

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة
Année 2025

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

THESE

En vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT

Apport de la Géochimie et de la Géochimie Isotopique à l'étude des formations basiques et ultrabasiques du massif de l'Edough et de l'Est Algérien : Conséquence sur la Géodynamique et l'ouverture de la Méditerranée Occidentale.

Par

MECHATI Mehdi

Directrice de Thèse

Mme. Hammor Dalila Professeur Université Annaba

Président de jury

Mr. Chouabbi Abdelmadjid Professeur Université Annaba

Examineurs

Mr. Bouabsa Lakhdar Professeur Université de Tamanrasset

Mr. Jaiz Fouad Professeur Université de Batna

Mr. Khiari Abdel Kader Professeur Université de Oum El Bouaghi

Mr. Laouar Rabah Professeur Université Annaba

Remerciement

Toute réussite est d'abord à remettre à Allah Taala, le Tout-Puissant, qui apporte sa lumière et guide nos pas même à travers les nuits les plus sombres.

Je tiens en premier lieu à remercier le président et les membres de jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à ma directrice de thèse professeur Hammor Dalila pour son encadrement attentif, ses précieux conseils et son soutien tout au long de ce travail de doctorat.

Mes remerciements s'adressent également à l'équipe de l'université de Montpellier, Delphine Bosch, Olivier Bruguier et surtout Renaud Caby.

J'adresse une pensée reconnaissante à mes parents pour leur encouragement constant et leur confiance, ainsi qu'à mon épouse pour sa patience, son amour et son appui indéfectible durant toutes les étapes de ce parcours.

Résumé

Les métagabbros et amphibolites affleurant dans la région de Bou-Maïza au sein du massif de l'Edough (nord-est de l'Algérie) sont décrits en détail. Les observations de terrain et les analyses pétro-structurales indiquent une mise en place syn-sédimentaire des gabbros sous forme de clastes, de blocs et de lentilles au sein de brèches gabbroïques polymictiques. Les amphibolites associées présentent un litage sédimentaire parallèle à fine échelle et correspondent à des épicastites mafiques, des litharénites et des grauwackes mafiques. Les niveaux et lentilles mafiques sont intercalés avec des schistes alumineux pélitiques d'origine continentale, du quartzite et du marbre. Il est conclu que l'ensemble des roches mafiques de cette localité proviennent de l'érosion d'un complexe plutono-volcanique océanique à affinité MORB, remanié dans un mélange matriciel à blocs, puis mis en place sous forme de turbidites et d'écoulements détritiques au Mésozoïque. Les analyses minéralogiques et géochimiques sur roche totale ont été réalisées sur ces roches métabasiques. Dans tous les échantillons, les isotopes du Sr sont largement affectés par l'altération par l'eau de mer ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{act.}} > 0,70384$ et jusqu'à $0,70888$), ce qui empêche leur utilisation pour caractériser la nature des réservoirs sources. Ces roches présentent des signatures géochimiques indiquant une origine à partir d'un réservoir de manteau appauvri ($\epsilon\text{Nd} > +7,9$ et $\epsilon\text{Hf} > +3,75$). Les isotopes du Pb indiquent une contribution sédimentaire au réservoir source, attribuée à une contamination uniquement par des fluides hydratés issus d'une composante sédimentaire. Cette observation, couplée à un enrichissement en éléments LILE, suggère un environnement de bassin arrière-arc. Ces résultats montrent que l'unité BM a été obducté sur la marge nord-africaine puis déplacé, probablement lors du bombement et de l'exhumation de la croûte continentale inférieure du massif d'Edough, vers le Sud.

Mots-clés Amphibolites; métagabbros; mélange sédimentaire, géochimie; géodynamique; évolution du bassin algérien; Nord-Est d'Algérie

Abstract

Metagabbros and amphibolites exposed in the Bou-Maïza area of the Edough massif (northeast Algeria) are described in detail. Field and petro-structural observations point to the syn-sedimentary emplacement of gabbros as clasts, blocks and lenses of polymictic gabbroic breccia. Associated amphibolites display fine-scale parallel sedimentary bedding and represent mafic epiclastites, litharenites and mafic greywackes. The mafic beds and lenses are intercalated with aluminous pelitic schists of continental origin, quartzite and marble. It is concluded that all mafic rocks from this locality derive from the erosion of an oceanic plutono-volcanic complex of MORB affinity that was reworked in a block matrix mélange and emplaced as turbidites and debris flows during the Mesozoic. Mineral and whole-rock geochemical analyses have been performed on these metabasic rocks. 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. Those rocks show geochemical signatures indicating derivation from a common depleted mantle reservoir ($\epsilon\text{Nd} > +7.9$ and $\epsilon\text{Hf} > +3.75$). 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 Bou-Maïza unit was obducted onto the North African margin and moved, probably during doming and exhumation of the lower continental crust of the Edough massif southward.

Keywords: Amphibolite; metagabbro; sedimentary mélange; Geochemistry; Geodynamic; evolution Algerian basin; Northeastern Algeria

ملخص

تم وصف الميئاغابرو والأمفيبوليت المكشوفة في منطقة بو معيزة الموجودة في كتلة إدوغ (شمال شرق الجزائر) بالتفصيل. تشير الملاحظات الميدانية والبترولوجية إلى الترسيب المتزامن للغابرو على شكل كتل صخرية وكتل وعدسات من البريكا الغابروية متعددة الأنواع. تظهر الأمفيبوليتات المرتبطة بها طبقات رسوبية متوازية دقيقة وتمثل إبيكلستينات وليثارينينات وغرايواكيس المغنوحديدة. تتخلل الطبقات والعدسات المغنوحديدة صخور شستية بيليتية ألومينية من أصل قاري وكوارتزيت ورخام. وقد تم التوصل إلى أن جميع الصخور المغنوحديدة من هذه المنطقة تنشأ من تآكل مجمع بركاني-بلوتوني محيطي ذي صلة بمورب تمت إعادة تشكيله في مزيج مصفوفة كتلة وتم وضعه على شكل توربيدات وتدفقات حطامية خلال العصر الوسيط. وقد تم إجراء تحليلات جيوكيميائية للمعادن والصخور الكاملة على هذه الصخور المتحولة والقاعدية. في جميع العينات، تأثرت نظائر السترونتيوم بشكل كبير بمياه البحر ولا يمكن استخدامها لتقييم طبيعة الخزانات المصدرية ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{\text{act}}$ > 0.70384 وحتى 0.70888). تُظهر هذه الصخور توقيعات جيوكيميائية تشير إلى أنها مشتقة من خزان مغلف مشترك مستنفذ ($\epsilon\text{Nd} > +7.9$ و $\epsilon\text{Hf} > +3.75$). تشير نظائر الرصاص إلى مساهمة رسوبية في الخزان المصدر تُعزى فقط إلى تلوث بواسطة سوائل مائية ناتجة عن مكون رسوبي. هذه الملاحظة مع وجود إثراء في عناصر LILE تشير إلى بيئة حوض خلف القوس. تظهر النتائج أن وحدة BM تم دفعها فوق الهامش الشمالي الإفريقي ثم نقلت، على الأرجح أثناء ارتفاع وإخراج القشرة القارية الدنيا لكتلة إدوغ، نحو الجنوب

الكلمات المفتاحية: أمفيبوليتات؛ متجا برو؛ مزيج رسوبي؛ جيوكيمياء؛ جيوديناميكية؛ تطور الحوض الجزائري؛ الشمال الشرقي الجزائري

Tableau des matières

1-Introduction	1
Chapitre I - Généralités	
1-Introduction	5
2- Caractérisation de la zone Ouest Méditerranéenne	5
2-1 Zones de Subduction.....	6
2-2 Zones de Collision	8
2-3 Bassins océaniques.....	8
2-4 Les fragments Lapka.....	8
3- Ensemble géologique et géodynamique des Maghrébides	9
3-1 Les zones internes	9
3-2 Domaine des flysch	10
3-3 Les zones externes.....	11
3-4 Les formations post nappes	11
4- Evolution tectonique des Maghrébides	12
Chapitre II- Géologie régionale	
1-Introduction	14
2-Structure et géologie de l'Edough	14
2-1 Le socle métamorphique.....	15
2-1-1 Unité gneissique de base ou Unité des granites et des migmatites	15
2-1-2 Unité métasédimentaire de haut grade (HGMU) ou unité de mélange.....	17
2-1-3 Unité d'amphibolites et de péridotite (APU)	20
2-1-4 Unité des schistes verts.....	23
2-2 Formations sédimentaires	24
2-2-1 La nappe de flyschs crétacés	25
2-2-2 La nappe de flyschs numidiennes	25
2-3 Les formations magmatiques.....	25
3- Le métamorphisme et déformation	27
4- Tectonique et déformation.....	27
4-1 Tectonique cassante	27
4-2 Déformation ductile	27
Conclusion.....	29

Chapitre III - Géologie locale et observation de terrain

1- Introduction.....	31
2- Contexte géologique de Bou-Maïza.....	32
2-1 Coupe géologique.....	34
2-2 Descriptions des différentes formations de Bou-Maïza.....	38
2-2-1 Les métasédiments.....	38
2-2-2 Les roches metabasiques	41
3- Comparaison avec les complexes Alpains et Apennins : contexte de marge de plaque divergente ou convergente ?.....	46
Conclusion.....	50

Chapitre IV: Pétrologie des formations métamorphiques de Bou-Maïza

Introduction.....	53
1- Description pétrographique des formations métasédimentaires de Bou-Maïza.....	53
1-1 Micaschiste à grenat, disthène et staurotide	53
1- Quartz.....	53
2- Micas blancs.....	53
3- Biotite.....	54
4- Grenat.....	54
5- Disthène.....	54
6- Staurotide.....	54
7- Tourmaline	54
8- Plagioclase.....	54
9- Chlorite.....	54
10- Rutile	55
11- Zircon	55
12- Minéraux opaques	55
1-2 Micaschiste à Carbonate et grenat	56
1. Mica blanc	56
2. Quartz	56
3. Biotite	56
4. Calcite.....	57
5. Grenat	57
6. Disthène.....	57

7. Staurotide.....	57
8. Chlorite.....	57
9. Plagioclase.....	57
10. Minéraux opaques.....	58
1-3 Quartzite.....	59
1- Quartz.....	59
2- Muscovite.....	59
3- Grenat.....	59
4- Staurotide.....	59
5- Chlorite.....	59
6- Tourmaline.....	59
7- Zircon.....	59
8- Les minéraux opaques.....	59
1-4 Gneiss leucocrate à amphibole.....	61
1-5 Schiste calcosilicaté.....	61
2- Description pétrographique des formations Métabasiques de Bou-Maïza.....	65
2-1 Les Métagabbros.....	65
1- Amphiboles.....	65
2- Plagioclase.....	65
3- Epidote.....	66
4- Chlorite.....	66
5- Clinopyroxène.....	66
6- Quartz.....	66
7- Rutil.....	68
8- Sphène.....	68
9- Apatite.....	68
10- Zircon.....	68
11- Minéraux opaques.....	68
2-2 Les amphibolites.....	69
1- Amphibole.....	69
2- Epidote.....	69
3- Rutil.....	70
4- Plagioclase.....	71

5- Sphène	71
6- Quartz	71
7-La chlorite.....	71
8-Biotite	71
9- Zircon.....	71
10-Apatite	72
11-Les minéraux opaques	72
3- Chimie des phases minérales.....	75
3-1 Les Amphiboles	75
3-2 Plagioclases	75
3-3 Thermométrie	77
Conclusion.....	83

Chapitre V- Géochimie et géochimie isotopique

1- Introduction	90
2- Présentation des résultats	90
3- Nomenclature des roches basiques.....	91
4- Comportement des éléments majeurs et en traces.....	94
4.1 Les éléments majeurs	94
4.2 Eléments en traces	99
5- La géochimie isotopique.....	103
5.1 Correction d'âge	104
5.2 Réservoirs Sources des roches métabasiques de Bou-Maïza	105
6- Cadre géodynamique de Bou-Maïza	113
Conclusion.....	115

Chapitre VI- Géochronologie

1. Introduction.....	108
2. Contraintes et limitations	108
3. Résultats.....	109
Conclusion	113
Conclusion générale.....	114

Liste de figures

Figure 1: carte des reliefs en méditerranée soulignant les principales structures de la ceinture Péri-Méditerranéenne. (Rosenbaum, 2014).....	6
Figure 2: cadre tectonique du bassin méditerranéen occidental montrant les différents domaines structuraux. Grande Kabylie (GK) ; petite Kabylie : massif d'Edough. (modifiée d'après Frizon de Lamotte et al., 2000)	7
Figure 3: Figure représentant la zone ouest méditerranéenne avec les différents domaines des Maghrebides. (Badji et al., 2015). Petite Kabylie (PK) et grande Kabylie (GK)	11
Figure 4 : Schéma géologique des chaînes bordants la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (Bouillin, 1986).....	13
Figure 5 : Schéma interprétatif de la paléogéographie des Maghrebides au Crétacé. (d'après Bouillin (1979).....	14
Figure 6: Carte géologique simplifiée du massif de l'Edough (Caby et al., 2001), modifie	16
Figure 7: coupe transversale synthétique du massif d'Edough et unités sus-jacentes. (Caby et al., 2001). Même légende sur la figure 6).....	19
Figure 8: coupe schématique montrant les différentes unités du massif de l'Edough. (Caby et al., 2001)	20
Figure 9: Schéma montrant le scénario de l'origine du complexe de Kef Lakhal dans le contexte de la méditerranée occidentale (Fernandez et al., 2020). Les stades A et A' correspondent aux deux possibilités 'initiation de l'avant-arc du Kef Lakhal, soit au crétacé, soit à l'Eocène moyen. Le stade a représenté la subduction intra-océanique dirigée vers l'est de la partie occidentale de l'océan ligure qui s'est produite entre 130 Ma et 85 Ma (Handy et al., 2010). Le stade a' représente une inversion de la subduction avec la subduction dirigée vers le nord-ouest du reste de l'océan ligure sous la marge <i>Ibérie-Eurasie/Alkapeca</i> à partir de 45 ma environ (Carminati et al., 2012). Dans le scénario propose, cette première étape (a ou a') est suivie des étapes	22
Figure 10 : carte satellitaire de la région de Bou-Maïza (Google Earth).....	31
Figure 11: carte géologique de la région de Bou-Maïza (d'après ORGM 997, Modifie).	32
Figure 12: Carte d'échantillonnage des roches métabasiques de Bou-Maïza	34

Figure 13: photos des affleurements illustrant la coupe géologique. A) bloc de métagabbro lité. B) amphibolites. C) alternance des quartzites (Qte), des amphibolite (Amph), des actinotite (Acte), marbre (Mbre) et des micaschistes. D) amphibolites dans les métapélites. E) alternance des micaschistes et des quartzites. F) marbre dans les micaschistes. J) métaarénite gabbroïque .. 36

Figure 14: coupe géologique de la carrière el Hamra 37

figure 15: alternance des quartzites et des micaschistes 39

figure 16: affleurement de marbre 40

Figure 17 : Aspect des amphibolites sélectionnées présentant des reliques sédimentaires. Des sections noirâtres de carottes de forage ont été polies, imprégnées d'huile de paraffine et scannées, les images étant renforcées d'un contraste de couleur maximal. A) Deux fragments d'amphibolite montrant une transition verticale abrupte et une injection de métaarénite amphibole-plagioclase à grain plus grossier dans un métasilte mafique. B) Amphibolite stratifiée foncée avec des stratifications parallèles alternées de métasilte riche en quartz et de marbre (forage SB3). C) Litharénites non triées contenant des clastes anguleux centimétriques de roches gabbroïques altérées. D) Couches minces d'amphibolite et d'épidote alternant avec du métasilte calcaire. E) Lits sédimentaires compositionnels à l'échelle millimétrique préservée dans un métasilte amphibolitique à grains fins. F) Épiclastite basaltique non triée. Am : amphibolite; Ep : épidote; M : marbre; Q : quartz 42

Figure 18: aspect général des actinotites sur le terrain. a) actinotite dans les amphibolites. b) niveau d'actinotite au-dessus des quartzites lites. c) actinotite stratifiée affectée par un plissement couche considéré comme un plissement syn-sédimentaire. d) talcschistes 45

Figure 19: a) Métagabbro mylonitique à gros grains. b) Lentille de brèche polymictique avec des éléments de gabbro non déformés enfermés dans de la litharénite mafique. c) Lentilles de brèche de gabbro (Gbr) et de brèche basaltique (Bbr) dans la matrice (m) entremêlées de schiste à biotite (Bs) et d'amphibolite (Am). d) Litharénites stratifiées et triées de matériau gabbroïque qui renferment des blocs de différents types de gabbro à gros grains et de brèche gabbroïque polymictique. e) Litharénite gabbroïque stratifiée à métabrèche. 47

Figure 20: reconstitution en 3d, résumant le remaniement sédimentaire des gabbros et l'environnement des dépôts des roches mafiques de Bou-Maïza sous forme d'écoulements massifs et de turbidites au jurassique supérieur-crétacé (?). (pas d'échelle) 52

Figure 21: Microphotographies des micaschistes. a-b) Structure générale des micaschistes en LN et LP. c-d-e) paragenèse des micaschistes LN et LP. f) Association entre disthène et tourmaline. g) Rutiles prismatique et biotite rouge dans un grand cristal de grenat. h) Plagioclase transformé en séricite. Abréviations Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 55

Figure 22 : Microphotographies des micaschistes a carbonates et grenat. a) structure générale des micaschistes en LP. b) cristaux de disthène et de staurotide en LP. c) aspect de la calcite dans les ces micaschistes en LP. d) gros cristal de calcite aplati en LP. e) cristaux de chlorite en Ln avec les opaques. Abréviations kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP lumière polarisée 58

Figure 23: Microphotographies des quartzites. a) Aspect générale des Quartzites en LP. b) Allure du grenat complètement squelettique en LN. c) des restes des grenats avec de la calcite et des

muscovites en LP. d) cristal de staurotide déformé en LN. e) Cristaux de chlorite enchevêtrés en LN. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 60

Figure 24: Microphotographies représentatives des lames minces de gneiss à amphibole de Bou-Maïza. a et b) Aspect général de la roche en LN et LP des gneiss. c) Cristal de hornblende en LP. d) Gros cristal plagioclase primaire bordé d'un autre plagioclase recristallisé en LP. e) Cristaux de rutile dans un plagioclase en LP. f) Cristal de zircon en LP. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 62

Figure 25: Microphotographies représentatives des calcosilicatés de Bou-Maïza. a) Aspect général de la roche en LN. b) Cristal de diopside en LP maclé. c) Gros cristal d'hornblende en équilibre avec les zoïsite en LP. d) Cristal de zircon en LP. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 63

Figure 26: Microphotographies représentatives des lames minces des métagabbros de Bou-Maïza. a et b) Aspect général des métagabbros en LN et LP montrant la composition minéralogique des métagabbros. c) Cristal de hornblende montrant la macle d'amphibole en LP. d) Gros cristal d'épidote associé à la hornblende en LP. e) Différents aspects des cristaux de plagioclase avec la macle d'albite caractéristique en LP. f) Cristal de clinopyroxène. g) Rutile en équilibre avec l'ilménite. h) cristaux de zoïsite et de clinozoïsite associés aux amphiboles. i) Cristal de rutile dans les amphiboles. j) cristal de zircon. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 67

Figure 26: Microphotographies représentatives des lames minces des métagabbros de Bou-Maïza. a et b) Aspect général des métagabbros en LN et LP montrant la composition minéralogique des métagabbros. c) Cristal de hornblende montrant la macle d'amphibole en LP. d) Gros cristal d'épidote associé à la hornblende en LP. e) Différents aspects des cristaux de plagioclase avec la macle d'albite caractéristique en LP. f) Cristal de clinopyroxène. g) Rutile en équilibre avec l'ilménite. h) cristaux de zoïsite et de clinozoïsite associés aux amphiboles. i) Cristal de rutile dans les amphiboles. j) cristal de zircon. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée 70

Figure 28: a et b) Amphibolite litée enrichie en quartz. c) litage d'actinolite avec une texture clastique fantôme recouverte par des aiguilles d'actinotes. d) Litharénite non triée contenant des clastes anguleux centimétriques de roches gabbroïques altérés. e) Amphibolite litée à grain fin contenant des phénoblastes de plagioclases. f) Phénoblaste polycristallin recristallisé. g) Détail d'un plagioclase polycristallin recristallisé 73

