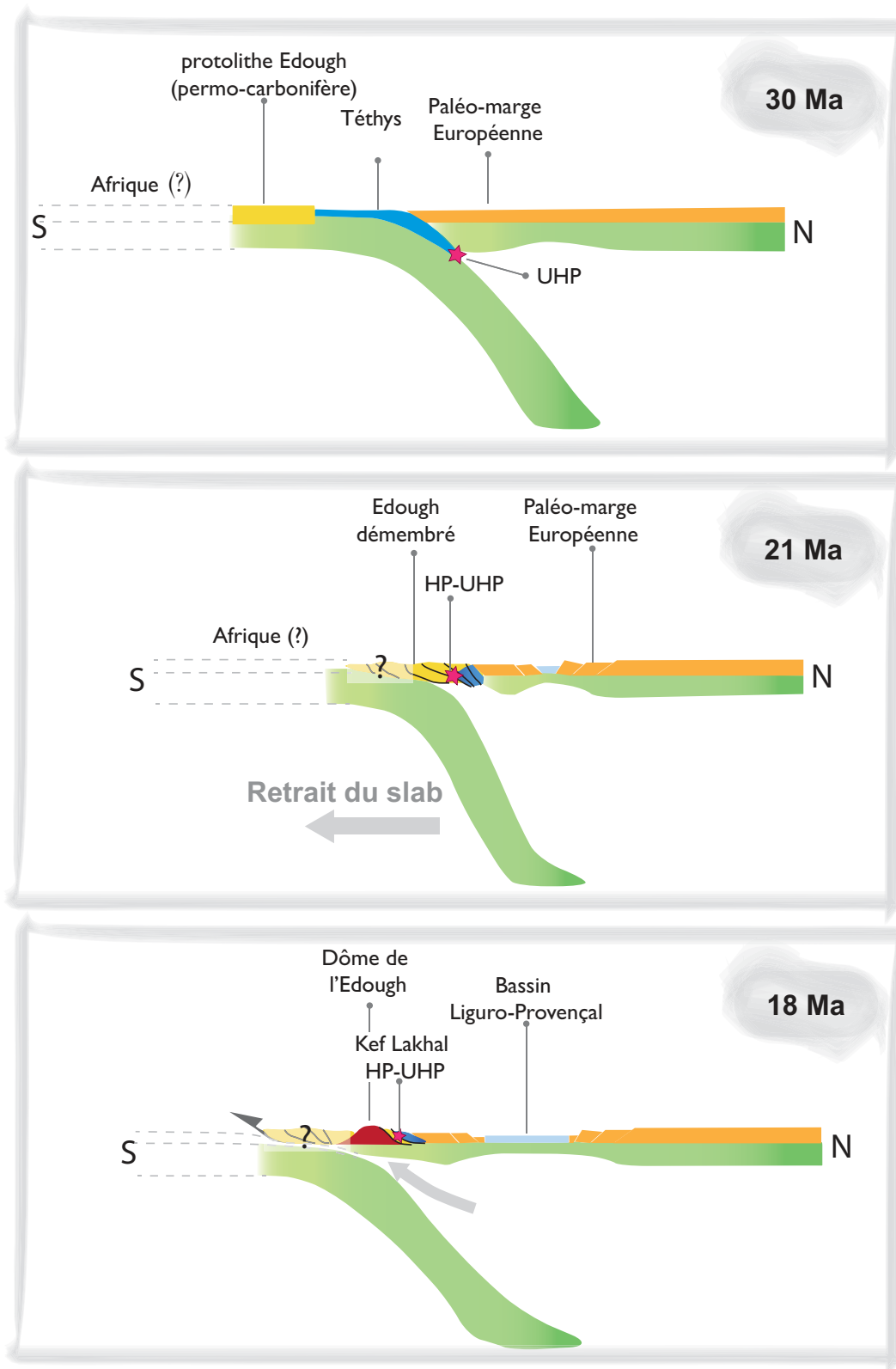


Figure 9-7 : Proposition d'évolution Miocène pour la zone Est Algérienne au niveau de l'Edough. L'étape à 30 Ma décrit la subduction Thétysienne, l'étape à 21 Ma l'exhumation des unités et l'étape à 18 Ma la formation du dôme de l'Edough appuyée par les données de la littérature (Bruguier et al., 2009).

### 9.3.4 Post-18 Ma :

Les résultats de cette thèse n'apportent pas d'information sur des événements plus jeunes, les âges Ar sur biotite fournissant des âges de 17 Ma. Ceci indique un refroidissement de l'ensemble du massif à 350°C (sous la température de fermeture des biotites) dès cette époque. Cependant la carte géologique indique la présence de rhyolites d'âge Langhien (14-16 Ma) qui témoignent d'une activité magmatique plus jeune. Cette activité n'est toutefois pas suffisante pour perturber les chronomètres Ar des biotites. Sous la marge algérienne, les travaux de Zhu et al., (2012) ont identifiés un panneau plongeant isolé et segmenté. La rupture du slab est considérée comme post-collisionnelle (Van Hunen & Allen, 2011). Suivant le modèle de Maury et al. (2000) on peut proposer que le magmatisme Langhien et plus jeune soit lié à une rupture du panneau plongeant.

## 9.4 Conclusions

Lors de ces travaux de thèse nous avons pu contraindre la nature de chacune des unités étudiées ainsi que leurs relations. Pour répondre à ces problématiques j'ai utilisé des méthodes géochimiques et géochronologiques que j'ai confronté aux données de la littérature et, notamment, aux données structurales et géophysiques. On peut donc résumer l'ensemble de ces travaux de thèse en trois points majeurs :

(i) La présence de diamants dans un mégacristal de grenat nous permet d'identifier un stade d'ultra-haute pression enregistré, pour la première fois, dans la partie la plus orientale des Maghrébides. Celui-ci est daté entre 32 Ma et 21 Ma d'après les datations obtenues sur les minéraux accessoires présents en inclusion au sein de ce mégacristal. Nous proposons que l'exhumation s'est produite en deux temps : i) une première étape à *c.* 21 Ma, synchrone de grands bouleversements en Méditerranée et qui correspond à l'exhumation à haute température des unités UHP; ii) une seconde étape à *c.* 18 Ma caractérisée par un refroidissement rapide de l'ordre de 130 °C/Ma.

(ii) L'unité de Kef Lakhal et de Bou Maïza ainsi que les unités UHP correspondent à un protolithe de type croûte océanique modifié par des processus métamorphiques liés à la subduction. On propose donc que ces unités représentent des fragments de Téthys subduites à différentes profondeurs. Les lentilles d'amphibolites présentes dans l'unité de mélange entre l'unité de Kef Lakhal et le dôme se sont mises en place au permo-carbonifère, les lithologies associées à ces lentilles et leurs caractérisation permettent de déterminer qu'il s'agit d'une relique d'une « marge passive » permo-carbonifère. Les roches mafiques et ultramafiques mises en place au cœur du dôme de l'Edough à 18 Ma mettent en évidence un réservoir de type manteau sous continental présentant de grandes similitudes avec le manteau présent au niveau du bloc d'Alboran.

(iii) Nous proposons que l'exhumation extrêmement rapide en deux temps de ces unités formées à des périodes différentes soit déclenchée par les mouvements différentiels du panneau plongeant prenant place dans la zone Ouest-Méditerranéenne.







# Perspectives

## *Contraintes géochronologiques sur Kef Lakhal et Sidi Mohamed*

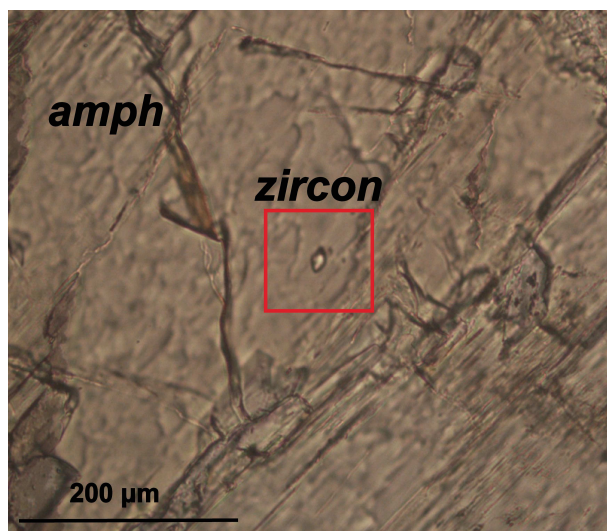


Figure 1: Exemple d'un zircon en inclusion dans une amphibole (amph) de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal.

L'absence d'un âge absolu de haute température, i.e. âge de formation, pour l'unité des amphibolites massives, des péridotites de Sidi Mohamed et des gabbros de la zone de Bou Maïza reste une des limitations majeures de notre travail. L'obtention de ces âges permettrait de discriminer entre différentes interprétations possibles et notamment de confirmer le lien génétique entre Kef Lakhal et Bou Maïza. Ces roches mafiques constituent des roches généralement très pauvres en zircon. Toutefois, au niveau de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal, ces minéraux ont été observés dans deux sites texturaux différents: i) au cœur des amphiboles dans les amphibolites porphyroclastiques et, ii) au cœur des niveaux leucocrates dans les amphibolites litées, globalement plus impactées par l'effet du métamorphisme. L'analyse, par la méthode U-Pb in situ, des zircons présents dans les parties centrales des amphiboles, représentera donc l'approche la plus prometteuse pour fournir l'âge magmatique des échantillons (Figure 1) Il faut donc travailler suivant une approche permettant de conserver l'information texturale et donc, sur lame épaisse en choisissant des zircons cristallisés au cœur des amphiboles. Pour dater des zircons d'une taille d'environ 20  $\mu\text{m}$  sur une lame épaisse, l'utilisation de la méthode LA-ICPMS peut conduire à un « arrachement » des minéraux au cours de l'analyse du fait de la forte énergie appliquée sur le zircon de très petite taille. En effet, considérant la petite taille, l'énergie envoyée par le faisceau d'ablation laser doit être importante. De ce fait, je suggère plutôt la mise en oeuvre de la technique U-Pb in situ sur zircon via l'utilisation d'une sonde ionique (SIMS) afin de tenter d'obtenir des âges magmatiques sur l'unité de Kef Lakhal et de Sidi Mohamed (Figure 2). La sonde ionique nécessite un plus long temps d'analyse (environ 30 minutes par rapport au 5-6 minutes nécessaires à la réalisation d'une analyse par LA-ICP-MS) mais elle possède



l'avantage majeur de très peu ablater le minéral et ainsi de ne creuser que sur une profondeur très limitée, inférieure à  $2\mu\text{m}$  (alors que l'ablation laser creusera sur des profondeurs d'environ  $10\mu\text{m}$  à  $30\mu\text{m}$ ) (Kolser et Sylvester, 2003 ; Figure 2).

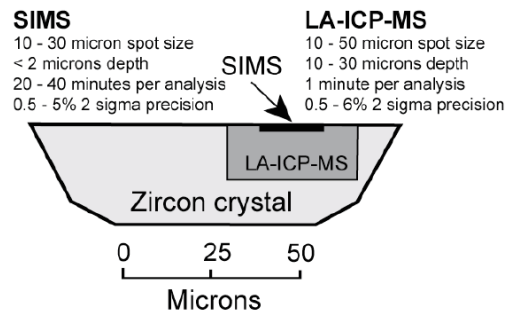


Figure 2: Comparaison des volumes typiquement consommés lors d'une analyse par sonde ionique et ablation laser (Kolser et Sylvester, 2003). Une analyse U-Pb sur zircon par ablation laser consomme de l'ordre de  $200\text{-}1000\mu\text{m}^3$ .

### *Techniques d'investigation in situ*

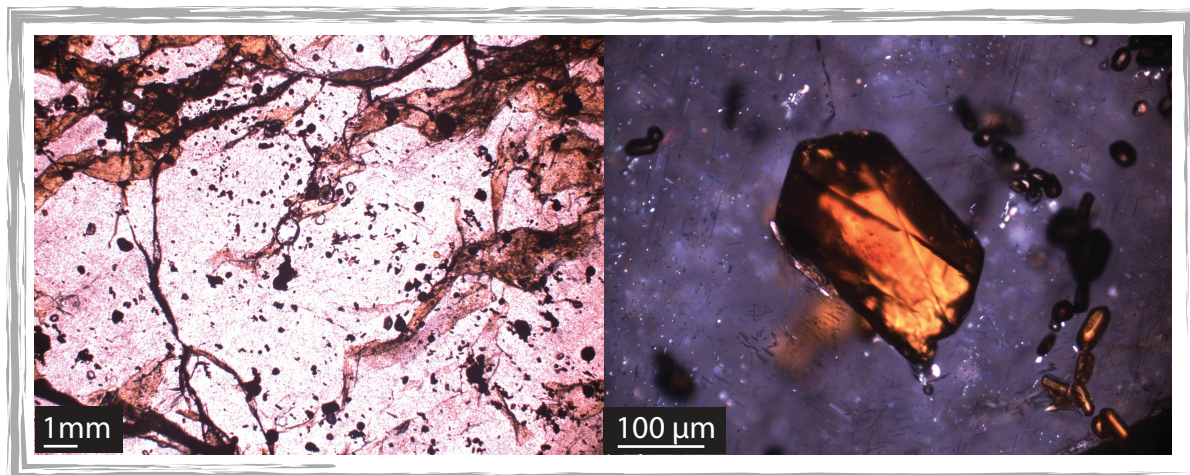


Figure 3: Exemples de photographies prises au microscope polarisant et présentant les innombrables inclusions du mégacristal de grenat ED128 porteur de diamants.

Lors de ces travaux nous avons démontré l'existence, dans l'Edough, de méga-cristaux de grenats (+ de 8 cm de diamètre) riches en inclusions, qui signent et fournissent un calage temporel à l'évènement d'ultra-haute pression dans la partie Nord-Est des Maghrébides (Chapitre 6). Les inclusions de ce grenat sont composées de différents minéraux tels que du diamant, du rutile, de l'ilménite, de l'amphibole, du zircon, de l'apatite, du quartz (voire coésite ?). Des inclusions fluides ont également été identifiées ainsi que des inclusions polyphasées composées par exemple de disthène-apatite-amphibole et autres assemblages minéralogiques dont nous n'avons pas encore déterminé la nature. La présence d'exsolution d'ilménite au sein des cristaux de rutile peut être considérée comme un critère témoignant de roches UHP ayant subi une décompression. Toutefois ces mécanismes sont encore peu compris et nécessiteraient donc une étude fine afin de les caractériser plus en détail. La caractérisation de ces paires de minéraux pourrait fournir des conditions physiques complémentaires cristallisation/recristallisation au sein du cristal de grenat (Bozilov et al.,

2003). Dans une problématique à plus large échelle, caractériser les mécanismes de formation de ces exsolutions serait une avancée importante en sciences de la terre.

De même, la caractérisation de l'ensemble des micro-phases d'une taille nanométrique à micrométrique peut conserver un enregistrement des conditions PT de plus haut grade que celles fournies par les géobaromètres conventionnels (e.g. Liou et al., 2009). On pourrait donc étudier précisément ces inclusions (minéralogiques et fluides) dans le but de contraindre finement l'évolution de l'histoire de la zone. A une échelle plus large une étude de l'ensemble des inclusions observées dans les roches porteuses de grenat au niveau de Kef Lakhal pourrait apporter des informations cruciales comme la nature des fluides impliqués (Xiao et al., 2000) ou bien les facteurs de contrôle de croissance des différents minéraux et notamment du diamant (Sheng et al., 2012).

### *Caractérisation fine des évènements métamorphiques et bilans de masses*

Comme la zone que j'ai caractérisée lors de mes travaux de thèse a été relativement peu étudiée des études en pétrologie métamorphique pourraient être réalisées avec différents objectifs. Mes travaux de thèse montrent une exhumation se produisant en deux temps. Une caractérisation plus fine passant par une étude détaillée in situ des minéraux, définissant les différentes réactions métamorphiques associées pour chacune des unités ainsi que l'établissement de pseudo-sections dans le massif permettra d'établir avec précision les étapes successives enregistrées dans la zone (e.g. Oliot et al., 2010 ; Vitale-Brovarone et al., 2011 ; Gueydan et al., 2015). Un travail prospectif de calcul de pseudo-sections ayant pour objectif de contraindre les conditions PT du métamorphisme Miocène a été entrepris et indique des résultats prometteurs pour quelques échantillons de Kef Lakhal. Il s'agit donc dans un premier temps de préciser le chemin P-T-t suivi par chacune des unités.

Nous avons démontré lors de ce travail de thèse que l'influence de circulation de fluides externes était enregistrée sur les signatures isotopiques en Pb et Sr. Ainsi, les transferts de matière syn-métamorphiques pourraient être quantifiés ; tel que les gains et pertes élémentaires et variations de volume associées. En conséquence, un échantillonnage ciblé des protolithes et des roches altérées (/déformées) permettrait d'estimer des bilans de masse caractérisant les épisodes tectono-métamorphiques miocènes. Ainsi, le couplage de calculs statistiques (Durand et al. in press.) et de modélisations thermodynamiques (Oliot et al., 2010; Lanari et al., 2014a ; Lanari et al., 2014b, 2014c) préciserait le rôle relatif des fluides et des échanges de matière dans les zones de cisaillement. Il serait judicieux d'appliquer ces démarches sur les amphibolites porphyroclastiques et les amphibolites litées de Kef Lakhal afin d'établir un bilan de masse précis et de définir le budget chimique du métamorphisme. Ainsi, une contrainte sur la **quantité** d'éléments apportés et perdus lors de ce métamorphisme pourrait être estimée.

### *Caractérisation fine des structures et déplacements*

Afin d'établir un modèle plus précis de la zone investiguée ; il est nécessaire de fournir une étude détaillée de la déformation. Il s'agit de définir les différentes phases de déformation enregistrées dans le massif de l'Edough par le biais d'études précises in situ (sur lame minces

issus d'échantillons orientés) mais aussi d'étudier la structure à plus large échelle. Le contact dôme de l'Edough et unité métamorphique de haut grade serait intéressant à examiner en détail. De même, la zone de cisaillement de Sidi Semhout qui affleure relativement bien serait très intéressante à étudier du point de vue de la déformation afin d'apporter, par exemple, des informations sur les mouvements différentiels entre les blocs (e.g. Jackson et Sanderson, 1992 ; Mazzoli et Algara, 2011).

#### *Utilisation d'autres systèmes isotopiques légers pour différencier les processus de subduction*

Les isotopes de l'azote, élément présent sous différentes formes dans les réservoirs terrestres principalement sous forme de  $N_2$  se trouve en quantité mineure sous forme de  $NO_x$  et  $NH_3$  dans l'atmosphère et, sous forme de  $NO_3^-$  et  $NH_4^+$  dans l'hydrosphère (Sigman et al., 2009). Ainsi, le transfert entre atmosphère/hydrosphère et lithosphère nécessite un changement d'espèce  $N_2$  et  $NO_x$  à ammonium ( $NH_4^+$ ). Des études récentes ont démontré qu'en base de croûte océanique Jurassique, le  $\delta^{15}N$  présente un mélange entre un composant mantellique ( $\delta^{15}N=-5\text{‰}$ ) et un composant caractérisé par une valeur de  $\delta^{15}N$  égale à  $-12\text{‰}$  (Li et al., 2007). En 2014, Li et al. (2014) évaluent que le  $\delta^{15}N$  de la croûte continentale démembrée lors d'une subduction ( $\delta^{15}N=3-9\text{‰}$ ) est nettement différent de celui mesuré dans des roches subductées profondément ( $\delta^{15}N=-15.8\text{‰}$ ). Les auteurs attribuent ce processus à une réaction de réduction abiotique de l'azote provoquée par l'altération hydrothermale. Développer ces méthodes sur des échantillons frais de Kef Lakhal et de l'unité métamorphique de haut grade permettrait d'apporter des informations intéressantes, à savoir quelles unités sont entrées en subduction. Les contraintes apportées par ces isotopes pourraient donc être d'un intérêt capital pour préciser le modèle géodynamique de la zone.

De même, en complément de l'étude isotopique S et O réalisée par Laouar et al. (2002) sur le massif de l'Edough il serait très important d'étendre le nombre d'unités caractérisées et ainsi possiblement affiner les interactions entre les différents réservoirs opérants au sein du massif de l'Edough. En complémentarité, les isotopes du Bore seraient sans doute très utiles pour discriminer la participation de différents types de sédiments. De même la mesure des rapports isotopiques du bore dans les amphibolites massives de Kef Lakhal permettrait de contraindre la mobilité de cet élément au cours des interactions possibles entre croûte subductée, sédiments subduits et unité continentale.

# Chapitre 10 - Bibliographie

## A

Abbassene F., Ouabadi, A., Chazot, G., Bellon, H., Maury, R., & Bruguier, O. (2014, Mai). Geodynamic implications of Collo-Bougaroun Miocene magmatic complex (Eastern Algerian margin): a review of U-Pb, K-Ar chronology and geochemistry. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 16, p. 11322).

Acosta-Vigil, A., Rubatto, D., Bartoli, O., Cesare, B., Meli, S., Pedrera, A., ... & Tajčmanová, L. (2014). Age of anatexis in the crustal footwall of the Ronda peridotites, S Spain. *Lithos*, 210, 147-167.

Advokaat, E. L., van Hinsbergen, D. J., Maffione, M., Langereis, C. G., Vissers, R. L., Cherchi, A., ... & Columbu, S. (2014). Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 183-195.

Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., & Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(1), 53-79.

Ague, J. J. (2011). Extreme channelization of fluid and the problem of element mobility during Barrovian metamorphism. *American Mineralogist*, 96(2-3), 333-352.

Ahmed-Said, Y., & Leake, B. E. (1992). The composition and origin of the Kef Lakhel amphibolites and associated amphibolite and olivine-rich enclaves, Edough, Annaba, NE Algeria. *MINERALOGICAL MAGAZINE-LONDON*, 56, 459-459.

Ahmed-Said, Y., & Leake, B. E. (1995). The petrogenesis of the Edough muscovite orthogneisses, Annaba, northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 21(2), 253-269.

Ahmed-Said, Y., & Leake, B. E. (1997). The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria: two unrelated basic magmas and the lherzolite-harzburgite residue of a possible magma source. *Mineralogy and Petrology*, 59(3-4), 207-237.

Aissa, D. E., Marignac, C., Cheillett, A., & Gasquet, D. (1998). Géologie et métallogénie sommaire du massif de l'Edough (NE Algérie). *Mémoires du Service Géologique d'Algérie*, 9, 7-55.

Aït-Djafer, S., Ouzegane, K., Paul-Liégeois, J., & Kienast, J. R. (2003). An example of post-collisional mafic magmatism: the gabbro-anorthosite layered complex from the Tin Zebane area (western Hoggar, Algeria). *Journal of African earth sciences*, 37(3), 313-330.

Allègre, C. J. (2008). *Isotope geology* (p. 512). Cambridge: Cambridge University Press.

Andrieux, J., Frizon de Lamotie, D., & Braud, J. (1989). A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta*, 3(1), 5-15.

Aoki, K. I., & Kushiro, I. (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(4), 326-337.

Arevalo, R., & McDonough, W. F. (2010). Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, 271(1), 70-85.

Arnaud, N. O., & Kelley, S. P. (1995). Evidence for excess argon during high pressure metamorphism in the Dora Maira Massif (western Alps, Italy), using an ultra-violet laser ablation microprobe  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  technique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(1), 1-11.

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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and P-T-d-t paths for the Nevado-Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(5), 357-381.

Auzende, J. M., & Olivet, J. L. (1974). Structure of the western Mediterranean Basin. In *The Geology of Continental Margins* (pp. 723-731). Springer Berlin Heidelberg.

Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., Vázquez, M., Asebriy, L., & Labrin, E. (2014). Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif, Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(5), 1993-2005.

## **B**

Baccheschi, P., Margheriti, L., & Steckler, M. S. (2007). Seismic anisotropy reveals focused mantle flow around the Calabrian slab (Southern Italy). *Geophysical Research Letters*, 34(5).

Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsı, M., Ribodetti, A., ... & Beslier, M. O. (2015). Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator?. *Geophysical Journal International*, 200(2), 1029-1045.

Baldwin, S. L., Harrison, T. M., & Gerald, J. D. F. (1990). Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in metamorphic hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(6), 691-703.

Baudelot, S., & Géry, B. (1979). Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 288, 1513-1516.

Battaglia, M., Murray, M. H., Serpelloni, E., & Bürgmann, R. (2003, December). The Adriatic region: an independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 0288).

Bea, F., Montero, P., Stroh, A. and Baasner, J. (1996) Microanalysis of minerals by an excimer UV-LA-ICP-MS system. *Chemical Geology*, 133, 145-156.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., & Siena, F. (2011). Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos*, 123(1), 218-224.

Becker, H. (1997). Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from lower Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(3), 224-236.

Beltrando, M., Compagnoni, R., & Lombardo, B. (2010). (Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective. *Gondwana Research*, 18(1), 147-166.

Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Toomey, D. R., Harnafi, M., Dávila, J. M., & Gallart, J. (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 368, 51-60.

Ben Othman, D., White, W. M., & Patchett, J. (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1), 1-21.

Benzaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maz, A., Chalouan, A., ... & Rjimati, E. C. (2014). Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants?. *Journal of Geodynamics*, 77, 4-21.

Berger, A., & Bousquet, R. (2008). Subduction-related metamorphism in the Alps: review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. *Geological Society, London, Special Publications*, 298(1), 117-144.

Bingen, B., Demaiffe, D., & Hertogen, J. (1996). Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: the role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(8), 1341-1354.

Black, L. P., Williams, I. S., & Compston, W. (1986). Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 427-437.

Blichert-Toft, J., & Albarède, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1), 243-258.

Blichert-Toft, J., Albarede, F., & Kornprobst, J. (1999). Lu-Hf isotope systematics of garnet pyroxenites from Beni Bousera, Morocco: implications for basalt origin. *Science*, 283(5406), 1303-1306.

Bodinier, J. L., Morten, L., Puga, E., & de Federico, A. D. (1987). Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, 20(3), 235-245.

Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Chanefo, I., Bruguier, O., & Gervilla, F. (2008). Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5), 999-1025

Bodinier, J. L., & Godard, M. (2003). Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on geochemistry*, 2, 103-170.

Bodinier, J. L., Garrido, C. J., Chanefo, I., Bruguier, O., & Gervilla, F. (2008). Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: evidence from the Ronda peridotite (Southern Spain). *Journal of Petrology*, 49(5), 999-1025.

Bonardi, G., de Capoa, P., Di Staso, A., Estévez, A., Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., ... & Tent-Manclús, J. E. (2003). Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco Rif. *Geodinamica Acta*, 16(2), 149-169.

Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1), 1-24.

- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., García-Dueñas, V., & Sánchez-Gómez, M. (2003). A " core-complex-type structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2), 265-274.
- Booth-Rea, G., Azañón, J. M., Martínez-Martínez, J. M., Vidal, O., & García-Dueñas, V. (2005). Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean). *Tectonics*, 24(2).
- Bortolotti, V., & Principi, G. (2005). Tethyan ophiolites and Pangea break-up. *Island Arc*, 14(4), 442-470.
- Bosch, D. (1991). Introduction progressive d'eau de mer dans le diapir mantellique de Zabargad d'après les isotopes du Sr et du Nd. *CR Acad. Sci. Paris* 313, 49–56.
- Bosch, D., Jamais, M., Boudier, F., Nicolas, A., Dautria, J. M., & Agrinier, P. (2004). Deep and high-temperature hydrothermal circulation in the Oman ophiolite—petrological and isotopic evidence. *Journal of Petrology*, 45(6), 1181-1208.
- Bosch, D., Hammor, D., Mechati, M., Fernandez, L., Bruguier, O., Caby, R., & Verdoux, P. (2014). Geochemical study (major, trace elements and Pb–Sr–Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro–Provençal basin?. *Tectonophysics*, 626, 53-68.
- Bossière, G., Collomb, P., & Mahdjoub, Y. (1976). Sur un gisement de Péridotites découvert dans le massif cristallophyllien de l'Edough (Annaba, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 283, 885-888.
- Bossière, G., & Peucat, J. J. (1985). New geochronological information by Rb-Sr and U-Pb investigations from the pre-Alpine basement of Grande Kabylie (Algeria). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(5), 675-685.
- Bouillin, J. P. (1979). La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie): une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Bulletin de la Société géologique de France*.
- Bouillin, J. P., & Perret, M. F. (1982). Datation par conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). *CR Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 295, 47-50.
- Bouillin, J. P. (1984). Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*, 25(5), 321-338.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M., & Olivier, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. *The origin of arcs*, 21, 281-304.
- Bottrill, A. D., van Hunen, J., Cuthbert, S. J., Brueckner, H. K., & Allen, M. B. (2014). Plate rotation during continental collision and its relationship with the exhumation of UHP metamorphic terranes: Application to the Norwegian Caledonides. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(5), 1766-1782.
- Bouyahiaoui, B., Sage, F., Abtout, A., Klingelhofer, F., Yelles-Chaouche, K., Schnürle, P., ... & Collot, J. Y. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1912-1938.
- Bozilov, K. N., Green, H. W., & Dobrzhinetskaya, L. F. (2003). Quantitative 3D measurement of ilmenite abundance in Alpe Arami olivine: confirmation of high-pressure origin. *American Mineralogist*, 88, 596-603.