Figure 30 : Diagrammes binaires Al^{IV} en fonction Al^{VI} : les limites des amphiboles ainsi que les ratios Al^{IV}/Al^{VI} de Feet et Barnett, (1978). Même légende dans la figure 29

Figure 31 : Diagrammes ternaire d'Or (Orthose, Ab (Albite) et An (Anorthite) montrant la composition des plagioclases des metabasiques de Bou-Maïza. Même légende dans la figure 25

Figure 32 : Diagramme Alcalins totaux vs SiO_2 (TAS) de Middlemost (1994), montrant la position des metabasiques de Bou-Maïza. Symboles : métagabbros (carrés+ triangles), amphibolites (cercles)..... 92

Figure 33 : Diagramme AFM (A : $Na_2O_3+K_2O$, F : Fe_2O_3+FeO , M : MgO) montrant les tendances tholéiitique et calco-alcalins. La moyenne N-MORB est tirée de Humphris et al. (1985)..... 93

Figure 34: diagramme de ΣREE en fonction de $mg\#$ montrant une corrélation négative..... 97

Figure 35: diagrammes de Hacker pour les roches basiques de Bou-Maïza. Symboles : métagabbros (carres et triangles) et amphibolites (cercles).....	98
Figure 36: Profils des éléments en traces des métagabbros, d'amphibolites et des métasédiments de Bou-Maïza. a et c) Schéma des éléments des terres rares métagabbros et d'amphibolites normalisés aux chondrites. b et d) Schéma des multiéléments métagabbros et d'amphibolites normalisé au manteau primitif. e) Schéma des éléments des terres rares normalisés aux chondrites des métasédiments. Valeurs de normalisations tirés de Sun and McDonough (1989).	101
Figure 37 : Graphique de Th/Yb en fonction Nb/Yb. (D'après Pearce & Peat (1995). N-MORB et E-MORB proviennent de Sun et McDonough (1989). UCC : Croute continental supérieur. Les données	103
Figure 38 : Diagramme de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de Th/Nd pour les roches Bou-Maïza. Les sédiments locaux sont représentés par les échantillons B40 et B41. GLOSS est le Global Oceanic Subducted Sediments de Plank et Langmuir (1998).....	105
Figure 39: diagramme isotopique Nd-Hf	108
Figure 40 : a) Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les rapports isotopiques mesurés et corrigés en fonction de l'âge. b) Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La Composition isotopique du Sr, du Nd et du Pb de l'eau de mer d'après Palmer et Edmond (1989), Piegras et Wasserburg (1987), Tachikawa et al. (1999), et Abouchami et Goldstein (1995) respectivement. Rapports mesurés : symboles ouverts ; rapports corrigés à 30 Ma : symboles gris ; rapports corrigés à 150 Ma. DMM, EM-1 et EM-2 proviennent de Zindler et Hart (1986) et Eisele et al. (2002).....	109
Figure 41 : Diagrammes du Ba/Yb en fonction du Th/Yb (d'après Pearce et Peate (1995) et Pearce et Stern (2006) ; respectivement) pour les roches métabasiques de Bou-Maïza,. SZ est un vecteur montrant le déplacement des données par l'ajout d'une composante de zone de subduction à la source mantellique. N-MORB proviennent de Sun et McDonough (1989).....	111
Figure 42: cristal de zircon.....	112
Figure 43 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon BM40.....	113

Liste des tableaux

Tableau 1a : Analyses microsonde (EMP) et formules structurales des amphiboles des amphibolites de Bou-Maïza	78
Tableau 1b : Analyses microsonde (EPM) et formules structurales des amphiboles des amphibolites de Bou-Maïza.....	79
Tableau 2a : Analyses microsonde (EMP) et formules structurales des plagioclases des métagabbros de Bou- Maïza	80
Tableau 2b : Analyses microsonde (EPM) et formules structurales des plagioclases des amphibolites de Bou-Maïza.....	81
Tableau 3 : Analyses sur la roche totale des éléments majeurs et traces des roches métabasiques de Bou-Maïza Pf : perte au feu. $Mg\# = 100 \times Mg \text{ cations} / (Fe + Mg)$	88
Tableau 4 : Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf pour les roches totales. Les incertitudes ($\pm 2\sigma$), au dernier chiffre décimal, correspondent à la précision au cours de la mesure, exprimée en écart-type sur la moyenne (SE) au niveau de confiance de 95 %. Les erreurs analytiques sur les rapports isotopiques du Pb sont inférieures à 250 ppm. Les erreurs analytiques sur les rapports isotopiques de Pb sont meilleures que 300 ppm. Les ϵSr et ϵNd actuels ont été calculés en utilisant $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{CHUR} = 0,7045$, $(^{87}Rb/^{86}Sr)_{CHUR} = 0,0816$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0,512638$, $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0,1967$, $(^{176}Hf/^{177}Hf)_{CHUR} = 0,282785$ et $(^{176}Lu/^{177}Hf)_{CHUR} = 0,0336$. non analysé. Les rapports isotopiques initiaux ont été recalculés à 18 Ma selon Bruguier et al. (2009) et sur la base de contraintes paléogéodynamiques à 30 Ma et 150 Ma selon Carminati et al. (1998) et Durand-Delga et al. (2000) respectivement	99
Tableau 5 : Données isotopiques U-Th-Pb par ablation laser ICP-MS pour les zircons de l'échantillon BM40 de Bou-Maïza	111



Introduction générale

Introduction générale

La ceinture Péri-Méditerranéenne est une chaîne montagneuse qui entoure la mer Méditerranée. Elle est composée, d'Ouest en Est, de : la cordillère des Bétiques, la chaîne du Rif, la chaîne des Maghrébides, de l'Apennin et des Alpes (**Fig. 1**).

Les Maghrébides forment une zone de collision le long de la bordure de l'Afrique du Nord, qui résulte de la fragmentation, de la dérive et de la jonction ultérieure de certains fragments du domaine AlKaPeCa (domaine Alboran-Kabylie-Peloritan Mts-Calabria (Bouillin, 1986)) à l'Afrique.

La ceinture contient quelques occurrences de roches mafiques et ultramafiques qui, bien que rares, sont importantes pour reconstruire l'évolution paléo-géodynamique du bassin méditerranéen occidental. L'incorporation de ces roches mafiques et ultramafiques d'affinité MORB, parfois appelées « ophiolites démembrées » et qui représentent des parties de la croûte et du manteau océaniques du Jurassique supérieur, dans des unités crustales est une caractéristique majeure de la plupart des ceintures orogéniques (Brueckner et Medaris, 2000), et leur étude est primordiale pour comprendre l'évolution géodynamique de ces régions, car elles peuvent fournir un lien entre les processus mantelliques et crustaux.

Le mode de mise en place des ophiolites démembrées au sein de sédiments d'origine continentale a été interprété de différentes manières dans les Apennins (ayant échappés au métamorphisme alpin) et dans les Alpes occidentales et centrales (Lagabrielle, 2009). Une couverture post-ophiolitique non détachée a été observée dans la plupart des massifs Alpins et Apennins (Lemoine, 2003), mais la mise en place de ces reliques de croûte océanique et du manteau reste très équivoque, car le mécanisme d'obduction de type Oman n'est pas pratique pour les massifs qui se présentent sous forme de lentilles et de boudins de taille hectométrique dans les sédiments du Crétacé. Pour répondre à cette problématique, un modèle de "marge continentale distale" a été appliqué aux Alpes ainsi qu'aux Apennins et à la Corse depuis Lemoine et al., (1987).

Certaines brèches sédimentaires ont d'abord été interprétées comme des formations clastiques déposées devant des nappes (Grandjacquet et Haccard., 1977). Depuis 1980 (Lemoine et al., 1987), le concept d'exhumation du manteau à la transition océan-continent des dorsales à propagation lente des océans actuels et de la ceinture alpine a été proposé (Lagabrielle, 2009). Dans les Alpes occidentales à l'exception du massif du Chenaillet (Li et al., 2013), les unités ophiolitiques ont subi un métamorphisme syn-cinématique à haute pression et à basse température et un fort boudinage. Cependant, les mêmes caractéristiques sont observées dans les Apennins non métamorphiques et dans les parties métamorphiques de la

ceinture alpine (Lemoine et al., 1987; Masculin et al., 1991 et Lemoine., 2003). D'après Manatschal et al., (2011) et Lagabrielle et al., (2015), la plupart des brèches ophiolitiques alpines sont liées à l'exhumation du manteau, à la transition océan-continent et à l'édification des noyaux du manteau.

Dans les Maghrebides, sont exposées quelques occurrences de roches mafiques et ultramafiques considérées comme des fragments du fond mésozoïque de la Téthys (Durand Delga et al., 2000) notamment dans le Rif (Bezaggagh et al., 2014; Michard et al., 2014), mais ils en manquent d'études pétrologiques et géochimiques approfondies. D'autre part, la jeune croûte océanique de la mer Tyrrhénienne présente des similitudes frappantes avec les successions observées depuis les Apennins et les Alpes occidentales (Masculin et al. 1991).

Les corrélations entre les Maghrebides d'une part, et les Apennins et les Alpes à travers la ceinture ophiolitique calabraise d'autre part, sont donc conjecturales et nécessitent de nouvelles données de l'est de l'Algérie.

Dans la partie septentrionale de l'Algérie, seules quelques études ont été consacrées à ces formations et par conséquent, les reconstitutions de l'évolution paléogéodynamique du bassin méditerranéen occidentale (Carminati et al., 2012 ; Doglioni et al., 1997 ; Royden, 1993 ; Fernandez et al., 2020 ; Abderraouf Seffari et al., 2023) intègrent rarement des informations provenant du bassin algérien, qui est une partie de la marge nord-africaine.

Le massif de l'Edough constitue le noyau cristallin le plus oriental des Maghrebides, il présente une géométrie de dôme, interprété comme un noyau métamorphique complexe d'âge miocène (Caby et Hammor 1992 ; Caby et al., 2001). Ce massif est constitué essentiellement par un socle métamorphique polycyclique recouvert par une couverture tectonique mésocénozoïque et recoupé par des roches magmatiques diverses. (Marignac et Zimmerman, 1983 ; Caby et Hammor 1992 ; Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2015). Le complexe mafique de Bou-Maïza fait partie de ce massif, où il affleure dans sa partie sud-ouest. Ce petit dôme de Bou-Maïza englobe des amphibolites et des métagabbros encaissées dans les métasédiments. Cette zone bien qu'ayant fait l'objet de rares études antérieures, demeure très mal connue par rapport à d'autres unités du massif de l'Edough.

Ce travail de thèse vise à élargir les connaissances sur cette région. Il est principalement basé sur les observations sur le terrain, les caractères pétrologiques et l'aspect géochimiques des métagabbros et amphibolites de Bou-Maïza, pour lesquels de nouvelles données isotopiques et géochronologiques sont présentées.

Objectifs

Les objectifs finaux de cette thèse sont de tenter une interprétation sur l'origine de roches mafiques et d'intégrer ces nouvelles données dans l'évolution géodynamique du bassin méditerranéen occidental, afin d'enrichir l'ensemble des données existantes sur l'Edough et d'améliorer les modèles géologiques associés pour la partie Est de l'Algérie. Nous tendons aussi à mettre en évidence les relations entre roches mafiques et métasédiments et à discuter entre différents scénarios géodynamiques possibles pour avoir l'origine de ces roches mafiques et expliquer par quel mécanisme les métagabbros se sont insérés dans les métasédiments terrigènes. Représentent-ils un complexe de seuil démembré ? Représentent-elles un cas de remaniement sédimentaire intra-océanique d'assemblages plutono-volcaniques en milieu d'étalement, comme décrit dans les océans et à l'instar des ophiolites alpines et apennines ? Ou font-ils partie d'un mélange lié à l'initiation d'une subduction ou d'un complexe d'accrétion ?

Méthodologie

Pour atteindre ces objectifs, je présente dans ce travail, une description détaillée des différentes formations de la région Bou-Maïza basée sur les observations de terrain, une étude pétrologiques des roches amphibolitiques et métagabbroïques de la région et je me concentre sur les caractéristiques géochimiques des roches mafiques (éléments majeurs et traces) et isotopiques (isotopes de strontium (Sr), du néodyme (Nd), du plomb (Pb) et de l'hafnium (Hf), afin d'évaluer leur nature, leur origine et leur cadre géodynamique. En outre, ces données abordent le lien potentiel entre les métagabbros Bou-Maïza et d'autres affleurements mafiques/ultramafiques du massif de l'Edough, à savoir les amphibolites de La Voile Noire (Kef Lakhal).

NB : les techniques analytiques utilisées durant ce travail et la liste de l'échantillonnage se trouvent dans les annexes

Organisation du manuscrit

Ce travail se subdivise en trois grandes parties principales :

La première partie présente un bilan de connaissance sur le contexte géologique de la méditerranée occidentale et du domaine des Maghrébides

La deuxième partie se focalise sur la géologie de l'Edough et les travaux réalisés pour avoir une synthèse sur la géologie régionale

Introduction générale

La troisième partie expose les travaux et les observations détaillées des formations metabasiques et metasedimentaire de la région de Bou-Maïza

La quatrième partie traite les caractéristiques pétrologiques de l'ensemble des roches et la chimie des minéraux des amphibolites et gabbros

La cinquième partie décrit les nouvelles données géochimiques et isotopiques acquises sur les roches mafiques

La quatrième partie est dédié à la géochronologie



Chapitre I- Généralités

1-Introduction

La méditerranée constitue un terrain d'étude privilégié pour comprendre les mécanismes géologiques à l'origine de la formation des chaînes orogéniques qui l'entourent et qui conduisent à l'ouverture des bassins méditerranéens.

La ceinture orogénique Péri-Méditerranéenne, est une chaîne montagneuse bordant la mer Méditerranée. Cette orogène Péri-Méditerranéenne est considéré comme résultant de la convergence entre les plaques africaine et eurasiatique (Reilinger & McClusky, 2011), cette dernière a entraîné la subduction de la lithosphère océanique téthysienne sous la plaque eurasiatique. Ce processus est attesté par un ensemble de données géologiques et géophysiques : la sismicité profonde, la présence de roches volcaniques calco-alcalines ainsi que des roches océaniques témoins d'un métamorphisme d'ultra-haute pression (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).

La bordure Méditerranéenne possède par conséquent des caractéristiques particulières comme le développement de bassins en extension, la mise en place d'unités allochtones sur les marges des plaques bordières ou bien encore la présence de manteau sous-continentale au-dessus de ces zones allochtones (Zindler et al., 1983; Bouillin (1986) ; Doglioni et al., 1997 ; Blichert-Toft et al., 1999 ; Chamot Rooke et al., 1999 ; Chalouan et al., 2008).

2- Caractérisation de la zone Ouest Méditerranéenne

La chaîne Péri-Méditerranéenne s'étend sur plusieurs milliers de kilomètres (**Fig. 1**). A son extrême Ouest on trouve 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, s'étire 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. Plus l'Est, on retrouve la Sicile et le Sud de l'Italie formant la ligne 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 Carpates.

L'ensemble de ces unités formant la chaîne Ouest Méditerranéenne entoure plusieurs bassins océaniques : le bassin Liguro-Provençal au Nord-Ouest, bassin Algérien au centre et la Mer Tyrrhénienne à l'Est.

La configuration actuelle de cette est le résultat du mouvement relatif des plaques Eurasienne et Africaine et autres microplaques. Ce contexte tectonique s'est traduit par la

surrection des chaînes orogéniques suivie de la formation des bassins méditerranéens en contexte d'arrière arc.

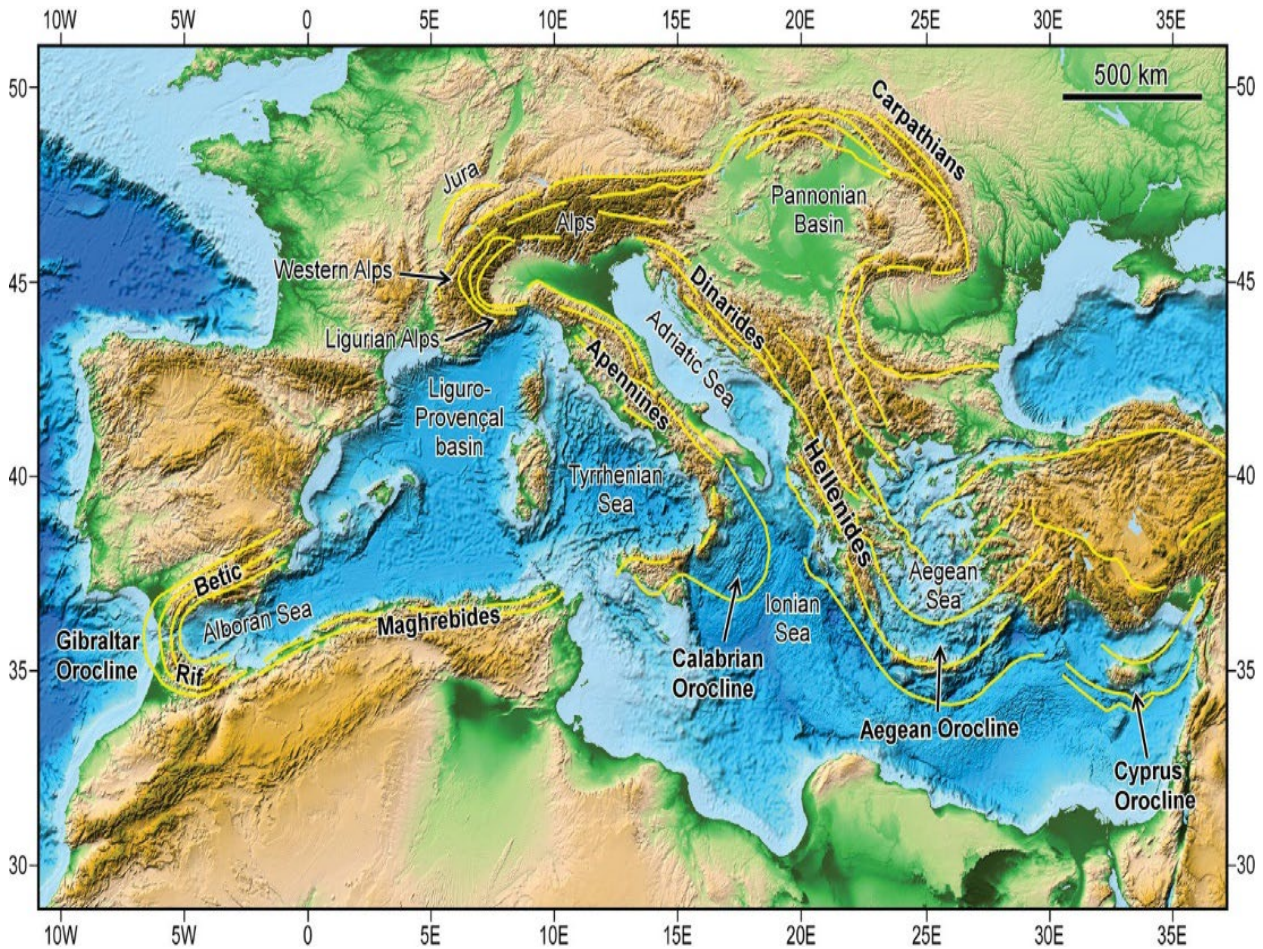


Figure 1 : Carte des reliefs en Méditerranée soulignant les principales structures de la ceinture Péri-Méditerranéenne. (Rosenbaum, 2014)

Les zones de collision, en extension et en subduction jouent un rôle primordial sur les modèles géodynamiques pour bien comprendre l'évolution de la méditerranée.

2-1 Zones de Subduction

La convergence entre les plaques africaine et eurasiatique est en partie accommodée par la subduction de la lithosphère océanique téthysienne sous la plaque eurasiatique.

Des études géophysiques ont identifié la présence de panneaux plongeants de la Téthys et de ses reliques à divers endroits, notamment en Calabre avec un mouvement de retrait du panneau plongeant (Bacceschi et al., 2007; Polonia et al., 2011; Faccenna et al., 2011), le long de l'Italie où le panneau apparaît fragmenté, avec des anomalies tomographiques discontinues attribuées à des portions résiduelles de la lithosphère téthysienne (Rosenbaum et al., 2008 ;

Polonia et al., 2011), dans des zones proches de la zone nord des Apennins (Spakman & Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013) et à Gibraltar, où le panneau montre un pendage vers l'est (Spakman & Wortel, 2004 ; Bezada et al., 2013). D'autres fragments du slab téthysiens sont également reconnus dans la région Egéenne et les Carpates. Tous les panneaux sont souvent interprétés comme des détachements de panneau plongeant.

Actuellement, deux zones de subduction océan-continent sont observées au niveau de l'arc Calabrais et l'arc Hellénique (Goes et al., 2004 ; Wortel & Spakman, 2000), et qui sont soulignées par un volcanisme de type calco-alcalin (Ellam et al., 1989 ; De Astis et al., 2000 ; Eleftheriadis et al., 2003; Perugini et al., 2004)

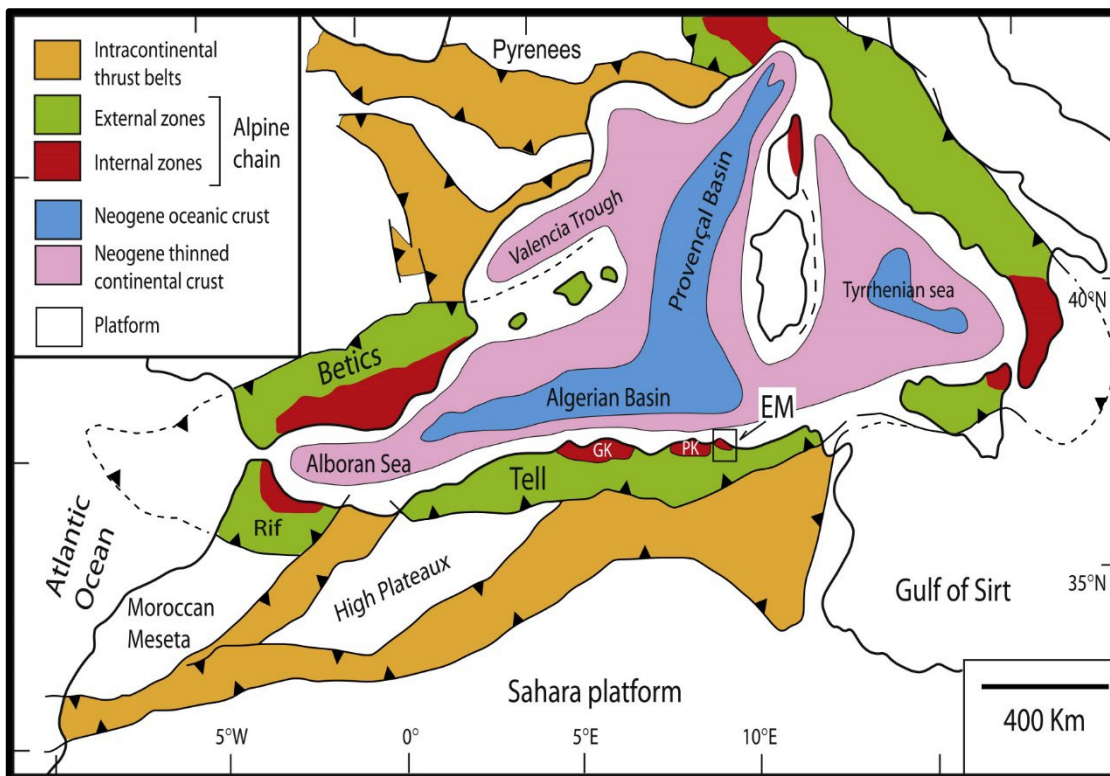


Figure 2 : Cadre tectonique du bassin méditerranéen occidental montrant les différents domaines structuraux. Grande Kabylie (GK) ; petite Kabylie (PK): Massif d'Edough. (Modifiée d'après Frizon de Lamotte et al., 2000)

2-2 Zones de Collision

En Méditerranée centro-occidentale, la convergence conduit à l'édification de deux ceintures majeures (Dercourt *et al.*, 1986 ; Dewey *et al.*, 1989) : 1) les Alpes-Bétiques sur la bordure septentrionale de la Méditerranée actuelle, et 2) les Apennins-Maghrébides sur sa bordure méridionale. L'édification de ces deux chaînes s'est effectuée de façon diachrone au

cours du Cénozoïque. Cependant, les Alpes constituent la zone actuellement en collision la plus évidente 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.

2-3 Bassins océaniques

Cette zone est marquée par l'existence de grands bassins océaniques. De l'Ouest vers l'Est, on distingue: la mer d'Alboran, la fosse Valencienne, le bassin algérien, le bassin liguro-provençal et la mer Tyrrhénienne (**Fig. 2**). Ces structures sont généralement interprétées comme le produit d'un contexte d'extension d'arrière-arc (Lonergan & White, 1997; Jolivet et al., 2003).

Toutefois, ces bassins restent mal contraints en ce qui concerne leur âge, leur mode d'ouverture et leur lien avec des phénomènes géodynamiques majeurs comme : retrait du slab (panneau plongeant), rupture ou déchirure du slab. Leur morphologie complexe, ainsi que celle des marges passives associées, constitue néanmoins un outil essentiel pour reconstituer l'histoire géodynamique récente de la région méditerranéenne.

2-4 Les fragments AlKaPeKa

Les fragments d'Alkapeca (Alboran, Kabylie, Peloritain et Calabre) indiqué par Bouillin (1986), sont des blocs allochtones charriés sur les marges Africaines et Ibériques et sont interprétées comme résultant de la fragmentation de la paléomarge Européenne lors du retrait du panneau plongeant de la subduction au Cénozoïque (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. Différents types d'études à un niveau local sont ainsi proposées, parmi lesquelles des études géochronologiques, structurales, pétrologiques (magmatiques et métamorphiques) et géochimiques. Ces blocs se situent dans les zones internes de la chaîne Péri-Méditerranéenne. Chaque bloc présente des structures et caractéristiques typiques.

3- Ensemble géologique et géodynamique des Maghrébides

Les Maghrébides constituent l'entité géologique africaine de la chaîne Péri-Méditerranéenne, s'étirant sur environ 2000 km depuis le Rif jusqu'à la Calabre. Cette unité orogénique est classiquement divisée en deux grands domaines : les zones internes et les zones externes (**Fig. 3**). Les zones internes septentrionales sont principalement composées de massifs cristallophylliens anciens, qui ont subi une évolution tectono-métamorphique complexe marquée par plusieurs épisodes majeurs : hercynien (Bruguier et al., 2009 ; Ilavsky et Snopkova, 1987), tardy-hercynien (Bossière, 1980 ; Bossière et Peucat, 1986 ; Bouillin, 1982 ; Peucat et al., 1996), ainsi que des réactivations alpines (Hammor et Lancelot, 1998 ; Mahdjoub et al., 1997 ; Monié et al., 1988, 1992 ; Saadallah et Caby, 1996 ; Fernandez, 2015 ; Fernandez et al., 2015).

Ces socles crustaux, associés à ceux des Bétiques, de Sicile et de Calabre, définissent le domaine AlKaPeCa (Alboran-Kabylnia-Peloritania-Calabria), largement fragmenté lors de l'ouverture des bassins d'arrière-arc méditerranéens (Bouillin, 1986 ; Jolivet et Faccenna, 2000). Au sein de cette chaîne, les massifs de socle sont systématiquement bordés vers sud le par une chaîne calcaire écaillée, souvent désignée sous le nom de « dorsale Calcaire »

La chaîne des Maghrébides est caractérisée par une structure complexe, en allant du nord au sud, on distingue trois grands ensembles structuraux qui sont les zones internes, le domaine des flyschs et les zones externes

3-1 Les zones internes :

Ces zones sont caractérisées par la présence d'un certain nombre de noyaux métamorphiques anciens d'âge précambrien à carbonifère, recouverts par des terrains paléozoïque (Bouillin, 1986) ; Bruguier et al., 2009 ; Ilavsky et Snopkova, 1987), tardi-hercynien (Bossière, 1980 ; Bossière et Peucat, 1986 ; Bouillin, (1982); Peucat et al., 1996) et alpins (Hammor et Lancelot, 1998; Mahdjoub et al., 1997; Monié et al., 1988; Monié et al., 1992 ; Saadallah et Caby, 1996 ; Fernandez et al., 2015).

Les plus importants en Algérie du Nord sont d'Est en Ouest : les massifs cristallophylliens de la Petite et Grande Kabylie, le massif de l'Edough, le massif d'Alger et le Chenoua.

La couverture méso-cénozoïque écaillée est représentée par la Chaîne calcaire ou la Dorsale calcaire.

3-2 Domaine des flyschs :

Ce sont des formations allochtones formées de dépôts turbiditiques dont l'âge va du Crétacé au Miocène inférieur. On reconnaît :

a) *Les flyschs Mauritanien :*

Le terme mauritanien (Gélard, 1969) est utilisé pour définir les flyschs qui comportent un crétacé inférieur de type « Guerrouch » (Durand-Delga et Lambert, 1956 ; Tefiani, 1969 ; Coutelle et Gélard, 1968), et un crétacé inférieur et Eocène moyen de type « Penthivière ».

La série type a été décrite au Sud d'El Milia à Moul-Ed Demamene par Bouillin et al., (1977). Elle comporte :

- A la base, des radiolarites rouges surmontées de calcaires sublithographiques d'âge Berriasien.
- Un grand ensemble argilo-gréseux verdâtre Tithonique-Albien considéré comme le type de « Guerrouch »
- Des calcaires microbréchiques et des marnes colorées du Cénomaniens-Turonien
- Un ensemble du Sénonien supérieur-Lutétien constitué de calcaires microconglomératiques avec des niveaux bioclastiques. (Vila et Neumann, 1967).

b) *Le flysch Massylien :*

Selon Raoult (1969), le terme Massylien a été utilisé pour désigner les flyschs schisto-quartzeux Albo-Aptien. Au sommet de ces flyschs, on trouve un ensemble pélito-quartzitique du crétacé inférieur et un ensemble pélito-microbréchi que du Cénomaniens au Sénonien. La série standard se présente de bas en haut. (Kef sidi Driss, Nord. Constantine) :

- Des calcaires et des argiles néocomiennes
- Du flysch Albo-Aptien pélito-quartziteux verdâtre, surmonté par des calcaires Vraconiens.
- Des phtanites noires et blancs du Cénomaniens supérieur-Turonien, remplacés localement par des brèches polychromes.
- Un ensemble marno-microbréchi que Sénonien.

c) *Le flysch Numidien :*

Il s'agit d'un flysch Oligo-Miocène gréseux-pélitique qui s'étend de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère et al., 1979 et Durand, Delga, 1981).

Avant la fin du Burdigalien, ce flysch a subi un décollement et un charriage à vergence nord (Bouillin, 1977 ; Vila, 1980). Tout en étant une formation indépendante, ce flysch constitue la nappe la plus haute de l'édifice alpin.

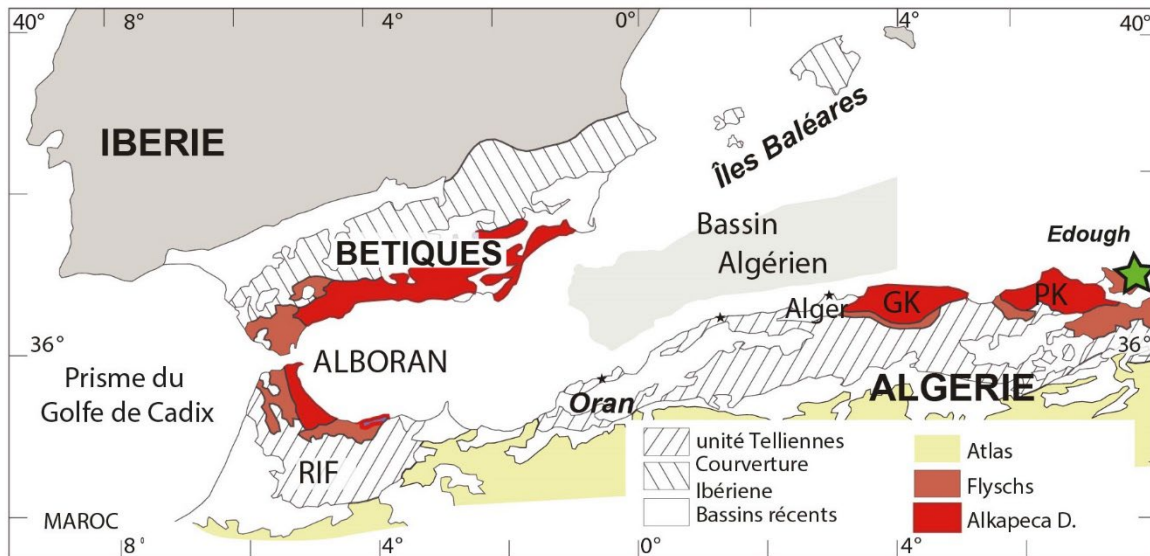


Fig. 3 : Figure représentant la zone Ouest Méditerranéenne avec les différents domaines des Maghrébides. (Badji et al., 2015). Petite Kabylie (PK) et Grande Kabylie (GK).

3-3 Les zones externes :

Ce sont des nappes allochtones et parautochtones de matériel épais et profond d'âge Crétacé-Paléogène, ces formations ont subies une tectonique tangentielle majeure d'âge fini-Lutétien ou fini-Oligocène (Bouillin, 1977) et chevauchent la plateforme africaine.

En Algérie il s'agit des séries telliennes qui ont été subdivisées par des phases tectoniques en trois grandes entités dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et du l'Eocène.

Du Nord au Sud on trouve : les unités ultra-telliennes, les unités Telliennes et les unités pénitellienne.

3-4 Les formations post nappes :

Il s'agit de formations datant du Miocène, du Pliocène et du Quaternaire.

Le Mio-Plio-Quaternaire se superpose de manière discordante à toutes les formations géologiques précédentes, incluant le Numidien et les Olistotromes.

Il existe un lien étroit entre le magmatisme néogène et la période post-orogénique, durant laquelle des roches ignées se sont formées dans les bassins d'effondrement post-nappe. Ces roches magmatiques sont principalement associées à des formations sédimentaires

transgressives du Miocène marin (Burdigalien-Langhien), formant ainsi des complexes volcano-sédimentaires. Ces complexes sont visibles dans les bassins côtiers des Babors en Petite Kabylie, à Collo, et entre le Cap de Fer et l'Edough.

3- Evolution tectonique des Maghrébides

La rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie est à l'origine de la formation des chaînes alpines méditerranéennes, dont le tronçon algérien (Les Maghrébides). Cette rotation correspond à une dérive lente des deux continents vers l'un. Les premières étapes de ce rapprochement, observées dès le Jurassique inférieur, ne se sont manifestées de manière nette qu'à partir du Jurassique supérieur (150 Ma.). (Tapponier, 1977)

La collision entre les deux plaques africaine et européenne est responsable de la tectonique.

La chaîne alpine algérienne, qui reste attachée à la partie nord du bloc méridional, est issue de cette collision, qui s'est intensifiée au cours du Crétacé supérieur. (Dewey et al, 1973 ; Tapponier, 1977).

Selon Wildi et Ricou (1994), l'interprétation des anomalies magnétiques dans l'océan atlantique central suggère que le coulisage senestre aurait principalement influencé l'évolution pendant le Jurassique-Crétacé, avec la création d'un sub-océan et d'une croûte amincie. Il est important de souligner qu'au Tithonien-Néocomien, le sillon des flyschs Mauritanien et Massylien a été individualisé entre la microplaque d'Alboran et la marge Nord-Africaine. (Durand Delga et Fontboté, 1981 ; Durand Delga, 1980)..

Une seconde étape, séparée en deux phases tectoniques successives, s'attaque au dispositif paléogéographique mésozoïque établi par la première étape, pour aboutir à la structure moderne.

La phase fini-lutétienne est une période tectonique significative caractérisée par la superposition de l'ensemble socle et couverture sur les flyschs mauritaniens, ainsi que par le commencement de la superposition de cet ensemble vers les zones externes (Raoult, 1974). Cette phase marque également le début d'une collision entre les microcontinents des zones internes et les masses continentales africaines et européennes, y compris la plaque ibérique, et conduit à la formation de l'arc de Gibraltar embryonnaire (Paquet, 1974).

La période Oligo-Miocène est caractérisée par une compression significative qui a entraîné des chevauchements dans la région de l'Atlas. Pendant cette période, les nappes numidiennes se sont formées, ainsi que les olistostromes kabyles contenant des fragments de flyschs et de nappes telliennes qui ont migré vers le Nord par gravité. Selon Durand Delga (1981), ces événements sont dus à la subduction de la bordure africaine sous les zones internes, ce qui a

entraîné la désarticulation de ces zones internes et leur chevauchement sur les zones externes.

En conclusion, une tectonique Plio-Quaternaire caractérisée par des plissements à grand rayon de courbure, accompagnée de fractures orientées selon les directions E-W et NE-SW, a joué un rôle crucial dans la formation des intrusions magmatiques, telles que celles observées aux îles Habiba en Algérie et aux îles de Galite en Tunisie.

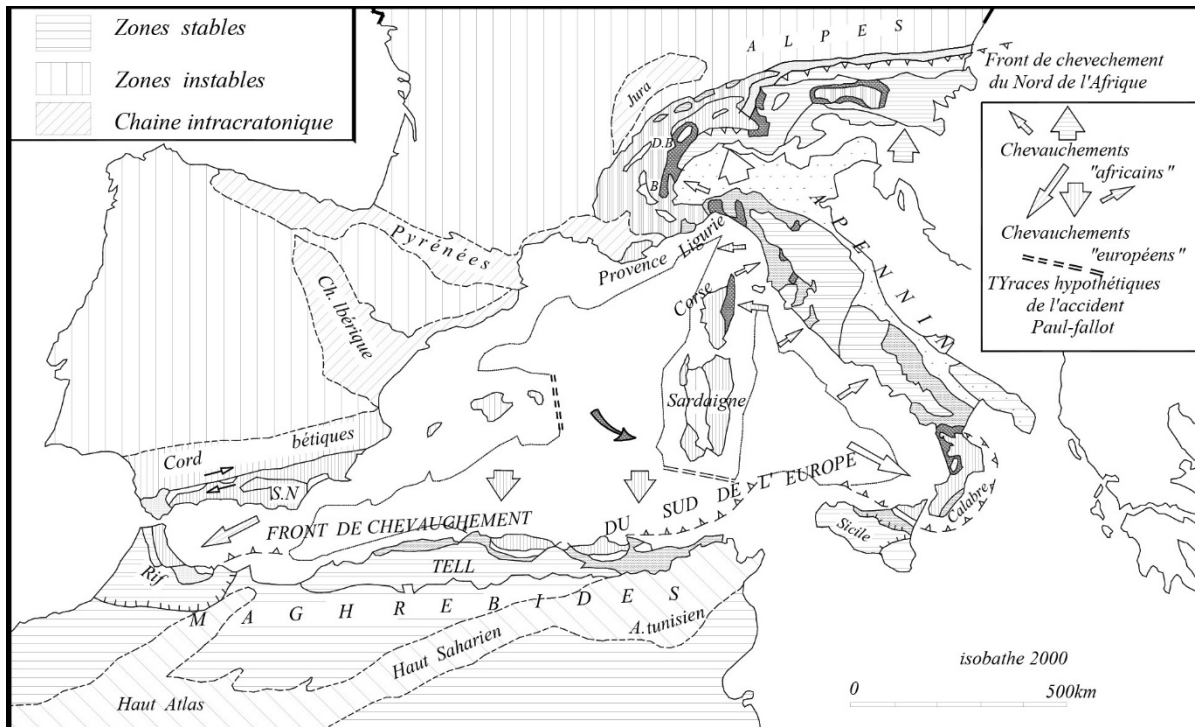


Figure 4 : Schéma géologique des chaînes bordant la méditerranée occidentale et interprétation d'origine paléogéographique des grands ensembles structuraux. (Bouillin, 1986).