Bromiley, G., Hilaret, N., & McCammon, C. (2004). Solubility of hydrogen and ferric iron in rutile and TiO<sub>2</sub> (II): Implications for phase assemblages during ultrahigh-pressure metamorphism and for the stability of silica polymorphs in the lower mantle. *Geophysical Research Letters*, 31(4).

Brown, E. H. (1977). The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18(1), 53-72.

Brunel, M., Hammor, D., Misseri, M., Gleizes, G., & Bouloton, J. (1988). Cisaillements synmétamorphiques avec transport vers le Nord-Ouest dans le massif cristallin de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie): une faille normale ductile Hercynienne?. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 306(14), 1039-1045.

Brun, J. P., & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 1-7.

Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L., & Cadet, J. P. (2000). Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from 40 Ar/39 Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics*, 321(1), 127-155.

Brunet, F., Bonneau, V., & Irifune, T. (2006). Complete solid-solution between Na<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> and Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> garnets at high pressure. *American Mineralogist*, 91(1), 211-215.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., & Caby, R. (2009). Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Chemical Geology*, 261(1), 172-184.

Brun, J. P., & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 1-7.

Burov, E., Francois, T., Yamato, P., & Wolf, S. (2014). Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks. *Gondwana Research*, 25(2), 464-493.

## C

Caby, R., & Hammor, D. (1992). Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un Métamorphique Core Complex d'âge miocène dans les Maghrébides. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314(8), 829-835.

Caby, R., Hammor, D., & 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(3), 239-273.

Caby, R., Bruguier, O., Fernandez, L., Hammor, D., Bosch, D., Mechat, M., ... & Douchet, C. (2014). Metamorphic diamonds in a garnet megacryst from the Edough Massif (northeastern Algeria). Recognition and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 637, 341-353.

Caddick, M. J., Konopásek, J., & Thompson, A. B. (2010). Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *Journal of Petrology*, 51(11), 2327-2347.



- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., & Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), 187-198.
- Carminati, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & 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(3), 651-665.
- Carminati, E., & Doglioni, C. (2012). Alps vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth-Science Reviews*, 112(1), 67-96.
- Carminati, E., Lustrino, M., & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192
- Cavazza, W., & Ingersoll, R. V. (2005). Detrital modes of the ionian Forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflect the Tectonic evolution of the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 75(2), 268-279.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. (2012). Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875-878.
- Challandes, N., Marquer, D., & Villa, I. M. (2003). Dating the evolution of C–S microstructures: a combined 40 Ar/39 Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology*, 197(1), 3-19.
- Chalouan, A., & 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(3), 489-519.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., de Lamotte, D. F., Soto, J. I., & Saddiqi, O. (2008). The Rif Belt. In *Continental evolution: the geology of Morocco* (pp. 203-302). Springer Berlin Heidelberg.
- Chalouan, A., Gil, A. J., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., de Lacy, M. C., Ruiz-Armenteros, A. M., ... & Riguzzi, F. (2014). Active faulting in the frontal Rif Cordillera (Fes region, Morocco): Constraints from GPS data. *Journal of Geodynamics*, 77, 110-122.
- Chamot-Rooke, N., Gaulier, J. M., & Jestin, F. (1999). Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 37-61.
- Chauvel, C., & Blichert-Toft, J. (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3), 137-151.
- Chauvel, C., Lewin, E., Carpentier, M., Arndt, N. T., & Marini, J. C. (2008). Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. *Nature geoscience*, 1(1), 64-67.
- Chen, J. H., & Pallister, J. S. (1981). Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 86(B4), 2699-2708.
- Cheng, H., King, R. L., Nakamura, E., Vervoort, J. D., & Zhou, Z. (2008). Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains garnet growth in ultra-high-pressure eclogites from the Dabie orogen. *Journal of metamorphic Geology*, 26(7), 741-758.

- Cherniak, D. J. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(2), 198-207.
- Chernoff, C. B., & Carlson, W. D. (1999). Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. *Geology*, 27(6), 555-558.
- Chiarenzelli, J., Lupulescu, M., Cousens, B., Thern, E., Coffin, L., & Regan, S. (2010). Enriched Grenvillian lithospheric mantle as a consequence of long-lived subduction beneath Laurentia. *Geology*, 38(2), 151-154.
- Chopin, F., Corsini, M., Schulmann, K., El Houicha, M., Ghienne, J. F., & Edel, J. B. (2014). Tectonic evolution of the Rehamna metamorphic dome (Morocco) in the context of the Alleghanian-Variscan orogeny. *Tectonics*, 33(6), 1154-1177.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L., & Langmuir, C. H. (2000). Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(6).
- Clerc, C., & Lagabrielle, Y. (2014). Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, 33(7), 1340-1359.
- Collins, W. J., Belousova, E. A., Kemp, A. I., & Murphy, J. B. (2011). Two contrasting Phanerozoic orogenic systems revealed by hafnium isotope data. *Nature Geoscience*, 4(5), 333-337.
- Compston, W., & Kröner, A. (1988). Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1), 13-28.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1), 1-37.
- Corticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., ... & Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107(1), 68-92.
- Coogan, L. A., Wilson, R. N., Gillis, K. M., & MacLeod, C. J. (2001). Near-solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(23), 4339-4357.
- Copeland, P., Parrish, R. R., & Harrison, T. M. (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U–Pb systematics. *Nature*, 333(6175), 760-763.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.
- Coulon, C., Megartsi, M. H., Fourcade, S., Maury, R. C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., ... & Hermitte, D. (2002). Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos*, 62(3), 87-110.
- Courme-Rault, M.D. (1984) Sur le Miocène de l'Algérie central et orientale; l'âge de mise en place des nappes telliennes. *Revue de Géologie Dynamique et Géographique Physique*, VOL.25, FASC. 2, p. 127-144.
- Coutelle, A. (1971). Existence d'une nappe à matériel tellien dans les flyschs du versant sud du Djurdjura, un nouvel argument en faveur de l'allochtonie complète du massif de Grande Kabylie. *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord*, 62, 2-3.

## D

- D'agostino, N., Giuliani, R., Mattone, M., & Bonci, L. (2001). Active crustal extension in the central Apennines (Italy) inferred from GPS measurements in the interval 1994–1999. *Geophysical Research Letters*, 28(10), 2121-2124.
- Dahl, P. S. (1996). The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19), 3687-3700.
- Dai, J., Wang, C., Polat, A., Santosh, M., Li, Y., & Ge, Y. (2013). Rapid forearc spreading between 130 and 120Ma: evidence from geochronology and geochemistry of the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, 172, 1-16.
- Davidson, P. M., Grover, J., & Lindsley, D. H. (1982). (Ca, Mg)  $2\text{Si}_2\text{O}_6$  clinopyroxenes: A solution model based on nonconvergent site-disorder. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(1), 88-102.
- Day, H. W. (2012). A revised diamond-graphite transition curve. *American Mineralogist*, 97(1), 52-62.
- De Astis, G., Peccerillo, A., Kempton, P. D., La Volpe, L., & Wu, T. W. (2000). Transition from calc-alkaline to potassium-rich magmatism in subduction environments: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the island of Vulcano (Aeolian arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(6), 684-703.
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Münch, P., Borgomano, J., ... & Marié, L. (2011). Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(1), 37-55.
- Déverchère, J., Strzeczynski, P., Domzig, A., Cattaneo, A., Gaullier, V., Mercier De Lépinay, B., & Yelles, K. (2009, April). Evidence for contractional reactivation of a passive margin: the case study of the central Algerian margin. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 11, p. 10709).
- Dèzes, P., Schmid, S. M., & Ziegler, P. A. (2004). Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389(1), 1-33.
- Dilek, Y. (2003). Ophiolite concept and its evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, 1-16.
- Dilek, Y. (2006). Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences. *Geological Society of America Special Papers*, 409, 1-13.
- Dilek, Y., & Altunkaynak, Ş. (2009). Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 213-233.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., & Grundvig, S. (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8), 1192-1216.
- Dilek, Y., & Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 387-411.

- Di Vincenzo, G., & Palmeri, R. (2001). An  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  investigation of high-pressure metamorphism and the retrogressive history of mafic eclogites from the Lanterman Range (Antarctica): evidence against a simple temperature control on argon transport in amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *141*(1), 15-35.
- Dobrzhinetskaya, L. F. (2012). Microdiamonds—Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review. *Gondwana Research*, *21*(1), 207-223.
- Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *40*(3), 259-274.
- Dodson, M. H. (1979). Theory of cooling ages. In *Lectures in isotope geology*(pp. 194-202). Springer Berlin Heidelberg.
- Doglioni, C., Gueguen, E., Sàbat, F., & Fernandez, M. (1997). The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, *9*(3), 109-112.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., & Piromallo, C. (1999a). Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Science Reviews*, *45*(3), 167-208.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J. M., & Albarede, F. (1997). The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, *387*(6633), 586-588.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., & 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*(1), 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*.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klügel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., ... & Oates, N. (2008). Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *156*(5), 577-593.
- Duggen, S., Hoernle, K. A., Hauff, F., Kluegel, A., Bouabdellah, M., & Thirlwall, M. F. (2009). Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. *Geology*, *37*(3), 283-286.
- Durand, C., Olliot, E., Marquer, D., Sizun, J.P., in press. Chemical mass transfer in shear zones and metacarbonate xenoliths: a comparison of four mass balance approaches. *European Journal of Mineralogy*. DOI: 10.1127/ejm/2015/0027-247.
- Durand-Delga, M. (1980). *La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., & 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-Series IIA-Earth and Planetary Science*, *331*(1), 29-38.

## **E**

Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., Blichert-Toft, J., Devey, C. W., & Hofmann, A. W. (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3), 197-212.

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., & Réhault, J. P. (2014). Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics*, 77, 171-185.

Eleftheriadis, G., Castorina, F., Soldatos, T., & Masi, U. (2003). Geochemical and Sr–Nd isotopic evidence for the genesis of the Late Cainozoic Almopia volcanic rocks (Central Macedonia, Greece). *Mineralogy and Petrology*, 78(1-2), 21-36.

El Hadi, H., Simancas, J. F., Tahiri, A., González-Lodeiro, F., Azor, A., & Martínez-Poyatos, D. (2006). Comparative review of the Variscan granitoids of Morocco and Iberia: proposal of a broad zonation. *Geodinamica Acta*, 19(2), 103-116.

Ellam, R. M., Hawkesworth, C. J., Menzies, M. A., & Rogers, N. W. (1989). The volcanism of southern Italy: role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, 94(B4), 4589-4601.

El Rahman, Y. A., Polat, A., Dilek, Y., Fryer, B. J., El-Sharkawy, M., & Sakran, S. (2009). Geochemistry and tectonic evolution of the Neoproterozoic incipient arc–forearc crust in the Fawakhir area, Central Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research*, 175(1), 116-134.

Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, 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(1), 121-135.

Esteban, J. J., Cuevas, J., Tubía, J. M., Sergeev, S., & Larionov, A. (2011a). A revised Aquitanian age for the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, southern Spain). *Geological Magazine*, 148(01), 183-187.

Esteban, J. J., Tubía, J. M., Cuevas, J., Vegas, N., Sergeev, S., & Larionov, A. (2011b). Peri-Gondwanan provenance of pre-Triassic metamorphic sequences in the western Alpujarride nappes (Betic Cordillera, southern Spain). *Gondwana Research*, 20(2), 443-449.

Ernst, W. G. (2006). Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes. *Lithos*, 92(3), 321-335.

## **F**

Faccenna, C., Mattei, M., Funicello, R., & Jolivet, L. (1997). Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. *Terra Nova*, 9(3), 126-130.

Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001a). History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809-820.

Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001b). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), 105-116.

- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).
- Faccenna, C., & Becker, T. W. (2010). Shaping mobile belts by small-scale convection. *Nature*, 465(7298), 602-605.
- Faccenna, C., Molin, P., Orecchio, B., Olivetti, V., Bellier, O., Funicello, F., ... & Billi, A. (2011). Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): clues for the origin of Mt. Etna. *Tectonics*, 30(1).
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., ... & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Faure, G. (1977). Principles of isotope geology.
- Faure, G., & Powell, J. L. (2012). *Strontium isotope geology* (Vol. 5). Springer Science & Business Media.
- Ferry, J. T., & Spear, F. S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to mineralogy and petrology*, 66(2), 113-117.
- Ferry, J. M., & Watson, E. B. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437.
- Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Monié, P., Arnaud, A., Toubal, A., Galland, B., Douchet, C. (2015) Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution. *Journal of Geodynamics*. (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001>
- Fiannacca, P., Williams, I. S., Cirrincione, R., & Pezzino, A. (2008). Crustal contributions to Late Hercynian peraluminous magmatism in the southern Calabria–Peloritani Orogen, southern Italy: petrogenetic inferences and the gondwana connection. *Journal of Petrology*, 49(8), 1497-1514.
- Fiannacca, P., Williams, I. S., Cirrincione, R., & Pezzino, A. (2013). The augen gneisses of the Peloritani Mountains (NE Sicily): Granitoid magma production during rapid evolution of the northern Gondwana margin at the end of the Precambrian. *Gondwana Research*, 23(2), 782-796.
- Fisher, C. M., Hanchar, J. M., Samson, S. D., Dhuime, B., Blichert-Toft, J., Vervoort, J. D., & Lam, R. (2011). Synthetic zircon doped with hafnium and rare earth elements: a reference material for in situ hafnium isotope analysis. *Chemical Geology*, 286(1), 32-47.
- Fleet, M. E., & Barnett, R. L. (1978). Al iv/Al vi partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 16(4), 527-532.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F., & Elliot, D. H. (1977). Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(1), 15-32.
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., & Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57(2), 187-216.
- Fraser, G., Ellis, D., & Eggins, S. (1997). Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, 25(7), 607-610.

Frey, F. A., Suen, C. J., & Stockman, H. W. (1985). The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2469-2491.

Frizon De Lamotte, D., Andrieux, J., & Guézou, J. C. (1991). Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162(4), 611-626.

Fu, B., Page, F. Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N. T., Lackey, J. S., ... & Valley, J. W. (2008). Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(2), 197-215.

## G

Gabudianu Radulescu, I., Rubatto, D., Gregory, C., & Compagnoni, R. (2009). The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of "silvery micaschists". *Lithos*, 110(1), 95-108.

Galdeano, A., & Rossignol, J. C. (1977). Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bulletin de la société géologique de France*, (3), 461-468.

Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., & Technical, O. B. S. (2009). Crustal structure of a young margin pair: new results across the Liguro-Provencal Basin from wide-angle seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1), 333-345.

Gallet, S., Jahn, B. M., Lanoë, B. V. V., Dia, A., & Rossello, E. (1998). Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 156(3), 157-172.

Garofalo, P. S. (2012). The composition of Alpine marine sediments (Bündnerschiefer Formation, W Alps) and the mobility of their chemical components during orogenic metamorphism. *Lithos*, 128, 55-72.

Garrido, C. J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padrón-Navarta, J. A., & Marchesi, C. (2011). Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. *Geology*, 39(10), 927-930.

Gasquet, D., Leterrier, J., Mrini, Z., & Vidal, P. (1992). Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco): Trace element and Rb&z. sbnd; Sr and Sm&z. sbnd; Nd isotopic constraints. *Earth and planetary science letters*, 108(1), 29-44.

Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D. S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3), 359-377.

Gebauer, D. H. P. S., Schertl, H. P., Brix, M., & Schreyer, W. (1997). 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41(1), 5-24.

Gebauer, D. (1999). Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79(1), 191-208.

Geldmacher, J., Hoernle, K., Hanan, B. B., Blichert-Toft, J., Hauff, F., Gill, J. B., & Schmincke, H. U. (2011). Hafnium isotopic variations in East Atlantic intraplate volcanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1), 21-36.

Gilotti, J. A. (2013). The realm of ultrahigh-pressure metamorphism. *Elements*, 9(4), 255-260.

Gleizes, G., Bouloton, J., Bossière, G., & Collomb, P. (1988). Données lithologiques et pétro-structurales nouvelles sur le massif cristallophyllien de l'Edough (Est-Algérien). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 306(14), 1001-1008.

Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H. G., & Geiger, A. (2004). A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3), 335-345.

Godard, M., Bosch, D., & Einaudi, F. (2006). A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234(1), 58-78.

Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1), 505-523.

Grasemann, B., Ratschbacher, L., & Hacker, B. R. (1998). Exhumation of ultrahigh-pressure rocks: thermal boundary conditions and cooling history. In *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks* (pp. 117-139). Springer Netherlands.

Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., Pearson, N. J., O'Reilly, S. Y., Xu, X., & Zhou, X. (2002). Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3), 237-269

Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1), 259-269.

Guerrera, F., Martín-Algarra, A., & 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(6), 525-544.

Guerrera, F., Martín-Martín, M., Perrone, V., & Tramontana, M. (2005). Tectono-sedimentary evolution of the southern branch of the Western Tethys (Maghrebian Flysch Basin and Lucanian Ocean): consequences for Western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova*, 17(4), 358-367.

Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Poujol, M., Essaifi, A., & Paquette, J. L. (2015). Oligo-Miocene thinning of the Beni Bousera peridotites and their Variscan crustal host rocks, Internal Rif, Morocco. *Tectonics*.

Günther, D., & Heinrich, C. A. (1999). Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14(9), 1363-1368.

## H

Hadj Zobir, S., Laouar, R., & Oberhänsli, R. (2007). Les metabasites de Sidi Mohamed Edough NE Algérien: Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. *Editions du Service géologique national*, 18, 25-41.



- Hadj-Zobir, S., Altenberger, U., & Günter, C. (2014). Geochemistry and petrology of metamorphosed submarine basic ashes in the Edough Massif (Cap de Garde, Annaba, northeastern Algeria). *Comptes Rendus Geoscience*, 346(9), 244-254.
- Hamai, L., Petit, C., Abtout, A., Yelles-Chaouche, A., & Déverchère, J. (2015). Flexural behaviour of the north Algerian margin and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1426-1436.
- Hames, W. E., & Bowring, S. A. (1994). An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1), 161-169.
- Hammor, D. (1992). *Du Panafricain au Miocène: 600 millions d'années d'évolution polycyclique dans le massif de l'Edough (Algérie Nord-Orientale) retracés par la pétrologie, la tectonique et la géochronologie (U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd et 39 Ar-40 Ar)* (Doctoral dissertation).
- Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., & Bruguier, O. (2006). A two-stage exhumation of the Variscan crust: U–Pb LA-ICP-MS and Rb–Sr ages from Greater Kabylia, Maghrebides. *Terra Nova*, 18(5), 299-307.
- Harlov, D. E. (2012). The potential role of fluids during regional granulite-facies dehydration in the lower crust. *Geoscience Frontiers*, 3(6), 813-827.
- Harrison, T. M., Duncan, I., & McDougall, I. (1985). Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2461-2468.
- Harrison, T. M., & Fitzgerald, J. D. (1986). Exsolution in hornblende and its consequences for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and closure temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(2), 247-253.
- Harvey, J., Savov, I. P., Agostini, S., Cliff, R. A., & Walshaw, R. (2014). Si-metasomatism in serpentinized peridotite: the effects of talc-alteration on strontium and boron isotopes in abyssal serpentinites from Hole 1268a, ODP Leg 209. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 30-48.
- Hawkesworth, C. J., & Kemp, A. I. S. (2006). Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology*, 226(3), 144-162.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., & Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229-248.
- Hawkesworth, C., Cawood, P., & Dhuime, B. (2013). Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics*, 609, 651-660.
- McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Method*. Oxford University Press.
- Harrison, T. M., & Fitzgerald, J. D. (1986). Exsolution in hornblende and its consequences for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and closure temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(2), 247-253.
- Harrison, T. M., Célérier, J., Aikman, A. B., Hermann, J., & Heizler, M. T. (2009). Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1039-1051.
- Heymes, T., Monié, P., Arnaud, N., Pêcher, A., Bouillin, J. P., & Compagnoni, R. (2010). Alpine tectonics in the Calabrian–Peloritani belt (southern Italy): New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data in the Aspromonte Massif area. *Lithos*, 114(3), 451-472.

Hidas, K., Varas-Reus, M. I., Garrido, C. J., Marchesi, C., Acosta-Vigil, A., Padrón-Navarta, J. A., ... & Konc, Z. (2015). Hyperextension of continental to oceanic-like lithosphere: The record of late gabbros in the shallow subcontinental lithospheric mantle of the westernmost Mediterranean. *Tectonophysics*, 650, 65-79.

Hilly, J. (1962). Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de-Fer (Est Constantinois). Bull. Serv. Carte. Geol. Alger, Nouv. 19.

Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.

Hirata, T. and Nesbitt, R.W. (1995) U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2491-2500.

Hodges, K. V., & Spear, F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry garnet closure temperatures and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point, Mt. Moosilauke. *NH Trans.-Am. Geophys. Union*, 62(45), 1060.

Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613), 219-229.

Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.

Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.

Huet, B., Le Pourhiet, L., Labrousse, L., Burov, E. B., & Jolivet, L. (2011). Formation of metamorphic core complex in inherited wedges: A thermomechanical modelling study. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3), 249-257.

## I

Ilavsky, J., & Snopkova, P. (1987). Découverte d'Acritarches paleozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305(10), 881-884.

## J

Jackson, P., & Sanderson, D. J. (1992). Scaling of fault displacements from the Badajoz-Cordoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics*, 210(3), 179-190.

Jafri, S. H., & Sheikh, J. M. (2013). Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman-Nicobar islands, Bay of Bengal, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64, 27-37.

Jeffries, T.E., Pearce, N.J.G., Perkins, W.T. and Raith, A. (1996) Chemical fractionation during infrared and ultraviolet laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry – implications for mineral microanalysis. *Anal. Commun.*, 33, 35-39.

Jolivet, L., & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095-1106.

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., ... & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(6), 525-550.

Jolly, W. T., Lidiak, E. G., & Dickin, A. P. (2006). Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles Island arc). *Geologica Acta*, 4, 0035-62.

Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., ... & Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597, 1-33.

Johanesen, K., Platt, J. P., Kaplan, M. S., & Ianno, A. J. (2014). A revised thermal history of the Ronda peridotite, S. Spain: New evidence for excision during exhumation. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 187-199.

Janots, E., Negro, F., Brunet, F., Goffé, B., Engi, M., & Bouybaouène, M. L. (2006). Evolution of the REE mineralogy in HP-LT metapelites of the Sebti complex, Rif, Morocco: monazite stability and geochronology. *Lithos*, 87(3), 214-234.

## **K**

Kahle, H. G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., ... & Cross, P. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294(3), 237-252.

Kastens, K. A., Mascle, J., & Auroux, C. (1987). Site 650: Marsili basin. In Proc. Init. Rep. ODP (Vol. 107, pp. 129-285).

Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Paterson, B. A., & Kinny, P. D. (2006). Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature*, 439(7076), 580-583.

Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Foster, G. L., Paterson, B. A., Woodhead, J. D., Hergt, J. M., ... & Whitehouse, M. J. (2007). Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814), 980-983.

Kennedy, A. K., & De Laeter, J. R. (1994). The performance characteristics of the WA SHRIMP II ion microprobe. *US Geological survey circular*, 1107(1), 16.

Kinny, P. D., Williams, I. S., Froude, D. O., Ireland, T. R., & Compston, W. (1988). Early Archaean zircon ages from orthogneisses and anorthosites at Mount Narryer, Western Australia. *Precambrian Research*, 38(4), 325-341.

Kohn, M. J., & Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1-2), 89-96.

Košler, J., & Sylvester, P. J. (2003). Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 243-275.

Konrad-Schmolke, M., O'Brien, P. J., & Zack, T. (2011). Fluid migration above a subducted slab—constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia Zone, Western Alps). *Journal of Petrology*, 52(3), 457-486.

Konzett, J., Rhede, D., & Frost, D. J. (2012). The high PT stability of apatite and Cl partitioning between apatite and hydrous potassic phases in peridotite: an experimental study to 19 GPa with implications for the transport of P, Cl and K in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(2), 277-296.

Krenn, K., Bauer, C., Proyer, A., Mposkos, E., & Hoinkes, G. (2008). Fluid entrapment and reequilibration during subduction and exhumation: A case study from the high-grade Nestos shear zone, Central Rhodope, Greece. *Lithos*, 104(1), 33-53.

Kroner, U., & Romer, R. L. (2013). Two plates—Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24(1), 298-329.

Kuiper, Y. D. (2002). The interpretation of inverse isochron diagrams in  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 499-506.

## L

Laird, J., & Albee, A. L. (1981). Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281(2), 127-175.

Laird, J., Lanphere, M. A., & Albee, A. L. (1984). Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from northern Vermont. *American Journal of Science*, 284(4-5), 376-413.

Lacombe, O., & Jolivet, L. (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24(1).

Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O. (2014a). A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ : applications to P-T sections and geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2), 1-19.

Lanari, P., Rolland, Y., Schwartz, S., Vidal, O., Guillot, S., Tricart, P., & Dumont, T. (2014b). P-T-t estimation of deformation in low-grade quartz-feldspar-bearing rocks using thermodynamic modelling and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating techniques: example of the Plan-de-Phasy shear zone unit (Briançonnais Zone, Western Alps). *Terra Nova*, 26(2), 130-138.

Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E. G., & Schwartz, S. (2014c). XMapTools: A MATLAB©-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Computers & Geosciences*, 62, 227-240.

Lanphere, M. A., & Dalrymple, G. B. (1976). Identification of excess  $^{40}\text{Ar}$  by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectrum technique. *Earth and Planetary Science Letters*, 32(2), 141-148.

Lapen, T. J., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P., Mahlen, N. J., Beard, B. L., & Amato, J. M. (2003). Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1), 57-72.

Lapen, T. J., Johnson, C. M., Baumgartner, L. P., Dal Piaz, G. V., Skora, S., & Beard, B. L. (2007). Coupling of oceanic and continental crust during Eocene eclogite-facies metamorphism: evidence from the Monte Rosa nappe, western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(2), 139-157.

Leake, B. E. (1965). The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. *Controls of metamorphism*, 11965, 2997318.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C.E.S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., ... & Guo, Y. Z. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can Mineral*, 35(1), 219-246 Lindsley.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A., Ferraris, G., Grice, J. D., ... & Whittaker, E. J. (2003). Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *The Canadian Mineralogist*, 41(6), 1355-1362.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.

Leblanc, M., & Temagout, A. (1989). Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt. *Lithos*, 23(3), 153-162.

Le Fèvre, B., 2002. Développements chimiques et instrumentaux en géochimie, en vue des analyses isotopiques Lu-Hf et Sm-Nd. Applications à la géochronologie des roches métamorphiques de haut degré. PhD, University of Clermont Ferrand, 253 pp.

Lenoir, X., Garrido, C. J., Bodinier, J. L., Dautria, J. M., & 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(1), 141-158.

Li, L., Zheng, Y. F., Cartigny, P., & Li, J. (2014). Anomalous nitrogen isotopes in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Sulu orogenic belt: Effect of abiotic nitrogen reduction during fluid-rock interaction. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 67-78.

Liberi, F., Morten, L., & Piluso, E. (2006). Geodynamic significance of ophiolites within the Calabrian Arc. *Island Arc*, 15(1), 26-43.

Liberi, F., & Piluso, E. (2009). Tectonometamorphic evolution of the ophiolitic sequences from Northern Calabrian Arc. *Italian Journal Geoscience (Bollettino Society Geological Italian)*, 128, 483-493.

Liberi, F., Piluso, E., & Langone, A. (2011). Permo-Triassic thermal events in the lower Variscan continental crust section of the Northern Calabrian Arc, Southern Italy: Insights from petrological data and in situ U-Pb zircon geochronology on gabbros. *Lithos*, 124(3), 291-307.

Liou, J. G., Ernst, W. G., Zhang, R. Y., Tsujimori, T., & Jahn, B. M. (2009). Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—the view from China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3), 199-231.

Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gehmlich, M., Drost, K., & Tonk, C. (2004). West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?—U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93(5), 683-705.

Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., & Buschmann, B. (2007). The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). *Geological Society of America Special Papers*, 423, 61-96.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K., & Gerdes, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon

dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461(1), 21-43.