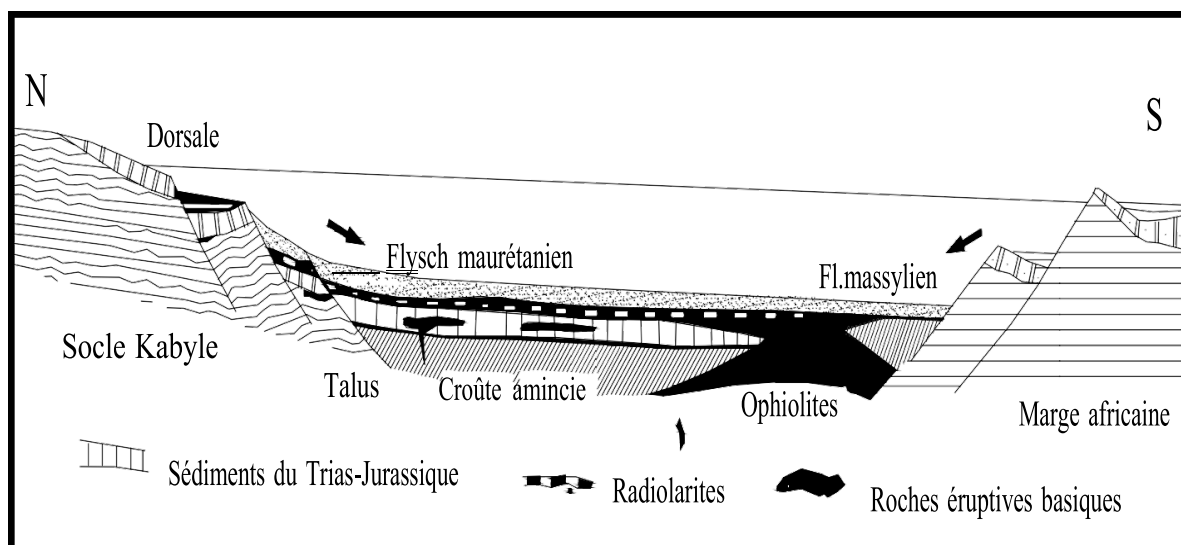


Figure. 5 : Schéma interprétatif de la paléogéographie des Maghrébides au Crétacé. (d'après Bouillin (1979)).



Chapitre II- Géologie régionale

1-Introduction

Le massif de l'Edough constitue le noyau cristallin le plus oriental des Maghrébides. Il se situe Nord-Est de l'Algérie près de la ville d'Annaba.

Il fait l'objet de plusieurs études géologiques (Hilly, 1962 ; Villa, 1970 ; Bossière et al., 1976 ; Marignac et Zimmerman, 1983 ; Bossière et Peucat, 1985 ; Maragnac, 1985 ; Boullin, 1986 ; Ilavsky et Snopkova, 1987 ; Gleizes et al., 1988 ; Monié et al., 1992 ; Hammor, 1992 ; Ahmed Saïd et Leake 1993 ; Aissa et al., 1995 ; Hammor et Lancelot., 1998 ; Caby et al., 2001 ; Laouar et al., 2002 ; Michard et al., 2006 ; Hadj Zobir et al., 2007 ; Bruguier et al., 2009 ; Hadj Zobir et Oberhänsli, 2013 ; Bosch et al., 2014 ; Caby et al., 2014 ; Fernandez et al., 2015 ; Bruguier et al., 2017 ; Fernandez et al., 2020).

Certains auteurs proposent qu'il constitue un massif cristallin externe ou interne des Maghrébides, d'autres auteurs au contraire, ont proposé qu'il représente la croûte inférieure de la marge africaine. (Caby et al., 2001; Vila, 1970 ; Fernandez et al., 2015).

Le massif d'Edough présente une géométrie de dôme, interprété comme un noyau métamorphique complexe d'âge miocène. (Caby et Hammor 1992 ; Caby et al., 2001).

Ce massif est constitué essentiellement par un socle métamorphique polycyclique (**Fig. 7**) recouvert par une couverture tectonique mésocénozoïque et recoupé par des roches magmatiques diverses. (Marignac et Zimmerman, 1983 ; Caby et Hammor 1992 ; Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2015)

2-Structure et géologie de l'Edough

Des études récentes (Bosch et al., 2014 ; Fernandez et al., 2015; Bruguier et al., 2017 ; Fernandez et al., 2020) montrent que ce massif renferme des reliques de croûte océanique téthysienne, charriées durant l'Aquitainien/Burdigalien, qui reposent sur des formations 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 (UHP) dont l'âge est compris entre 32 et 21 Ma. (Bruguier et al., 2017). Entre 18 et 17 millions d'années, l'ensemble de la structure connaît un refroidissement rapide, accompagné de l'exhumation de la croûte inférieure sous forme d'un "metamorphic core complex". (Caby et al., 2001 ; Fernandez et al., 2015).

2-1 Le socle métamorphique

Les formations du socle sont constituées de quatre unités métamorphiques superposées (Caby et al., 2001) :

- 1- Unité des granites et des migmatites (MGU).
- 2- Unité métasédimentaire de haut grade (HGMU)
- 3- Unité des amphibolites et des péridotites (APU)
- 4- Unité de faciès vert (GFU)

2-1-1 Unité gneissique de base ou Unité des granites et des migmatites

Elle forme le cœur du massif de l'Edough (**Fig. 7**). Elle est représentée par une variété de roche qu'on rencontre dans la partie centrale du massif et dans sa périphérie en faveur d'accidents tectoniques (Cap de Garde (Annaba), dans la ville de Annaba, au Nord du massif du Belélieta et au Sud-Ouest de Berrahal). Cette unité est constituée principalement de granitoïdes, de gneiss, des diatexites, et des métasédiments de haut grade (Caby et al., 2001). La plupart des gneiss sont composés de micas, de feldspaths et de quartz. Leur aspect est souvent folié et présente des alternances de lits quartzo-feldspathiques de couleur clair et de lits plus sombres composés de micas. Des nappes de leucogranite à tourmaline et d'aprites alumineuses s'immiscent dans les métapélites d'Annaba d'âge paléozoïque présumé.

Hammor et Lancelot, (1998), ont suggéré un âge panafricain de la mise en place de ces granitoïdes, âge obtenu sur un zircon par la méthode de U-Pb sur une orthogneiss (~ 600Ma), et un âge miocène de 18 ± 5 Ma pour le métamorphisme de haute température sur une monazite issue d'une paragneiss.

Un corps de péridotite (péridotites de Sidi Mohamed dit Km7) encaissé dans des diatexites a été signalé (Bossière et al., 1976 ; Hadj-Zobir et Oberhansli, 2013), comme étant des harzburgites à orthopyroxène de teneur élevée en enstatite, plus ou moins recristallisées et serpentinisées. Ces péridotites présentent une structure planaire soulignée par l'allongement des orthopyroxènes et sont recouvert par des amphibolites à grenat. Le contact avec la diatexite englobante sur son côté Sud-Est consiste en une bande de 5 m d'épaisseur de deux pyroxène-actinote, \pm phlogopite et grenat, nettement recoupée par des veines de métagabbro à grenat (Caby et al., 2001). L'assemblage minéral primaire conservé dans les veines les plus épaisses du métagabbro de grenat est écloïte (clinopyroxène omphacitique, grenat, quartz, zoïsite et rutile prismatique), ce qui, selon Caby et al. (2001), représente des conditions de température de 730-750 °C et une pression de 12 à 13 Kbar.

Chapitre II- Géologie régionale

Les amphibolites à grenat qui recouvrent les roches du manteau sont interprétées comme des produits de fusion partielle des péridotites associées (Fernandez et al., 2015).

Des études géochimiques de cet affleurement ultramafique ont interprété ces péridotites comme étant une portion du manteau sous continental (Bosch et al., 2014), mise en place dans les unités crustales au cours des premières étapes de l'ouverture du bassin Algérien. (Bruguière et al., 2009 ; Fernandez, 2015).

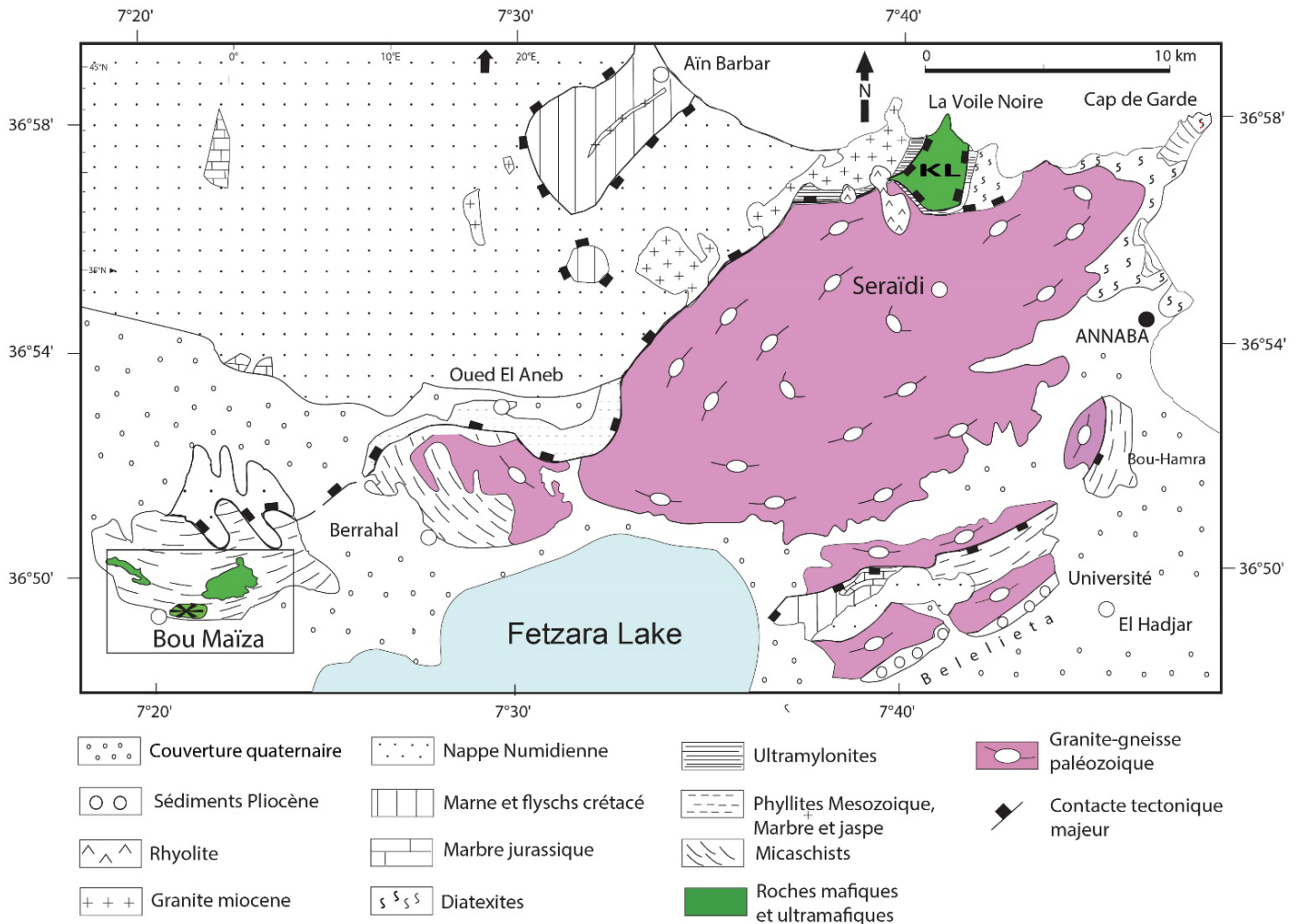


Figure 6 : Carte géologique simplifiée du massif de l'Edough (Caby et al., 2001), modifié.

Des datations géochronologiques sur des roches avoisinantes ces péridotites ont donné un âge de ~18 Ma, âges obtenus par deux méthodes à partir de deux types de roches différentes, la première est la méthode U-Pb sur une monazite dans une diatexite et qui donné un âge de

17,84±0,12 Ma (Bruguier et al., 2009), et la deuxième méthode est Ar-Ar sur une amphibole dans une amphibolite à grenat et qui a donné 18,12±0,78 Ma (Fernandez, 2015). Cet âge du Burdigalien est considéré comme âge d'incorporation des péridotites de Sidi Mohamed dans les unités crustales.

2-1-2 Unité métasédimentaire de haut grade (HGMU) ou unité de mélange

Cette unité métamorphique de haut grade affleure au Nord-Ouest, à l'Est et au Sud-Ouest du dôme de l'Edough. Gleize et al, (1988), ont proposé de diviser cette unité géologique en deux parties distinctes : Série des alternances, composée de métapélites alternant des lits de calcaires, et Série métapélitique supérieure, constituée principalement de métapélites noires avec à des quartzites impurs.

Cependant, Ahmed-Said et Leake, (1992 ; 1997), ont adopté une approche différente pour décrire ces mêmes formations, entre Annaba (ville) et le Cap de Garde (Fig. 5). Ils y distinguent trois zones : une zone inférieure caractérisée par la présence de grenat, une zone intermédiaire marquée par le disthène, et une zone supérieure où l'andalousite est dominante.

En 2001, Caby et d'autres auteurs, ont considéré toutes ces séries précédentes comme une seule unité, qu'ils ont nommé Unité métasédimentaire de haut grade (HGMU), ou ils ont donné le terme *série métapélitique supérieure* pour désigner l'unité riche en andalousite, et la série *métasédimentaire inférieure* pour celle où dominent les associations grenat-disthène.

a- Série métapélitique inférieure

C'est une série qui surmonte les gneiss de l'unité de base, elle est formée par une alternance de micaschistes alumineux et de bancs de marbres à minéraux.

Au SW du massif de l'Edough, dans la région de Berrahal et de Bou-Maïza, cette série est formée par des micaschistes à grain fin à disthène, grenat et staurotide. Dans la région du Cap de garde, on retrouve les micaschistes à disthène avec de la sillimanite. (Caby et al., 2001) (Fig. 7).

L'épaisseur de cette unité varie de quelques mètres à une centaine de mètres (sauf au cap de garde où ils apparaissent en position verticale avec une épaisseur cumulée d'environ 1000 m) .

Dans cet ensemble, on trouve parfois des intercalations des niveaux de lentilles d'amphibolites, des métagabbros et des boudins rares de roches ultramafiques surtout à Bou-Maïza et Oued Bagraat (Caby et al., 2001), qui ne semblent pas avoir de relation directe avec les amphibolites à grenats de la voile noire (Ahmed-Said et Leake, 1995).

Le contact entre les micaschistes et les marbres est souligné par des skarns qui sont des roches vertes à brunes constituées d'amphiboles, pyroxènes et épidotes.

b- Série métapélitique supérieure

Cette unité n'affleure qu'au Nord d'Annaba (**Fig. 7**). Elle se compose d'une alternance de bancs décimétriques à métriques de quartzites feldspathiques et de micaschistes alumineux riches en graphite, grenat et tourmaline (Caby et al., 2001). Les niveaux quartzitiques sont très plissotés et montrent des épaisseurs variables. Les micaschistes alumineux présentent une couleur noire satinée très caractéristique, ils contiennent une grande quantité de grenat et de nombreuses baguettes de tourmaline (Aissa et al., 1998). Cette série est également caractérisée par la présence de nombreuses fissures remplies d'andalousite rose associée à des quartz fumés bipyramidés. Des intercalations de quartzites et de lydienne ont livré une faune d'Acritarches permettant d'attribuer un âge paléozoïque, probablement Ordovicien à Dévonien (Ilavsky et Snopkova, 1987) pour les micaschistes de cette unité.

Vers la base de cette série s'intercalent des gneiss leucocrates dont les contacts avec l'encaissant sont parallèles à la foliation. Il s'agit de gneiss ocellés clairs très déformés, riches en muscovite et en grandes baguettes de tourmaline qui soulignent la linéation minérale d'allongement.

A proximité d'Annaba, sur la côte, cette unité présente des lentilles de marbres, gneiss à calcosilicatés, et lentilles d'amphibolite d'une nature non-océanique (Ahmed-Said et Leake, 1992 ; 1997). D'après Caby et al. (2001), l'andalousite partiellement résorbée est observée au niveau d'Annaba, tandis que le disthène n'apparaît qu'à partir des secteurs situés au nord de cette localité. Plus au nord, près du dôme structural, les assemblages minéraux sont dominés par des associations andalousite-cordiérite.

En outre, des gneiss-granites tourmalinifères, présentant un litage magmatique bien marqué, affleurent dans ce secteur. (Gleizes et al., 1988 ; Ahmed-Said et Leake, 1995).

Des données géochronologiques et isotopiques obtenues par la méthode U-Pb sur zircons (Fernandez et al., 2015), sur plusieurs échantillons (micaschistes, amphibolite à grenat, granite leucocrate, diatexite et orthogneiss) mettent en évidence un magmatisme et un métamorphisme contemporain, ainsi qu'une sédimentation datée du Permo-Carbonifère dans cette unité de haut grade.

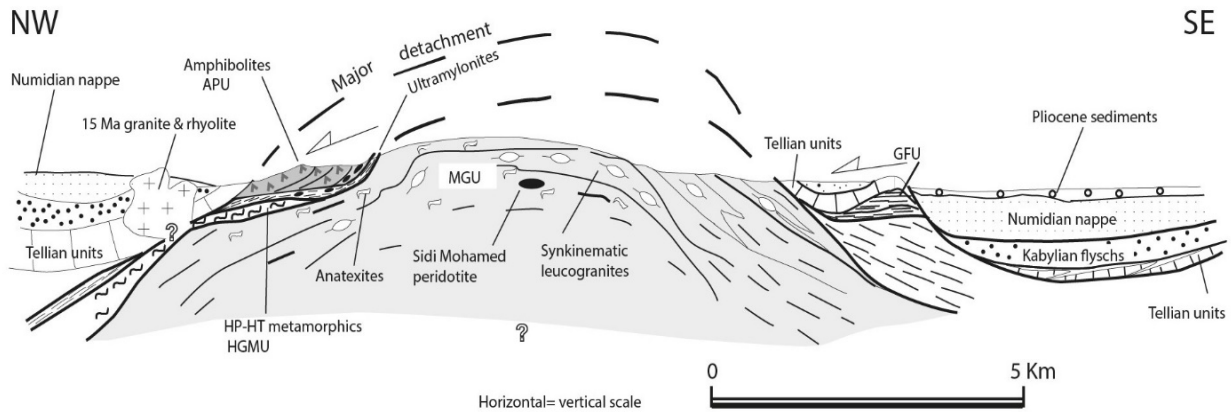


Figure 7 : Coupe transversale synthétique du massif d’Edough et unités sus-jacentes. (Caby et al., 2001). Même légende sur la figure 6)

Ces âges Permo-Carbonifères sont reliés à l’extension post-orogénèse varisque dans un contexte de type marge passive. Cette marge passive est caractérisée par le dépôt de sédiments entre 307 ± 7 Ma et 281 ± 4 Ma. Le magmatisme bi-modal qui prend place dans cette zone est daté à 295 Ma pour une amphibolite (295.2 ± 2.2 Ma) et un granite migmatisé (294.6 ± 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. (Fernandez et al., 2015)

Deux événements métamorphiques ont marqué la phase alpine dans l’Edough, le premier est daté à 20.85 ± 0.34 Ma reflétant le charriage de l’unité des amphibolites massives de Kef Lakhal, et le deuxième à 17.65 ± 0.46 Ma, qui représente l’âge l’exhumation de la croûte inférieure du massif de l’Edough en formant un dôme métamorphique, avec un taux de refroidissement de la croûte très rapide. (Michard et al., 2006 ; Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2015).

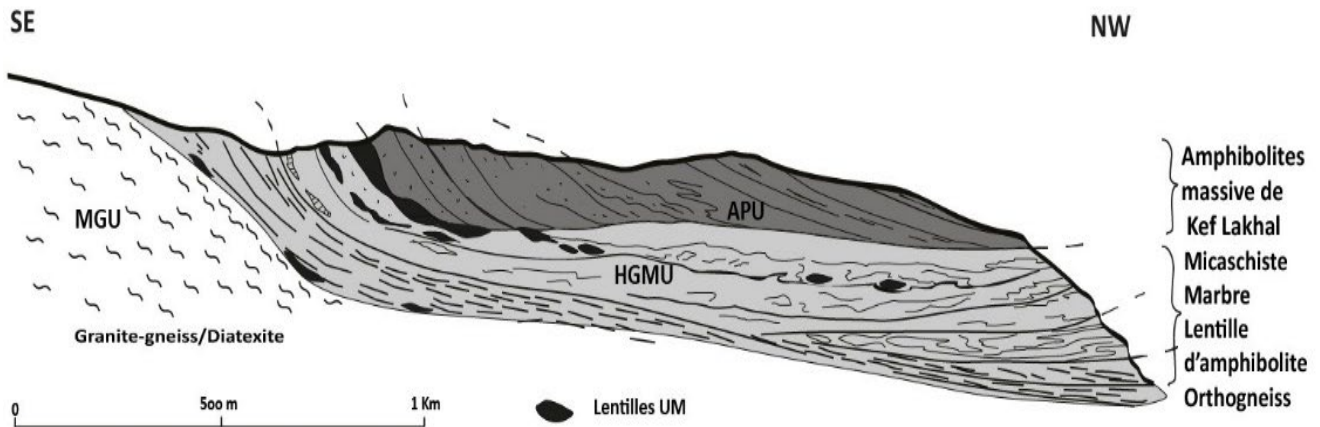


Figure 8 : Coupe schématique montrant les différentes unités du massif de l'Edough.

2-1-3 Unité d'amphibolites et de péridotite (APU)

Les amphibolites forment une unité faiblement inclinée vers le Nord au Kef Lakhhal jusqu'à la voile noire (**Fig. 8**), fréquemment grenatifères. Ahmed Saïd et Leake, 1992 ; Toubal, 2005 et Fernandez et al., 2020, ont discerné deux types d'amphibolites sur le plan structural : massives composées essentiellement de la hornblende verte et des plagioclases à teneur en anorthite très variable (An_{85-90}) et litées qui contiennent des niveaux très minces d'épidotites de couleur vert clair. Quelques lentilles de métagabbro et de péridotites se trouvent proches du contact basal avec l'unité métamorphique de haut grade (Ahmed Saïd et Leake, 1992 ; Fernandez et al., 2020). Le contact entre les amphibolites de la Voile Noire et les gneiss de l'unité de base se fait par un contact très mylonitisé parallèle à la foliation.

Les amphibolites massives de Kef Lakhhal (voile noire) sont océaniques et interprétées comme étant le résultat d'une cristallisation fractionnée (Ahmed Saïd & Leake, 1992 ; 1997). Elles sont considérées comme des reliques d'un magma basaltique de type basaltes de dorsale médio-océanique (MORB), issu d'un réservoir de type manteau appauvri et modifié par des fluides issus des sédiments, dans un environnement de bassin d'arrière arc (Bosch et al., 2014).

Les isotopes du soufre et de l'oxygène effectués sur les amphibolites massives de Kef Lakhhal 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) de l'unité métamorphique de haut grade sous-jacente (Laouar et al., 2002). Ces amphibolites enregistrent des conditions métamorphiques profondes au faciès des amphibolites qui approchent 700-750°C et 12-14 Kbar. (Caby et al., 2001)

Fernandez et al., (2020), ont montré que les amphibolites et les métagabbros du Kef Lakhal présentent plus d'affinité avec le contexte d'avant-arc que les roches d'arrière-arc, les même auteurs proposent que cette unité a été charrié sur la paléomarge africaine (Caby et al., 2001 ; Bosch et al., 2014) à 20.85 ± 0.34 Ma (Fernandez et al., 2015), à des températures de l'ordre de 660-730°C, avant de se refroidir finalement à ~ 550 °C à $18,14 \pm 0,27$ Ma, lors de l'exhumation de la croûte du massif de l'Edough en tant que Metamorphic Core Complex (Bruguier et al., 2009 ; Caby et al., 2001). Du point de vue de l'évolution géodynamique, ils proposent que ces formations pourraient être formées soit pendant la période Crétacé inférieur-Crétacé supérieur, soit pendant l'Éocène moyen, et qu'ensuite il a été subducté et métamorphisé dans des conditions de faciès amphibolite pendant la subduction vers le nord-ouest de la plaque ligure, avant d'être projeté sur la marge africaine pendant l'Aquitainien ($20,85 \pm 0,34$ Ma ; Fernandez et al., 2015).

Des roches d'ultra-haute pression dans l'Edough

Le contact entre l'unité de des amphibolites et de l'unité métasédimentaire de haut grade est une zone mylonitique de cinquante mètre (50 m) d'épaisseur, ces mylonites exposent des lentilles de marbre, de quartzite et des boudins de roches ultramafiques parmi lesquelles, se trouvent des dunités et des actinotites à gros grains dans une matrice de saprolite.

Dans ces lentilles d'actinotite, Caby et al, (2014) ont signalé pour la première fois dans le massif de l'Edough, l'existence des microdiamants métamorphiques dans un mégacristal de grenat de 10 cm de diamètre. (Un travail que Dalila Hammor et Mehdi Mechaty sont co-auteurs).

Ce cristal du grenat est riche en almandins et présente une zonation chimique remarquable (ETR, Y et Mn) avec des teneurs décroissantes du cœur vers la bordure, typique d'une croissance en système fermé. Il contient aussi des inclusions 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 staurotite et du rare disthène. L'analyse des éléments traces dans les rutilés prismatiques permet de mettre en évidence que ceux-ci proviennent d'un protolithe mafique d'affinité MORB et est interprété comme une relique de la croûte océanique Téthysienne, ayant été portée en conditions UHP lors de son enfouissement dans une zone de subduction à une profondeur plus de 90 km.

La thermométrie du Zr dans les rutilés a donné une température de 750 °C et de 3,6 Gpa de pression au minimum, et les datations géochronologiques sur ce grenat (Bruguier et al., 2017) par la méthode U-Pb ont donné deux âges, le premier un âge de $32,4 \pm 3,3$ Ma sur un rutile, et le

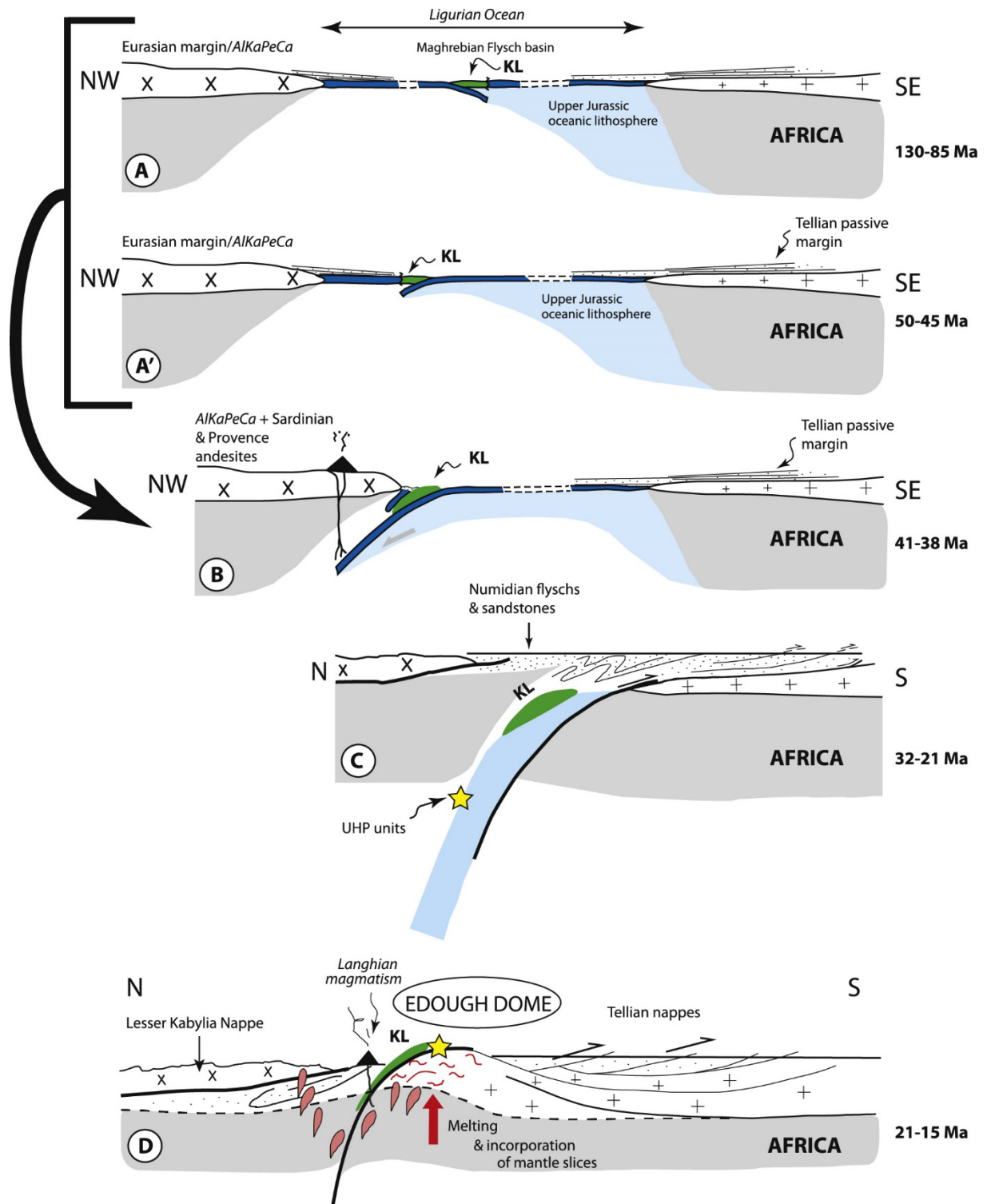


Figure 9 : Schéma montrant le scénario de l'origine du complexe de Kef Lakhal dans le contexte de la Méditerranée occidentale (Fernandez et al., 2020). Les stades A et A' correspondent aux deux possibilités 'initiation de l'avant-arc du Kef Lakhal, soit au Crétacé, soit à l'Éocène moyen. Le stade A représente la subduction intra-océanique dirigée vers l'Est de la partie occidentale de l'océan Ligure qui s'est produite entre 130 Ma et 85 Ma (Handy et al., 2010). Le stade A' représente une inversion de la subduction avec la subduction dirigée vers le nord-ouest du reste de l'océan Ligure sous la marge *Ibérie-Eurasie/AlKaPeCa* à partir de 45 Ma environ (Carminati et al., 2012). Dans le scénario proposé, cette première étape (A ou A') est suivie des étapes B, C et D.

deuxième $20,7 \pm 2,3$ Ma sur un zircon, ces âges ont été interprétés comme étant l'âge du métamorphisme ultra-haute pression dans le massif de l'Edough.

2-1-4 Unité des schistes verts :

Ce sont des formations mésozoïques qui affleurent à Béleliéta, Berrahal et Oued Aneb. Cette unité est caractérisée par un métamorphisme de basse température (environ 400 ± 20 °C). (Caby et al., 2001)

2-1-4-1 Les formations du Béleliéta :

Le massif de Béleliéta constitue la terminaison SE du massif de l'Edough (**Fig. 7**), que Hilly (1962) a décrit pour la première fois des formations épimétamorphiques. Les formations de Béleliéta sont essentiellement composées (Caby et al., 2001), de turbidites profondes fossilifères d'âge l'Albo-Aptien à Crétacé supérieur, et des marbres associés à des ardoises et des silts en fines alternances.

J. M. VILA (1970) les a attribuées au Mésozoïque par comparaison avec d'autres séries connues dans la région, notamment les séries du Djebel Safia dont il fait également la couverture de l'Edough. La similitude entre ces unités prékabyles et les écailles de Moul El Demamene situées au sud d'El Milia à 100 Km du massif de l'Edough, a également été provoquée (Durand Delga, 1967). Ceci traduisait l'extension considérable du domaine « prékabyle » dans le Nord du Constantinois.

2-1-4-2 Les formations de Berrahal :

Ces formations ont été signalées pour la première fois par Brunel et al., (1988) et Caby et al., (1992). Elles comprennent une assise carbonatée épimétamorphique (d'environ 10 m d'épaisseur). L'association trémolite-talc-chlorite magnésienne-calcite a été observée. Elle témoigne de la dolométisation d'anciennes dolomies (Caby et al., 2001). Ces marbres massifs de couleur jaunâtre sont encadrés par des horizons pélitiques, par des niveaux siliceux et des séricitoschistes avec des niveaux de lydiennes et de jaspes rouges ferrugineux dont le faciès évoque des radiolorites. Un niveau conglomératique remaniant les dolomies surmonte ces formations.

Les séricitoschistes renferment essentiellement du quartz et du mica blanc néoformé avec quelques baguettes de tourmaline. L'association minérale suivante a été décrite : épidote-albite-biotite verte, mica blanc et phlogopite. La température d'équilibre de cette paragenèse est de l'ordre de 400 °C (Caby et Hamor 1992).

Les marbres à trémolite ainsi que les séricitoschistes de cette unité montrent également un boudinage associé à des plis isoclinaux dont la direction est N130°. Cette direction coïncide avec la direction moyenne de la linéation minérale d'allongement mesurée dans les formations cristallophyllienne sous-jacente. Les niveaux pélitiques noirâtres dans les séricitoschistes montrent une dissymétrie indiquant un sens de déplacement de cette unité vers le NW.

Ces formations épimétamorphiques, dont l'âge est inconnu, reposent en concordance tectonique sur les micaschistes à grenat du socle. Elles sont surmontées par une formation argilo-gréseuse très légèrement schistosée de couleur jaunâtre dont l'âge est probablement Albo-aptien .

L'âge des formations épimétamorphiques, n'est pas encore connu, elles peuvent être :

- Paléozoïques comme l'a suggéré Brunel et al., (1988) (carbonifères pour les formations épimétamorphiques et Dévoniennes pour les formations qui les surmontent).
- Mésozoïques, si on les compare aux formations jurassiques et crétacées schistosées affleurant au Béliéliéta.

2-1-4-3 Les Marbres d'Oued El Aneb :

Les calcaires épimétamorphiques d'Oued El Aneb forment les assises les plus épaisses de tous les affleurements calcaires du secteur de Berrahal. Le manque d'affleurement ne permet pas de les rattacher à ceux de Berrahal décrits plus haut, ils constituent une série épaisse (environ 100 m) très plissé avec quelques niveaux silteux et des lits centimétriques de jaspes noirs et métapélites à chlorite et biotite. La série comporte également des pélites hématiques, un sill de dolérite est mis en place dans cette série, il s'agit d'un boudin décamétrique déformé en bordure avec une paragenèse métamorphique à actinote-albite-chlorite.

2-2 Formations sédimentaires

La couverture sédimentaire des roches métamorphiques du massif est allochtone. Les unités sédimentaires sont considérées par Villa, (1970) comme étant de type pré-kabyle. Elles sont représentées par des nappes de flyschs : la nappe de flyschs crétacés et la nappe de flyschs numidiens. Les flysch 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 Sud sur les zones externes (Chalouan et al., 2008).

2-2-1 La nappe de flyschs crétaqués

Ces flyschs affleurent en fenêtres, sous la nappe numidienne et occupent les régions d'Ain Barbar et du Mellah (Hilly, 1962 ; Maragnac, 1985), ils s'agit d'intercalations d'argilites noires bleutées et de bancs peu épais de calcaires gréseux, à faciès typique de turbidites distales de type massylien, les niveaux calcaires renferment des foraminifères permettant de rapporter cette série au Mæstrichtien ; et Maragnac (1985) signale, au sein de ces flyschs la présence de traces d'un matériel volcano-clastiques (quartz volcanique, fragments de laves vitreuses ou microlithique) pyriteux par endroit.

2-2-2 La nappe de flyschs numidiennes

Le flysch numidien constitue structurellement la nappe la plus haute de l'édifice alpin. Il est composé par l'alternance de bancs métriques de grés silicifiés et de minces niveaux argileux, ce qui lui confère la valeur d'une couverture imperméable (Hilly, 1962 ; Maragnac 1985). La puissance initiale de cet ensemble varie de 1000 à 1500m.

La nappe numidienne n'est jamais impliquée dans les contacts chevauchants majeurs antérieurs au Miocène supérieur (Wildi, 1980).

Dans le massif de l'Edough, seuls les argiles à tubotomaculum et les grés numidiens affleurent au Nord et au Sud du massif (**Fig. 7**). Ces deux niveaux sont légèrement métamorphisés au contact des granites intrusifs miocènes. Les argiles supra-numidiennes sont décrites plus à l'Ouest, dans le constantinois, et plus à l'Est, en Tunisie.

2-3 Les formations magmatiques

Les roches magmatiques de la région d'Annaba sont principalement localisées dans deux grands massifs structuraux : au nord-est du massif de l'Edough et dans le massif de Chetaïbi.

Leur mise en place s'inscrit dans le cadre tectonique de la subduction-collision entre les plaques européenne et africaine durant l'Oligo-Miocène, dans le contexte du développement du bassin méditerranéen occidental (Auzende et al., 1975 ; Bouillin, 1979, 1986 ; Cohen, 1980 ; Carminati et al., 1998a ; Maury et al., 2000 ; Laouar et al., 2002, 2005).

Ce magmatisme au sein du massif de l'Edough, se manifeste par des leucogranites, pegmatites, microgranites et rhyolites,

Les leucogranites affleurent principalement dans les régions de Bouzizi , Séraïdi et au nord-est du massif de l'Edough. Ils se présentent généralement sous forme de corps lenticulaires décimétriques ou de dykes intrusifs dans les gneiss.

Les pegmatites, quant à elles, sont également présentes dans les gneiss ainsi que dans les micaschistes. D'après Peucat et al. (1996), deux types principaux peuvent être distingués selon leur composition minéralogique dominante :

- Des pegmatites à tourmaline, observées sous forme de lentilles discordantes dans les gneiss.
- Des pegmatites à muscovite, généralement en masses isolées au sein des micaschistes.

Des datations géochronologiques par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur muscovite (Monié et al., 1992 ; Aissa et al., 1994) indiquent un âge Burdigalien ($\sim 17 \pm 0,3$ Ma) pour la mise en place de ces formations, correspondant donc à un épisode magmatique relativement précoce dans l'évolution néogène de la région.

Les microgranites sont bien exposés dans les zones de l'Oued Afris et du Pain de Sucre. Ils forment trois principaux massifs alignés en direction NE-SW : Sidi Bou Guenna, Sidi Saadi et Kef Bou Assida (Hilly, 1962 ; Marignac, 1985 ; Laouar, 2002). Ces roches se présentent sous forme de laccolites ou de dômes volcaniques, avec des contacts souvent marqués par une silicification intense des roches encaissantes (gneiss et micaschistes).

Sur le plan pétrographique, les microgranites contiennent des phénocristaux de plagioclase, biotite, quartz, et localement de feldspath potassique. Bien qu'ils soient partiellement altérés (Ahmed-Said et al., 1993), leurs caractéristiques géochimiques et isotopiques (Ahmed-Said et al., 1993 ; Laouar et al., 2002) suggèrent qu'elles sont le résultat d'une cristallisation fractionnée d'un magma basaltique ayant assimilé du matériel crustal

Les rhyolites, quant à elles, forment trois massifs principaux : Kef Guelaâ , Koudiet el Ahrach , Kef El Fedjel et Aïn Barbar (Hilly, 1962 ; Marignac, 1985 ; Laouar, 2002). Elles apparaissent également sous forme de dykes décimétriques à centimétriques, orientés principalement suivant une direction N140°. Ces rhyolites sont des variétés de roches blanches à phénocristaux de quartz, feldspaths, biotite et tourmaline.

Le magmatisme qui a affecté le massif de l'Edough est un magmatisme calco-alcalin, d'âge Burdigalien à langhien (Bagdasarjan et al., 1973, Marignac et Zimmerman, 1983, Marignac, 1985).

3- Le métamorphisme et déformation

Le métamorphisme ayant affecté le massif de l'Edough est polycyclique.

D'après les études menées par les auteurs tel que Bossière, 1980 ; Peucot et Bossière, 1981 ; Monié et al., 1988 ; Hammor, 1992, Bruguier et., 2009 ; Caby et al., 2014 ; Feranandez et al., 2016 ; Bruguier et al., 2017 et Feranandez., 2020 il existe 4 phases de métamorphisme :

- Métamorphisme ultra-haute pression
- Métamorphisme de HT et HP
- Métamorphisme de moyen degré
- Métamorphisme de BP et HT

4- Tectonique et déformation

4-2 Tectonique cassante

Plusieurs familles de failles ont été observées dans le massif

- Des failles profondes d'orientation NE-SW et NW-SE ayant probablement guidé le magmatisme tertiaire
- Des failles normales moins profondes ayant joué en faille inverses d'orientation NE-SW et NW-S.E à SW.
- Des failles décrochantes. Ces décrochements ont compartimenté le gisement de fer de même orientation et à fort pendage. (Aissa, 1996)

4-3 Déformation ductile

Les formations métamorphiques de l'Edough portent l'empreinte d'une intense déformation ductile à vergence NW et pouvant s'interpréter comme due au jeu de failles normales ductiles subhorizontales à l'origine de l'exhumation et du refroidissement rapide de unités métamorphiques.

La plus importante déformation correspond à la déformation ductile à vergence NW contemporaine du métamorphisme rétrograde lié au jeu de failles normales (Brunel et al., 1988, Caby et Hammor, 1992, Caby et al., 2001).