Liou, J. G., Ernst, W. G., Zhang, R. Y., Tsujimori, T., & Jahn, B. M. (2009). Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—the view from China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35(3), 199-231.

Loneragan, L., & Platt, J. P. (1995). The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 17(12), 1655-1671.

Loneragan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.

Lorand, J. P., Schmidt, G., Palme, H., & Kratz, K. L. (2000). Highly siderophile element geochemistry of the Earth's mantle: new data for the Lanzo (Italy) and Ronda (Spain) orogenic peridotite bodies. *Lithos*, 53(2), 149-164.

Lustrino, M., & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81(1), 1-65.

Lustrino, M., Duggen, S., & Rosenberg, C. L. (2011). The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1), 1-40.

## M

Mahoney, J. J., Frei, R., Tejada, M. L. G., Mo, X. X., Leat, P. T., & Nägler, T. F. (1998). Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. *Journal of Petrology*, 39(7), 1285-1306.

Majéste-Menjoulas, C., Bouillin, J. P., Cygan, C., & Fournier-Vinas, C. (1986). Les formations paléozoïques (Cambrien à carbonifère) des Monts Péloritains (Sicile). Premières datations par Acritarches et Conodontes. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 303(14), 1315-1320.

Maluski, H. (1977). Application de la méthode  $^{40}\text{Ar} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$  aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), 849-855.

Mancilla, F. de L., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., ... & Pérez-Peña, A. (2013). Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41(3), 307-310.

Marchesi, C., Garrido, C. J., Bosch, D., Bodinier, J. L., Hidas, K., Padrón-Navarta, J. A., & Gervilla, F. (2012). A Late Oligocene suprasubduction setting in the Westernmost Mediterranean revealed by intrusive pyroxenite dikes in the Ronda peridotite (Southern Spain). *The Journal of Geology*, 120(2), 237-247.

Markley, M. J., Teyssier, C., Cosca, M. A., Caby, R., Hunziker, J. C., & Sartori, M. (1998). Alpine deformation and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. *Tectonics*, 17(3), 407-425.

Martin, A. K. (2006). Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, 25(3).

- Martin, L. A., Rubatto, D., Brovarone, A. V., & Hermann, J. (2011). Late Eocene lawsonite-eclogite facies metasomatism of a granulite sliver associated to ophiolites in Alpine Corsica. *Lithos*, *125*(1), 620-640.
- Massonne, H. J. (2012). Formation of amphibole and clinozoisite-epidote in eclogite owing to fluid infiltration during exhumation in a subduction channel. *Journal of Petrology*, *53*(10), 1969-1998.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E-W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, *16*(5), 257-264.
- Maury, R. C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., ... & Réhault, J. P. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, *331*(3), 159-173.
- Maury, R. C., Lapierre, H., Bosch, D., Marcoux, J., Krystyn, L., Cotten, J., ... & Senebier, F. (2008). The alkaline intraplate volcanism of the Antalya nappes (Turkey): a Late Triassic remnant of the Neotethys. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *179*(4), 397-410.
- Mazzoli, S., & Algarra, A. M. (2011). Deformation partitioning during transpressional emplacement of a 'mantle extrusion wedge': the Ronda peridotites, western Betic Cordillera, Spain. *Journal of the Geological Society*, *168*(2), 373-382.
- McCulloch, M. T., & Gamble, J. A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, *102*(3), 358-374.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, *120*(3), 223-253. McDougall, I., & Harrison, T. M. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Method*. Oxford University Press.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *2*(4).
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., ... & Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, *77*, 186-205.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chema, B., Cakir, Z., Aoudia, A., Harbi, A., ... & Benhamouda, F. (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw= 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophysical Research Letters*, *31*(19).
- Meinhold, G., Anders, B., Kostopoulos, D., & Reischmann, T. (2008). Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology*, *203*(1), 98-111.
- Meinhold, G. (2010). Rutile and its applications in earth sciences. *Earth-Science Reviews*, *102*(1), 1-28.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., & Stünitz, H. (2006). Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *Journal of Metamorphic Geology*, *24*(7), 553-568.
- Menegon, L., Füsseis, F., Stünitz, H., & Xiao, X. (2015). Creep cavitation bands control porosity and fluid flow in lower crustal shear zones. *Geology*, *43*(3), 227-230.

- Menneken, M., Nemchin, A. A., Geisler, T., Pidgeon, R. T., & Wilde, S. A. (2007). Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia. *Nature*, *448*(7156), 917-920.
- Meyer, M., John, T., Brandt, S., & Klemd, R. (2011). Trace element composition of rutile and the application of Zr-in-rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia). *Lithos*, *126*(3), 388-401.
- Michard, A., Feinberg, H., El-Azzab, D., Bouybaouene, M., & Saddiqi, O. (1992). A serpentinite ridge in a collisional paleomargin setting: the Beni Malek massif, External Rif, Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, *113*(3), 435-442.
- Michard, A., Chopin, C., & Henry, C. (1993). Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics*, *221*(2), 173-193.
- 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*(1), 3-15.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, 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 Geoscience*, *338*(1), 92-114.
- Michard, A., Mokhtari, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rossi, P., & Rjimati, E. C. (2014). New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. *Bulletin de la Société géologique de France*, *185*(5), 313-328.
- Millot, R., Allègre, C. J., Gaillardet, J., & Roy, S. (2004). Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology*, *203*(1), 75-90.
- Molli, G., & Malavieille, J. (2011). Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *International Journal of Earth Sciences*, *100*(5), 1207-1224.
- Monié, P., Caby, R., & Maluski, H. (1984). <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar investigations within the Grande-Kabylie massif (northern Algeria): evidences for its Alpine structuration. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, *77*(1), 115-141.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., & Gaby, R. (1988). New <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria). *Tectonophysics*, *152*(1), 53-69.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., Lodeiro, F. G., Goffe, B., & Jabaloy, A. (1991). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society*, *148*(2), 289-297.
- Monié, P., Maluski, H., & Montigny, R. (1992). A Burdigalian age for extensional ductile tectonics in the Edough Massif (Kabylies, Algeria). <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar radiometric data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *163*(5), 571-584.
- Monié, P., Torres-Roldán, R. L., & García-Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the western Betic Cordilleras, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, *238*(1), 353-379.
- Montanini, A., Tribuzio, R., & Vernia, L. (2008). Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy). *Lithos*, *101*(3), 453-479.



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(3), 335-342.

Montigny, R., Edel, J. B., & Thuizat, R. (1981). Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(2), 261-271.

Moran, A. E., Sisson, V. B., & Leeman, W. P. (1992). Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(2), 331-349.

Morel, J., & Hilly, J. (1956). Nouvelles observations sur les formations quaternaires dans le département de Bône et particulièrement dans le Massif du Cap de Fer et de l'Edough. *Quaternaria*, 3, 179-201.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

Morrison, C.A., Lambert, D.D., Morrison, R.J.S., Ahlers, W.W. and Nicholls, I.A. (1995) Laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry: an investigation of elemental responses and matrix effects in the analysis of geostandard materials. *Chemical Geology*, 119, 13-29.

Mposkos, E., Kostopoulos, D. K., & Krohe, A., (2001). Low-P/High-T pre-Alpine metamorphism and medium-P Alpine overprint of the Pelagonian zone documented in high-alumina metapelites from the Vernon Massif, Western Macedonia, Northern Greece. *Bul. Geol. Soc. Greece*, 34, 3.

Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).

Münker, C., Pfänder, J. A., Weyer, S., Büchl, A., Kleine, T., & Mezger, K. (2003). Evolution of planetary cores and the Earth-Moon system from Nb/Ta systematics. *Science*, 301(5629), 84-87.

## N

Niu, Y., & Hékinian, R. (1997). Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1), 243-258.

Nocquet, J. M., & Calais, E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 661-681.

Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242.

Nowell, G. M., Kempton, P. D., Noble, S. R., Fitton, J. G., Saunders, A. D., Mahoney, J. J., & Taylor, R. N. (1998). High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology*, 149(3), 211-233.

## O

Oberthür, T., Melcher, F., Henjes-Kunst, F., Gerdes, A., Stein, H., Zimmerman, A., & El Ghorfi, M. (2009). Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations. *Economic Geology*, 104(7), 1065-1079.

Oliver, N. H. S., Valenta, R. K., & Wall, V. J. (1990). The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation\*. *Journal of Metamorphic Geology*, 8(3), 311-331.

Oliot, E., Goncalves, P., & Marquer, D. (2010). Role of plagioclase and reaction softening in a metagranite shear zone at mid-crustal conditions (Gotthard Massif, Swiss Central Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 28(8), 849-871.

Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillevère, F., Melinte-Dobrinescu, M. C., Demory, F., ... & Corneé, J. J. (2010a). Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin: the Oligocene–Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(6), 591-607.

Oudet, J., Münch, P., Verati, C., Ferrandini, M., Melinte-Dobrinescu, M., Gattacceca, J., ... & Ferrandini, J. (2010b). Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin: 40 Ar/39 Ar datings, micropalaeontology and magnetostratigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1), 293-306.

## **P**

Palmer, M. R., & Edmond, J. M. (1989). The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 11-26.

Panza, G. F., Peccerillo, A., Aoudia, A., & Farina, B. (2007). Geophysical and petrological modelling of the structure and composition of the crust and upper mantle in complex geodynamic settings: the Tyrrhenian Sea and surroundings. *Earth-Science Reviews*, 80(1), 1-46.

Pankhurst, R. J., Moorbath, S., Rex, D. C., & Turner, G. (1973). Mineral age patterns in ca. 3700 my old rocks from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 20(2), 157-170.

Paquette, J. L., Ménot, R. P., Pin, C., & Orsini, J. B. (2003). Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, 198(1), 1-20.

Parkinson, I. J., & Pearce, J. A. (1998). Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9), 1577-1618.

Patacca, E., Sartori, R., & Scandone, P. (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45(1), 425-451.

Patchett, P. J., Kouvo, O., Hedge, C. E., & Tatsumoto, M. (1982). Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3), 279-297.

Peacock, S. M., & Hervig, R. L. (1999). Boron isotopic composition of subduction-zone metamorphic rocks. *Chemical Geology*, 160(4), 281-290.

Pearce, T. H., Gorman, B. E., & Birkett, T. C. (1975). The TiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 24(3), 419-426.

- Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-286.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Edited by DA Wyman. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., & Stern, R. J. (2006). Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 166, 63.
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), 14-48.
- 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(1), 125-172.
- Pearson, D. G., & 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(2), 439-455.
- Peate, D. W., & Pearce, J. A. (1998). Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence. *Island Arc*, 7(3), 479-495.
- Peccerillo, A., & Lustrino, M. (2005). Compositional variations of Plio-Quaternary magmatism in the circum-Tyrrhenian area: Deep versus shallow mantle processes. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 421-434.
- Peccerillo, A., & Martinotti, G. (2006). The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, 18(2), 109-117.
- Peccerillo, A., & Frezzotti, M. L. (2015). Magmatism, mantle evolution and geodynamics at the converging plate margins of Italy. *Journal of the Geological Society*, 2014-085.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A., & Soldatos, T. (2004). Mantle-derived and crustal melts dichotomy in northern Greece: spatiotemporal and geodynamic implications. *Geological Journal*, 39(1), 63-80.
- Peucat, J. J., & Bossiere, G. (1991). Age U-Pb fini-hercynien de la ceinture mylonitique de haute pression-haute température de Grande Kabylie (Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 313(11), 1261-1267.
- Peucat, J. J., Mahdjoub, Y., & Drareni, A. (1996). U Pb and Rb Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). *Tectonophysics*, 258(1), 195-213.
- Piegras, D. J., & Wasserburg, G. J. (1987). Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(5), 1257-1271.
- Pidgeon, R. T., Nemchin, A. A., & Hitchen, G. J. (1998). Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3), 288-299.

Pilet, S., Baker, M. B., & Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 320(5878), 916-919.

Pin, C., Briot, D., Bassin, C., & Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298(2), 209-217.

Platt, J. P., & Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17(6), 540-543.

Platt, J. P., Soto, J. I., Whitehouse, M. J., Hurford, A. J., & Kelley, 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(5), 671-689.

Platt, J. P., & Whitehouse, M. J. (1999). 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(4), 591-605.

Platt, J. P., Whitehouse, M. J., Kelley, S. P., Carter, A., & Hollick, L. (2003). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3), 251-254.

Platt, J. P., Anczkiewicz, R., Soto, J. I., Kelley, S. P., & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34(11), 981-984

Platt, J. P., Behr, W. M., Johannesen, K., & Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: A review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.

Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394.

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., & Klaeschen, D. (2011). The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. *Tectonics*, 30(5).

Power, M. R., Pirrie, D., Andersen, J. C., & Wheeler, P. D. (2000). Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator. *Geology*, 28(11), 1027-1030.

Puga, E., Nieto, J. M., de Federico, A. D., Bodinier, J. L., & Morten, L. (1999). Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49(1), 23-56.

Puga, E., Fanning, M., de Federico, A. D., Nieto, J. M., Beccaluva, L., Bianchini, G., & Puga, M. A. D. (2011). Petrology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Betic Ophiolites: inferences for Pangaea break-up and birth of the westernmost Tethys Ocean. *Lithos*, 124(3), 255-272.

## R

Raase, P. (1974). Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to mineralogy and petrology*, 45(3), 231-236.

- Rampone, E., Hofmann, A. W., Piccardo, G. B., Vannucci, R., Bottazzi, P., & Ottolini, L. (1996). Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1), 61-76.
- Rampone, E., Hofmann, A. W., & Raczek, I. (1998). Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle–crust link. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1), 175-189.
- Rampone, E., Hofmann, A. W., & Raczek, I. (2009). Isotopic equilibrium between mantle peridotite and melt: Evidence from the Corsica ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3), 601-610.
- Ray, D., Misra, S., Banerjee, R., Weiss, D. (2011). Geochemical investigation of gabbro from slow spreading Northern Central Indian Ocean Ridge, Indian Ocean. *Geol. Mag.* 148, 404–422.
- Rehault, J. P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1985). The western Mediterranean basin. In *Geological evolution of the Mediterranean Basin* (pp. 101-129). Springer New York.
- Reilinger, R., & McClusky, S. (2011). Nubia–Arabia–Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. *Geophysical Journal International*, 186(3), 971-979.
- Reisberg, L., & Zindler, A. (1986). Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. *Earth and Planetary Science Letters*, 81(1), 29-45.
- Reisberg, L. C., Allègre, C. J., & Luck, J. M. (1991). The Re Os systematics of the Ronda Ultramafic Complex of southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1), 196-213.
- Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., & Ludwig, K. R. (2010). Joint determination of  $^{40}\text{K}$  decay constants and  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(18), 5349-5367.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66.
- Roddick, J. C., Cliff, R. A., & Rex, D. C. (1980). The evolution of excess argon in Alpine biotites—A  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 185-208.
- Roest, W. R., & 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(6), 613-616.
- Romagny, A., Munch, P., Jolivet, M., & Corsini, M. (2014). Lower Sebtides Neogene exhumation and uplift in Ceuta and Cabo Negro areas (Internal Rif, Northern Morocco): insights from medium- and low-temperature thermochronology. *24 ème Réunion des sciences de la Terre 2014*, 182-183.
- Romano, V., Cirrincione, R., Fiannacca, P., Lustrino, M., & Tranchina, A. (2011). Late-Hercynian post-collisional dyke magmatism in central Calabria (Serre Massif, southern Italy). *Period Mineral*, 80, 489-515.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & 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. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 69(3), 281-306.

- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F. P., Peccerillo, A., & Miller, M. S. (2008). Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*, 27(2).
- Rosenbaum, G., Menegon, L., Glodny, J., Vasconcelos, P., Ring, U., Massironi, M., ... & Nasipuri, P. (2012). Dating deformation in the Gran Paradiso Massif (NW Italian Alps): Implications for the exhumation of high-pressure rocks in a collisional belt. *Lithos*, 144, 130-144.
- Rosenbaum, G. (2014). Geodynamics of oroclinal bending: Insights from the Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 82, 5-15.
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. *The Journal of Geology*, 635-650.
- Roser, B. P., & Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical geology*, 67(1), 119-139.
- Rossetti, F., Faccenna, C., Goffé, B., Monié, P., Argentieri, A., Funicello, R., & Mattei, M. (2001). Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics*, 20(1), 112-133.
- Rossetti, F., Goffé, B., Monié, P., Faccenna, C., & Vignaroli, G. (2004). Alpine orogenic P-T-t-deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Apennine system formation. *Tectonics*, 23(6).
- Rossetti, F., Theye, T., Lucci, F., Bouybaouene, M. L., Dini, A., Gerdes, A., ... & 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(2).
- Royden, L. H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Rubatto, D., Gebauer, D., & Fanning, M. (1998). Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3), 269-287.
- Rubatto, D., Gebauer, D., & Compagnoni, R. (1999). Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 167(3), 141-158.
- Rubatto, D., & Hermann, J. (2003). Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(12), 2173-2187.
- Rudnick, R. L., & Goldstein, S. L. (1990). The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(2), 192-207.
- Ruiz-Cruz, M. D., de Galdeano, C. S., & Garrido, C. (2011). Electron backscatter diffraction-based identification and quantification of diamonds from the Rif gneisses (Spain and Morocco): economic implications. *Economic Geology*, 106(7), 1241-1249.
- Ruiz-Cruz, M. D., & De Galdeano, C. S. (2012). Diamond and coesite in ultrahigh-pressure–ultrahigh-temperature granulites from Ceuta, Northern Rif, northwest Africa. *Mineralogical Magazine*, 76(3), 683-705.

Ruiz-Cruz, M. D., & De Galdeano, C. S. (2013). Coesite and diamond inclusions, exsolution microstructures and chemical patterns in ultrahigh pressure garnet from Ceuta (Northern Rif, Spain). *Lithos*, 177, 184-206.

## S

Saadallah, A., & Caby, R. (1996). Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, 267(1), 257-273.

Salters, V. J., & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5).

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* (Doctoral dissertation, Diss. Naturwiss. ETH Zürich, Nr. 12945, 1998. Ref.: Dieter Gebauer; Korref.: Jose María Tubía; Korref.: Jose Ignacio Gil Ibarguchi).

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(1), 19-44.

Sartori, R., Leg, O. D. P., & Staff, S. (1989). Drillings of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: tentative basin evolution compared to deformations in the surrounding chains. In *The lithosphere in Italy* (Vol. 80, pp. 139-156). *Atti Dei Convegna Lincei Roma*.

Scherer, E. E., Cameron, K. L., & Blichert-Toft, J. (2000). Lu–Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm–Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3413-3432.

Schertl, H. P., & O'Brien, P. J. (2013). Continental crust at mantle depths: key minerals and microstructures. *Elements*, 9(4), 261-266.

Schettino, A., & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1398-1423.

Schettino, A., & Turco, E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 89-105.

Schilling, J. G. (1985). Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature*, 314, 62-67.

Schmitz, M. D., & Bowring, S. A. (2004). Lower crustal granulite formation during Mesoproterozoic Namaqua-Natal collisional orogenesis, southern Africa. *South African Journal of Geology*, 107(1-2), 261-284.

Schoene, B. (2014). 4.10 U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*, Elsevier, Oxford, 341-378.

Segal, I., Halicz, L., & Platzner, I. T. (2003). Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18(10), 1217-1223.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., ... & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.

- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., & Williams, S. D. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(11), 6003-6024.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, *59*(1), 101-118.
- Sheng, Y. M., Zheng, Y. F., Chen, R. X., Li, Q., & Dai, M. (2012). Fluid action on zircon growth and recrystallization during quartz veining within UHP eclogite: insights from U-Pb ages, O-Hf isotopes and trace elements. *Lithos*, *136*, 126-144.
- Sigman, D. M., Karsh, K. L., & Casciotti, K. L. (2009). Ocean process tracers: nitrogen isotopes in the ocean. *Encyclopedia of ocean science, 2nd edn. Elsevier, Amsterdam*.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., ... & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, *249*(1), 1-35.
- Söderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort, J. D., & Isachsen, C. E. (2004). The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, *219*(3), 311-324.
- Sosson, M., Morrillon, A. C., Bourgois, J., Féraud, 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*(3), 253-273.
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In *The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 31-52). Springer Berlin Heidelberg.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, *347*(4), 231-251.
- Spivack, A. J., & Edmond, J. M. (1987). Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *51*(5), 1033
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, *196*(1), 17-33.
- 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.
- Steiger, R., & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, *36*(3), 359-362.
- Stich, D., F. D. Mancilla, D. Baumont, and J. Morales (2005), Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions, *J. Geophys. Res.*, *110*, B06306, doi:10.1029/2004JB003366.



Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426(3), 295-317.

Strzeczynski, P., Cattaneo, A., Deverchere, J., Yelles, K., Mercier de Lepinay, B., Domzig, A., & Bracene, R. (2008, December). Plio-Quaternary Shortening on the Algerian Margin: Evidence From Multibeam Bathymetry and Seismic Reflection Survey off Boumerdes. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 2082).

Suen, C. J., & Frey, F. A. (1987). Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(1), 183-202.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

## T

Tachikawa, K., Jeandel, C., & Roy-Barman, M. (1999). A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4), 433-446.

Taylor, S. R., McLennan, S. M., & McCulloch, M. T. (1983). Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(11), 1897-1905.

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.

Tomkins, H. S., Powell, R., & Ellis, D. J. (2007). The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), 703-713.

Torne, M., Fernandez, M., Comas, M. C., & Soto, J. I. (2000). Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 105(B2), 3209-3228.

Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil-Crespo, P. P., & Velilla, N. (2003). Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). *Chemical Geology*, 197(1), 55-86.

Tribuzio, R., Thirlwall, M. F., & Messiga, B. (1999). Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implications for the origin of post-Variscan magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(1-2), 48-62.

Trombetta, A., Cirrincione, R., Corfu, F., Mazzoleni, P., & Pezzino, A. (2004). Mid-Ordovician U–Pb ages of porphyroids in the Peloritani Mountains (NE Sicily): palaeogeographical implications for the evolution of the Alboran microplate. *Journal of the Geological Society*, 161(2), 265-276.

Tubía, J. M., Cuevas, J., & Esteban, J. J. (2004). Tectonic evidence in the Ronda peridotites, Spain, for mantle diapirism related to delamination. *Geology*, 32(11), 941-944.

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2014). Geodynamics.

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(6), 1011-1036.

## U

Uysal, İ., Ersoy, E. Y., Karşlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M. B., Ottley, C. J., ... & Meisel, T. (2012). Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. *Lithos*, 132, 50-69.

## V

Van Hunen, J., & Allen, M. B. (2011). Continental collision and slab break-off: a comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1), 27-37.

Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., & Compston, W. (1996). Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122(4), 337-358.

Verma, S. P. (2010). Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 185-238.

Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., ... & Reilinger, R. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49(3), 123-129.

Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Söderlund, U., & Baker, M. (2004). Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(11).

Vervoort, J. D., Plank, T., & Prytulak, J. (2011). The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20), 5903-5926.

Vila, J. M. (1970). Le Djebel Edough; un massif cristallin externe du Nord-Est de la Berberie. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, (5), 805-812.

Vitale-Brovarone, A., Beltrando, M., Malavieille, J., Giuntoli, F., Tondella, E., Groppo, C., ... & Compagnoni, R. (2011). Inherited ocean-continent transition zones in deeply subducted terranes: insights from Alpine Corsica. *Lithos*, 124(3), 273-290.

Vitale-Brovarone, A., & Herwartz, D. (2013). Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustrés of Alpine Corsica: New Lu-Hf garnet and lawsonite ages. *Lithos*, 172, 175-191.

Vry, J. K., & Baker, J. A. (2006). LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7), 1807-1820.

## W

Wallace, L. M., McCaffrey, R., Beavan, J., & Ellis, S. (2005). Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction. *Geology*, 33(11), 857-860.

- Wang, P., & Glover, L. (1992). A tectonics test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth-Science Reviews*, 33(2), 111-131.
- Wasserburg, G. J., Albee, A. L., & Lanphere, M. A. (1964). Migration of radiogenic strontium during metamorphism. *Journal of Geophysical Research*, 69(20), 4395-4401.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Watson, E. B., Wark, D. A., & Thomas, J. B. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Westaway, R. (1990). Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 96(3), 393-406.
- Weill, D. F., & Drake, M. J. (1973). Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model. *Science*, 180, 1059-1060.
- Whattam, S. A., & Stern, R. J. (2011). The 'subduction initiation rule': a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5), 1031-1045.
- White, W. M., Albarède, F., & Télouk, P. (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 167(3), 257-270.
- 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(1), 61-74.
- Workman, R. K., & Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 53-72.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.
- Williams, I. S., & Claesson, S. (1987). Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2), 205-217.
- Williams, I. S., Fiannacca, P., Cirrincione, R., & Pezzino, A. (2012). Peri-Gondwanan origin and early geodynamic history of NE Sicily: a zircon tale from the basement of the Peloritani Mountains. *Gondwana Research*, 22(3), 855-865.
- Woodhead, J. D., & Hergt, J. M. (2005). A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(2), 183-195.
- Workman, R. K., & Hart, S. R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1), 53-72w ;
- Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290(5498), 1910-1917.

## X

Xiao, Y., Hoefs, J., van den Kerkhof, A. M., Fiebig, J., & Zheng, Y. (2000). Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China: a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1), 1-16.

Xu, J. F., & Castillo, P. R. (2004). Geochemical and Nd–Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain. *Tectonophysics*, 393(1), 9-27.

## Y

Yamasaki, T., Maeda, J., & Mizuta, T. (2006). Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 251(1), 52-65.

Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S. A., Xie, L. W., Yang, Y. H., & Liu, X. M. (2007). Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(2), 177-190

## Z

Zeck, H. P., Albat, F., Hansen, B. T., Torres-Roldán, R. L., García-Casco, A., & Martín-Algarra, A. (1989). A  $21 \pm 2$  Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, south Spain. *Tectonophysics*, 169(1), 215-220.

Zeck, H. P., Monié, P., Villa, I. M., & Hansen, B. T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20(1), 79-82.

Zeck, H. P. (1997). Mantle peridotites outlining the Gibraltar Arc—centrifugal extensional allochthons derived from the earlier Alpine, westward subducted nappe pile. *Tectonophysics*, 281(3), 195-207.

Zeck, H. P., & Whitehouse, M. J. (1999). Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean—consequences for its PTt path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2-3), 134-149.

Zeck, H. P., & 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., & 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(2), 275-292.

Zheng, Y. F., Xia, Q. X., Chen, R. X., & Gao, X. Y. (2011). Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. *Earth-Science Reviews*, 107(3), 342-374.

Zhu, H., Bozdağ, E., Peter, D., & Tromp, J. (2012). Structure of the European upper mantle revealed by adjoint tomography. *Nature Geoscience*, 5(7), 493-498.

Zindler, A., Staudigel, H., Hart, S. R., Endres, R., & Goldstein, S. (1983). Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex.

Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571.

# Annexe A : Techniques analytiques

---

A.1	Préparation des échantillons pour les analyses chimiques et géochronologiques.....	343
A.1.1	Obtention des gravats nécessaire à l'obtention de poudre et fractions minérales 343	
A.1.2	Obtention de poudre de roches totales .....	343
A.1.3	Obtention de fractions minérales.....	344
A.2	Géochronologie .....	344
A.2.1	Préambule : concept de fermeture de système isotopique.....	344
A.2.2	Datations Ar-Ar .....	346
A.2.3	Datations U-soPb.....	350
A.3	Analyses en éléments majeurs et traces sur roche totale.....	354
A.3.1	Éléments majeurs & traces .....	354
A.3.2	Éléments traces .....	355
A.4	Analyses en éléments majeurs in-situ .....	362
A.5	Analyses en éléments traces in-situ.....	363
A.6	Isotopie sur roche totale et fractions minérales .....	364
A.6.1	Préparation préalable .....	364
A.6.2	Lessivage .....	367
A.6.3	Mise en solution des échantillons : attaque reprise .....	367
A.6.4	Séparation sur colonnes.....	368
A.6.5	Mesure des rapports isotopiques .....	371
A.7	Isotopie Hafnium sur zircons .....	376

---



## A.1. Préparation des échantillons pour les analyses chimiques et géochronologiques

La préparation des échantillons récupérés sur le terrain est une étape clef dans le traitement géochimique et géochronologique. Elle consiste en un broyage minutieux des échantillons au cours duquel toute contamination par un agent extérieur doit être évitée au risque d'obtenir des résultats faussés ou même aberrants. Je listerai ci-après l'ensemble des étapes nécessaires menant à la mise en poudre des échantillons :

- ✓ Suppression des zones altérées : les patines de l'échantillon sont enlevées à l'aide d'une scie à métaux.
- ✓ Confection de sucres pour les lames minces et de sucres cubiques de 0.5x0.5 cm, ces derniers étant destinés à être broyés pour l'obtention de poudres et gravats.
- ✓ Une partie de l'échantillon est conservée et identifiée pour stockage.
- ✓ Les cubes de 0.5x0.5 cm sont soufflés à l'air comprimés et nettoyés pendant 30 min au bac à ultrasons.
- ✓ La scie à métaux est nettoyée minutieusement à grande eau entre chaque échantillon.