Le socle de l'Edough a subi une histoire complexe, polyphasée où deux séquences majeures d'évènements peuvent être individualisées (Aissa, 1996)

a- Plissements syn-schisteux contemporains d'un métamorphisme de type barrovien (disthène-staurotide-grenat); les plis sont de type couché, à axes initialement E-W progressivement réorientés dans le plan de schistosité vers une direction à N°140E. La vergence est au Nord et l'ensemble est interprété comme relevant d'une déformation cisailante dans un contexte de collision. Ces plis replissent une ancienne foliation migmatique.

b- Plissement syn-schisteux et cisaillement ductile, contemporains d'un métamorphisme de basse pression (andalousite-sillimanite) dans le contexte distensif d'une faille de détachement (Brunel et al., 1988 ; Hammor, 1992 ; Caby et Hammor, 1992), d'âge Burdigalien (Monié et al., 1992 ; Aissa et al., 1994, 1995).

Les plis d'axe parallèle à la linéation d'étirement autour de N140°E sont des plis de transport et la vergence est NW.

A chaque évènement est associé des structures majeures :

1. A la première phase sont associés des plis synschisteux déca- à kilométrique, qui invaginent le complexe des Marbres dans les gneiss (Aissa, 1996) ; le massif de la voile noire correspond à l'un de ces synclinaux dont la racine étirée et disloquée est constituée par les métagranulites et amphibolites associées d'El Bir.

C'est également pendant cette phase que se met en place l'unité supérieure, dont le contact avec l'unité inférieure a été reconnu comme tectonique dans la région d'Annaba (Gleizes et al., 1988). En effet, ce contact met en accordance les deux ensembles structurés et métamorphisés dans les mêmes conditions pendant, avec un saut métamorphique majeur entre les deux unités. (Aissa, 1996)

Seule, l'unité inférieure contient des reliques de métamorphisme de haute pression et le métamorphisme barrovien y est rétrograde ; tandis que ce métamorphisme est prograde dans l'unité supérieure. (Aissa, 1996)

2. A la deuxième phase est associée une faille de détachement ductile dans le socle. Pour Brunel et al., (1988) Caby et Hammor (1992) la faille de détachement est située au contact entre les formations métamorphiques de Haut Grade du massif de l'Edough et les formations épimétamorphiques situées plus au sud du massif considéré comme des écailles indépendantes à contact plat. En effet, le saut important de métamorphisme qui existe entre les unités épimétamorphiques et les micaschistes à grenat du socle sous-jacent permet d'interpréter le contact basal comme un contact soustractif. Ce contact soustractif est interprété comme étant une faille normale ductile à vergence NW.

Pour Aissa (1996) la faille de détachement passe obliquement à travers la pile issue de l'évènement

Conclusion

Le massif de l'Edough situé au nord-est de l'Algérie appartient aux Maghrébides, une zone de collision qui s'étend du Maroc à l'Algérie et qui représente le segment méridional de la ceinture Apennin-Maghrébide, il présente une géométrie de dôme, interprété comme un noyau métamorphique complexe d'âge miocène. (Caby et Hammor 1992 ; Caby et al., 2001)

Le cœur du massif est représenté par des gneiss en association complexe avec des reliques d'éclogites, de Diatexites, de péridotites, tandis qu'à la périphérie s'observent des micaschistes et des schistes associés à des calcaires métamorphiques, des amphibolites et des pyroxénites. (Bossières et al., 1976 ; Aissa, 1996., Hammor, 1992., Monié et al., 1992 ; Caby et Hammor, 1992 ; Caby et al., 2001). Cette unité est surmontée d'une unité de haut grade de roches métamorphiques, qui sont recouvert par des schistes pélitiques. La partie sommitale est représentée par le complexe mafique du Kef Lakhal (environ 1000 m d'épaisseur) et composée principalement d'amphibolites et de métagabbros (Caby et al., 2001, Fernandez et al., 2020).

Le corps des péridotites inséré dans des diatexites, est considéré comme un morceau du manteau lithosphérique sous continental (Bosch et al., 2014, Fernandez et al., 2015), mise en place pendant le Burdigalien (18 Ma) (Bruguier et al. 2009).

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 (Caby et al., 2001 ; Fernandez et al., 2015). Dans ces unités crustale du dôme, Bruguier et al. (2009) ont mis en évidence la superposition de deux évènements métamorphiques distincts : un épisode varisque d'âge permien (286 ± 11 Ma), affectant des protolithes hercyniens, et un évènement alpin d'âge miocène. Ce cycle alpin est caractérisé par deux événements métamorphiques, le premier est associé au charriage de l'unité des amphibolites massives de Kef Lakhal daté à 20.85 ± 0.34 Ma et le deuxième correspond à l'âge d'exhumation de la croûte inférieure du massif de l'Edough (17.65 ± 0.46 Ma) en formant un dôme métamorphique (Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2015).

Le complexe du Kef Lakhal a été interprété comme un fragment de la croûte océanique Téthysienne (Bosch et al. 2014 ; Fernandez et al., 2020) charrié sur la marge africaine. La présence de diamants métamorphiques signalés dans le mélange à la base de ce complexe mafique (Caby et al., 2014) est la preuve qu'au moins une partie du massif de l'Edough a été impliquée dans un environnement de subduction à des profondeurs supérieures à 90 km entre

32,4±3,3 Ma et 20,7±2,3 Ma (Bruguier et al. 2017), avant le chevauchement et plus tard l'exhumation du dôme. Les analyses réalisées sur le grenat abritant le diamant métamorphique montrent que le protolithe est une roche mafique qui présente des reliques d'une croûte océanique.



Chapitre III- Géologie Locale et observations de terrain

1- Introduction

La région de Bou-Maïza, est située à une trentaine de kilomètres au Sud-Ouest d'Annaba (Fig. 10), elle est limitée au sud par la route nationale 44.

Administrativement, Bou-Maïza est une commune de la wilaya de Skikda, où elle est connue pour ses champs agricoles.



Figure 10 : Carte satellitaire de la région de Bou-Maïza (Google Earth)

2- Contexte géologique de Bou-Maïza

Ce petit dôme, qui fait partie du complexe cristallin de l'Edough (Caby & Hammor, 1992), affleure sous forme d'un inlier cristallin, ce dernier comprend des blocs metabasiques et des phyllites de faciès amphibolite.

Les roches de Bou-Maïza sont composées de roches métamorphiques, qui sont représentées par des métasédiments et des roches basiques recristallisées souvent exprimées en métagabbros et amphibolites.

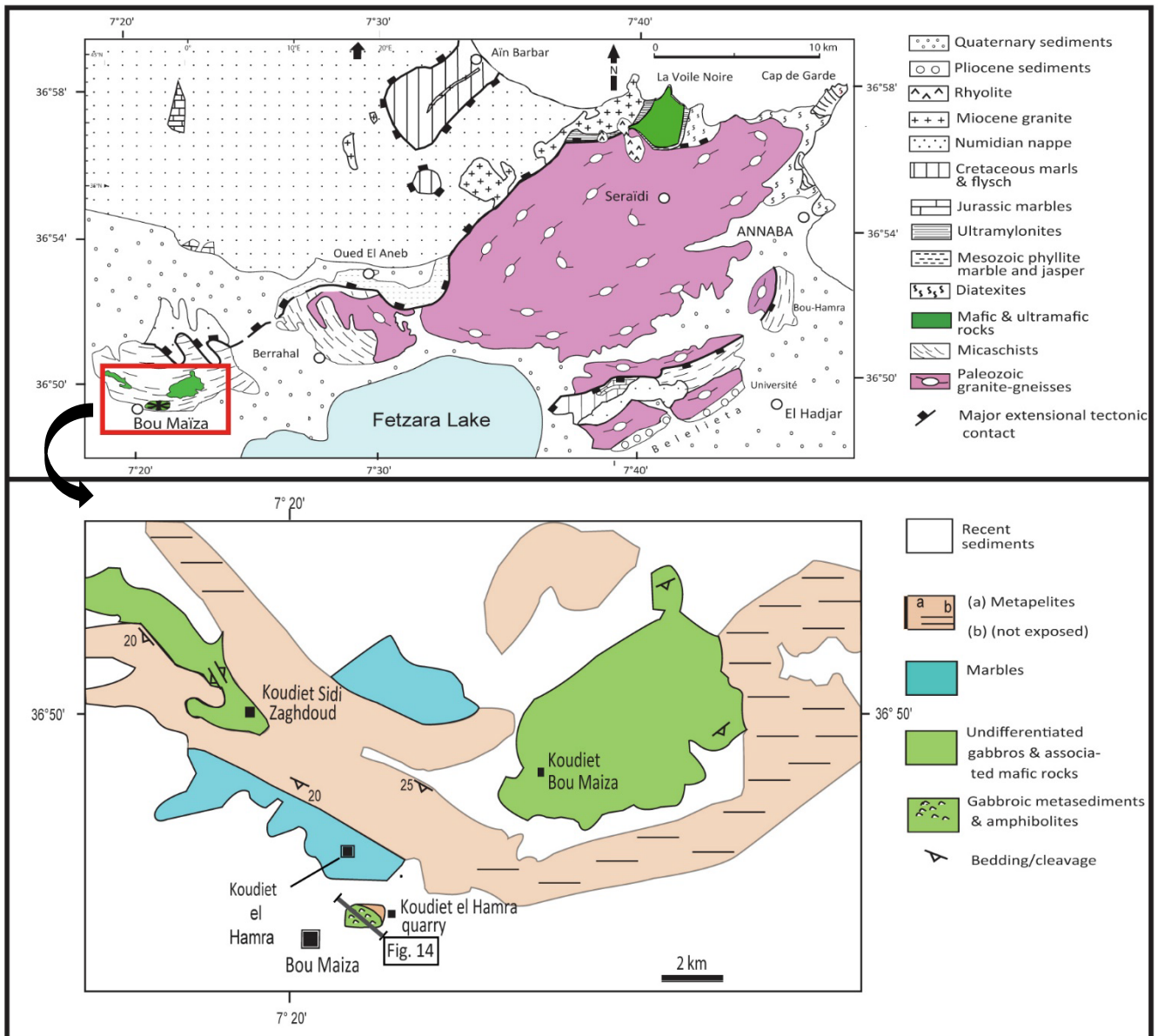


Figure 11. Carte géologique de la région de Bou-Maïza (d'après ORGM1997, modifié).

Ces roches métabasiques sont encaissées dans des métasédiments, des marbres et des quartzites.

Les métasédiments de cette région, également connus sous le nom de métapelites, se composent de micaschistes à grenat alternant avec des bancs de marbres minéralisés de tailles centimétriques à métriques et de lits quartzitiques fortement déformés.

Les affleurements de ces formations sont limités et sont recouverts par une grande extension des terrains quaternaires qui forment des zones agricoles

Ce petit massif, d'une épaisseur apparente d'environ 350 m, comprend deux unités (Aïssa, et al., 1998 ; Henni & Aïssa, 2007 et Bosch et al., 2014):

L'unité inférieure : constituée de métapélite à disthène-staurotide-grenat, qui contient des intercalations de quartzites, de marbres roses et des niveaux stratiforme de magnétite-hématite.

L'unité supérieure de phyllite : contient également des intercalations de marbres, calcschiste, talcschiste et des lentilles de roches métabasiques principalement gabbroïques.

Les affleurements de ces roches métamorphiques, en particulier les roches métabasiques, sont très rares et médiocres, cette rareté s'explique par la présence d'une couverture épaisse de dépôts quaternaires, qui peut atteindre une puissance de 60 mètres dans quelques endroits.

Sur le terrain, comme indiqué ci-dessus, et à cause des conditions médiocres des affleurements, la plupart des roches métabasiques sont le plus souvent des couches et des fragments de blocs détachées sous forme d'amphibolite, de gabbro à amphibole et de gabbro bréchi. Il n'est cependant pas clair si ces roches représentent des filons-couches intrusifs ou, au contraire, des imbrications allochtones de roches mafiques dans les métapélites.

Les observations de terrain détaillées et l'échantillonnage pour les roches métamorphiques ont été effectuée sur le flanc Ouest de la région et dans la carrière de Koudiet El-Hamra ; avec des observations supplémentaires des carottes de forages de plusieurs sondages mécaniques de Koudiet Sidi Zaghdoud. (Forages réalisés par l'ORGM). Cependant, les structures lithologiques de cette carrière, ont fait l'objet d'une étude exhaustive, ce qui a permis d'établir une coupe géologique bien détaillée. Cette coupe a permis d'observer que les métasédiments d'origine continentales et les roches mafiques sont étroitement associées sous forme de couches, de lentilles et de blocs.

A noter que les travaux et les observations de terrain ont permis de récolter plus de 60 échantillons de toute type de roche (**Fig. 12**)

2-1 Coupe géologique

Les affleurements de la carrière de la briqueterie de Koudiet el Hamra (sur une surface de 4 km²) ont été étudiée en détail. Ces nouveaux affleurements nous ont permis d'effectuer une coupe presque continue et d'effectuer un nouvel échantillonnage sur le terrain et sur des carottes du forage Sb14.

Chapitre III - Géologie locale et observation de terrain

À la base de la coupe dont la direction NW-SE, des micaschistes à deux micas et grenat ± disthène ± staurotide affleurent sur une puissance d'environ 20 mètre, ces formations

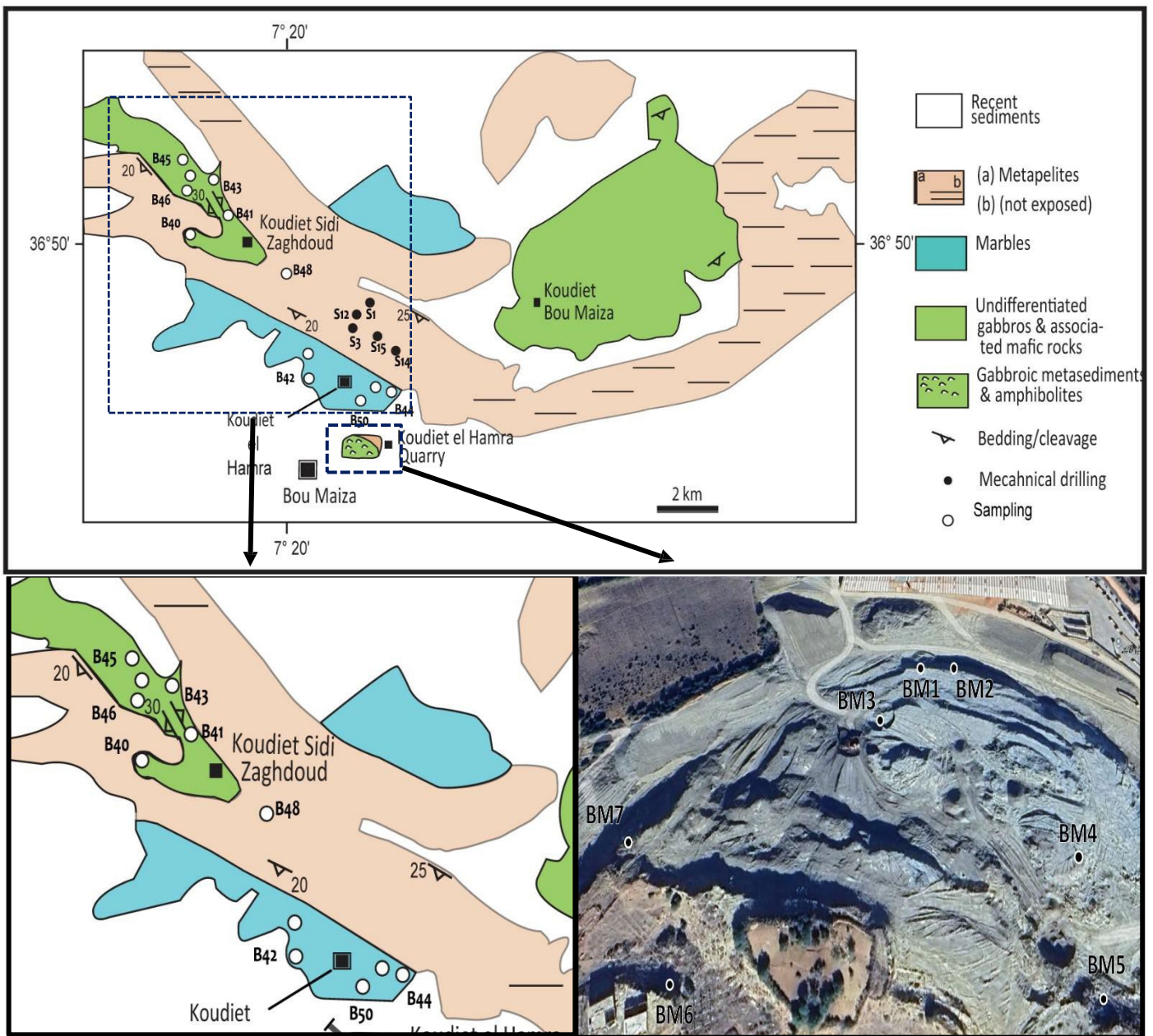


Figure 12 : Carte d'échantillonnage des roches métabasiques de Bou-Maïza

pélitiques finement litées sont surmontés par des lentilles de roches gabbroïques décimétriques.

Ces lentilles sont hétérogènes et comprennent divers types de gabbros à amphibole qui diffèrent par leur minéralogie et leur microstructure, avec tous les intermédiaires entre

structure magmatique équante, gabbros protomylonitiques, voire ultramytonitiques dans lesquels les amphiboles métamorphiques sont toujours abondantes (hornblende aciculaire bleu-vert, actinolite).

Il s'agit à première vue de boudins tectoniques polygénétique associant des gabbros variés dans une matrice où les amphiboles sont prépondérantes. (**Fig. 13C**)

Malgré cette déformation synmétamorphique, les affleurements permettent de suggérer qu'il s'agit d'anciens gabbros lités ressemblant tout à fait aux gabbros lités des complexes ophiolitiques (?). Ces structures sont parallèles à la foliation observée dans les métapélites (N120°).

Malgré la qualité médiocre des affleurements grattés au bulldozer, il est cependant possible d'observer au-dessus de ces lentilles de métagabbros la présence récurrente de micaschistes finement lités auxquels s'associent des amphibolites à grain fin.

Ces amphibolites (**Fig. 13B**) qui sont foliées (N110°), présentent presque toujours un litage millimétrique à centimétrique, avec encore des lentilles et blocs de métagabbros, et montrent des passées stratifiées ou lenticulaires perturbées par la présence de lits détritiques (Litharénites mafiques). L'épaisseur de ces amphibolites est variable (décamétrique à métrique).

Au-dessus, plusieurs lits massifs de ce type d'amphibolite fine permettent d'observer clairement qu'il s'agit en fait d'anciennes siltites, arénites et litharénites admettant des lits de nature variée: actinotite, quartzite feldspathique, marbre impur, micaschiste, horizons enrichis en carbonate et épidotes.

D'autres amphibolites (**Fig. 13D**) présentent des formes arrondis de 1 à 2 m, ces affleurements sont très réduits et souvent associés aux actinotites qui sont des roches verdâtres, parfois monominérale, ces actinotites sont très rares et leur épaisseur ne dépasse pas les 30 cm.

Plus haut, une nouvelle assise de micaschistes (environ. 15m) comporte une séquence de quartzite fin rubané de 5 m de puissance.

Cet ensemble est assez brutalement surmonté par un horizon de marbre clair rubané, en forme de lentille hectométrique et d'épaisseur variant de quelques mètres à une trentaine de mètre au plus.

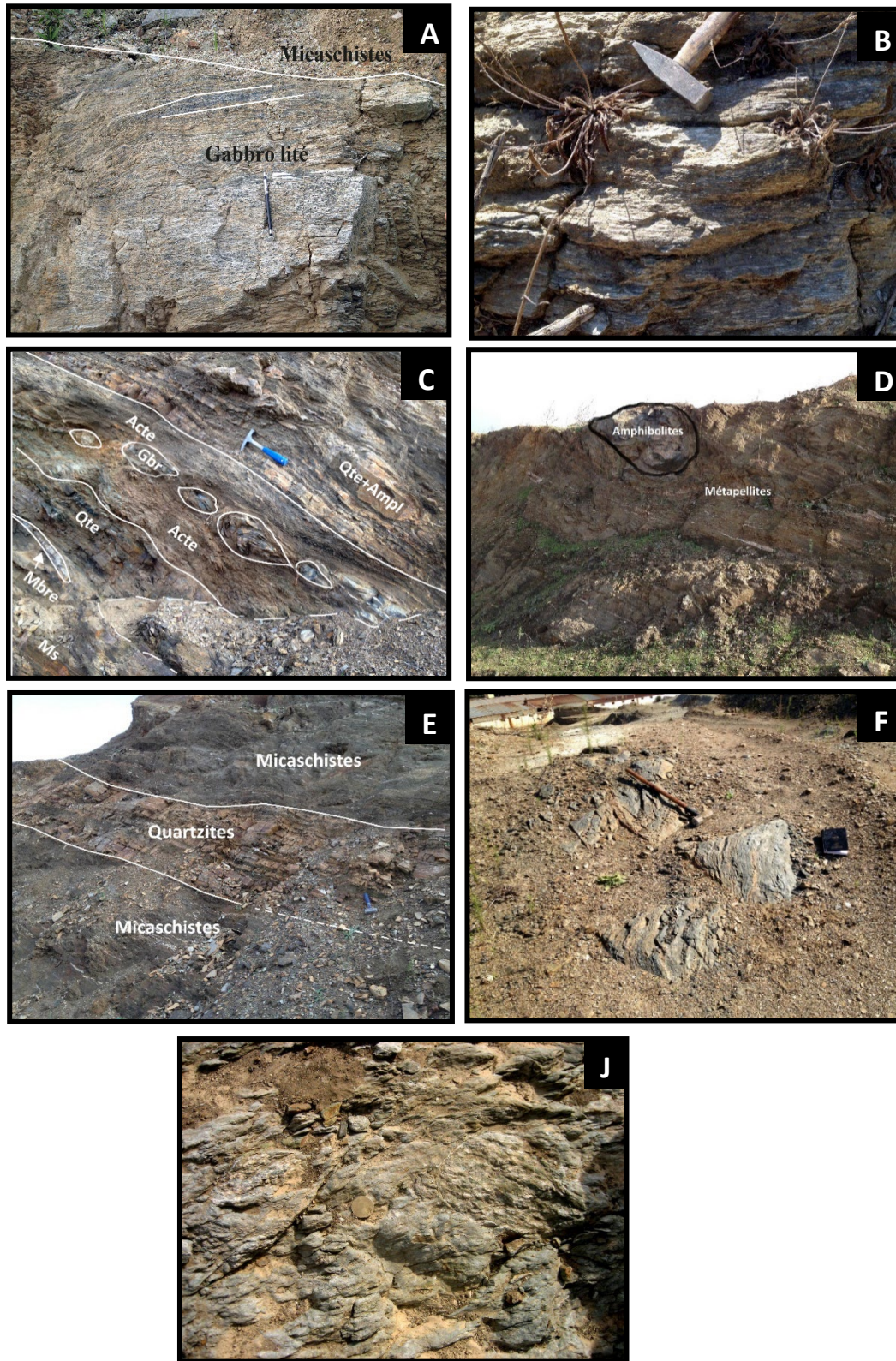


Figure 13 : photos des affleurements illustrant la coupe géologique. A) bloc de métagabbro lité. B) Amphibolites. C) Alternance des quartzites (Qte), des amphibolites (Amph), des actinotites (Acte), marbre (Mbre) et des micaschistes. D) Amphibolites dans les métapelites. E) Alternance des micaschistes et des quartzites. F) Marbre dans les micaschistes. J) métaarénite gabbroïque.

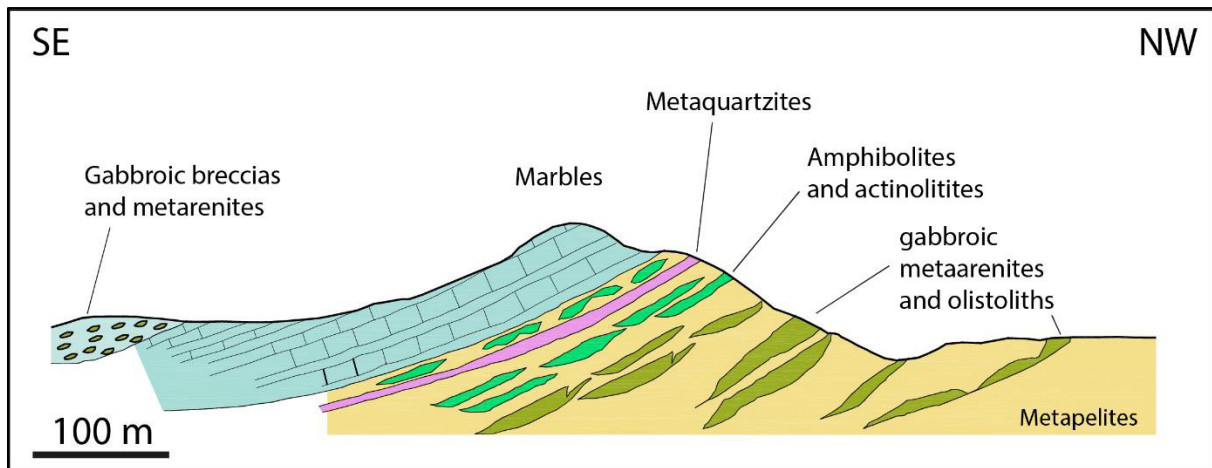


Figure. 14: Coupe géologique de la Carrière El Hamra

Ces marbres comportent des horizons ferrifères (ici principalement sidérite et calcite ferrifère rose). C'est probablement dans cet horizon que se place la minéralisation stratoïde ferrifère à magnétite-hématite massive litée qui représente aussi manifestement des métasédiments. À la base de ce niveau carbonaté, la stratification est soulignée par des lits d'épaisseur cm à dm de schistes clairs dont la composition varie depuis une actinotite à une trémolite à talc, avec plus ou moins d'épidote, et de carbonate.

Des nodules sont présents au sein de ces niveaux: ils peuvent représenter d'anciens galets et blocs de roches mafiques à ultramafiques totalement altérés.

Cette formation à blocs n'a été bien observée en 3D, qu'à la faveur d'excavations récentes d'environ 1,50 m de profondeur, destinées à des piliers de fondation d'un immeuble en construction.

Les blocs de gabbro de taille décimétrique à métrique, sont souvent subsphériques et de nature variée. Ils sont parfaitement individualisés dans au moins deux bancs de 1-3 mètre d'épaisseur, avec quelques passées lenticulaires de micaschiste pélitique à deux micas-grenat et d'actinotite stratifiée.

La matrice de ces horizons à blocs est principalement une roche foliée considérés comme une litharénite gabbroïque ou un actinotite impure.

La coupe se termine par des micaschistes pélitiques.

On signale la présence d'un niveau felsique millimétriques à centimétrique (BM40), qui dérive d'un protolithe felsique à plagioclase-amphibole d'origine douteuse (métasédiment) montrant des contacts graduels avec le métagabbro adjacent. Une autre bande de calcaire

enrichie en épidote, diopside et grenat (BM41) peut représenter une intercalation sédimentaire de marbre dolomitique siliceux impur apparemment enfermé dans des roches metabasiques, les affleurements de ces deux couches sont très rares. (Ces deux types de roches ont été échantillonné afin de les utiliser dans les chapitres suivants pour les comparer avec les roches mafiques).

2-2 Descriptions des différentes formations de Bou-Maïza

2-2-1 Les métasédiments

2-2-1-1 Métapélites alumineuses (Micaschiste à grenat, disthène et staurotide)

Les roches métapelitiques de la région d'étude se composent de micaschiste à grenat, schiste à calcaire, schiste à biotite, schiste à biotite.

Nous nous intéressons dans cette étude au micaschistes à grenat, disthène et staurotide, puisque ce sont les formations les plus abondantes.

Ces micaschistes sont des schistes à deux micas, avec des porphyroblastes de grenat, et des silicates d'alumine (**Fig. 15**).

Sur les échantillons de carotte de forage, ces roches présentent un litage sédimentaires régulier et préservé, et montrent des laminations parallèles millimétriques, délimités par des rubans de minéraux lourds, des couches de quartzites, de marbres impurs et des lentilles des schistes à actinolites stratifiés

A l'échelle de l'affleurement, ces roches d'une couleur ocre, sont complètement altérées et déformées, et montrent une texture schisteuse et une foliation de direction (N110° W38°).

Elles sont composées de micas blancs + micas noirs + quartz + grenats + disthène + staurotide + tourmaline + chlorite ± rutile ± minéraux opaques.

Ces micaschistes renferment les roches metabasiques et alternent parfois, avec des bancs centimétriques à métriques de quartzite de couleur claire très déformés, et rarement avec des niveaux de marbres fin à moyen de couleur gris bleuâtres.

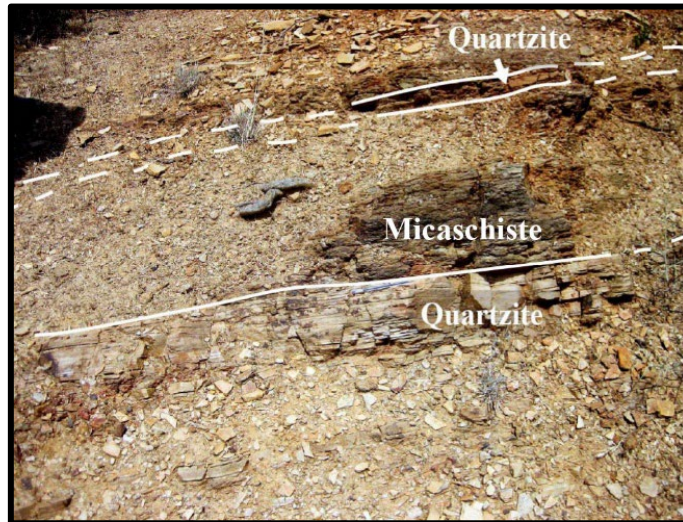


Figure. 15: Alternance des quartzites et des micaschistes

2-2-1-2 Quartzite

Cette roche est très déformée, elle est de couleur claire et possède une texture massive avec des grosses paillettes de muscovites, les observations de terrain ont permis de remarquer que le sommet de l'horizon principal d'amphibolite est recouvert d'une couche de métaquartzite sur une épaisseur de 2 à 5 m, montrant des laminations parallèles d'échelle presque millimétrique à centimétrique et de minces couches de micaschiste. Ces lits quartzitiques sont recouverts d'actinotite stratifiée.

La composition minéralogique de cette roche comprend plus de 80% de quartz avec des silicates d'alumine, du grenat squelettiques, staurotide déformé et des chlorites. La rareté des plagioclases et la présence de grains arrondis de zircon et d'apatite permet de conclure une origine continentale dérivant d'un matériau sableux.

En général, les linéations mesurées dans ces roches ont une direction N140°.

2-2-1-3 Marbre

Les marbres affleurent généralement dans la partie Sud-Ouest de la région avec des horizons décimétriques à métriques.

Sur le terrain, cette roche qui a une épaisseur d'environ de 10 à 25 m, recouvre généralement les amphibolites.

Le marbre a généralement une granulométrie supérieur ou égale à 3 mm de calcite et des carbonates ferromagnésiens avec quelque quartz et des quantités variables de talc.

Son sommet est délimité par une alternance de gneiss calco-silicaté à clinopyroxène, quartz, grenat et des couches enrichies en sidérite altérée.

Des couches d'actinolite et de chlorite, de quelques millimètres à un centimètre d'épaisseur, sont également observées

Cette bande de marbre renferme une minéralisation polymétallique stratoïde explorée par de nombreux forages à des profondeurs de 200 à 300 m. La minéralisation consiste principalement en couche stratiformes de magnétite et d'hématite avec jusqu'à 40% en poids de Fer (Henni, 2006 et Aissa, 2007). Des imprégnations de galène, de sphalérite et de chalcopryrite ont également été identifiées (Nemli et Bedroune, 1999).



Figure 16 : Affleurement de marbre

2-2-2 Les roches métabasiques

Les roches basiques métamorphisées de cette région sont souvent masquées par des dépôts quaternaires, et la plupart des affleurements rencontrés sur terrain sont évoqués par les travaux de carrières, les travaux de construction de maisons ou les fossés utilisés pour l'irrigation par les agriculteurs.

2-2-2-1 Amphibolite

Les amphibolites représentent le faciès le plus courant des formations basiques dans cette région, on les retrouve souvent insérées dans les micaschistes avoisinants les gabbros ou

alternant avec les quartzites et les marbres, sous formes de couches, de boules subsphériques et de lentilles.

Ce sont des roches verdâtres très altérées et déformées, généralement foliées, soulignant un litage de niveaux d'amphiboles et de lits de plagioclases + quartz ; cette foliation est plissotée par endroits (N140°), et possèdent un aspect schisteux sur d'autres affleurements.

Ces couches et ces lentilles d'amphibolites montrent une grande variété de minéralogie et de microstructures.

La plupart de ces roches sont à grain fin et présentent une linéation cryptique d'échelle millimétrique à centimétrique, presque parallèle aux limites lithologiques et à la foliation métamorphique.

Cependant, les observations détaillées sur les sections de carottes polies des sondages et au microscope (voir chapitre de pétrologie), montrent que la linéation à fine échelle de certaines amphibolites suggère en fait, une fine stratification métasédimentaire (**Fig. 17**), en se basant sur plusieurs critères :

1. Les sections de carottes révèlent fréquemment des stratifications sédimentaires parallèle bien conservées.
2. La linéation à petite échelle correspond d'abord à des compositions et à des granulométries bien différentes (0,2 à 3 mm).
3. Les microstructures sédimentaires préservés, dans plusieurs horizons mafiques, telles que les lits obliques, les lits gradués, les troncutures, les micro-affaissement, ainsi que les figures de charges et d'injections ayant échappé à l'aplatissement synmétamorphique
4. Les lits et les lentilles à structure de microbrèches
5. Des séquences en lames minces sont constituées d'une alternance de rubans blancs (quartz, plagioclase et épidote) et de lits mafiques contenant plus de 80% en volume d'amphiboles
6. Les passages verticaux d'un lit à l'autre, qu'ils soient graduels ou abrupte, sont considérés comme hérités du litage sédimentaire.

L'aspect microscopique des clastes ne confirme cependant pas une telle origine sédimentaire en raison de l'intense recristallisation métamorphique.

En effet, les mêmes assemblages minéralogiques et les microstructures sont observés dans la matrice et les rubans. Et cela pourraient donc être le produit de ségrégat métamorphiques cisillés ou de leucosomes.

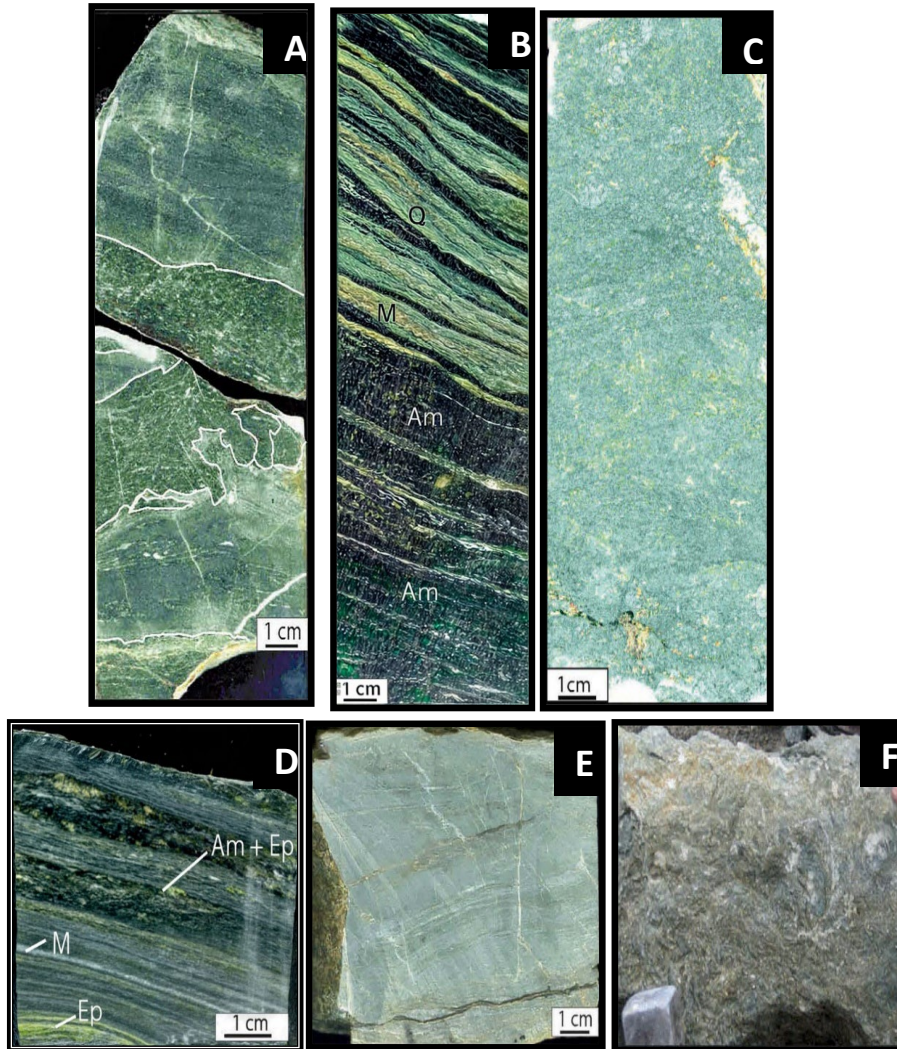


Figure. 17 : Aspect des amphibolites sélectionnées présentant des reliques sédimentaires. Des sections noirâtres de carottes de forage ont été polies, imprégnées d'huile de paraffine et scannées, les images étant renforcées d'un contraste de couleur maximal. A) Deux fragments d'amphibolite montrant une transition verticale abrupte et une injection de métaarénite amphibole-plagioclase à grain plus grossier dans un métasilte mafique. B) Amphibolite stratifiée foncée avec des stratifications parallèles alternées de métasilte riche en quartz et de marbre (forage SB3). C) Litharénites non triées contenant des clastes anguleux centimétriques de roches gabbroïques altérées. D) Couches minces d'amphibolite et d'épidote alternant avec du métasilte calcaire. E) Lits sédimentaires compositionnels à l'échelle millimétrique préservée dans un métasilte amphibolitique à grains fins. F) Épiclastite basaltique non triée. Am : amphibolite; Ep : épidote; M : marbre; Q : quartz.

Néanmoins, la composition variable globale des microcouches s'explique mieux si les amphibolites dérivent de tufs basaltiques ou d'arénites mafiques remaniés.

Malgré l'intense déformation ductile coïncidant avec les conditions métamorphiques du faciès amphibolite, nous suggérons que ces amphibolites peuvent essentiellement dériver d'arénites mafiques, de litharénites et de siltites alternant avec des couches de quartzite impur, de marbre et de métapélite enrichies en épidote et occasionnellement en diopside.

Ces séquences métasédimentaire peuvent représenter des turbidites distales d'origine continentale, océanique ou sub-océanique,

D'autres amphibolites sont mylonitiques et ultramylonitiques et peuvent dériver de protolithes gabbroïques à microgabbroïques. (**Fig. 13 b**).

Cependant, la plupart des échantillons présentent des caractéristiques primaires de microcouches laminées à l'échelle millimétrique ; liées à des abondances variables de minéraux felsiques (plagioclases, quartz, épidotes et/ou zoïsite) et d'amphiboles de composition hastingsitique.

2-2-2-2 Actinotite :

Les actinotites (roche qui contient plus de 95 % d'actinolite) se manifestent à la fois sous forme de boudins et de bandes dans lesquelles une microstructure en couche se développe comme celle dans les amphibolites.

Ces roches présentent une texture schisteuse, légèrement foliée, dans la plupart des affleurements et se caractérisent par leur couleur verdâtre

Le litage est défini par différente granulométrie d'actinote et par l'abondance variable de chlorite magnésien, de trémolite et de talc (**Fig. 18**)

Les actinotes des actinotites contiennent une quantité importante d'inclusion prismatique de rutile. A noter que des trémolites-talcschistes presque purs sont également présent.

2-2-2-2. Métagabbro

Ce type de roche affleure rarement. Cependant des travaux récents du déblayage de la briqueterie ont permis la découverte de nouveaux affleurements de roches mafiques gabbroïques associées avec à amphibolites.

Ces roches de métagabbros se manifestent sous forme de boudins et de blocs dispersés, ils ont une composition minéralogique différente et une granulométrie bien variée (leucogabbro et mélanogabbro).