### A.1.1. Obtention des gravats nécessaire à l'obtention de poudre et fractions minérales

Cette étape est une des plus fastidieuses (douloureuse) de la préparation des échantillons. Le broyage des cubes de 0.5x0.5 cm se fait entièrement à la main pour tous les échantillons à l'aide d'un marteau et d'un mortier d'Abich qui permet de casser entre 5 et 10 cubes à la fois. On procède de la manière suivante :

- ✓ **Nettoyage** préalable de la salle et du matériel, qui sera ensuite effectué **entre chaque échantillon**
- ✓ Le mortier est nettoyé à l'aide d'alcool frotté avec une brosse ainsi qu'à l'air comprimé. Aucune trace de poudre ne doit subsister.
- ✓ Introduction des cubes dans le mortier et broyage manuel à l'aide d'un marteau, cette opération est faite jusqu'à l'obtention d'une quantité de gravats comprise entre 500 g et 800 g de taille inférieure à 0.5 cm de diamètre.
- ✓ L'échantillon broyé est placé dans un carteur qui permet de séparer le gravats en deux fractions égales en volume sans ségrégation en fonction de la taille des gravats. Ce qui est très important pour être représentatif de l'ensemble de l'échantillon.
- ✓ Les gravats ainsi séparés sont stockés dans des sacs propres et neufs identifiés pour chaque échantillon. Un mélange quelconque entre deux échantillons peut-être dramatique en conséquences.

### A.1.2. Obtention de poudre de roches totales

Le broyage fin nécessaire à l'obtention de poudre de roche totale nécessite l'utilisation d'une pulvérisette à bol d'agate qui évite par exemple la contamination en Nb et Ta :

- ✓ Nettoyage minutieux de la pulvérisette, la première fois qu'elle est utilisée et entre chaque échantillon.



- ✓ Broyage d'1/3 du gravât qui sera utilisé pour les analyses en éléments majeurs. Ainsi, si un peu de contaminant est resté dans le bol d'agate malgré les nettoyages successifs il n'influencera pas les concentrations obtenues pour les éléments majeurs.
- ✓ Le cycle varie entre 45 min et 2h suivant la nature de l'échantillon afin d'obtenir une poudre fine  $<2\mu\text{m}$ .
- ✓ Broyage des 2/3 de gravats restants pour l'obtention d'une poudre utilisée pour les analyses en éléments traces et isotopiques.
- ✓ Chaque poudre est stockée dans un récipient hermétique identifié.

### *A.1.3. Obtention de fractions minérales*

Afin d'obtenir des fractions minérales, on passe par une étape de tamisage sur colonne de tamis. La granulométrie des échantillons étant variable, j'ai utilisé des fractions de taille différentes, 80-150 $\mu\text{m}$ , 80-100 $\mu\text{m}$  et 150-250 $\mu\text{m}$ , permettant ainsi de conserver des grains purs. Les différentes fractions de minéraux résultant du tamisage sont séparées magnétiquement en utilisant un séparateur isodynamique « Frantz ». Dans cet appareil on introduit la fraction minérale dans un entonnoir situé en amont d'un rail à deux couloirs placé au milieu d'un électroaimant et équipé d'un vibreur. Cet appareil permet de faire varier l'intensité du champ magnétique, la pente sur laquelle vont glisser les minéraux, l'inclinaison du rail ainsi que la puissance de vibration. Cela correspond à séparer les grains en fonction de leurs propriétés physico-chimiques (granulométrie, densité, magnétisme).

La dernière étape de l'obtention de fractions minérales pures consiste en un tri fastidieux des fractions minérales à la loupe binoculaire. Cette étape permet d'éliminer les grains impurs, mixtes ou d'autre nature. Il est difficile de quantifier l'erreur induite d'une telle méthode dans le cas de séparation de grandes quantités (proche de 500 mg dans certains cas). Une chose est sûre, cette erreur reste limitée étant donné qu'elle fait suite au tri magnétique.

## A.2. Géochronologie

La géochronologie est un outil puissant permettant de contraindre des étapes clés caractérisant différents contextes tectoniques. En considérant les différentes méthodes il est possible de relier un âge obtenu à un événement spécifique. Pour ce faire, il est nécessaire de connaître ce que l'on date et quelles sont les particularités du chronomètre utilisé. En effet, comme on considère différents éléments chimiques et différents minéraux, la donnée âge obtenu correspond à des conditions particulières. Chacune de ces méthodes utilisées en géochronologie possède des limitations intrinsèques à la nature du minéral, aux isotopes considérés et aux méthodes d'analyse.

### *A.2.1. Préambule : concept de fermeture de système isotopique*

#### *A.2.1.1. Quelques concepts de diffusion*

On considère deux phénomènes de transport chimiques : l'advection et la diffusion. Dans le cas d'un milieu uniquement constitué de phases solides, l'advection ne rentrera pas en compte

dans un rééquilibrage isotopique. La diffusion est traduite par un flux d'éléments dirigé selon un gradient de concentration traduit dans la première loi de Fick :

$$J = -D\partial C/\partial x$$

Avec J le flux d'une espèce chimique à travers un plan ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $(\partial C/\partial x)$  le gradient de concentration normal à ce plan et D le coefficient de diffusion  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Cette équation est négative du fait que le flux se dirige de la plus haute concentration vers la plus faible concentration. Les contraintes à appliquer dans la diffusion sont que: aucun transport de matière n'est effectué, le flux dans un sens doit être compensé par un flux de sens opposé. De plus le mouvement d'une charge doit être compensé par une autre charge pour préserver la neutralité du cristal. On ne peut donc pas perdre un cation radiogénique sans qu'un autre cation prenne sa place. On a alors quatre types de diffusions possibles : lorsque deux atomes s'interchangent, c'est la diffusion par échange de cations ; la diffusion interstitielle qui se traduit par un atome qui va se déplacer d'un site interstitiel à l'autre ; la diffusion via les lacunes lorsqu'un atome se déplace vers une lacune en en créant une nouvelle, et enfin pour le cas de la diffusion interstitielle un atome migre d'un site cristallin vers un site interstitiel. Pour produire un échange de cations ou bien une diffusion interstitielle, une grande énergie d'activation est nécessaire. La diffusion interstitielle n'est possible que pour des atomes d'hydrogène ou d'hélium, ainsi, le mécanisme prédominant reste la diffusion via les lacunes. Le seul facteur limitant la diffusion sera donc le coefficient de diffusion D donné par la loi d'Arrhenius :

$$D = D_0 \exp(-E/RT)$$

Où D est influencé par la probabilité de créer des lacunes ( $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ), E est l'énergie d'activation en  $\text{kcal} \cdot \text{mol}^{-1}$ , R la constante des gaz parfaits ( $1.987 \cdot 10^{-3} \text{ kcal} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) et  $D_0$  le facteur fréquentiel (D pour une température infiniment haute), T la température absolue en K°. De ce coefficient de diffusion découlent les notions de température de fermeture.

#### A.2.1.2. Température de fermeture

On parlera d'un système fermé lorsque celui-ci n'échange aucun isotope avec le milieu environnant. Des travaux pionniers ont proposé que la capacité d'un système isotopique à conserver ses caractéristiques dépend de la diffusion thermique, soit de la température d'après la loi d'Arrhenius (Dodson, 1973). Lorsque la température est importante, la diffusion provoquera un rééquilibrage du système isotopique i.e. le système est ouvert. En revanche, dans le cas d'une température plus basse, la diffusion est faible et les fils du système radiogénique considéré pourront s'accumuler dans le système.

De cela, découle la notion de température de fermeture  $T_c$  (Figure 1). Evidemment celle-ci dépend du minéral considéré, de l'isotope considéré, de la taille du minéral etc. La température de fermeture d'un système correspond donc à la température en dessous de laquelle les isotopes du système radiogénique seront conservés.

Selon Dodson (1973) la température de fermeture dépend de 3 conditions. Premièrement, la matrice entourant le minéral considéré se comporte comme un réservoir infini et homogène pour l'espèce diffusante. Autrement dit, les échanges isotopiques entre ces deux réservoirs ne doivent pas modifier la composition isotopique de l'espèce diffusante. La seconde condition est la suivante : à la température de fermeture  $T_0$  et lors du refroidissement, la concentration de l'espèce considérée dans le minéral est homogène. Et enfin une troisième

condition : la concentration en surface du minéral est censée varier de manière linéaire avec le temps. C'est grâce à ces conditions que l'on peut déduire la température de fermeture d'un minéral. Celle-ci peut être établie expérimentalement par mesure des paramètres de diffusion expérimentaux ou par une étude de cas naturel (e.g. comparaison entre les âges obtenus dans une zone et les isogrades, ou variations âge profondeur).

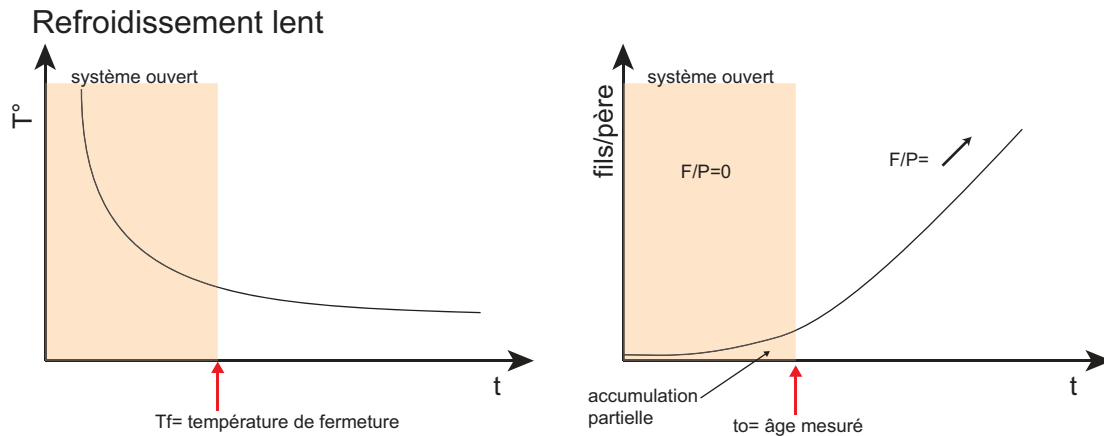


Figure 1: Schéma illustrant le principe de température de fermeture.

La diffusion thermique se fait différemment dans chacun des minéraux et ce suivant le géochronomètre considéré. Par exemple pour quelques uns des minéraux utilisés dans les datations Ar-Ar : les micas étant anisotropes la diffusion se fait plus rapidement le long de l'axe cristallographique c, provoquant une diffusion non-homogène dont le domaine de diffusion se fait sur la taille du grain (Hames et Bowring, 1994 ; Hodges et al., 1994). Dans les amphiboles de type hornblende, la température de fermeture est formulée selon la forme du minéral (Dahl, 1996). La diffusion dans les amphiboles ne serait pas liée au ratio Mg/Fe et la température de fermeture serait comprise entre 578°C et 490°C pour des taux de refroidissement entre 500 et 5 °C/Ma (Harrison, 1981 ; Baldwin et al., 1990). Les températures de fermeture des amphiboles métamorphiques sont présumées plus basses (360-435 °C) que celles des amphiboles magmatiques, ces différences étant attribuées à la présence d'exsolutions (Baldwin et al., 1990).

### A.2.2. Datations Ar-Ar

#### A.2.2.1. Principes généraux et applications

Historiquement le développement des datations K-Ar précède la géochronologie Ar-Ar. Après la découverte des isotopes du potassium suivie d'une vingtaine d'années de débat sur les possibles père et fils de cet élément, ce sont finalement Aldrich et Nier (1948) qui démontrèrent que le  $^{40}\text{Ar}$  était issu de la désintégration du  $^{40}\text{K}$ . Cette démonstration fut établie à partir de l'observation directe de minéraux riches en potassium, qui contenaient alors plus de  $^{40}\text{Ar}$  que de  $^{36}\text{Ar}$  en comparant au  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  atmosphérique. Suite à cela, il fut rapidement reconnu qu'il y avait une variation importante de la rétention d'argon radiogénique dans différents minéraux. Wanke et Köning (1959) furent les premiers à démontrer que l'on pouvait mesurer un âge K-Ar après irradiation des échantillons dans un réacteur nucléaire. Les interactions avec les neutrons provoquent la transformation d'une certaine proportion

de  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  et d'une autre proportion de  $^{40}\text{Ar}$  en  $^{41}\text{Ar}$  en émettant des particules  $\beta^-$  avec des constantes de désintégration de 269 ans et 1.83 heures respectivement.

Une étape majeure du développement de la datation Ar-Ar fut mise en lumière par Merrihue (1965) qui démontra que le  $^{39}\text{Ar}$  issu du  $^{39}\text{K}$  généré dans un réacteur (noté  $^{39}\text{Ar}_K$ ) pouvait être mesuré par spectrométrie de masse et non par méthode de comptage après extraction de l'argon issu de l'échantillon préalablement irradié, démonstration valable pour les autres isotopes naturels de l'argon ( $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  et  $^{36}\text{Ar}$ ). L'analyse du  $^{36}\text{Ar}$  permettant la correction du  $^{40}\text{Ar}$  non-radiogénique présent dans le gaz extrait. La mesure de ces abondances isotopiques permet ainsi l'établissement du rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  proportionnel au rapport  $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$  (avec  $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$  considéré comme constant dans la nature).

La datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  est basée sur la désintégration du  $^{40}\text{K}$  en deux fils. Le premier  $^{40}\text{Ca}$  (89.5%) est produit par une radioactivité de type  $\beta^-$  et une constante de désintégration de  $\lambda_\beta = 4,961 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ . Le second  $^{40}\text{Ar}^*$  (10.5%) est produit par capture électronique avec une constante de désintégration  $\lambda_e = 0,582 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ .

$$^{40}\text{Ar} = \frac{\lambda}{\lambda_e} ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

$$\text{et } \lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$$

La datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  nécessite une irradiation de l'échantillon dans un réacteur nucléaire produisant un flux de neutrons rapides provoquant la transformation de  $^{39}\text{K}$  en  $^{39}\text{Ar}$  (un neutron et un atome de  $^{39}\text{K}$  forment un atome de  $^{39}\text{Ar}$ ). La concentration de l'élément père  $^{40}\text{K}$  est déterminée par l'évaluation du taux de production de  $^{39}\text{Ar}$  durant l'irradiation en considérant le rapport  $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$  constant dans la nature :

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \Phi_E \sigma_E \cdot dE \quad (2)$$

$^{39}\text{Ar}$  et  $^{39}\text{K}$  sont les abondances des deux isotopes,  $\Delta T$  la durée d'irradiation,  $\Phi_E$  le flux neutronique d'énergie  $E$ ,  $\sigma_E$  la section efficace de capture de la réaction permettant de produire le  $^{39}\text{Ar}$  à partir du  $^{39}\text{K}$ . Comme la section efficace de capture et le flux neutronique d'énergie sont des paramètres difficiles à évaluer, l'analyse de standards d'âge précis permet de définir un facteur de rendement de l'irradiation  $J$  formulé de la manière suivante :

$$J = \left( \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_S \left( \frac{\lambda}{\lambda_e} \right) \Delta T \int \Phi_E \sigma_E \cdot dE \quad (3)$$

avec  $\left( \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \right)_S$  le rapport isotopique du standard.

D'après (1) et (3) on obtient :

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

Le facteur J, déterminant dans une datation va varier en fonction du réacteur considéré, de la position des échantillons dans le réacteur et de la durée de l'irradiation. Ainsi l'utilisation de plusieurs standards est nécessaire pour contraindre précisément ce facteur déterminant.

L'âge est alors exprimé en fonction du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mesuré dans l'échantillon et fonction du paramètre J (facteur de rendement).

Les notions présentées sur la diffusion et la température de fermeture permettent de dire qu'un âge sera significatif si : la composition isotopique du K est homogène à l'échelle du cristal (i.e. non fractionnée), le système considéré s'est comporté en système clos (i.e. n'a pas subi de perte en argon ou intégré de l'Ar).

#### A.2.2.2. Réactions d'interférences

Il a été reconnu lors de les premières étapes d'élaboration de la méthode que lors de l'irradiation, en dehors de la réaction produisant du  $^{39}\text{Ar}$  à partir du  $^{39}\text{K}$ , d'autres isotopes étaient formés par désintégration ( $^{38}\text{Cl}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{42}\text{Ca}$  et  $^{40}\text{Ca}$ ). Ce sont des réactions d'interférences (voir Harrison & McDougall, 1999).

Une quantité significative de  $^{36}\text{Ar}$  et  $^{39}\text{Ar}$  est issue du calcium et nécessite des corrections au risque d'un âge erroné, particulièrement pour les échantillons présentant un rapport de K/Ca faible (hornblende, plagioclase, pyroxène). Comme le  $^{37}\text{Ar}$  est très peu produit à partir du  $^{39}\text{K}$ , lors de l'irradiation on approxime la totalité du  $^{37}\text{Ar}$  comme provenant du  $^{40}\text{Ca}$ . Cet isotope permet donc de corriger les isotopes  $^{36}\text{Ar}$  et  $^{39}\text{Ar}$  produit par l'irradiation et issus du Ca. Les facteurs de corrections ( $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$  et  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ ) sont mesurés en analysant les taux de production de ces isotopes lors de l'irradiation en utilisant des sels purs de Ca de formule  $\text{CaF}_2$ . Les taux de productions mesurés induits par l'irradiation permettront d'effectuer la correction exprimée par la relation suivante :

$$\left[ \frac{x\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}} \right]_{\text{Ca}} = \frac{x\text{Ar}_m - \frac{^{40}\text{Ar}_A}{295.5}}{^{37}\text{Ar}}$$

Avec  $x\text{Ar}_m$  correspondant à la valeur de la mesure de l'isotope d'argon que l'on souhaite corriger,  $^{40}\text{Ar}_A$  à l'argon atmosphérique et  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$  matérialisant le  $^{37}\text{Ar}$  total formé lors de l'irradiation.

Dans le cas des interférences impliquant du K on utilise des sels de potassium purs (KF) dans lesquels la totalité du  $^{39}\text{Ar}$  proviendra du potassium. On corrigera donc des facteurs suivants :  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$  et  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$ . La correction a donc pour formulation l'équation suivante :

$$\left[ \frac{x\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right]_{\text{K}} = \frac{x\text{Ar}_m - ^{36}\text{Ar}_m \cdot 295.5}{^{39}\text{Ar}}$$

m représente les isotopes mesurés lors de l'analyse et 295.5 est le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  dans l'Ar atmosphérique. Cette correction a d'autant plus d'importance que l'échantillon présente des rapports  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  faibles.

Nous avons appliqué les corrections suivantes sur des sels analysés dans les mêmes conditions que l'échantillon et le standard :  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$ ,  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$  et  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$

#### A.2.2.3. La représentation des âges Ar-Ar, une fenêtre sur le minéral

Deux représentations sont actuellement utilisées pour les datations Ar-Ar : les spectres d'âges et les isochrones inverses. Le spectre d'âges permet de visualiser l'évolution des âges apparents lors du dégazage progressif des échantillons en reportant ces âges en fonction du %<sup>39</sup>Ar dégazé lors de chaque palier de chauffe (Fleck, 1977). L'allure de ces spectres nous renseigne alors sur l'histoire thermique, métamorphique, tectonique ou hydrothermale enregistrée par le minéral daté (McDougall et Harrison, 1999). Pour obtenir un âge plateau il faut que pour 50% du <sup>39</sup>Ar dégazé les différents paliers soient concordants dans leur marge d'erreur, et ce pour un minimum de trois paliers consécutifs. L'excès de <sup>40</sup>Ar argon est un problème épineux. Dans la plupart des cas l'excès d'argon est matérialisé par un profil de dégazage en forme de selle (les premières étapes de dégazage montrent des âges très vieux, qui diminue jusqu'à un minimum et ré-augmentent lors des dernières étapes de dégazage). Dans un cas d'excès d'argon, Lanphere et Dalrymple (1976) ont proposé que l'âge minimum obtenu dans ce type de spectre se rapproche de l'âge de cristallisation.

C'est en cela que les isochrones inverses sont utiles. Dans ce diagramme on représente le <sup>36</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar en fonction du <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar (Roddick et al., 1980). Lorsque les rapports obtenus lors du dégazage de l'échantillon s'alignent selon une droite, on peut alors calculer un âge qui est matérialisé par l'intercept entre la droite et l'axe des abscisses. L'ordonnée à l'origine nous donnera la composition isotopique de l'Ar piégé au moment de la fermeture du système. Cette méthode permet de mettre en évidence les excès d'Ar avec des rapports <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar pour l'argon initial supérieurs à ceux de l'argon atmosphérique (Kuiper, 2002). Les pertes en argon seront mises en évidence en cas de rapport <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar inférieurs à l'argon atmosphérique.

#### A.2.2.4. Analyse

Les analyses ont été réalisées sur des cristaux séparés de micas ou d'amphibole en utilisant une technique de dégazage progressif par laser. La ligne utilisée est composée d'un laser IR-CO<sub>2</sub> à 100kHz utilisé à 3-15 % de sa puissance lors des paliers de chauffe d'une durée de 60s, jusqu'à la fusion de l'échantillon (soit entre 400 et 1200°C environ). Un système de lentilles permet la focalisation du faisceau laser. Les fractions minérales (muscovite, amphibole et biotite) utilisées lors de ces travaux de thèse sont disposées dans un support de cuivre présentant plusieurs emplacement afin de pouvoir introduire différents échantillons. Le support est situé dans une chambre sous ultravide (10<sup>-8</sup>-10<sup>-9</sup> bars). Le gaz extrait après la chauffe est ensuite introduit dans une ligne métallique et purifié à l'aide de deux getters Zr-Al. Le gaz purifié est ensuite analysé dans un spectromètre multi-collecteurs de type Argus VI de Thermo-Fisher (Figure 2) Lors d'une journée d'analyse la discrimination de masse de l'appareil est mesurée chaque matin à l'aide d'un volume calibré d'air. Un blanc de ligne est mesuré toutes les 3 analyses afin de calculer le bruit de fond. Ces valeurs de blanc sont

utilisées pour corriger les mesures d'une journée dans le logiciel de traitement de données ArArCalc© (v2.5.2, Koppers, 2002).

Le standard utilisé lors des analyses de ces travaux de thèse est le standard TRC (Taylor Creek Rhyolite, Renne et al., 2010) daté à  $28.61 \pm 0.36$  Ma. Les facteurs de correction déduits des sels  $\text{KF CaF}_2$  sont les suivants :  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.00969 \pm 0.00038$ ,  $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.01297 \pm 0.00045$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.0007474 \pm 0.000021$  et  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000288 \pm 0.000016$ . La valeur du rapport  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  utilisée est de 295.5 (Steiger and Jäger, 1977).

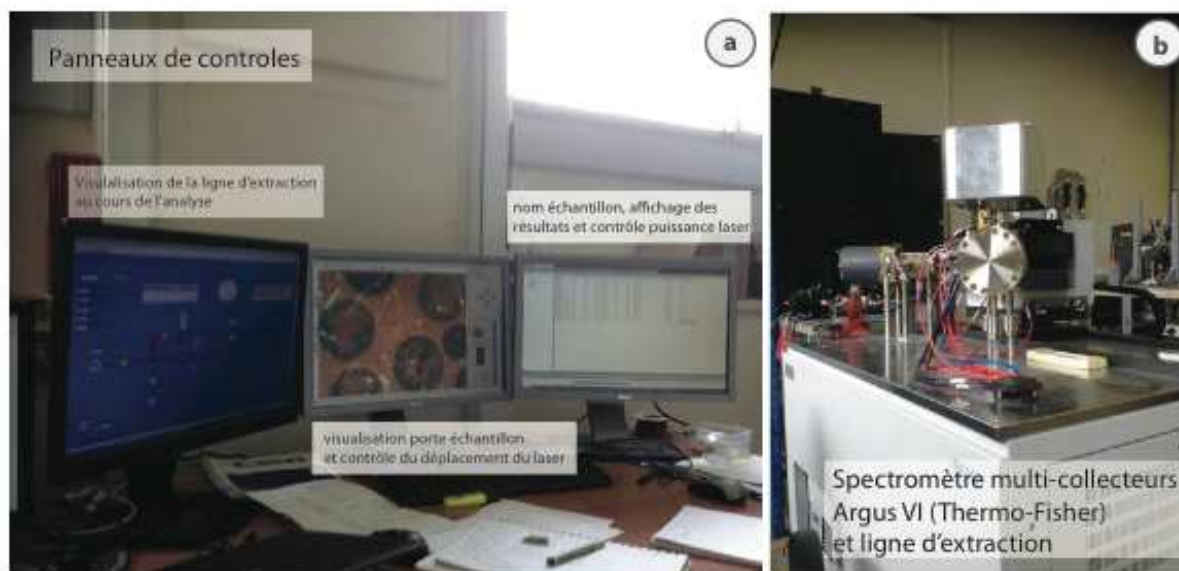


Figure 2: Photographie du spectromètre Argus VI (Thermo-Fisher) et des panneaux de contrôles du laboratoire Géosciences Montpellier.

### A.2.3. Datations U-Pb

#### A.2.3.1. Principes généraux et applications

Le système U-Pb est un des systèmes géochronologiques les plus employés. Son principal avantage est d'associer deux isotopes pères d'un même élément ( $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$ ) qui se désintègrent suivant des constantes de désintégration différentes pour donner deux isotopes fils d'un autre élément (le  $^{207}\text{Pb}$  et le  $^{206}\text{Pb}$  respectivement). Ainsi, la quantité d'uranium décroît régulièrement au cours du temps alors que les quantités de plomb, issues de la désintégration radioactive, augmentent proportionnellement. En parallèle la composition isotopique du plomb se modifie également, donnant une autre mesure du temps écoulé. On peut alors calculer trois âges à partir de trois rapports isotopiques distincts : deux rapports Pb/U ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) et un rapport de composition isotopique du plomb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). La comparaison des trois âges permet d'évaluer si le système U-Pb du minéral considéré est resté clos ou s'il a évolué en système ouvert. De ces caractéristiques découle un autre avantage : on peut évaluer l'âge de fermeture du système mais aussi de l'ouverture de celui-ci.

En considérant un système, les nucléides impliqués dans la désintégration donnent les équations suivantes :

$${}^{206}\text{Pb}_{act} = {}^{206}\text{Pb}_i + {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (1)$$

$${}^{207}\text{Pb}_{act} = {}^{207}\text{Pb}_i + {}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2)$$

$${}^{208}\text{Pb}_{act} = {}^{208}\text{Pb}_i + {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (3)$$

Avec act = actuelle, i = initial et t = temps. En divisant par l'isotope  ${}^{204}\text{Pb}$  non radiogénique on obtient les équations de désintégration :

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_{act} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (4)$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_{act} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (5)$$

Cependant dans le cas d'un minéral ayant intégré beaucoup d'U lors de sa formation et pas de Pb on obtient :

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (6)$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (7)$$

Cette combinaison unique de deux chronomètres naturels a été très tôt exploitée par Wetherill (1956) dans le diagramme "Concordia". Dans un diagramme Concordia le  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$  est calculé à partir du  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$  sur la base de la valeur constante de  ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U}$  soit; la totalité des éléments fils présents dans ces minéraux à un instant t est d'origine radiogénique. Les minéraux communément utilisés pour des datations U-Pb sont les zircons et les monazites mais il est possible d'utiliser les sphènes et les rutiles. Cependant ces minéraux ont tendance à intégrer du plomb commun ce qui nécessite l'utilisation de diagrammes de type Terra-Wasserburg ( ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$  vs  ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ , Figure 3). Les corrections liées à l'intégration de plomb commun sont faites en mesurant la proportion de plomb commun d'un modèle d'évolution du Pb général (Stacey & Kramers, 1975).



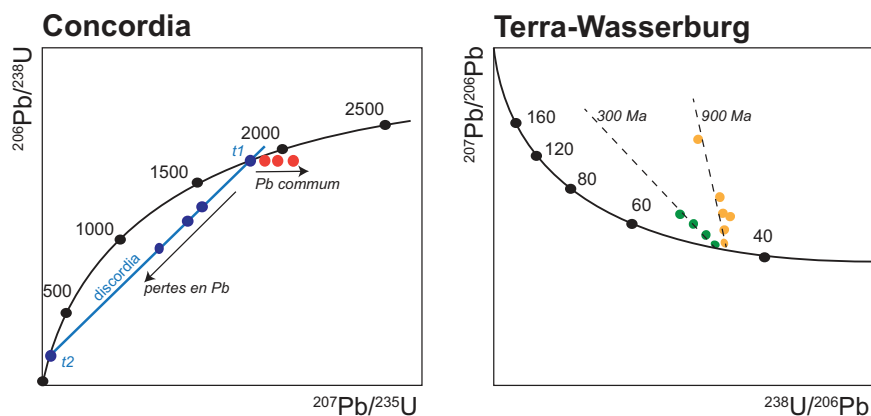


Figure 0-1 : Exemples simplifiés de représentation des données géochronologiques U-Pb. a) Diagramme théorique Concordia avec : cristallisation des zircons à  $t_1$ , un enrichissement en Pb commun identifié par une diminution des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  plus importante que le  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et pertes épisodiques en Pb jusqu'à l'événement menant à la formation de zircons  $t_2$ . b) Les droites discordantes du diagramme Terra-Wasserburg indiquent un mélange avec une composante plomb commun initiale à différents âges.

### A.2.3.2. L'analyse U-Pb sur minéraux

#### Principe général

Le faisceau photonique du laser est généré, dirigé et focalisé sur la surface de l'échantillon en utilisant un jeu de lentilles. Ce faisceau vaporise les atomes et molécules de l'échantillon. C'est la phase d'ablation effectuée dans une cellule étanche. De cette ablation est produit un aérosol transféré de la cellule d'ablation vers le spectromètre de masse (ICP-MS) via un gaz. Les particules contenues dans l'aérosol sont ionisées par le plasma ; extraites par un système de vide différentiel, focalisées puis séparées dans l'analyseur en fonction de leurs rapports masse/charge. Le détecteur convertira le faisceau ionique en coups par seconde. Les analyses U-Pb sur zircon ont en majorité été faites sur plot (excepté pour les données obtenues sur le mégacristal de grenat présenté en chapitre 6).

La ligne utilisée pour effectuer les datations U-Pb lors de ces travaux de thèse est composée d'un laser couplé à ICP-MS quadrôle VG Plasma Quad II. Le laser disponible à Géosciences Montpellier est un laser à excimères CompEx 102 de Lambda Physik opérant dans l'ultra-violet profond à 193 nm. Il permet d'atteindre une énergie de 200 mJ et une densité d'énergie maximale sur l'échantillon de  $35 \text{ J/cm}^2$ . Il s'agit de la combinaison d'un gaz rare (Ar, Xe ou Kr) et d'un gaz réactif (F ou Cl). Les lasers excimers peuvent être homogénéisés grâce à un système de lentilles et ainsi d'obtenir une distribution en énergie constante en différents points du faisceau. La cellule d'ablation se situe à l'interface entre le système d'ablation laser et le spectromètre de masse. L'évolution du signal laser est dépendant de la nature des gaz injectés. La technique d'ablation utilisée dans cette étude est faite sous hélium, qui en plus d'un gain de sensibilité, permet aussi de réduire le taux de fractionnement U-Pb (Günther & Heinrich., 1999).

La vitesse de creusement de l'échantillon liée à la source laser est importante (entre 0.3 et  $1 \mu\text{m/s}$ ) ce qui oblige à considérer la résolution spatiale, en particulier dans le cas d'échantillons hétérogènes. Celle-ci dépend de plusieurs paramètres: la taille du spot ( $\mu\text{m}$ ), la densité d'énergie ( $\text{J/cm}^2$ ) et la fréquence (Hz). Pour une taille de spot donnée, la fréquence et la densité d'énergie déterminent la vitesse de creusement mais aussi la quantité de signal. Un

creusement important pouvant mener à un fractionnement élémentaire plus important, il est nécessaire de trouver un compromis efficace entre taille de grain et puissance du signal.

Une session d'analyse laser commence par un réglage machine à l'aide d'une solution standard contenant 10 ppb d'Indium. Le passage en mode laser s'effectue en dérivant le flux d'argon du nébuliseur vers la cellule d'ablation. Après passage dans la cellule, ce flux est ensuite envoyé vers la torche de l'ICP. Les ablations laser sur zircons sont effectuées en mode « Peak jumping », en mesurant les pics de  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{238}\text{U}$ .

Une analyse dure 65 secondes et commence par une phase de pré-ablation de 15 secondes afin d'éviter le signal initial (impuretés de surface) et d'augmenter la précision. La phase d'acquisition est composée d'une série de cinq rapports pendant 50 secondes. La procédure utilisée est la suivante : un blanc de gaz - 2 standards - un blanc de gaz - cinq échantillons - un blanc de gaz - cinq échantillons - un blanc de gaz - deux standards - un blanc de gaz. Les valeurs des blancs de gaz ont été moyennées et soustraites des standards et des échantillons afin de s'affranchir du bruit de fond. Le calcul des âges à partir des rapports obtenus a été effectué à l'aide du logiciel Isoplot/Ex (Ludwig, 2000).

### *Validité des résultats*

Les limites des datations U-Pb sont les suivantes :

-Si l'analyse se fait sur deux zones du grains (par exemple un cœur magmatique et une bordure métamorphique) elle pourra donner un âge faussé. Ce problème peut être contourné en effectuant une imagerie précise du grain au Microscope Électronique à Balayage. Cependant, ce microscope ne fournit qu'une image en plan. Étant donné que l'imagerie MEB ne nous fournit qu'une image plane, on doit considérer que le zircon présente la même structure sur tous les plans. Ce qui clairement reste une inconnue. Cette limitation est à modérer étant donné que les temps d'analyses sont choisis dans le but de ne pas traverser complètement un cristal.

-Fractionnement inter-élémentaire et discrimination de masse : une des limitations de la méthode LA-ICP-MS est que le signal mesuré ne reflète pas systématiquement la composition de l'échantillon. On appelle cela le phénomène de fractionnement élémentaire. Il est principalement lié à la rétention préférentielle des éléments réfractaires dans le cratère d'ablation ; la discrimination de masse est induite par le transports des différents constituants et leur différence de comportement (Ludden et al., 1995 ; Hirata et al., 1995 ; Morrison et al., 1995 ; Bea et al., 1996). Le fractionnement inter-élémentaire peut aussi être attribué aux points de fusion ainsi qu'à la formation d'oxydes (e.g. Jeffries et al., 1995). Dans le cas de notre étude, la quantité d'oxyde est contrôlée tout au long de l'analyse (rapport ThO/Th). Afin d'évaluer l'importance du fractionnement inter-élémentaire sur la détermination des âges Pb/U, nous avons procédé à une série de mesures de standards de zircon G91500 (Wiendenbeck et al., 1995) qui permet de calculer le facteur de déviation de masse (Pb/Pb) et le fractionnement inter-élémentaire. La moyenne de 4 standards permet de corriger 10 échantillons en utilisant l'amplitude du fractionnement inter-élémentaire  $F'$  :

$$(F' = \frac{X_{vrai Std}}{m(X_{mesuré Std})} - 1)$$

Avec X l'isotope considéré.

La discrimination de masse qui favorise la transmission des isotopes les plus lourds par rapport aux légers est corrigée à l'aide de la mesure des rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  du standard moyennée sur quatre standards pour 10 échantillons :

$$R_{\text{corrigé}} = R_{\text{mesuré}} * (1 + F)^{\Delta M}$$

$\Delta M$  est la différence de masse et F est le facteur de discrimination calculé à partir de la mesure des standards.

- Interférences de masses et plomb commun : le mercure présent dans l'argon qui sert au transport de l'aérosol provoque des interférences isobariques du  $^{204}\text{Hg}$  sur le  $^{204}\text{Pb}$  qui compromettent sérieusement la mesure de cet isotope. Sachant que la valeur du rapport  $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$  est constante et égale à 0.2293, on effectue la mesure du  $^{202}\text{Hg}$  afin de calculer la proportion restante sur la masse 204, attribuée au plomb commun. Les valeurs de  $^{204}\text{Pb}$  mesurées en cps, en général extrêmement faibles, sont jugées non significatives en dessous d'un seuil qui dépend de la limite de détection de l'appareil (LOD). La limite de détection est égale à trois fois la déviation standard de l'intensité du  $^{204}\text{Pb}$  mesuré en cps dans l'ensemble des blancs analysés au cours d'une procédure. Nous soulignerons que la totalité des analyses effectuées au cours des différentes séances n'a nécessité aucune correction (avec de valeurs de LOD variant entre 50 et 66 cps).

### A.3. Analyses en éléments majeurs et traces sur roche totale

#### A.3.1. Éléments majeurs & traces

*Les éléments majeurs permettent de caractériser la roche : quel type de sédiments sont impliqués dans le cas d'une roche sédimentaire, les séries volcaniques, le type de roche volcanique, si une série d'échantillons présente des caractéristiques de type cristallisation fractionnée etc.*

Les éléments majeurs et la majorité des spectres en éléments traces ont été analysés par méthode XRF (X-ray fluorescence) au SARM (Service d'analyse des Roches et des Minéraux) du CRPG (Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy sur un Spectromètre d'émission (ICP-OES) Thermo Fischer ICap 6500. Les standards utilisés sont les suivants BR (basalte), DR-N (diorite), UB-N (serpentine), AN-G (anorthosite) et GH (Granite, Carignan et al., 2001). Les limites de détections sont inférieures ou égales à 0.03 wt% pour les éléments majeurs, et variables pour les éléments traces. La majorité sont détectés au delà de 1 ppm, pour Ba et Sr entre à 1.6 et 2 ppm respectivement et pour Cu, Zn et Ti entre 5 et 11 ppm.

### A.3.2. Éléments traces

Les éléments traces possèdent les mêmes utilisations que les éléments majeurs, ils peuvent aussi signer des interactions entre réservoirs (interactions croûte continentale, fluides-basaltes) ou bien un contexte de formation bien spécifique. Par exemple les anomalies négatives en Nb-Ta et Zr-Hf marque une subduction. Avec ceux-ci, on peut aussi retrouver dans le cas d'une roche volcanique la signature du réservoir qui en est à l'origine.

#### A.3.2.1. Dissolution

Les béchers dans lesquels sont faites les attaques sont lavés à chaud pendant au moins 48h dans 2 bains acides successifs (HNO<sub>3</sub> et Orégal), puis rincés en H<sub>2</sub>O purifiée (milliQ) et laissés 24h fermés à chaud à 95°C avec 1 ml d'HNO<sub>3</sub> concentré. Enfin on procède à une attaque « à blanc » à l'aide de 0,5 ml d'HF + 0,2 ml de HClO<sub>4</sub> dans le bécher vide, celui-ci est placé à chaud à 150 °C pendant 48 h.

Pour dissoudre les échantillons on commence par peser 50 mg de poudre de roches totales pour chaque échantillon étudié, ainsi que pour les standards BEN (basalte) et UBN (serpentinite) analysés conjointement. Le protocole de dissolution est le suivant:

- ✓ **1<sup>ère</sup> attaque : ajout d'1 ml de HF 48% et de 0,5 ml de HClO<sub>4</sub> à l'échantillon.** Maintenu à 130°C pendant 48h;
- ✓ **Évaporation** de la solution à 210 °C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;
- ✓ **2<sup>e</sup> attaque :** ajout de 0,5 ml de HF et 0,25 ml de HClO<sub>4</sub>, maintenu durant 48h à 150°C ;
- ✓ **Évaporation** à 150°C jusqu'à obtention d'une pâte visqueuse ;
- ✓ **Reprise** des résidus avec 0,25 ml de HClO<sub>4</sub> et évaporation immédiate à 150°C ;
- ✓ **Reprise** des résidus avec 0,15 ml de HClO<sub>4</sub> et évaporation immédiate à 170°C ;
- ✓ **Reprise** des résidus avec 0,10 ml de HClO<sub>4</sub> et évaporation immédiate à 180°C jusqu'à obtention d'un résidu sec, qui se décroche du fond du bécher.

On procède à trois étapes d'évaporations successives à des températures de plus en plus élevées sur les résidus repris en acide perchlorique afin d'éliminer les fluorures formés lors de la dissolution chimique des échantillons. L'utilisation de l'HF bien que nécessaire pour une bonne dissolution, forme des fluorures qui abîment les verreries, et pourra donner des valeurs erronées en HFSE (Nb-Ta notamment) qui sont des éléments indispensables à nos études.

Classiquement dans le cas d'analyse à spectrométrie de masse à source plasma (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ou ICP-MS) les échantillons sont dilués sous forme aqueuse légèrement acidifiée. L'acide produisant une interférence minimale est l'HNO<sub>3</sub> concentré à 5%. Cette faible concentration permet de garantir la longévité des cônes de l'ICP-MS.

- ✓ **Reprise** des résidus en HNO<sub>3</sub> concentré (de 0,125 ml à 0,25 ml en fonction du volume de la solution finale) puis dilués avec de l'eau ultrapure (1-2 ml).
- ✓ **Ultrasons** à 50°C jusqu'à obtention d'une solution limpide et homogène.

- ✓ **Dilution** des échantillons selon un facteur variant entre 2000 et 4000 pour les roches totales, en fonction de leur nature i.e. enrichissement supposé (e.g. 2000 fois pour des péridotites « pauvres » et 4000 fois pour des gabbros et diorites plus « riches ») ; et autour de 3500 et 7000 pour les standards UBN et BEN, respectivement. Tout ceci afin d'éviter la saturation du collecteur de l'ICP-MS.
- ✓ **Jaujage** : la solution finale, introduite dans l'ICP-MS, est composée du mélange « solution d'échantillon + H<sub>2</sub>O purifiée » auquel est rajouté une quantité précise des **standards internes** d'Indium et de Bismuth (qui sont utilisés pour les corrections de biais interne) + un volume précis d'acide nitrique concentré représentant 2,5% du volume total. Le volume total, précisément pesé, doit être égal à 20.6 g. L'étape de dilution doit être faite avec grande précision pour chaque échantillon (pesée des solutions à chaque étape intermédiaire) de façon à calculer avec le plus de justesse possible le facteur de dilution qui sera ensuite réinjecté dans les feuilles de calcul des concentrations.

### A.3. 2.2. Analyse

#### *Réglages*

Pour pratiquer à une analyse sur l'ICP-MS VG PQ-2 Plasma Quad (Université de Montpellier) il est nécessaire de régler l'appareil. Ceci se fait avec une solution de calibration « SPEX ». Elle est dosée à 50-100 ppb et contient des éléments depuis les masses légères aux masses les plus lourdes. Les différents réglages à faire avant toute analyse sont les suivants :

- ✓ Torche : le réglage de la torche est optimal lorsque la sensibilité sur la masse 155 de l'Indium est maximale.
- ✓ Résolution : ce réglage permet de balayer les masses légères et lourdes en utilisant les isotopes du magnésium et du plomb (masses 24-25-26 et 206-207-208 respectivement). Le réglage optimal de la résolution est effectué à l'aide de la commande  $\Delta M$ . Dans un premier temps on acquiert les isotopes du Mg, puis la largeur des pics est mesurée à 5% de leur hauteur maximale, on ajuste ensuite la commande afin d'obtenir une largeur d'environ 0,75 amu.
- ✓ Calibration de l'échelle de masse : calcul de la relation entre l'échelle de masse vraie et l'échelle du convertisseur digital/analogique. Elle est exprimée par un polynôme de 2<sup>nd</sup> degré, cela nécessite donc trois points définis. Pour cela on balaye un large spectre de masses de <sup>9</sup>Be, <sup>59</sup>Co, <sup>115</sup>In à <sup>238</sup>U. On note ici une fois de plus l'importance de l'Indium dans les réglages et on pressent bien l'influence de ce standard interne sur la donnée.

#### *Mesure*

Les mesures sont effectuées en mode « peak jumping ». Les temps de comptage sont ajustés en fonction de l'abondance des isotopes et de la concentration des éléments mesurés. Pour chaque échantillon, la mesure retenue est la moyenne de trois « runs » successifs au cours desquels les éléments sont mesurés quasi simultanément. La dérive de l'appareil tout au long de la procédure est corrigée au moyen des standards internes d'In et Bi. Une procédure d'analyse « type » est constituée par le passage des solutions suivantes :

- ✓ 1 blanc machine (donne la contamination provoquée par l'appareil)
- ✓ 1 blanc de procédure (donne la contamination engendrée lors des étapes d'attaque acide + reprise et lors de la dilution des échantillons)
- ✓ Passage des solutions échantillon (souvent la moitié du nombre total d'échantillons à analyser est mesurée à cette étape, soit entre 6 et 10 échantillons maximum)
- ✓ 5 solutions d'étalonnage (A0, A1, B0, B1 et Pr) nécessaires pour le dosage des éléments analysés et la correction des interférences isobariques
- ✓ Passage du deuxième lot d'échantillons restant
- ✓ 2 standards naturels internationaux : UBN et BEN en second (BEN étant le plus riche des deux standards analysés).

Entre chaque échantillon l'appareil est nettoyé durant 3 minutes avec une solution d'HNO<sub>3</sub> à 5%. Les échantillons les moins riches sont passés en début d'analyse, lorsque les cônes sont les plus « propres » et que l'ICP a un maximum de sensibilité. Les échantillons les plus riches (notamment en Ca, qui a un effet inhibiteur sur le signal) seront réservés pour la fin d'analyse, juste avant le passage des standards naturels.

### *Dosage des éléments*

Le dosage s'effectue par calibration externe. Les solutions de calibration ont une concentration connue et on peut alors tracer les droites de calibration définies par l'équation :

$$y = a_1x + a_0,$$

Avec y l'intensité mesurée en coups par seconde (cps), x le rapport de la concentration sur le facteur de dilution, a<sub>0</sub> et a<sub>1</sub> sont obtenus par régression linéaire sur 3 points (0 et deux points suffisamment espacés).

Nb et Ta sont plus difficile à évaluer. En effet ils sont instables en solution et ils sont facilement piégés dans le système d'introduction des échantillons et lessivés lors du passage des échantillons suivants (surtout si les ions d'Hf n'ont pas été complètement/suffisamment évaporés lors de l'attaque). Cela se traduit par une importante diminution du nombre de coups/seconde mesuré pour ces éléments. Pour contourner ce problème, le calcul des concentrations en Nb et Ta se fait par la méthode de calibration interne utilisant le Zirconium et l'Hafnium comme standards internes. Les relations utilisées sont les suivantes :

$$[{}^{93}\text{Nb}] = (({}^{93}\text{Nb})_{\text{cps}}/({}^{90}\text{Zr})_{\text{cps}}) \cdot (M_{93\text{Nb}}/M_{90\text{Zr}}) \cdot [{}^{90}\text{Zr}] \cdot (\text{RSF}_{\text{Nb/Zr}})$$

$$[{}^{181}\text{Ta}] = (({}^{181}\text{Ta})_{\text{cps}}/({}^{178}\text{Hf})_{\text{cps}}) \cdot (M_{181\text{Ta}}/M_{178\text{Hf}}) \cdot [{}^{178}\text{Hf}] \cdot (\text{RSF}_{\text{Ta/Hf}})$$

Où [ ] est la concentration de l'élément en ppm ou en ppb, ( )<sub>cps</sub> les valeurs mesurées pour l'élément en nombre de coups/seconde, M la masse molaire de l'élément et RSF le « Relative

Sensibility Factor », dépendant des différences d'ionisation, de transmission et de détection entre les ions Nb et Zr, et Ta et Hf.

$RSF_{Nb/Zr}$  se fait à partir de la mesure des RSF de Nb et Zr par référence à une courbe de réponse de l'appareil donnant l'intensité mesurée en cps/s en fonction de la masse, établie lors de la procédure de calibration de l'échelle de masse. Les RSF représentent donc les rapports entre les valeurs mesurées par référence à cette courbe et les concentrations théoriques des éléments présents dans le plasma.

### *Correction des interférences*

Les ions moléculaires (e.g. oxydes) et les ions doublement chargés peuvent provoquer des interférences de masse lors de la mesure qui conduiront à des évaluations de concentrations faussées. Ils sont provoqués par des processus de condensation et de combinaison d'onde de chocs. Elles sont corrigées en fonction des valeurs obtenues dans les cinq solutions de calibration. Deux d'entre elles contiennent les mêmes éléments (Zr, Hf, Pb, Th, U, Rb, Ba, Sr, les LREE de La à Sm et les HREE de Er à Lu) et la concentration de la première est égale au double de la deuxième. Deux autres solutions contiennent aussi les mêmes éléments (MREE de Eu à Ho) et la concentration de la première est égale au double de la deuxième. Enfin on utilise une dernière solution qui contient Pr, Sm et Eu.

Les corrections sont appliquées pour les interférences de masse décrites dans le tableau ci-après (Tableau 1).

Masse	Élément interféré	Interférant
146	Nd	$^{130}\text{BaO}$
149	Sm	$^{133}\text{CsO}$
151	Eu	$^{135}\text{BaO}$
157	Gd	$^{141}\text{PrO}$ ; ( $^{140}\text{CeOH}$ )
159	Tb	$^{143}\text{NdO}$
163	Dy	$^{147}\text{SmO}$
165	Ho	$^{149}\text{SmO}$
167	Er	$^{151}\text{EuO}$ ; ( $^{149}\text{SmO}$ )
169	Tm	$^{153}\text{EuO}$ ; ( $^{155}\text{GdO}$ )
174	Yb	$^{158}\text{GdO}$ ; Hf ( $^{156}\text{GdO}$ ; $^{158}\text{DyO}$ )
175	Lu	$^{159}\text{TbO}$ ; ( $^{157}\text{GdO}$ )
178	Hf	$^{162}\text{DyO}$ ; ( $^{162}\text{ErO}$ )

Tableau 1 : Liste des interférences prises en compte dans les corrections.

### *A.3.2.3. Validité des résultats*

Les limites de détection sont un point capital à prendre en compte. En effet, même si un chiffre est noté dans l'analyse, si la quantité est inférieure à la limite de détection elle n'est pas représentative. C'est particulièrement vrai pour le Zr et l'Hf et le Nb-Ta qui peuvent être fortement appauvris pour des échantillons formés en contexte de subduction. Pour la majorité des éléments traités, les limites de détection sont de l'ordre du ppt, ce qui est donc nettement inférieur aux concentrations obtenues.

Afin de contrôler la procédure, on va utiliser les blancs de chimies qui permettent d'évaluer les contaminations apportées par le matériel (e.g. acide, bécher, cône à pipeter) ou bien par

l'utilisateur. Une fois de plus les valeurs obtenues sont nettement inférieures à celles mesurées dans les échantillons (<ppm, Tableau 2c).

Une analyse comparative des standards internationaux BEN et UBN permet aussi de vérifier les concentrations obtenues par rapport aux données de la littérature (Tableau 2 a,b). On obtient un écart-type moyen entre la moyenne de nos analyses et les valeurs de référence de 1.3 ppm pour BEN et 0.15 ppm pour UBN confirmant la validité des résultats.

Étant donné que la grande majorité des analyses a été faite au SARM de Nancy, nous avons comparé les données obtenues à l'ICP-MS de Montpellier à ces dernières.

On calcule l'écart-type pour chaque élément mesuré à Montpellier et à Nancy puis on fait une moyenne des écarts-types obtenus. On voit clairement que les données obtenues à Nancy sont légèrement supérieures aux concentrations obtenues à Montpellier. Fait très important, en relatif les variations sont minimales et permettent d'utiliser les diagrammes discriminants basés sur des rapports inter-élémentaires avec confiance. De plus, l'écart entre les deux laboratoires d'analyse reste minimale.

<b>BEN</b>																
(a)	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Référence (BEN)	47.00	1370.00	30.00	260.00	105.00	0.80	1025.00	82.00	152.00	17.50	67.00	12.20	3.60	9.70	1.30	6.40
Moyenne	46.10	1352.65	29.97	261.89	100.71	0.72	1015.66	84.97	156.54	16.01	65.33	11.10	3.60	9.62	1.22	6.33
Écart-type	2.41	74.79	1.79	10.76	5.03	0.03	35.55	2.88	5.05	0.54	2.27	0.35	0.14	0.50	0.05	0.32
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U						
Référence (BEN)	1.10	2.50	0.34	1.80	0.24	5.60	5.70	4.00	10.40	2.40						
Moyenne	1.07	2.45	0.30	1.69	0.26	4.79	5.49	3.56	10.30	2.13						
Écart-type	0.06	0.11	0.01	0.07	0.01	0.18	0.26	0.12	0.35	0.07						
<b>UBN</b>																
(b)	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Référence (UBN)	4.00	7.49	2.50	4.00	0.05	10.00	27.00	0.35	0.80	0.12	0.60	0.20	0.08	0.30	0.06	0.38
Moyenne	3.23	7.28	2.63	3.40	0.05	11.96	26.82	0.35	0.86	0.12	0.65	0.21	0.09	0.35	0.06	0.47
Écart-type	0.13	0.16	0.27	0.19	0.00	0.47	1.88	0.03	0.06	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U						
Référence (UBN)	0.09	0.28	0.05	0.28	0.05	0.10	0.02	13.00	0.07	0.07						
Moyenne	0.10	0.30	0.05	0.30	0.05	0.12	0.02	11.71	0.07	0.05						
Écart-type	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.97	0.01	0.00						
<b>BLANCS</b>																
(c)	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
Moyenne	0.014	0.255	0.002	0.011	0.008	0.000	1.861	0.005	0.009	0.001	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Écart-type	0.004	0.063	0.001	0.004	0.010	0.000	3.461	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U						
Moyenne	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.071	0.001	0.001						
Écart-type	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.000	0.001						

Tableau 2 : Valeurs en ppm pour les standards BEN (a), UBN (b) et les blancs (c). Au total 4 Ben, 3 UBN et 4 blancs sont pris en compte pour ces calculs de moyenne et d'écart-type. Les valeurs de référence de BEN et UBN (Geostandart Newsletter, 2000) sont aussi écrites.

Cette comparaison permet de montrer la validité des données, puisqu'il s'agit de duplicatas : les spikes observés à Montpellier le sont aussi à Nancy, permettant d'éliminer une contamination ponctuelle du manipulateur. La différence importante sur les budgets Zr-Hf observée entre les deux laboratoires pourrait s'expliquer par la différence de technique de dissolution ou bien sur la calibration machine. En effet les standards de Nancy sont différents de ceux de Montpellier, de même que les solutions utilisées pour la calibration. Ou alors une différence de calcul dans les droites de calibration peut expliquer une légère variabilité dans la mesure. À première vue les moyennes d'écart entre Montpellier et Nancy paraissent importantes, mais elles sont biaisées par quelques éléments comme le Sr, qui présentent une



plus grande variabilité. 75% des écarts entre Nancy et Montpellier sont inférieurs à 0.611 ppm ce qui nous prouve une très bonne reproductibilité entre les deux laboratoires (Tableau 3).

Échantillon	N	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	M	$\sqrt{\sigma}$
	K7g			K7i			VN14a			VN19a			VN19c	dup		
Ba	4.46	4.65	0.13	15.57	16.94	0.97	40.76	39.12	1.16	27.28	25.82	1.03	20.40	18.84	18.53	1.00
Ce	18.31	17.36	0.67	-	0.04	-	106.20	109.89	2.61	18.38	17.69	0.49	19.31	19.77	19.71	0.25
Cs	-	0.06	-	0.41	0.39	-	12.68	12.62	-	0.34	0.33	-	1.68	1.70	1.68	0.01
Dy	8.29	8.21	0.06	0.08	0.10	0.01	8.98	9.76	0.55	6.44	7.31	0.62	6.98	8.08	8.07	0.63
Er	5.19	5.15	0.03	0.08	0.10	0.01	5.26	5.55	0.21	3.75	4.15	0.28	4.14	4.65	4.64	0.29
Eu	1.70	1.55	0.11	0.01	0.01	0.00	2.31	2.37	0.04	1.70	1.68	0.01	1.77	1.84	1.85	0.05
Gd	6.76	6.85	0.06	0.08	0.09	0.01	8.57	9.32	0.53	5.60	6.39	0.56	6.07	7.15	7.17	0.63
Hf	4.24	1.07	2.24	0.04	0.01	0.02	7.46	0.72	4.76	3.70	1.02	1.89	4.10	0.94	0.94	1.82
Ho	1.79	1.75	0.03	0.02	0.03	0.00	1.85	2.02	0.12	1.35	1.50	0.11	1.46	1.67	1.67	0.12
La	5.89	5.30	0.42	0.14	0.14	0.00	54.58	56.53	1.38	6.51	6.23	0.20	6.50	6.08	6.06	0.25
Lu	0.83	0.80	0.03	0.02	0.03	0.00	0.73	0.73	0.00	0.58	0.62	0.02	0.64	0.69	0.68	0.03
Nb	3.43	3.13	0.21	-	0.03	-	19.72	19.37	0.25	5.16	4.89	0.20	4.76	4.73	4.79	0.03
Nd	17.31	15.94	0.97	0.13	0.16	0.02	48.51	49.18	0.48	15.35	15.29	0.04	16.73	17.00	16.84	0.14
Pb	2.58	2.20	0.27	-	0.22	-	10.45	8.44	1.42	1.61	1.41	0.14	1.04	0.95	0.93	0.06
Pr	3.19	2.79	0.29	0.03	0.03	0.00	12.71	12.14	0.40	2.95	2.79	0.11	3.18	3.05	3.02	0.09
Rb	2.55	2.29	0.18	0.40	0.32	0.05	23.17	21.70	1.04	5.78	5.43	0.25	4.65	4.50	4.45	0.10
Sm	5.74	4.95	0.55	0.04	0.04	0.00	9.72	9.08	0.46	4.88	4.48	0.28	5.23	5.07	5.00	0.12
Sr	192.20	172.93	13.63	3.44	3.10	0.24	454.90	424.96	21.17	191.90	183.66	5.83	115.10	114.12	114.43	0.50
Ta	0.29	0.28	0.01	-	0.00	-	1.86	1.54	0.23	0.43	0.37	0.04	0.40	0.37	0.37	0.02
Tb	1.23	1.18	0.03	0.01	0.01	0.00	1.41	1.47	0.05	1.00	1.06	0.04	1.07	1.20	1.19	0.07
Th	0.22	0.22	0.00	-	0.00	-	14.58	14.78	0.14	0.36	0.37	0.01	0.32	0.33	0.33	0.01
Tm	0.82	0.76	0.04	0.02	0.02	0.00	0.79	0.78	0.01	0.59	0.60	0.01	0.63	0.68	0.66	0.03
U	0.06	0.08	0.01	0.05	0.07	0.02	5.29	4.49	0.57	0.26	0.16	0.07	0.20	0.16	0.15	0.03
Y	50.94	54.20	2.31	0.83	0.95	0.09	57.39	64.62	5.11	38.90	44.41	3.90	42.30	49.08	48.80	3.84
Yb	5.40	4.77	0.45	0.13	0.14	0.01	4.84	4.64	0.14	3.80	3.76	0.03	4.13	4.18	4.17	0.03
Zr	164.70	31.22	94.38	1.16	0.17	0.70	286.40	15.03	191.89	150.80	22.71	90.57	166.40	19.13	18.68	85.16
Zr/Hf	38.88	29.27	6.79	27.62	18.61	6.37	38.40	20.89	12.38	40.79	22.27	13.10	40.59	20.25	19.94	11.83
La/Sm	1.03	1.07	0.03	3.14	3.47	0.24	5.61	6.23	0.43	1.33	1.39	0.04	1.24	1.20	1.21	0.02
La/Yb	1.09	1.11	0.01	1.05	1.01	0.03	11.27	12.18	0.64	1.71	1.66	0.04	1.57	1.46	1.45	0.07
Sm/Yb	1.06	1.04	0.02	0.33	0.29	0.03	2.01	1.96	0.04	1.28	1.19	0.07	1.27	1.21	1.20	0.03
Nb/Ta	11.69	11.27	0.30	-	10.39	-	10.60	12.61	1.42	12.09	13.11	0.72	11.80	12.93	13.08	0.70
Nb/Th	0.81	2.93	1.50	-	3.72	-	2.64	26.93	17.17	1.40	4.79	2.40	1.16	5.01	5.11	2.25
Moyenne des variances/échantillon			4.06			0.37			8.61			3.97				3.44
Écart-type			16.98			1.30			34.39			16.28				15.07
75% des écarts-types sont inférieurs			0.61			0.06			1.42			0.67				0.63
Échantillon	N	M	M	$\sqrt{\sigma}$	M	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	$\sqrt{\sigma}$	N	M	$\sqrt{\sigma}$	M	M	$\sqrt{\sigma}$
	VN2		dup		VN22	dup		VN24d			VN25a			VN26	dup	
Ba	32.52	30.85	29.58	1.48	1.23	1.40	0.12	246.30	232.14	10.01	62.23	58.49	2.65	80.70	83.61	2.06
Ce	17.22	17.52	18.33	0.58	0.80	0.87	0.05	39.72	32.43	5.16	16.99	17.50	0.36	45.61	45.09	0.36
Cs	0.21	0.20	0.19	0.01	0.02	0.02	-	2.13	1.92	0.15	0.63	0.65	-	0.60	0.64	0.03
Dy	6.82	7.95	7.53	0.57	0.38	0.44	0.04	5.07	3.08	1.41	6.86	7.62	0.54	7.75	7.90	0.11
Er	4.04	4.56	4.29	0.26	0.25	0.28	0.02	2.62	1.30	0.93	4.00	4.30	0.21	4.26	4.28	0.01
Eu	1.69	1.78	1.72	0.05	0.10	0.11	0.01	0.58	0.38	0.15	1.74	1.72	0.02	1.36	1.41	0.04
Gd	5.84	6.94	6.63	0.56	0.31	0.35	0.03	4.62	3.29	0.94	6.01	6.66	0.45	7.58	7.74	0.11
Hf	3.85	0.87	0.82	1.74	0.04	0.04	0.00	3.60	0.12	2.46	3.86	0.64	2.27	0.64	0.61	0.02
Ho	1.42	1.63	1.54	0.11	0.08	0.09	0.01	0.97	0.52	0.32	1.42	1.56	0.10	1.56	1.58	0.02
La	5.63	5.65	5.54	0.06	0.28	0.61	0.23	18.49	13.98	3.19	6.02	5.71	0.22	18.88	17.66	0.86
Lu	0.62	0.69	0.64	0.03	0.05	0.05	0.00	0.37	0.16	0.15	0.62	0.62	0.00	0.59	0.59	0.00
Nb	3.85	3.80	3.50	0.19	0.07	0.08	0.01	6.49	6.18	0.22	3.16	3.18	0.01	4.63	4.39	0.17

Nd	15.36	16.12	15.57	0.39	0.77	0.85	0.06	19.31	14.87	3.14	14.56	14.51	0.04	26.44	26.63	0.13
Pb	1.38	1.19	1.13	0.13	1.51	1.66	0.11	13.23	10.78	1.73	7.53	5.90	1.16	8.36	8.66	0.21
Pr	2.90	2.89	2.78	0.06	0.14	0.16	0.01	4.99	3.68	0.92	2.80	2.62	0.12	5.64	5.61	0.02
Rb	7.95	7.97	7.55	0.24	0.12	0.14	0.01	158.60	155.66	2.08	13.10	12.71	0.28	13.55	14.13	0.40
Sm	5.00	4.87	4.66	0.17	0.22	0.24	0.02	4.90	3.31	1.12	5.02	4.61	0.29	6.17	6.31	0.10
Sr	210.40	217.37	196.21	10.79	26.46	28.39	1.37	99.91	70.78	20.60	154.30	148.81	3.88	209.37	220.76	8.05
Ta	0.33	0.28	0.26	0.04	0.01	0.01	0.00	0.75	0.53	0.15	0.48	0.40	0.06	0.34	0.33	0.01
Tb	1.06	1.16	1.12	0.05	0.05	0.06	0.01	0.83	0.53	0.21	1.06	1.14	0.06	1.19	1.22	0.02
Th	0.26	0.28	0.27	0.01	0.01	0.01	0.00	10.36	8.33	1.44	1.16	1.03	0.09	4.14	3.90	0.17
Tm	0.61	0.65	0.62	0.02	0.04	0.04	0.00	0.40	0.17	0.16	0.61	0.62	0.01	0.59	0.60	0.00
U	0.25	0.14	0.13	0.07	0.02	0.02	0.00	2.97	1.74	0.87	2.55	1.98	0.40	0.38	0.38	0.00
Y	40.55	48.64	45.91	4.12	2.47	2.53	0.04	28.98	15.29	9.68	41.03	47.93	4.88	47.11	48.71	1.13
Yb	4.05	4.08	3.86	0.12	0.26	0.29	0.02	2.53	1.04	1.05	4.03	3.79	0.17	3.64	3.66	0.01
Zr	155.60	16.75	15.08	80.65	1.28	1.37	0.07	120.40	3.67	82.54	146.00	11.79	94.90	16.76	15.09	1.18
Zr/Hf	40.37	19.15	18.39	12.48	30.40	31.48	0.76	33.48	30.87	1.85	37.85	18.28	13.84	25.99	24.59	0.99
La/Sm	1.13	1.16	1.19	0.03	1.27	2.48	0.86	3.78	4.22	0.31	1.20	1.24	0.03	3.06	2.80	0.18
La/Yb	1.39	1.39	1.44	0.03	1.06	2.10	0.73	7.31	13.48	4.36	1.49	1.51	0.01	5.18	4.82	0.25
Sm/Yb	1.24	1.19	1.21	0.02	0.84	0.84	0.00	1.94	3.20	0.89	1.24	1.22	0.02	1.69	1.72	0.02
Nb/Ta	11.77	13.69	13.69	1.11	10.33	10.10	0.16	8.69	11.63	2.07	6.58	7.91	0.94	13.62	13.40	0.15
Nb/Th	1.00	4.35	4.27	1.91	1.78	1.90	0.08	1.80	52.00	35.49	0.82	4.93	2.91	7.18	7.16	0.02
Moyenne des variances/échantillon				3.69			0.16			6.12			4.22			0.53
Écart-type				14.33			0.32			15.65			17.04			1.45
75% des écarts-types sont inférieurs				0.71			0.09			3.15			1.05			0.28

Échantillon	VN27b			VN28a			VN28b			VN29c1			VN29c2		
	N	M	√σ	N	M	√σ	N	M	√σ	N	M	√σ	N	M	√σ
Ba	10.49	9.70	0.56	30.98	31.29	0.22	47.05	45.33	1.21	48.23	46.90	0.94	14.94	14.60	0.24
Ce	21.44	21.69	0.18	11.42	11.49	0.05	8.84	8.92	0.06	3.63	3.82	0.14	22.60	23.68	0.76
Cs	0.14	0.11	0.02	0.13	0.11	0.01	4.20	4.35	0.11	< L.D.	0.05	-	0.15	0.14	-
Dy	6.39	6.89	0.35	3.06	3.57	0.36	3.29	3.88	0.41	2.50	3.07	0.41	7.63	8.70	0.76
Er	3.71	3.93	0.16	1.77	1.99	0.16	2.00	2.21	0.15	1.45	1.70	0.18	4.44	4.86	0.30
Eu	1.86	1.76	0.07	0.98	1.03	0.03	1.01	1.03	0.02	0.60	0.63	0.03	1.97	2.00	0.02
Gd	5.60	6.14	0.39	2.77	3.22	0.32	2.96	3.41	0.32	2.11	2.55	0.31	6.80	7.73	0.66
Hf	3.42	0.88	1.79	1.88	0.60	0.91	1.85	1.00	0.60	1.13	0.61	0.37	4.26	1.27	2.11
Ho	1.34	1.41	0.05	0.63	0.73	0.07	0.72	0.79	0.05	0.54	0.62	0.06	1.63	1.76	0.10
La	8.22	7.69	0.37	4.44	4.45	0.01	3.35	3.37	0.02	1.18	1.27	0.07	7.74	7.62	0.09
Lu	0.58	0.57	0.00	0.28	0.28	0.01	0.32	0.34	0.01	0.19	0.22	0.02	0.69	0.71	0.01
Nb	8.92	8.19	0.51	4.53	4.60	0.05	2.03	2.12	0.06	2.15	1.80	0.24	5.38	5.20	0.12
Nd	15.91	15.66	0.18	8.38	8.66	0.20	7.91	8.10	0.13	3.41	3.67	0.18	18.82	19.05	0.16
Pb	0.96	0.77	0.13	1.08	0.93	0.11	0.84	0.73	0.08	4.82	4.16	0.46	1.26	1.06	0.14
Pr	3.26	2.98	0.19	1.70	1.68	0.01	1.50	1.50	0.00	0.62	0.64	0.01	3.64	3.46	0.13
Rb	2.62	2.36	0.18	2.34	2.32	0.01	6.40	6.32	0.05	1.68	1.64	0.03	4.50	4.20	0.21
Sm	4.94	4.43	0.36	2.41	2.36	0.04	2.50	2.39	0.07	1.54	1.55	0.01	5.97	5.56	0.29
Sr	166.30	153.86	8.80	195.00	191.70	2.34	230.00	227.19	1.99	52.24	46.75	3.88	129.40	121.55	5.55
Ta	0.71	0.57	0.10	0.34	0.30	0.03	0.18	0.13	0.03	0.18	0.14	0.03	0.42	0.41	0.01
Tb	1.00	1.03	0.02	0.47	0.53	0.04	0.52	0.57	0.04	0.38	0.45	0.04	1.21	1.29	0.06
Th	0.61	0.61	0.00	0.29	0.31	0.01	0.14	0.14	0.00	0.17	0.23	0.04	0.37	0.40	0.02
Tm	0.57	0.56	0.01	0.27	0.28	0.01	0.32	0.32	0.00	0.22	0.24	0.01	0.68	0.70	0.01
U	0.23	0.23	0.00	0.10	0.08	0.01	0.15	0.16	0.01	0.15	0.14	0.01	0.20	0.15	0.04
Y	38.08	42.59	3.19	18.05	21.52	2.45	20.40	24.27	2.74	14.96	16.41	1.02	45.53	50.30	3.38
Yb	3.72	3.44	0.20	1.74	1.73	0.01	2.04	2.01	0.02	1.36	1.41	0.04	4.41	4.34	0.05
Zr	140.10	20.43	84.62	78.16	13.37	45.81	71.08	31.98	27.65	33.90	12.04	15.46	181.30	30.02	106.97
Zr/Hf	41.02	23.17	12.63	41.51	22.28	13.59	38.53	31.97	4.64	30.00	19.85	7.17	42.60	23.61	13.43
La/Sm	1.66	1.74	0.05	1.84	1.88	0.03	1.34	1.41	0.05	0.77	0.82	0.04	1.30	1.37	0.05
La/Yb	2.21	2.24	0.02	2.55	2.58	0.02	1.64	1.68	0.03	0.87	0.90	0.02	1.76	1.76	0.00
Sm/Yb	1.33	1.29	0.03	1.38	1.37	0.01	1.23	1.19	0.02	1.13	1.10	0.02	1.35	1.28	0.05
Nb/Ta	12.57	14.26	1.19	13.32	15.20	1.32	11.62	15.83	2.98	11.99	12.68	0.48	12.68	12.68	0.00
Nb/Th	2.61	9.29	4.72	2.41	7.67	3.73	1.10	2.11	0.72	1.90	2.97	0.76	1.26	4.09	2.00
Moyenne des variances/échantillon			3.78			2.25			1.38			1.05			4.44
Écart-type			15.00			8.33			4.91			3.03			19.20
75% des écarts-types sont inférieurs			0.52			0.33			0.46			0.43			0.71
Échantillon	VN3			VN31a			VN31b			VN34			VN35b		
	N	M	√σ	M	M dup	√σ	M	M dup	√σ	N	M	√σ	N	M	√σ
Ba	13.45	13.01	0.31	27.94	27.39	0.39	161.44	204.41	30.39	48.26	48.09	0.12	11.64	10.12	1.08
Ce	17.43	16.68	0.53	4.51	4.47	0.02	4.84	5.30	0.33	14.26	15.43	0.83	14.76	14.72	0.03
Cs	0.18	0.16	-	0.08	0.08	-	0.14	0.16	-	0.19	0.18	0.00	0.20	0.16	0.03
Dy	6.42	7.02	0.42	2.62	2.58	0.03	2.51	2.84	0.24	5.17	5.93	0.54	5.28	5.68	0.29
Er	3.80	3.96	0.11	1.45	1.44	0.01	1.45	1.61	0.11	3.03	3.35	0.22	2.83	2.99	0.11
Eu	1.69	1.66	0.02	0.55	0.54	0.01	0.57	0.64	0.05	1.40	1.45	0.03	1.51	1.50	0.01
Gd	5.63	6.23	0.42	2.22	2.18	0.03	2.25	2.55	0.22	4.60	5.35	0.53	4.75	5.22	0.34
Hf	3.78	0.87	2.06	0.44	0.47	0.02	0.13	0.15	0.01	2.77	1.15	1.15	2.72	0.85	1.32
Ho	1.39	1.44	0.03	0.53	0.52	0.01	0.51	0.58	0.05	1.10	1.21	0.08	1.08	1.12	0.03
La	5.83	5.54	0.21	1.65	1.62	0.02	1.76	1.96	0.14	5.00	5.03	0.02	4.90	4.50	0.29
Lu	0.60	0.57	0.02	0.22	0.21	0.00	0.21	0.24	0.02	0.47	0.49	0.02	0.41	0.41	0.00
Nb	4.86	4.26	0.42	1.46	1.84	0.27	0.20	0.26	0.04	4.03	3.98	0.03	3.39	3.31	0.05

Nd	14.77	14.80	0.02	4.51	4.48	0.02	5.12	5.62	0.35	12.33	12.89	0.40	12.86	12.30	0.39
Pb	0.93	1.00	0.05	6.96	7.29	0.23	6.93	7.25	0.22	1.06	1.06	0.01	1.33	1.06	0.19
Pr	2.86	2.66	0.14	0.78	0.77	0.00	0.88	0.98	0.07	2.41	2.35	0.04	2.44	2.20	0.17
Rb	5.41	4.98	0.30	0.63	0.63	0.00	0.96	1.00	0.03	1.34	1.30	0.02	3.62	3.34	0.19
Sm	4.83	4.40	0.31	1.47	1.47	0.00	1.59	1.77	0.13	3.99	3.76	0.16	4.08	3.68	0.28
Sr	175.40	169.01	4.52	85.16	77.19	5.64	109.25	114.53	3.73	220.90	215.63	3.73	188.10	176.95	7.88
Ta	0.38	0.32	0.04	0.10	0.13	0.02	0.01	0.02	0.00	0.31	0.28	0.02	0.28	0.26	0.01
Tb	1.01	1.04	0.02	0.38	0.37	0.00	0.37	0.42	0.03	0.79	0.88	0.06	0.83	0.86	0.02
Th	0.31	0.33	0.02	0.09	0.09	0.00	0.06	0.06	0.00	0.27	0.28	0.01	0.20	0.21	0.01
Tm	0.59	0.57	0.02	0.21	0.21	0.00	0.21	0.24	0.02	0.46	0.48	0.01	0.41	0.41	0.00
U	0.14	0.15	0.01	0.44	0.37	0.05	0.15	0.17	0.01	0.28	0.29	0.00	0.07	0.08	0.00
Y	38.91	43.18	3.02	14.87	13.51	0.96	15.29	17.48	1.54	31.75	36.89	3.64	29.66	32.67	2.13
Yb	3.85	3.51	0.24	1.30	1.29	0.01	1.31	1.46	0.10	3.01	3.00	0.01	2.66	2.50	0.11
Zr	153.60	18.45	95.57	13.85	14.07	0.16	3.09	3.71	0.43	113.10	35.43	54.92	109.30	19.59	63.43
Zr/Hf	40.61	21.30	13.66	31.51	29.80	1.21	23.30	25.27	1.39	40.80	30.74	7.11	40.23	23.11	12.11
La/Sm	1.21	1.26	0.04	1.12	1.11	0.01	1.11	1.11	0.00	1.25	1.34	0.06	1.20	1.22	0.01
La/Yb	1.52	1.58	0.04	1.27	1.26	0.00	1.34	1.34	0.00	1.66	1.68	0.01	1.85	1.80	0.03
Sm/Yb	1.26	1.25	0.00	1.13	1.14	0.01	1.21	1.21	0.00	1.32	1.25	0.05	1.53	1.47	0.04
Nb/Ta	12.92	13.39	0.33	14.07	13.86	0.14	16.32	16.44	0.09	13.03	14.39	0.96	11.97	12.60	0.44
Nb/Th	1.28	4.92	2.57	3.32	3.90	0.41	1.51	1.74	0.16	1.45	3.46	1.42	1.25	3.91	1.88
Moyenne des variances/échantillon			4.05			0.31			1.29			2.38			2.90
Écart-type			17.18			1.03			5.45			9.70			11.32
75% des écarts-types sont inférieurs			0.42			0.15			0.23			0.61			0.41

Tableau 3 : Tableau représentant les données dupliquées au niveau de Montpellier (M)- et de Nancy (N). Pour chacun des échantillons dupliqués, on calcule l'écart-type entre les différentes données, puis une moyenne des écarts-type des concentrations en éléments, ainsi que la variabilité sur cette moyenne matérialisée par les écarts-type. La dernière ligne correspond au 3e quartile ou quartile supérieur avec 75 % des données inférieures à ce quartile.

#### A.4. Analyses en éléments majeurs in-situ

La Figure 2 représente l'ensemble des composants d'une sonde électronique. Elle permet l'analyse ponctuelle et de façon parfaitement localisée de tout matériau solide poli ; soit dans notre cas une lame mince. Cet appareil peut produire des images électroniques en électrons secondaires ou rétrodiffusés ainsi que des cartes de répartition chimique. On envoi un rayonnement incident qui bombarde la masse considérée, on a excitation et désexcitation des couches électroniques.

Ce processus émet des électrons lors d'une première phase d'excitation (électrons secondaires) ainsi qu'un rayonnement X lors de la première désexcitation, puis une nouvelle émission d'électrons lors d'une deuxième phase de désexcitation. Dans le spectromètre intégré à l'appareil, les électrons réfléchis sont récupérés pour analyse. L'échantillon émet des électrons secondaires (ceux-ci donnent la topographie des atomes pour ainsi dire) ou rétrodiffusés (ceux-ci donnent le poids de l'atome, on peut donc identifier l'élément correspondant fonction de son poids), réfléchis par un miroir en argent.

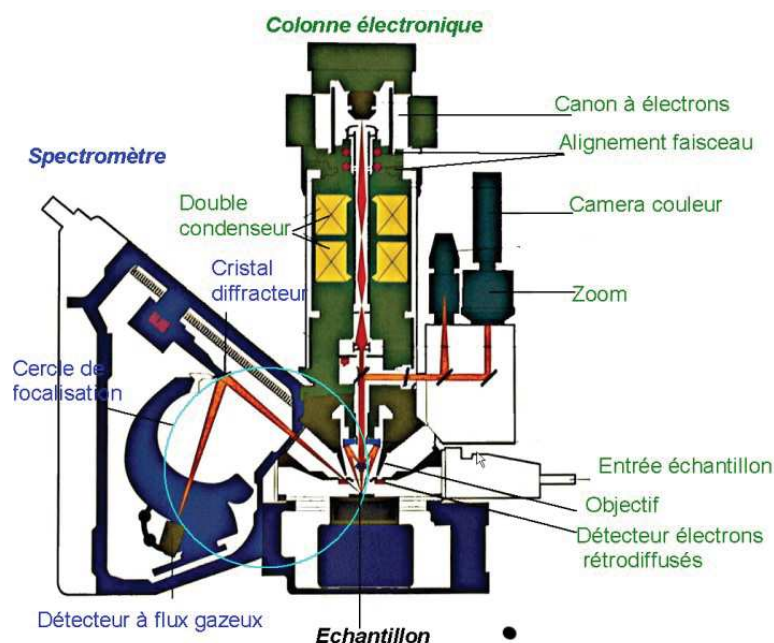


Figure 0-2 : Schéma d'une microsonde électronique

L'utilisation d'une microsonde électronique implique que les lames minces doivent être métallisées afin de capter les électrons envoyés par la microsonde (sinon les électrons restent libres et rendent les analyses impossibles). Pour cela deux électrodes de graphite sont placées dans une cuve ayant la possibilité d'être mise sous vide. Une fois que ce vide a été fait, on déclenche la production d'un arc (de même fonctionnement que ceux produits lors des soudures). Cet arc projette du carbone sur les lames qui sont alors métallisées.

Les analyses des compositions minérales ont été réalisées à l'Université Montpellier II sur la sonde électronique CAMECA SX100. Les mesures ont été effectuées avec une intensité du faisceau de 10nA et une accélération de 20kV. Des standards synthétiques et naturels sont utilisés pour les calibrations de chacun des éléments chimiques analysés (Tableau 4).

Nom du standard	Composition
F On CaF <sub>2</sub>	Ca : 51.3341%, F : 48.6659%
Al On Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al : 52.9242%, O : 47.0758%
Si, Ca On Wollas	O : 41.32%, Si : 23.9%, Ca : 34.5%
Cl On ApatiteCl	O : 37%, P : 18.%, Ca : 37.%, Cl : 7.%
Ti On TiO <sub>2</sub>	Ti : 59.95%, O : 40.05%
Cr On Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr : 68.4195%, O : 31.5805%
Na On Albite	Al : 10.08%, O : 48.86%, Na : 8.41%, Mg : 0.09%, Si : 31.81%, K : 0.18%, Ca : 0.45%, Fe : 0.05%
Mg On Forst Modified	O : 43.94%, Mg : 29.314%, Si : 19.06%, Fe : 7.3%, Ni : 0.276%, Mn : 0.11%
Mn On Mn	Mn : 100%
Fe On Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe : 69.9426%, O : 30.0574%
K On Orthose	O : 45.75%, Na : 0.24%, Mg : 0.02%, Al : 8.99%, Si : 30.41%, K : 14.01%, Ca : 0.02%, Fe : 1.33%
Ni On ni	Ni : 100%

Tableau 4 : Tableau représentant les standards utilisés à la microsonde ainsi que leur composition.

## A.5. Analyses en éléments traces in-situ

### Préparation

Deux types d'analyses peuvent être faites grâce à ce dispositif : l'étude de minéraux séparés pour la géochronologie, et l'étude « in situ » de minéraux au sein d'une section de roche. Les analyses « in situ » de minéraux nécessitent l'élaboration de lames épaisses polies de 150 µm.

### *Analyse*

Les analyses « in situ » des éléments en trace ont été réalisées sur le LA-ICP-MS de Géosciences Montpellier (Service commun de l'Université Montpellier II) en suivant les mêmes principes généraux qu'en section A.2.3.).

### *Validité des résultats*

Les standards analysés (NIST et BIR) conjointement aux échantillons servent de calibration externe. Les données obtenues sur ces standards servent à établir des droites de calibration permettant de convertir le signal perçu en coups/seconde à l'ICP-MS en ppm de la même façon qu'en mode liquide. Un standard interne doit également être utilisé pour corriger les effets de matrice liés notamment aux propriétés d'absorption des minéraux étudiés. Nous avons utilisé les éléments Si et Ca comme standards internes. La concentration en Si obtenue par analyse au LA-ICPMS est comparée à celle mesurée préalablement à la sonde électronique sur les mêmes minéraux. Cette comparaison permet de calculer un facteur de correction qui sera appliqué à tous les éléments analysés. Du fait de l'utilisation du principe d'ablation laser, il existe un risque de traverser les minéraux analysés au cours de l'ablation ou encore d'analyser une inclusion non visible lors du choix de l'aire d'abrasion. C'est pourquoi nous avons effectué un contrôle sur l'ensemble des signaux émis sur les éléments pour chaque run et ensuite éliminé les runs qui n'étaient pas représentatifs du minéral analysé.

## A.6. Isotopie sur roche totale et fractions minérales

*NB : L'ensemble des éluants utilisés pour les différents protocoles de dissolution/séparation sont ultrapurs.*

L'isotopie sur roche totale et fractions minérales est un processus qui nécessite un grand nombre d'étapes (Figure 0-3). La première étape consiste à peser l'échantillon qui sera ensuite dissout. Le poids pesé est choisi en fonction des quantités nécessaires à l'analyse. Suite à la pesée on procède au lessivage qui a pour but d'éliminer les phases d'altération. On procède ensuite à la dissolution puis à une série d'étapes chimiques sur différentes colonnes contenant des résines échangeuses d'ions afin de séparer l'élément chimique visé (Sr, Nd, Pb ou Hf). Ces étapes de purification ont pour but d'éliminer un maximum d'interférences et les pères du fils radiogénique afin d'avoir une mesure réaliste des rapports isotopiques.

### *A.6.1. Préparation préalable*

Avant de pouvoir dissoudre l'échantillon il est nécessaire de peser une quantité précise et quantifiée. Le fait de travailler sur de petites quantités évite de saturer les colonnes et permet

d'avoir une dissolution efficace. Le fait de connaître la quantité d'échantillon est nécessaire lorsque l'on souhaite faire des datations (afin d'évaluer la quantité père-fils présente dans l'échantillon pesé). Cela permet aussi de calculer la quantité finale de l'atome qui sera analysé, présent à la fin des séparations chimiques. Et ce dans le but de faire des dilutions précises et constantes lors de l'analyse en spectrométrie par voie liquide, garantissant la stabilité du signal. Cela évitera également une saturation des cages (valable pour tous les types d'analyse cette fois-ci). Cette étape se déroule comme ci-après :

- ✓ Nettoyer le poste de travail,
- ✓ peser le bécher à vide,
- ✓ introduire l'échantillon,
- ✓ noter la quantité de poudre/minéraux,
- ✓ refermer le bécher,
- ✓ nettoyer le plan de travail.

Lorsque l'on souhaite dissoudre une quantité de minéraux séparés, il est nécessaire d'éliminer les impuretés lors d'une première étape de nettoyage :

- ✓ Introduire les minéraux dans un bécher Pyrex,
- ✓ ajout de 2CC d'alcool,
- ✓ pipetage de l'alcool,
- ✓ répétition jusqu'à obtention d'un alcool limpide,
- ✓ laisser sécher.

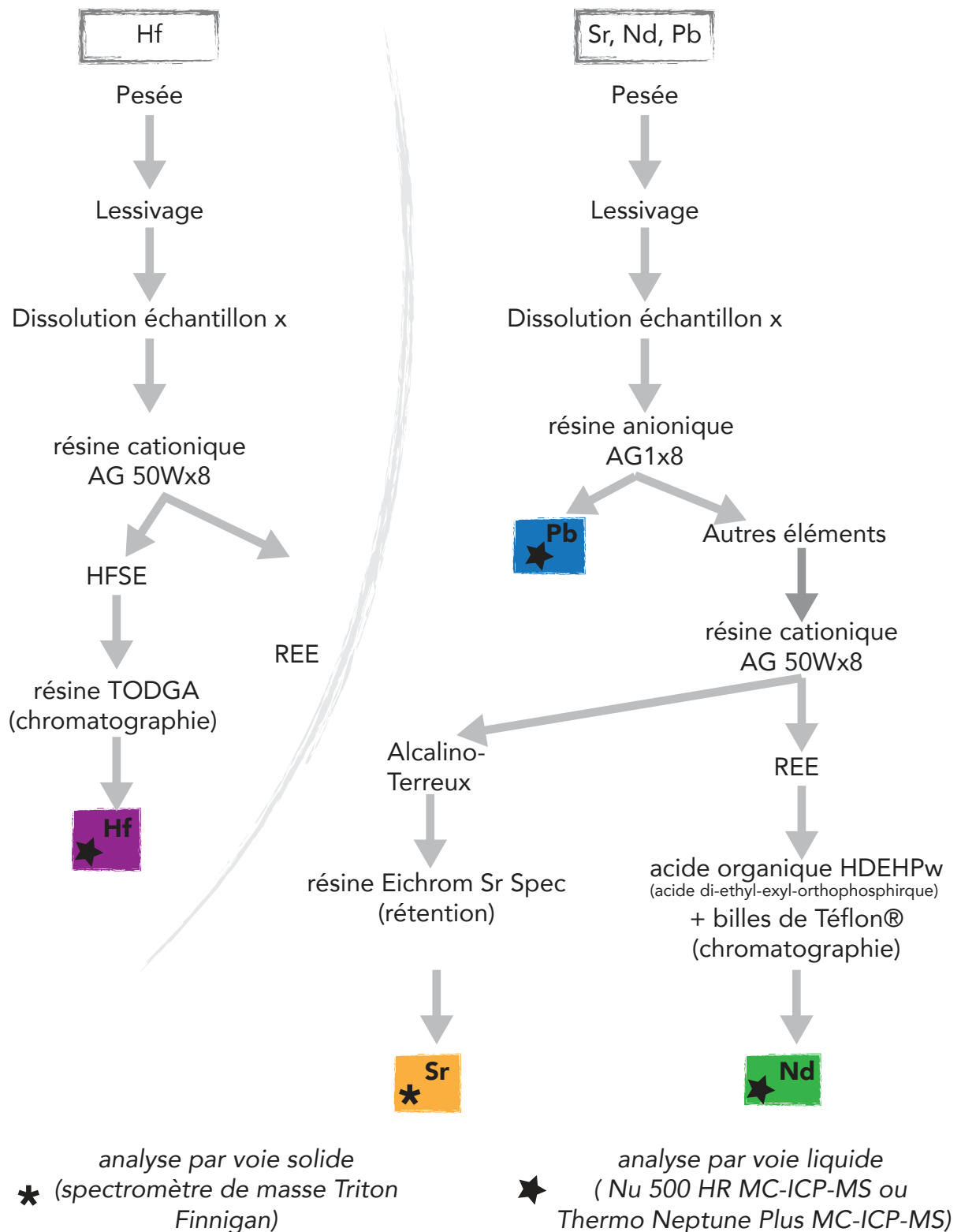


Figure 0-3 : Figure schématique représentant les différentes étapes nécessaires à l'obtention de données isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf ; de la pesée jusqu'à l'analyse.

### A.6.2. Lessivage

Les minéraux sont lessivés dans le but d'éliminer les potentielles traces d'altération ainsi que certains minéraux accessoires facilement lessivables. Sur les fractions minérales, cette étape a pour but principal de lessiver les phases « interstitielles » secondaires potentiellement présentes dans les défauts cristallins du minéral (cassures, fractures..). Cette étape peut également servir à dissoudre les inclusions d'autres espèces minérales potentiellement présentes au sein de certains échantillons et non détectées lors du tri à la loupe binoculaire. Les apatites et/ou monazites (phosphates de terres rares) sont facilement lessivables en présence d'acide chlorhydrique. Ainsi une étape préalable de lessivage des fractions minérales permet de s'approcher au plus près de la composition isotopique réelle des différentes phases minérales « pures ».

#### Lessivage :

- ✓ 2CC HCl6N dans le bécher contenant l'échantillon,
- ✓ US (ultrasons),
- ✓ 1h bécher fermé à chaud (90°C),
- ✓ transvaser le contenu du bécher dans 2 tubes à centrifuger,
- ✓ centrifuger,
- ✓ pipeter le surnageant (et le jeter ou le garder suivant le type d'étude),
- ✓ ajouter 1CC d'eau dans le tube à centrifuger,
- ✓ US,
- ✓ centrifuger,
- ✓ jeter l'eau à l'aide d'une pipette en faisant bien attention de n'emporter aucune matière,
- ✓ recommencer l'ajout d'eau, US, centrifugation et élimination de l'eau autant de fois qu'il faut pour que l'eau soit parfaitement limpide.
- ✓ Le résidu est conservé dans le tube et mis en attaque le jour même.

### A.6.3. Mise en solution des échantillons : attaque reprise

C'est lors de cette étape que l'on met en solution les échantillons solides. Elle se fait en milieu fluoro-nitrique avec deux gouttes d'acide perchlorique. Ce dernier a pour effet de diminuer le point d'ébullition de la solution et permet d'éviter des conditions fortement oxydantes qui mèneraient à l'apparition d'oxydes très difficile à résoudre.

- ✓ Attaque : ajouter 2.5 CC HF48%+2.5 CC HNO<sub>3</sub> 13N+40-60 µl HClO<sub>4</sub> à l'échantillon,
- ✓ US,
- ✓ sceller le bécher avec des rubans de Téflon®,
- ✓ placer le bécher à chaud pendant 48h minimum à 140 °C,
- ✓ US,
- ✓ évaporation,
- ✓ reprise : introduction de 2 CC d'acide nitrique concentré,
- ✓ sceller le bécher avec du Téflon®,
- ✓ placer le bécher à chaud pendant 48h minimum à 140 °C,
- ✓ évaporer à sec.



#### A.6.4. Séparation sur colonnes

##### A.6.4.1. Séparation du Pb

L'acide bromidrique utilisé pour la séparation du Pb permet de complexer le Pb sous forme de bromures de plomb. La séparation du Pb sur résine échangeuse d'ions avec récupération de la matrice éluée correspondant à la préconcentration des terres rares et du Sr. Pour cela on utilise des colonnes contenant 0,7 ml de résine anionique AG1x8. La résine ne s'utilise qu'une seule fois afin de limiter au maximum les phénomènes de contamination qui pourraient survenir lors de lavages insuffisants. La résine AG1-X8 fixe le plomb en présence d'HBr et libère celui-ci en présence d'HCl.

#### Préparation de l'échantillon :

- ✓ 0,05CC HBr 8N dans le bécher,
- ✓ US,
- ✓ 30 min à chaud à 90 °C,
- ✓ évaporation à sec,
- ✓ mettre 0,8 CC HBr 0,5N dans le bécher contenant l'échantillon,
- ✓ US,
- ✓ mettre l'échantillon dans un tube à centrifuger,
- ✓ US,
- ✓ centrifuger,
- ✓ le surnageant correspond à l'échantillon qui sera introduit dans la colonne,
- ✓ nettoyer le bécher avec introduction d'HCl 6N, US, à chaud à 90 °C, puis jeter l'acide.

#### Lavage et préparation de la colonne :

- ✓ HCl 6N \*3,
- ✓ H<sub>2</sub>O,
- ✓ Mettre la résine,
- ✓ HCl 6N \*3,
- ✓ H<sub>2</sub>O.

#### Récupération du Pb et des cations :

- ✓ Conditionnement de la colonne en HBr dilué,
- ✓ mettre un premier bécher sous la colonne qui permettra de récupérer les terres rares et les alcalino-terreux,
- ✓ introduction de l'échantillon,
- ✓ récupération des alcalino-terreux et terres rares par cycles successifs d'HBr dilué,
- ✓ mettre le bécher de récupération du Pb sous la colonne,
- ✓ 1CC HCl 6N dans la colonne qui permet d'éluier le Pb complexé par les bromures,
- ✓ évaporation des béchers contenant Sr - terres rares d'une part et le Pb d'autre part.

#### Lavage :

- ✓ La résine contenue dans les colonnes est jetée,
- ✓ les colonnes sont lavées par 3 cycles de lavage alternant 2CC HCl6N et 2CC d'H<sub>2</sub>O purifiée.

#### A.6.4.2. Séparation des terres rares et des alcalino-terreux préalablement à la séparation du Nd et du Sr

Cette étape précède les séparations spécifiques du Sr et du Nd. Elle permet d'isoler les terres rares (dont le néodyme) du reste de la matrice. Cette séparation chimique chromatographique se fait à l'aide d'une résine cationique BioRad AG50Wx8 200-400 mesh. Dans le processus d'échange d'ions, les ions liés à la matrice chargée (positivement ou négativement) sont remplacés de manière réversible par des ions en solutions (protéines chargées). Cette phase est l'adsorption. Les matrices échangeuses d'anions fixent les ions chargés négativement. Inversement, les matrices échangeuses de cations fixent les ions chargés positivement. Pendant la phase d'adsorption les ions se lieront à la matrice avec une affinité électrostatique différente qui dépend de leur charge. L'élution ou désorption sélective se fait en variant la force ionique ou le pH de l'acide d'élution (pour changer la charge de l'ion).

#### **Préparation de l'échantillon :**

- ✓ Reprise HCl 6N 0,3CC,
- ✓ US,
- ✓ 30 min à chaud bécher fermé à 90°C,
- ✓ évaporation à sec,
- ✓ reprise HCl 1,5N 2CC,
- ✓ tube à centrifuger,
- ✓ US,
- ✓ centrifuger,
- ✓ nettoyer le bécher HCl 6N.

#### **Lavage et préparation de la colonne :**

- ✓ HCl 6N,
- ✓ H<sub>2</sub>O,
- ✓ HCl 6N,
- ✓ H<sub>2</sub>O,
- ✓ 3CC 1,5N,
- ✓ introduction de l'échantillon,
- ✓ laisser imprégner 10 min,
- ✓ 6CC HCl 1,5N,
- ✓ 4C C HCl 2,5N,
- ✓ bécher alcalins,
- ✓ récupération des alcalins avec 8CC HCl 2,5N,
- ✓ 2 CC HCl 4N,
- ✓ bécher REE,
- ✓ récupération des terres rares avec de l'acide chlorhydrique.

#### **Lavage des colonnes :**

- ✓ 2 colonnes en eau,
- ✓ 40 CC HCl6N,
- ✓ eau,
- ✓ 6N,
- ✓ eau.

#### A.6.4.3. Séparation du Nd

Le néodyme doit être isolé des autres terres rares et notamment du samarium car ils possèdent des isotopes de masse commune (144 et 148) qui pourraient interférer avec la mesure du Nd. La technique de séparation s'effectue par chromatographie par le biais de billes de Téflon® conditionnées avec un acide organique (acide HDEHP). Cet acide organique est fixé sur la surface de billes de téflon® inertes de très petit diamètre ( $10^{\circ}$  de  $\mu\text{m}$ ), montées dans des colonnes en silice. L'acide organique HDEHP retient les terres rares en fonction de leur masse. L'élution des différentes terres rares se fait à l'aide d'un acide chlorhydrique très dilué (HCl 0,3N). On élimine ainsi les terres rares plus légères avec un volume plus petit d'acide, c'est une chromatographie à partitionnement inversée. Ce type d'extraction demande en conséquence une calibration précise des colonnes préalablement à la réalisation des séparations chimiques, qui sera fonction de la quantité précise de billes de Téflon®. Ci-après est donné un exemple de protocole et quantité d'acide pour une colonne donnée :

#### Préparation de l'échantillon :

- ✓ Reprise du résidu sec dans 0,5CC HCl 0,3N, à froid dans le but de ne pas modifier la normalité,
- ✓ US.

#### Colonne :

- ✓ Lavage de la colonne avec 3 CC HCl 0,3N,
- ✓ introduction de l'échantillon et attente de 20 min dans le but de bien imprégner la résine,
- ✓ 7CC HCl HCl 0,3N dans la colonne,
- ✓ bécher de récupération propre,
- ✓ 4 CC HCl HCl 0,3N,
- ✓ évaporation à  $90^{\circ}\text{C}$ .

#### Lavage :

- ✓ 8 CC d'HCl 6N,
- ✓ 30 CC d'HCl 0,3 N.

#### A.6.4.4. Séparation du Sr

Le Rb et le Sr sont séparés sur des colonnes en Téflon® contenant de la résine Eichrom Sr Spec. La procédure a été établie par Pin et al. (1994). C'est une chimie par rétention : le Sr est piégé sur la résine en milieu acide concentré ( $> 1\text{N}$ ) et est libéré en milieu acide dilué (0,05N). Malgré une rapidité d'exécution, la résine peut présenter un effet de mémoire (Pin et al., 1994). L'utilisation d'une procédure de lavage alternant HCl 6N et HNO<sub>3</sub> 0.05N sur plusieurs cycles permet d'éviter ce genre de phénomènes.

#### Préparation de l'échantillon :

- ✓ Reprise en HNO<sub>3</sub> 13N,
- ✓ US,

- ✓ 30 min à chaud à 90°C,
- ✓ évaporation,
- ✓ 2CC HNO<sub>3</sub> 2N,
- ✓ transfert dans un tube à centrifuger,
- ✓ US,
- ✓ centrifugation 10 min : l'échantillon est prêt à être introduit dans les colonnes.

**Lavage (3 cycles) :**

- ✓ 10 CC HCl 6N,
- ✓ 10 CC HNO<sub>3</sub> 0.05N.

**Conditionnement des colonnes :**

- ✓ 3CC HNO<sub>3</sub> 2N.

**Colonne :**

- ✓ Introduction de l'échantillon,
- ✓ 1CC HNO<sub>3</sub> 2N,
- ✓ 1CC HNO<sub>3</sub> 2N,
- ✓ 3CC HNO<sub>3</sub> 7N,
- ✓ 0,5CC HNO<sub>3</sub> 3N.

**Becher récupération Sr :**

- ✓ Placer le bécher de récupération sous la colonne,
- ✓ 7CC HNO<sub>3</sub> 0.05N,
- ✓ évaporation à sec.

**Lavage (3 cycles) :**

- ✓ 10 CC HCl 6N,
- ✓ 10 CC HNO<sub>3</sub> 0.05N.

*A.6.4.5. Séparation de l'Hf*

Le protocole chimique permettant de séparer l'Hf comprend deux étapes, une première sur une résine cationique de type AG50Wx8 100-200 mesh. Cette résine a pour but d'isoler les HFSE des terres rares (et ainsi éliminer le Lu). La seconde étape correspond à une chromatographie sur résine TODGA (Eichrom) afin d'isoler l'Hf. Le protocole utilisé est celui de Connely et al. (2006).

*A.6.5. Mesure des rapports isotopiques*

*A.6.5.1. Rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr*

Les mesures des rapports isotopiques du strontium ont été réalisées sur un spectromètre de masse Finnigan Triton Ti au Laboratoire de Géochimie LABOGIS de Nîmes.

Les résidus secs contenant le Sr sont repris dans une solution de HNO<sub>3</sub> 0,1N et sont ensuite déposés sur un filament de rhénium dégazé.

Le dépôt sur filament s'effectue sur un banc de dépôt Finnigan utilisé pour le dépôt de trois échantillons en simultané. L'intensité de l'appareil pendant le dépôt est de 0,5 A. La méthode de dépôt est la méthode dite de «sandwich» de tantale. Dans un premier temps on dépose 2  $\mu\text{l}$  d'une solution de tantale, puis lorsque le dépôt présente l'aspect d'un gel, le dépôt de 1  $\mu\text{l}$  de la solution porteuse de l'échantillon est effectué. Lorsque le dépôt présente à nouveau l'aspect d'un gel, une deuxième couche de 1  $\mu\text{l}$  de la solution au Ta est déposée. Une fois le dépôt sec, l'intensité est montée progressivement jusqu'à ce que le filament rougeoie. Cette intensité est maintenue pendant 15 s environ puis abaissée progressivement jusqu'à zéro. Une fois les filaments introduits dans la source, et après obtention d'une valeur de vide optimale dans la source et dans la pompe ionique, les filaments sont chauffés progressivement jusqu'à une température de 1480°C environ.

L'acquisition des résultats se fait via la mesure d'une série de cinq blocs de 15 rapports. Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés sont corrigés de la discrimination de masse par normalisation au rapport de référence  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Les interférences éventuelles du  $^{87}\text{Rb}$  sur le  $^{87}\text{Sr}$  sont corrigées en mesurant le  $^{85}\text{Rb}$ . La précision sur les mesures durant cette étude était meilleure que  $1.64 \cdot 10^{-5}$  ( $2\sigma$ ) pour l'ensemble des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Pour s'assurer de la validité des résultats, les rapports isotopiques du standard NBS 987 sont mesurés en parallèle aux échantillons, au début de chaque journée d'analyse. La moyenne des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenus est de  $0.710492 \pm 3.7$  ( $n = 6$ ).

#### A.6.5.2. Rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et isotopes du Pb

Les rapports isotopiques des systèmes Nd Hf et Pb ont été mesurés au Service Commun National de Lyon (École Normale Supérieure de Lyon, ou ENS) sur les MC-ICP-MS (ICP-MS à multi-collection) Thermo Neptune Plus MC-ICP-MS et sur le Nu500 HT-MC-ICP-MS. L'acquisition des résultats se fait via l'acquisition d'une série de deux blocs de vingt rapports. L'analyse des échantillons s'effectue par voie liquide dans une solution faiblement concentrée de  $\text{HNO}_3$  (0,05N). Entre chaque passage, le nettoyage de l'appareil s'effectue en passant une solution de  $\text{HNO}_3$  à 2% jusqu'à obtention d'un bruit de fond correspondant aux bruits intrinsèques des cages de Faraday. Le fractionnement instrumental induit par le spectromètre de masse doit être corrigé. L'ionisation de tous les isotopes contenus dans l'échantillon liquide est complète et immédiate au contact du plasma. Le fractionnement de masse se produit au niveau des cônes (Sampler et Skimmer) et consiste en une migration des isotopes plus légers vers la périphérie du plasma induisant une propagation moins efficace vers les cages (White et al., 2000). Pour palier à ce biais le facteur de fractionnement est mesuré à partir d'un rapport isotopique stable dans la nature pour l'élément analysé (e.g. Nd ou Hf).

#### Néodyme

Les résidus secs contenant le Nd sont repris dans 2 CC de  $\text{HNO}_3$  0,05N homogénéisés aux ultrasons et transférés dans un tube pour analyse. Lors de l'analyse des rapports isotopiques, des standards de type AMES Rennes (Chauvel and Blichert-Toft, 2001) sont passés tous les deux échantillons afin d'appliquer un facteur de correction. Si l'on observe une dérive trop importante du standard on procèdera à un réglage des efficacités. Les valeurs des standards

fournissent une moyenne de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51197 \pm 3$  ( $n = 30$ ). L'ensemble des échantillons fournit des erreurs définies à  $2\sigma$  de l'ordre de  $1.10^{-6}$ . La correction du fractionnement de masse est faite en utilisant le rapport  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  d'une valeur de 0.7219.

### Hafnium

L'échantillon est repris avec 2 CC d'une solution composée  $\text{HNO}_3$  0,05N et HF 0,01. La procédure d'analyse est la même que pour le néodyme. On utilise le standard JMC-475 (Blichert-Toft et al., 1997). Les standards pour l'Hf fournissent une valeur de  $0.2821451 \pm 15$  (Tableau 6). La précision des mesures obtenues est de l'ordre de  $1.10^{-6}$ . Le rapport utilisé pour la correction du fractionnement de masse est  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ .

### Plomb

La mesure des rapports isotopiques du Pb se fait par la méthode de normalisation au thallium (via la mesure des rapports  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ ) car le Pb ne possède pas de rapport isotopique stable permettant de corriger le fractionnement instrumental (White et al., 2000).

Les résidus secs contenant le Pb sont repris dans 2 CC d'une solution de  $\text{HNO}_3$  0,05N contenant 30 ppb de Tl, et homogénéisés aux ultrasons puis transférés dans un tube pour analyse. Lors de l'analyse des rapports isotopiques, des standards de type NBS 981 sont passés tous les deux échantillons. Les compositions isotopiques du Pb ont été mesurées avec une précision externe de l'ordre de 200 ppm pour les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . L'ensemble des échantillons fourni des erreurs définies à  $2\sigma$  en moyenne inférieures à  $1.10^{-3}$  pour les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , et inférieures à  $8.10^{-3}$  pour les rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Afin de garantir l'absence d'un biais au niveau des mesures, lié à un phénomène de contamination, des mesures de blancs d'attaque et de chimie ont été réalisées (en moyenne un blanc d'attaque et/ou de chimie par série de 12 échantillons). La contribution totale des blancs en moyenne pour une analyse isotopique de 100 g d'échantillon est inférieure à 76 pg, 250 pg, 30 pg et 16 pg pour le Pb, le Sr, le Nd et l'Hf respectivement. Ces valeurs sont considérées comme négligeables par rapport aux concentrations en ces éléments dans l'ensemble des échantillons analysés pour cette étude. On note une contamination ponctuelle en Sr, bien qu'importante elle reste négligeable sur le budget total des échantillons analysés en Sr.

	Masse des blancs (pg)										Moyenne
	823	878	0	31	37	7	1	7	-	-	
Sr	823	878	0	31	37	7	1	7	-	-	254
Nd	43	32	21	54	53	15	55	0	0	0	30
Hf	35	29	0	0	0	57	35	-	-	-	16
Pb	115	86	164	88	0	2	14	-	-	-	76

Tableau 5 : Tableau des blancs de chimie en picogrammes.

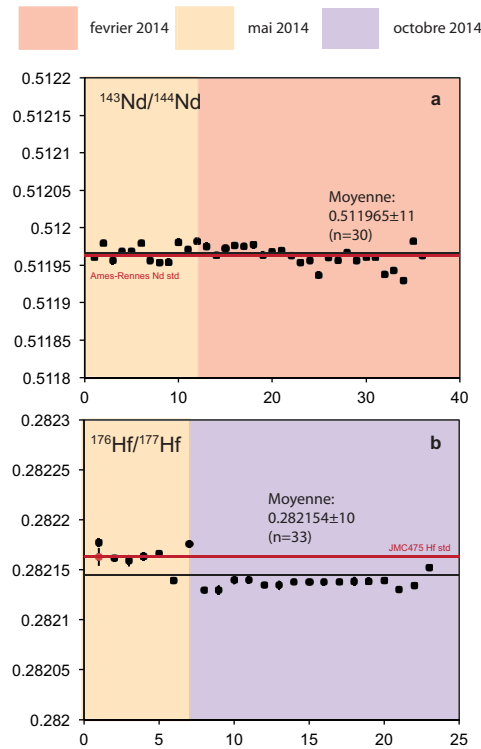


Figure 0-4 : Résultats obtenus pour les standards de Nd et Pb, JMC475 (a) et Ames RENNES (b) respectivement.

NBS 987 value		
Mean Value	Mean error	Mean std deviation
0.7102492	0.0000037	0.9999870
	ECART TYPE	ERROR PPM
	0.0000061	9
JMC475		
Mean Value	Mean error	Mean std deviation
0.2821451	0.0000028	1.0000635
	ECART TYPE	ERROR PPM
	0.0000147	52
AMES Rennes		
Mean Value	Mean error	Mean std deviation
0.5119655	0.0000033	0.9999893
	ECART TYPE	ERROR PPM
	0.0000107	21

Tableau 6 : Tableau récapitulatif des mesures des standards utilisés pour les analyses isotopiques du Sr, Hf et Nd.

Les standards analysés régulièrement permettent de contrôler la dérive. Dans tous les cas, ces variations restent nettement acceptables. De plus l'ensemble des rapports isotopiques mesurés est corrigé à l'écart des valeurs de références en faisant la moyenne des valeurs des deux standards encadrant deux échantillons, ensuite soustraite à la valeur vraie du standard donnant ainsi la valeur vraie à appliquer aux échantillons.

	208Pb/204Pb r corr.	207Pb/204Pb r corr.	206Pb/204Pb r corr.
MIN	36.6855	15.4880	16.9349
MAX	36.7102	15.4956	16.9415
MOYENNE	36.6990	15.4925	16.9381
Std Dev	0.0058	0.0018	0.0016
%SD	0.0157	0.0115	0.0094
Reproductibilité	168	122	97

Tableau 7 : Résultats obtenus pour le standard NIST981 de Pb.

Les rapports isotopiques en Sr, Nd et Pb de l'ensemble des standards analysés durant ce travail de thèse sont reportés dans la Figure 0-4 et la Figure 0-5 et les moyennes dans les tableaux Tableau 6 et Tableau 7. La ligne horizontale en trait plein indique la valeur de référence. On remarque que les rapports isotopiques du Sr obtenus en spectrométrie à source solide sont extrêmement stables, et la déviation par rapport à la valeur recommandée est inexistante à très faible.

Les compilations effectuées sur les différents standards montrent des variations notables entre la première session de Février 2014 et la deuxième session de mai 2014 ou octobre 2014 dans le cas de l'Hf.

Ces variations se situent entre deux sessions et un changement d'appareil dans le cas de l'Hf (Nu500 à Neptune plus). Ces différences plus marquées pour l'Hf s'expliquent par le changement de spectromètre. Les variations plus fines observées pour les autres isotopes se justifient par une différence de réglage machine.

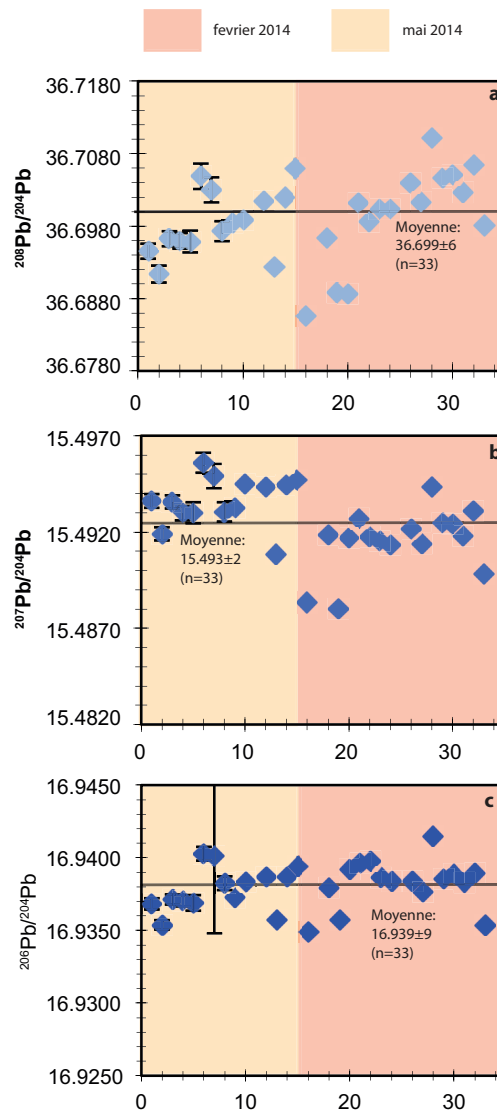


Figure 0-5 : Résultats obtenus pour le standard NIST981 de Pb, pour les rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (c).



## A.7. Isotopie Hafnium sur zircons

Un des problèmes principaux pour la détermination des rapports isotopiques d'Hf réside en la nécessité de faire d'importantes corrections pour les interférences isobariques induites par le  $^{176}\text{Yb}$  et  $^{176}\text{Lu}$  sur le  $^{176}\text{Hf}$ . D'autres interférences isobariques peuvent exister du fait des oxydes de terre rares ( $^{160}\text{Gd}^{16}\text{O}$  sur masse 176 et  $^{161}\text{Dy}^{16}\text{O}$  sur la masse 177). Le problème majeur dans l'évaluation de ces interférences est que les zircons utilisés pour standard nécessitent relativement peu de corrections d'interférences. En cas d'une correction erronée le  $\epsilon\text{Hf}$  évalué peut varier de 4 ordres de magnitude (Griffin et al., 2002). Afin de palier à ce problème, l'analyse de plusieurs standards est utilisée dans le but de contrôler les importantes interférences de terres rares. Comme les zircons naturels peuvent présenter une zonation en rapports isotopiques aussi bien qu'en rapports élémentaires Lu/Hf, ou bien une faible abondance en Terre Rares ne marquant pas la correction, on utilise des standards naturels et synthétiques avec des compositions connues et variables entre chaque standard (voir Fisher et al., 2011).

Les données isotopiques Lu-Hf sur zircon ont été effectuées à l'université de Bristol au Bristol Isotope Group (BIG). En utilisant un MC-ICP-MS Neptune ThermoFinnigan et un laser Teledyne Photon Machines Analyte G2 Excimer (193 nm) avec un faisceau de 50-40  $\mu\text{m}$ , une fréquence de 5 Hz et une énergie de 6  $\text{J}/\text{cm}^2$ . Chaque analyse LA-MC-ICP-MS a consisté en une analyse de 30 s du bruit de fond du gaz suivie de 60 s d'ablation laser. Les 15 premiers rapports mesurés sont éliminés du calcul final afin d'éliminer tout effet provoqués par le début de l'ablation (en suivant les mêmes principes que ceux des datations LA-IPMS effectuées dans cette thèse). La correction de l'interférence du Yb et Lu sur le  $^{176}\text{Hf}$  ont été effectuées en suivant la procédure de Hawkesworth et al. (2006) et Fisher et al. (2011). Pour l'Yb, le  $^{171}\text{Yb}$  est utilisé et corrigé des discriminations de masse en utilisant une loi exponentielle et  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}=1.130172$  (Segal et al., 2003). Le rapport naturel  $^{176}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$  (0.897145, Segal et al., 2003) est utilisé pour estimer la contribution de  $^{176}\text{Yb}$  sur la masse 176. Pour le Lu nous avons utilisé le  $^{175}\text{Lu}$  corrigé des effets de discrimination de masse en considérant que  $\beta\text{Lu}=\beta\text{Yb}$  en utilisant une loi exponentielle. L'interférence du  $^{176}\text{Lu}$  sur  $^{176}\text{Hf}$  a été calculée en utilisant  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}=0.02655$  (Vervoort et al. (2004)). Le  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  corrigé des interférences a été corrigé de la discrimination de masse en utilisant une loi exponentielle et  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$  (Patchett et al., 1982) et enfin normalisé à JMC-475=0.282160.

Le signal de chaque analyse est contrôlé dans le but de vérifier que les rapports isotopiques d'Hafnium ne présentent pas une déviation trop grande ce qui pourrait indiquer des zircons métamorphiques ou bien une concentration isotopique trop importante en Lu. La précision et la reproductibilité de l'analyse ainsi que des corrections est contrôlée à l'aide des différents standards utilisés (Figure 0-6) ; Mud Tank ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282508\pm 29$ , n=20), Plesovice ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282479\pm 17$ , n=21), Temora-2 ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282676\pm 40$ , n=6) et MUNZir2 ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282120\pm 15$ , n=6).

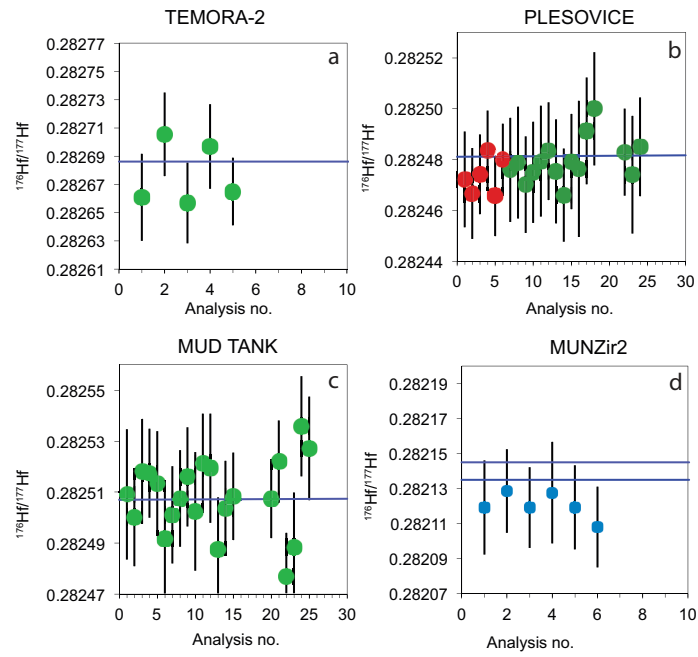


Figure 0-6 : Rapports isotopiques mesurés dans les standards lors de cette étude. TEMORA-2 (Woodhead et Hergt, 2005) Plesovice (Slama et al., 2008), Mud Tank (Woodhead et Hergt, 2005), MUNZir2 (Fisher et al., 2011).



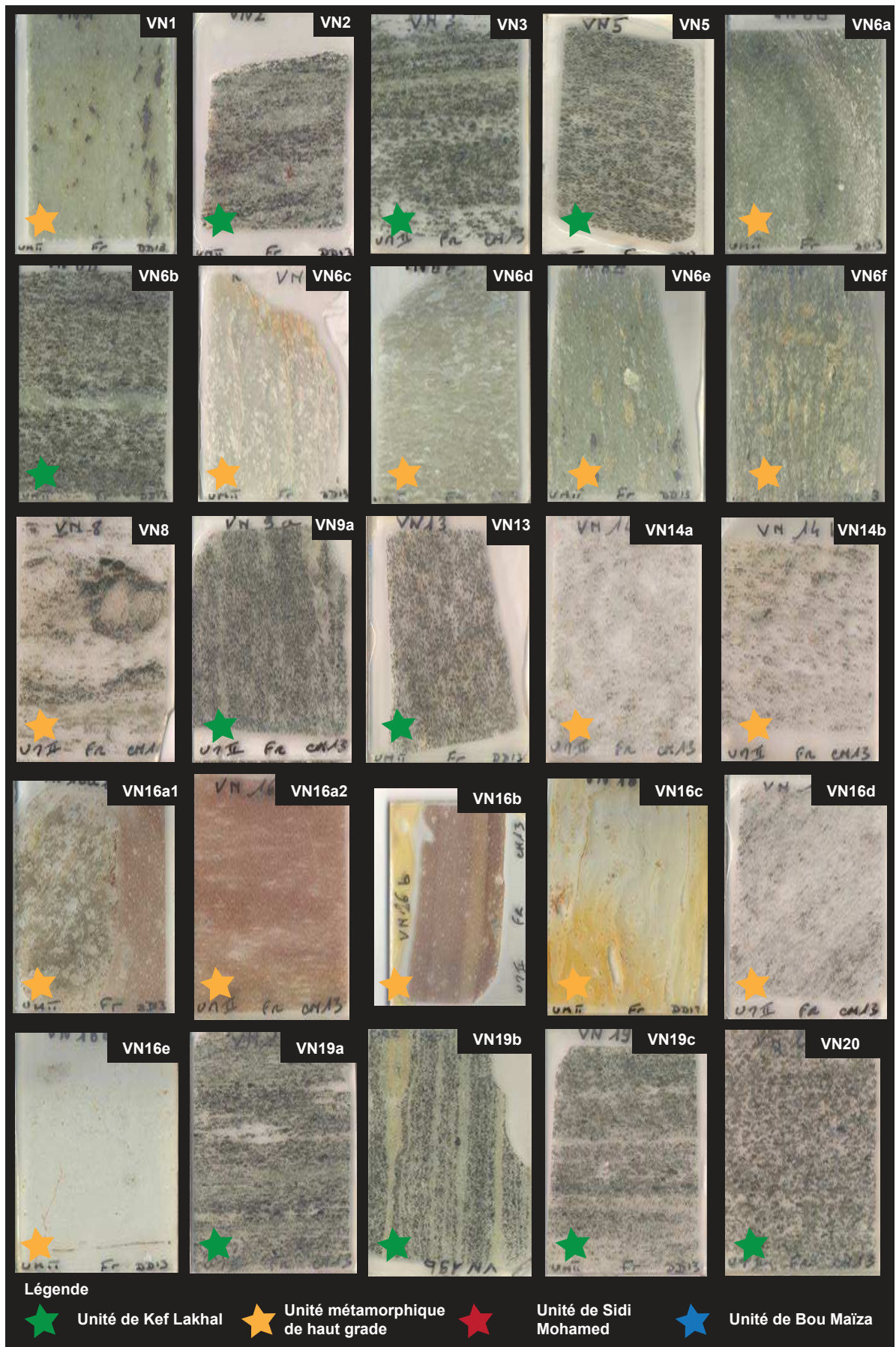
# Chapitre 11 - Annexe B : Echantillonnage

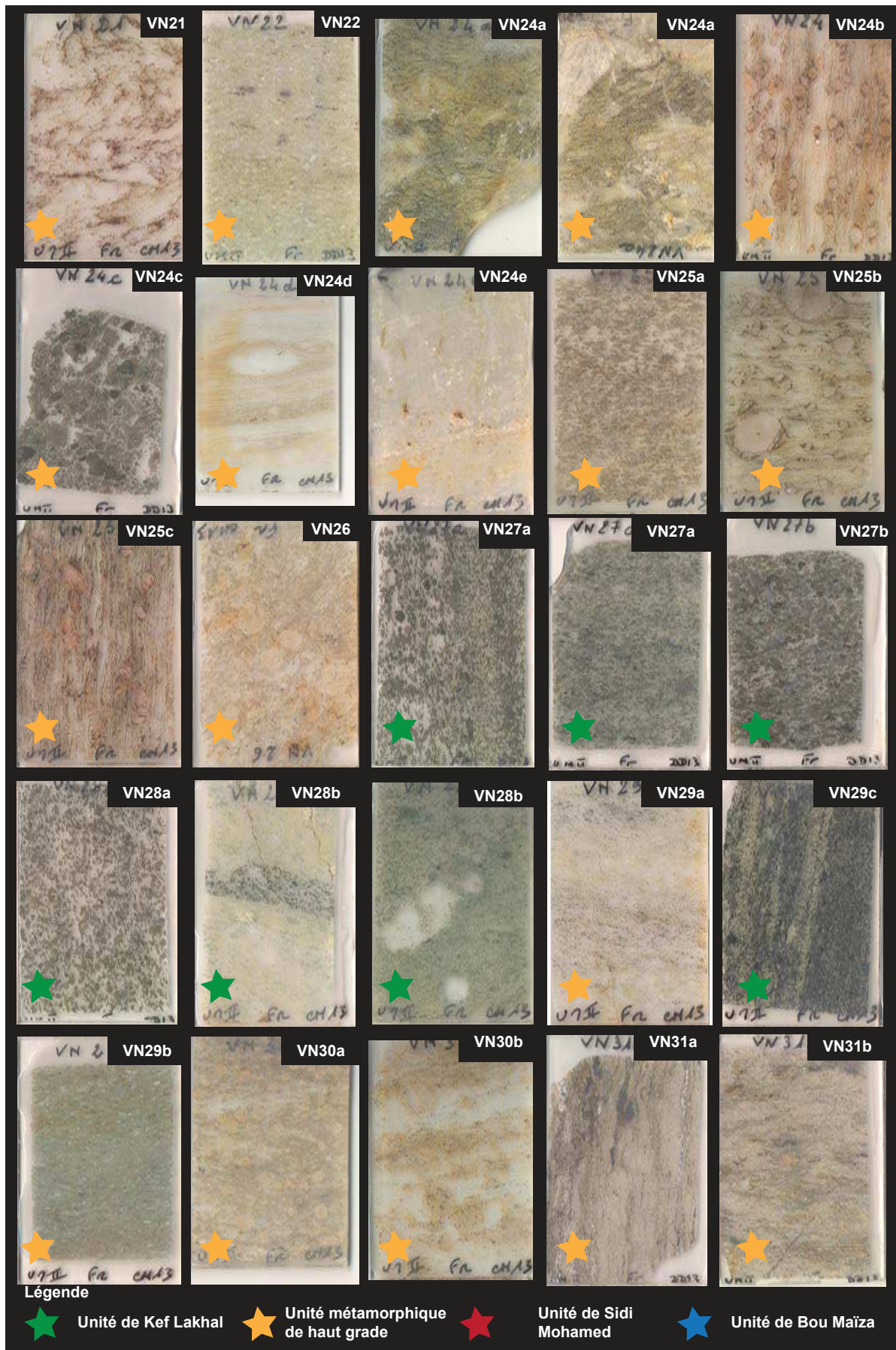
Tableau contenant l'ensemble des échantillons prélevés lors de ces travaux de thèse, leurs localisation et lithologie. A la suite à ces tableaux sont présentés des images scannées de lame mince en lumière naturelle.

Unité	Echantillon	(32S)	GPS	(UTM)	Altitude	Lithologie	
Kef Lakhal	VN2a	382618.99	m E	4089202.51	m N	340	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN2b	382618.99	m E	4089202.51	m N	340	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN3	382640.71	m E	4089214.53	m N	326	amphibolite à grains fins
Kef Lakhal	VN4	382450.23	m E	4090438.85	m N	370	-
Kef Lakhal	VN5	382445.91	m E	4090461.00	m N	376	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN6b	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN7	381419.74	m E	4089454.98	m N	371	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN9a	382859.85	m E	4090365.28	m N	209	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN10	381602.22	m E	4089766.45	m N	321	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN11	381734.49	m E	4089940.48	m N	283	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN12	381514.80	m E	4090132.96	m N	218	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN13	381368.84	m E	4090483.98	m N	146	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN18	381502.76	m E	4090125.25	m N	212	amphibolites litée
Kef Lakhal	VN19a	381735.64	m E	4089946.35	m N	285	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN19b	381735.64	m E	4089946.35	m N	285	amphibolite litée avec boudinage
Kef Lakhal	VN19c	381735.64	m E	4089946.35	m N	285	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN20	381603.39	m E	4089773.87	m N	314	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN23	382814.43	m E	4089410.75	m N	322	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN27a	382800.61	m E	4090313.06	m N	260	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN27b	382800.61	m E	4090313.06	m N	260	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN28a	382799.66	m E	4090276.00	m N	60	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN28b	382799.66	m E	4090276.00	m N	60	métagabbro
Kef Lakhal	VN28c	382799.66	m E	4090276.00	m N	60	amphibolite porphyroclastique
Kef Lakhal	VN29a	382887.00	m E	4090192.00	m N	267	plagiogranite
Kef Lakhal	VN29b	382887.00	m E	4090192.00	m N	267	actinote
Kef Lakhal	VN29c	382887.00	m E	4090192.00	m N	267	amphibolite litée
Kef Lakhal	VN33	382009.90	m E	4088975.05	m N	575	ultramafique
Kef Lakhal	VN34	382060.25	m E	4089015.00	m N	542	métagabbro
Kef Lakhal	VN35a	382032.15	m E	4089204.77	m N	509	ultramafique
Kef Lakhal	VN35b	382032.15	m E	4089204.77	m N	509	amphibolite porphyroclastique
Unité métamorphique de haut-grade	VN1	382534.28	m E	4089015.00	m N	357	actinote
Unité métamorphique de haut-grade	VN6a	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	actinote
Unité métamorphique de haut-grade	VN6c	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	actinote altérée
Unité métamorphique de haut-grade	VN6d	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	actinote
Unité métamorphique de haut-grade	VN6e	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	actinote à reliques d'orthopyroxènes
Unité métamorphique de haut-grade	VN6f	381462.00	m E	4089300.00	m N	377	actinote à reliques d'orthopyroxènes
Unité métamorphique de haut-grade	VN8	381534.89	m E	4089032.71	m N	361	amphibolite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN14a	381362.00	m E	4090584.00	m N	141	leucogabbro à grenats
Unité métamorphique de haut-grade	VN14b	381362.00	m E	4090584.00	m N	141	leucogabbro
Unité métamorphique de haut-grade	VN15	381391.90	m E	4090719.23	m N	110	mylonite felsique
Unité métamorphique de haut-grade	VN16a	381158.16	m E	4090689.21	m N	124	ultramylonite et ultramylonite + lentille ultramafique
Unité métamorphique de haut-grade	VN16b	381158.16	m E	4090689.21	m N	124	ultramylonite
Unité métamorphique de haut-grade	VN16c	381158.16	m E	4090689.21	m N	124	rhyolite
Unité métamorphique de haut-grade	VN16d	381158.16	m E	4090689.21	m N	124	ultramafique
Unité métamorphique de haut-grade	VN16e	381158.16	m E	4090689.21	m N	124	rhyolite
Unité métamorphique de haut-grade	VN21	381554.06	m E	4089021.90	m N	378	diatexite
Unité métamorphique de haut-grade	VN22	382533.11	m E	4089124.14	m N	349	actinote
Unité métamorphique de haut-grade	VN23a	382814.43	m E	4089410.75	m N	322	actinote à orthopyroxène
Unité métamorphique de haut-grade	VN23b	382814.43	m E	4089410.75	m N	322	talc
Unité métamorphique de haut-grade	VN23c	382814.43	m E	4089410.75	m N	322	mylonite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN24a	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	ultramafique
Unité métamorphique de haut-grade	VN24b	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	micaschiste à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN24c	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	veine de tourmaline
Unité métamorphique de haut-grade	VN24d	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	orthoigneiss
Unité métamorphique de haut-grade	VN24e	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	marbre à wollastonite
Unité métamorphique de haut-grade	VN25a	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	amphibolite
Unité métamorphique de haut-grade	VN25b	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	micaschiste à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN25c	385118.40	m E	4090032.25	m N	5	micaschiste à grenat

Unité	Echantillon	(32S)	GPS	(UTM)	altitude	Lithologie
Unité métamorphique de haut-grade	VN26	382891.91 m E	4090572.23 m N		190	amphibolite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN30a	382875.11 m E	4090174.66 m N		240	diatexite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN30b	382875.11 m E	4090174.66 m N		240	migmatite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN30c	382875.11 m E	4090174.66 m N		240	amphibolite mélanocrate
Unité métamorphique de haut-grade	VN31a	382839.81 m E	4090120.00 m N		232	ultramafique foliée
Unité métamorphique de haut-grade	VN31b	382839.81 m E	4090120.00 m N		232	ultramafique foliée
Unité métamorphique de haut-grade	VN31c	382839.81 m E	4090120.00 m N		232	quartzite à grenat
Unité métamorphique de haut-grade	VN32a	382871.65 m E	4090071.73 m N		229	ultramafique
Unité métamorphique de haut-grade	VN32b	382871.65 m E	4090071.73 m N		229	ultramafique
Unité métamorphique de haut-grade	VN37	381984.20 m E	4088978.07 m N		540	ultramafique
<b>Sidi Mohamed</b>	K7a	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7b	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7c	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	actinote à orthopyroxene
<b>Sidi Mohamed</b>	K7d	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	actinote à orthopyroxene
<b>Sidi Mohamed</b>	K7e	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7f	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	veine à tourmaline
<b>Sidi Mohamed</b>	K7g	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	amphibolite à grenat
<b>Sidi Mohamed</b>	K7h	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	amphibolite à grenat
<b>Sidi Mohamed</b>	K7i	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7j	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	amphibolite
<b>Sidi Mohamed</b>	K7k	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	actinote
<b>Sidi Mohamed</b>	K7m	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7n	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	ultramafique (dunite)
<b>Sidi Mohamed</b>	K7o	386136.88 m E	4087311.33 m N		400	veine à tourmaline
<b>Bou Maïza</b>	BM1a	351976.13 m E	4075923.83 m N		62	metagabbro magnésien
<b>Bou Maïza</b>	BM1b	351976.13 m E	4075923.83 m N		62	metagabbro porphyroclastique folié
<b>Bou Maïza</b>	BM1c	351976.13 m E	4075923.83 m N		62	microgabbro mylonitisé
<b>Bou Maïza</b>	BM2a	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	amphibolite
<b>Bou Maïza</b>	BM2b	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	metagabbro
<b>Bou Maïza</b>	BM2c	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	metagabbro
<b>Bou Maïza</b>	BM2d	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	gabbro
<b>Bou Maïza</b>	BM2e	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	gabbro
<b>Bou Maïza</b>	BM2f	351984.70 m E	4075918.91 m N		62	micaschiste à grenat
<b>Bou Maïza</b>	BM3a	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	dolérite non déformée à stylplomélane
<b>Bou Maïza</b>	BM3b	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	anorthosite
<b>Bou Maïza</b>	BM3c	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	dolérite
<b>Bou Maïza</b>	BM3d	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	gabbro à olivine
<b>Bou Maïza</b>	BM3e	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	quartzite
<b>Bou Maïza</b>	BM3f	351934.11 m E	4075893.15 m N		66	amphibolite mylonitisée
<b>Bou Maïza</b>	BM4a	352004.17 m E	4075847.77 m N		71	metabasalte
<b>Bou Maïza</b>	BM4b	352004.17 m E	4075847.77 m N		71	metabasalte
<b>Bou Maïza</b>	BM4c	352004.17 m E	4075847.77 m N		71	metabasalte
<b>Bou Maïza</b>	BM5	352019.25 m E	4075724.54 m N		64	-
<b>Bou Maïza</b>	BM5a	352019.25 m E	4075724.54 m N		64	gabbro
<b>Bou Maïza</b>	BM5b	352019.25 m E	4075724.54 m N		64	quartzite
<b>Bou Maïza</b>	BM5c	352019.25 m E	4075724.54 m N		64	métasédiment
<b>Bou Maïza</b>	BM6	351836.64 m E	4075767.89 m N		66	marbre
<b>Bou Maïza</b>	BM7	351794.31 m E	4075827.33 m N		65	-













## Résumé

Le massif de l'Edough représente le massif cristallin le plus oriental de la chaîne des Maghrébides. Ce massif, peu étudié, est cependant particulièrement intéressant car il permet de faire le lien avec les autres segments de la chaîne Alpine Péri-Méditerranéenne. Il se présente sous la forme d'un dôme métamorphique principalement constitué de gneiss et migmatites contenant en son cœur des amphibolites à grenat et des métapéridotites (péridotites de Sidi Mohamed). Au Nord, il est chevauché par l'unité de Kef Lakhal composée d'amphibolites massives, qui sont séparées du dôme par une unité de mélange contenant des lithologies de nature très variée.

Trois de ces unités ont été étudiées: les péridotites de Sidi Mohamed, l'unité de mélange, et l'unité de Kef Lakhal. Les objectifs de ce doctorat consistent à: i) caractériser ces différentes unités en terme de source, processus enregistrés et évolution, ii) contraindre l'âge de ces unités et, éventuellement, l'âge du/des métamorphisme(s) enregistré(s), iii) replacer ces différentes unités dans un contexte global de la géodynamique du bassin Méditerranéen au cours du Cénozoïque. Ainsi une approche combinée couplant pétrologie, géochimie et géochronologie a été réalisée sur un échantillonnage prélevé en 2012, et principalement focalisé sur les lithologies basiques et ultra-basiques ainsi que sur les zones de contact entre ces trois unités. La méthodologie mise en oeuvre consiste, à la fois, en des analyses in situ (éléments majeurs et traces, géochronologie U-Pb, isotopes Hf) et des mesures sur roches totale et fractions minérales (éléments majeur et traces, géochronologie Ar-Ar et isotopes Sr-Nd-Pb-Hf).

Dans la zone de Sidi Mohamed, les amphibolites à grenat proviennent d'un manteau similaire à celui des témoins retrouvés au niveau du bloc d'Alboran et enregistrent un événement métamorphique à c. 18 Ma. Les roches ultramafiques situées au cœur du dôme possèdent des signatures isotopiques de type manteau sous-continentale avec une influence de processus de subduction et une empreinte géochimique plus tardive liée aux processus d'exhumation.

L'unité de mélange est interprétée comme une marge passive Permo-Carbonifère. Les amphibolites proviennent d'un manteau modifié par une ancienne subduction. Cette unité de mélange contient des reliques métamorphisées sous conditions d'Ultra-Haute Pression marquées notamment, par la présence de diamants inclus dans un méga-cristal de grenat dont le protolithe est de type N-MORB. Le stade prograde de l'évènement UHP a été daté à c. 32 Ma et l'exhumation puis le charriage sur le socle de l'Edough se produisent à c. 21 Ma. L'unité amphibolitique de Kef Lakhal présente des signatures de type croûte océanique N-MORB et représenterait un vestige de la Téthys entré en subduction puis exhumé à c. 21 Ma.

Nous proposons que le massif de l'Edough représente la marge passive Nord-Africaine d'âge Permo-Carbonifère sur laquelle un fragment de croûte océanique Téthysienne a été charriée au cours du Miocène. L'exhumation du massif se produit en deux stades dont le premier à ~21 Ma est suivi par la formation d'un Metamorphic Core Complex à partir de 18 Ma. Nous relierions ces processus rapides à des mouvements de la fosse de subduction et du panneau plongeant.

Mots-clés: Méditerranée - Evolution Cénozoïque - Ophiolite - Téthys - Géochimie - Géochronologie -Isotopes Sr-Nd-Pb-Hf - Permo-Carbonifère - Marge passive - UHP -

## Abstract

The Edough massif is the Easternmost crystalline massif of the Maghrebide belt. This area presents strong similarities with the internal zones of the Peri-Mediterranean Alpine belt but its evolution still remains poorly constrained. Edough can be approximated as a metamorphic dome of gneisses and migmatites containing garnet amphibolite and metaperidotites of Sidi Mohamed in its core. In the North, the dome is overlain by a nappe stack constituted by a "melange" unit composed of various lithologies and, upward, by the Kef Lakhal massive amphibolites of oceanic origin.

This work is focused on three units containing mafic and ultramafic lithologies i.e. the Sidi Mohamed peridotites, the "melange" unit and the Kef Lakhal amphibolites. The aim of this Ph.D. work is to characterize all three units, to determine their relationships and establish the timing of the main events identified. We chose a combined geochronological-geochemical approach using in situ analyses (major and trace elements, U-Pb geochronology and Hf isotopes on accessory minerals) and bulk analyses on whole rock/mineral fraction (major and trace elements, Ar-Ar geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes).

We show that the Sidi Mohamed mafic rocks display an affinity with the Alboran mantle. The mantle rocks from Sidi Mohamed display affinities with a subcontinental mantle influenced by subduction processes and late metamorphism at crustal levels. The melange unit is interpreted as a Permo-Carboniferous passive margin. The amphibolite lenses in the melange unit originate from a mantle modified by subduction processes. This unit contains relics of Ultra-High Pressure rocks as evidenced by the occurrence of diamonds in a megacrystal of garnet showing oceanic affinities. These ultra-high pressure rocks document a prograde stage at ~32 Ma and exhumation to lower crustal levels at ~21 Ma. The Kef Lakhal unit displays oceanic crust-like signatures and characteristics of fluid induced signatures. We interpret the Kef Lakhal amphibolites as a shallow subducted Tethys fragment, which was exhumed at 21 Ma.

We propose that the Edough massif represents the Permo-carboniferous passive margin of Africa basement onto which a fragment of the Tethys Ocean was thrust. The whole massif was finally exhumed as a metamorphic core complex at 18 Ma and experienced fast cooling until ~16 Ma. We relate this fast processes to the interplay between trench and slab movements.

Keywords: Mediterranean - Cenozoic Evolution - Ophiolite - Tethys - Geochemistry - Geochronology -Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes - Permo-Carboniferous - Passive margin - UHP -