La majorité de ces roches mafiques sont mélanocrates, elles sont représentées par des roches litées (**Fig. 19A**) constituées d'alternance de lits verts foncés d'amphibole, et des lits clairs de feldspaths, dans lesquels les amphiboles métamorphiques sont toujours abondantes (Mg-hornblende).

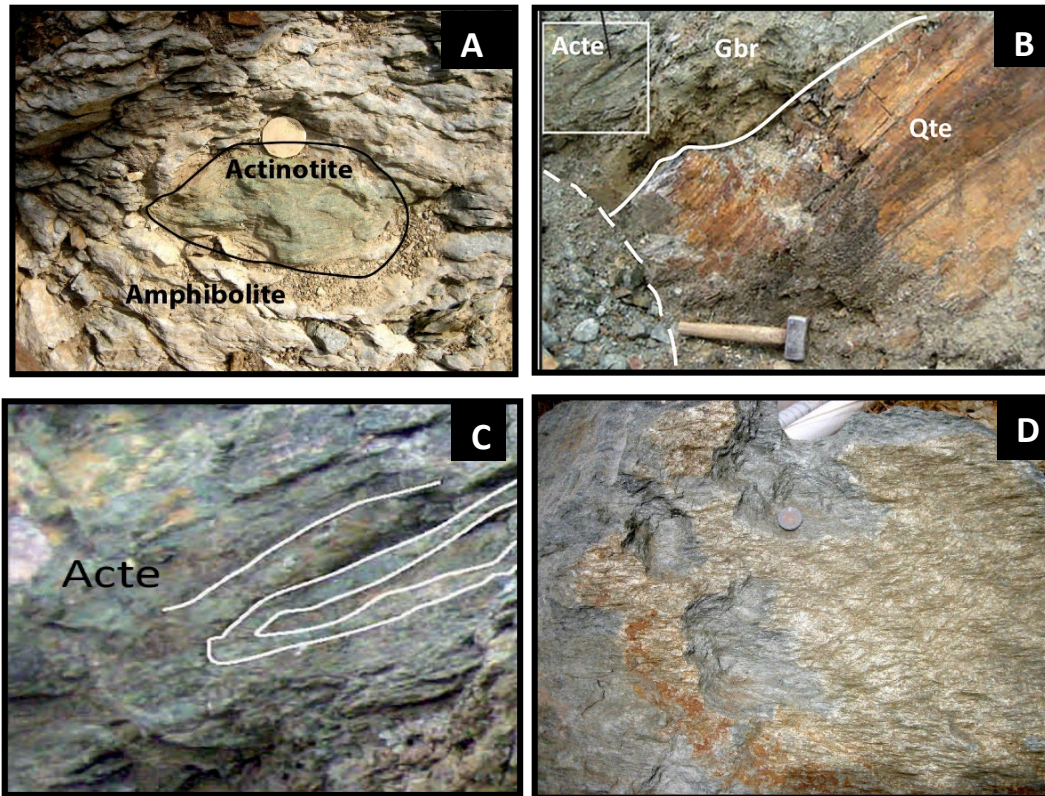


Figure 18: Aspect général des actinotites sur le terrain. A) Actinotite dans les amphibolites. B) Niveau d'actinotite au-dessus des quartzites lités. C) Actinotite stratifiée affectée par un plissement couché considéré comme un plissement syn-sédimentaire. D) Talcschistes

Ces métagabbros sont encastrés dans les niveaux de schistes et les amphibolites avec des bordures nettes et diffuses.

La plupart de ces roches sont à grains grossiers dont la taille varie entre 1 et 3 cm et sont riches en calcium.

Certains blocs présentent une structure magmatique presque non déformé, alors que d'autres montrent des structures mylonitiques à ultramylonitiques.

Chapitre III - Géologie locale et observation de terrain

Les reliques du litage magmatique dans ces métagabbros sont définies par la taille variable des grains, l'abondance de blastes magmatiques et des lits de plagioclase enrichi.

Bien qu'évident que dans les échantillons à la main, ces structures magmatiques étaient complètement recouvertes par une minéralogie et des structures métamorphiques.

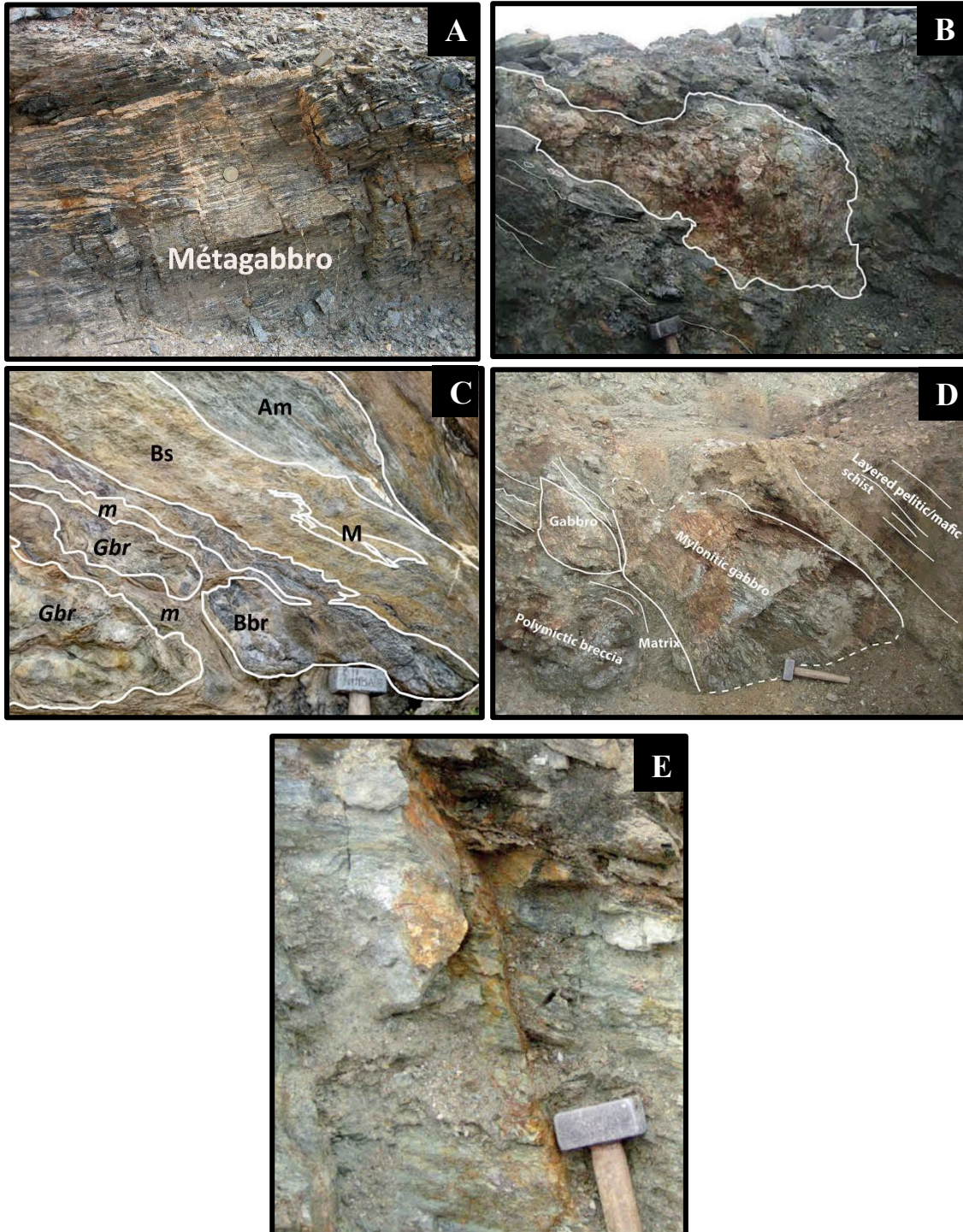


Figure 19: A) Métagabbro mylonitique à gros grains. B) Lentille de brèche polymictique avec des éléments de gabbro non déformés enfermés dans de la litharénite mafique. C) Lentilles de brèche de gabbro (Gbr) et de brèche basaltique (Bbr) dans la matrice (m) entremêlées de schiste à biotite (Bs) et d'amphibolite (Am). D) Litharénites stratifiées et triées de matériau gabbroïque qui renferment des blocs de différents types de gabbro à gros grains et de brèche gabbroïque polymictique. E) Litharénite gabbroïque stratifiée à métabrèche.

Ces structures sont parallèles à la foliation observée dans les métapélites (N120°, 40W).

Les amphiboles vertes apparaissent sous forme de blastes et de pseudomorphes des phénocristaux d'augite magmatique rarement conservée et d'amphibole bordée d'actinolite.

2-2-2-3 Métabrèche et olistolithes gabbroïque

La partie supérieure de la section au-dessus de la couche de marbre (uniquement exposé grâce aux travaux d'excavation pour la construction des maisons) montre les caractéristiques les plus significatives, pour le remaniement sédimentaire des gabbros.

Plusieurs horizons de 1 à 3 m d'épaisseurs, renferment des lentilles de blocs anguleux non classées de gabbros de granulométrie et de minéralogie bien différente : gabbro calcique, leucogabbro, gabbro magnésien et actinotite.

Les blocs sont mis en place dans les lentilles de métabrèche et métaarénites gabbroïque polymictiques, légèrement stratifiées. (**Fig. 19**), comprenant des lentilles litées de schistes à actinolites, de schistes calcaire et de micaschiste à grenat.

Certains blocs gabbroïque présentent une forte foliation métamorphique qui contraste avec la structure de brèche légèrement déformée de la matrice gabbroïque.

3- Comparaison avec les complexes Alpains et Apennins : contexte de marge de plaque divergente ou convergente ?

Dans de nombreuses sections des ophiolites liguriennes non métamorphiques, des grès de composition gabbroïque ou ultramafique sont interstratifiés avec des radiolarites basales de la couverture post-ophiolitique (Lagabrielle, 2009). Des études de terrain ont montré que ces types de roches sédimentaires proviennent du remaniement et du transport sous-marin de roches ultramafiques et/ou mafiques du socle, et que de nombreuses coupes stratigraphiques détaillées dans les brèches ophiolitiques de l'Apennin de la Ligurie orientale depuis 50 ans (Lagabrielle, 1999) ont conclu que les brèches représentent des accumulations de talus à la

base d'escarpements de failles sous-marines majeures et que, dans ces régions, les ophiolites peuvent inclure des dépôts d'éboulement volumineux.

De l'Atlantique Nord à l'Atlantique Sud de l'axe de la dorsale, en particulier dans la région équatoriale, il est établi depuis 50 ans que les grès et les argilites ultramafiques peuvent former plus de 50 % du volume total des échantillons de grès collectés (Fox et Heezen, 1965). Boillot et al, (1989) ont conclu qu'un tel détritisme ophiolitique observé dans les océans modernes est contemporain de l'étirement de la lithosphère entraînant l'élimination totale de la croûte continentale et la dénudation du manteau au niveau de l'axe du rift continental, et que la serpentinisation de la péridotite du manteau exposée peut se produire à plusieurs kilomètres sous le fond marin.

Les unités métamorphiques des piémont-ligures dans Alpes occidentales contiennent d'abondants massifs ophiolitiques insérés dans des sédiments terrigènes au crétacé. Deux types de brèches ophiolitiques sont à distinguer : le premier type est pré-radiolaritique, c'est-à-dire Jurassique moyen, tandis que le second type est d'âge Crétacé. Ces massifs ophiolitiques « démembrés » ont d'abord été interprétés comme le résultat de l'imbrication tectonique alpine des parties de croûte océanique et de manteau.

Plusieurs auteurs ont conclu que ces massifs ophiolitiques représentent des olistolithes mis en place dans des schistes calcaires et des schistes noirs du Crétacé et le plus souvent intercalés avec des métaarénites gabbroïques et ultramafiques (Lagabrielle et al, 1982; Lemoine et al, 1987), et que le renouvellement de la couverture ultramafique du fond de l'océan est démontré par la présence globale de spinelle chromifère détritique dans de nombreux sédiments océaniques du Jurassique et du Crétacé (Caby et al, 1987). Lemoine et al, (1987) ont proposé un modèle d'amincissement de la croûte, de sous-placage de magma et d'intrusion de gabbros dans la croûte et dans le manteau, de l'exhumation du manteau sous-continental jusqu'au fond de l'océan le long des failles de détachement, et la mise en place de basaltes sur le manteau exhumé. Les arénites et les brèches ultramafiques sont également associées à l'exhumation du manteau sous-continental du paléorift Pyrénéen. (Lagabrielle et Bodinier, 2008; Greffier et al, 2012). Plus récemment, le modèle de dénudation des roches du manteau et des gabbros dans un environnement d'expansion lente de dorsales a été présenté pour les métaophiolites typiques des Alpes occidentales et de Corse (Lagabrielle et al, 2015; Ildefonse et al., 2007). Ce modèle explique mieux, la juxtaposition de sédiments marins profonds à grain fin à caractère turbiditique, alors que les débris ophiolitiques recouvrent directement les crêtes de gabbros profondément érodés et les roches mantelliques.

À l'inverse, de nombreux auteurs considèrent actuellement que les formations chaotiques des Apennins représentent des mélanges formés aux marges de plaques convergentes à partir de coins d'accrétion (Tortorici et al., 2008; Festa et al., 2015). Ces unités ont essentiellement une matrice de serpentinite ou de schiste, il s'agit notamment de blocs de roches de type continental et d'ophiolites avec des débris de leur couverture pélagique initiale du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur dans une matrice Crétacé-Oligocène.

Les ophiolites des Apennins affleurent sous forme de blocs lenticulaires métriques à kilométriques, représentés par des serpentinites, de rares gabbros et des dykes gabbroïques et des laves en coussins, ainsi que des brèches en coussins recouvertes sur place par des vestiges de la couverture sédimentaire initiale. La même interprétation a également été proposée pour les formations chaotiques associées aux massifs ophiolitiques de la zone métamorphique piémont–ligure des Alpes occidentales (Balestro et al., 2015), en d'autres termes, ces auteurs rejettent le cadre extensif largement accepté par la plupart des auteurs depuis Lemoine et al., (1987). Ils ont rebaptisé les brèches « formations brisées » et les structures à blocs dans la matrice et les ont réinterprétées comme étant formées au cours de la tectonique convergente.

A cet effet, il est très probable que les deux contextes géodynamiques soient reconnus, sachant que la plupart des massifs Alpins et Apennins, avec ou sans couverture post-ophiolitique attachée, représentent des olistolithes de toute taille mis en place dans des sédiments turbiditiques carbonatés ou schisteux du Crétacé.

A Bou-Maïza, la présence de blocs/boudins de gabbros mylonitiques suggère que ces fortes déformations observées sur certains blocs et lentilles de gabbro pourraient être liées à la tectonique intra-océanique comme le rapporte Caby (1995), Manatschal et al., (2011) et Lagabrielle et al., (2010). Cependant, les conditions métamorphiques similaires, montrées par les assemblages de minéraux, entre les blocs et la matrice excluent une telle alternative (voir le chapitre de pétrologie).

Le complexe de Bou-Maïza dans lequel des blocs de gabbro sont encastrés et disséminés dans une matrice sédimentaire mafique et associés à des métasédiments mafiques à grains fins, suggère un remaniement intra-océanique. Les fines microcouches d'actinotite dans le marbre et les passages graduels observés entre la métapélite et le quartzite vers les couches mafiques suggèrent que les roches stratifiées mafiques se sont déposées sous forme de turbidites distales, de coulées de débris et de coulées de masse. Les roches mafiques de Bou-Maïza à caractère océanique (voir la partie géochimique) ont en effet été affectées par des fluides hydratés issus à partir d'une composante sédimentaire. L'apport continental terrigène dans le micaschiste et

le quartzite et la source biogénique des marbres peuvent représenter une contribution synchrone avec le remaniement des roches mafiques. Ce cadre rappelle ainsi la situation Piémont-Ligure à la fin du Jurassique au cours de laquelle le remaniement intra-océanique de la croûte et du manteau océaniques jurassiques téthysiens s'est produit dans un environnement de subduction, tel que décrit par Tortorici et al, (2008) et Festa et al, (2015).

Cependant, l'intercalation de deux couches régulières (quartzite et marbre) avec des métaarénites gabbroïques et des brèches de gabbro suggère plutôt un contexte d'extension et d'une genèse de croûte océanique embryonnaire comme dans les Alpes occidentales (166–158 Ma, Li et al, 2013).

Conclusion

La région de Bou-Maïza fait partie du complexe cristallin de l'Edough, elle est composée de roches métamorphiques, qui sont représentées par des métasédiments et des roches basiques recristallisées exprimant souvent en métagabbros et amphibolites;

Ce petit massif, d'une épaisseur apparente d'environ 350 m, comprend deux unités (Aïssa, et al., 1998 ; Henni & Aïssa, 2007 et Bosch et al., 2014):

L'unité inférieure : constituée de métapélite à disthène-staurotide-grenat, qui contient des intercalations de quartzites, de marbres roses et des niveaux stratiformes de magnétite-hématite.

L'unité supérieure de phyllite : contient également des intercalations de marbres, calcschiste, talcschiste et des lentilles de roches metabasiques principalement gabbroïques.

Les amphibolites représentent le faciès le plus courant des formations basiques dans cette région, La plupart de ces roches sont à grain fin et présentent une stratification cryptique d'échelle millimétrique à centimétrique, presque parallèle aux limites lithologiques et à la foliation métamorphique. La plupart des amphibolites présentent généralement un litage lenticulaire à l'échelle du millimètre suggérant un ancien litage sédimentaire défini par des lits de plagioclase-quartz alternant avec des lits mafiques contenant plus de 70 à 90 % en volume.

La majorité des métagabbros sont mélanocrates, ils sont représentés par des roches litées constituées d'alternance de lits verts foncés d'amphibole, et des lits clairs de feldspaths, dans lesquels les amphiboles métamorphiques sont toujours abondantes (Mg-hornblende). Plusieurs affleurements de ces gabbros se manifestent sous forme de lentilles de blocs anguleux non classées de granulométrie et de minéralogie bien différente : gabbro calcique, leucogabbro, gabbro magnésien et actinotite.

Les fines microcouches d'actinolite dans le marbre et les passages graduels observés entre la métapélite et le quartzite vers les couches mafiques suggèrent que les roches stratifiées mafiques se sont déposées sous forme de turbidites distales

Les blocs sont mis en place dans les lentilles de metabreche et métaarénites gabbroïques polymictiques, légèrement stratifiées, comprenant des lentilles litées de schistes à actinolites, de schistes calcaire et de micaschiste à grenat.

L'intercalation de deux couches régulières (quartzite et marbre) avec des métaarénites gabbroïques et des brèches de gabbro suggère plutôt un contexte d'extension

Malgré l'intense déformation ductile coïncidant avec les conditions métamorphiques du faciès amphibolite, nous suggérons que les amphibolites peuvent essentiellement dériver d'arénites mafiques, de litharénites et de siltites alternant avec des couches de quartzite impur,

de marbre et de métapélite enrichies en épidote et occasionnellement en diopside. Ces séquences métasédimentaires peuvent représenter des turbidites distales d'origine continentale, océanique ou sub-océanique, tandis que les lentilles et les blocs de gabbro peuvent provenir de l'érosion d'une crête gabbroïque et sont considérés comme des olistolithes mis en place par des écoulements massifs.

La reconnaissance du caractère sédimentaire des amphibolites suggère fortement d'interpréter le complexe de Bou-Maïza comme le produit d'un remaniement syn-sédimentaire d'assemblages plutoniques-volcaniques mafiques sous forme de couches limoneuses, de litharénites et de brèches polymictiques. Les couches de talc et d'actinolite peuvent provenir de pyroxénite et de roches ultramafiques remaniées en sables et boues ultramafiques. De tels matériaux mafiques à ultramafiques de nature sédimentaire se retrouvent de manière récurrente avec les métapélites alumineuses, les quartzites et les carbonates. Des laminations parallèles d'échelle millimétrique sont les seuls éléments sédimentaires conservés dans le quartzite de Bou-Maïza, les métapélites et les couches détritiques mafiques à grains fins.

L'identification de ces blocs de gabbro, de brèches et de métaarénites gabbroïques intercalées avec des dérivés continentaux métasédiments est interprété aussi comme la destruction d'édifices plutono-volcaniques intra-océaniques soulevés et érodés. Cependant, les observations de terrain dans la région de Bou-Maïza suggèrent que les gabbros et les roches mafiques à ultramafiques associées ont été exposés le long des escarpements de failles bréchifiées, désagrégées et érodées pour produire des brèches triées et non triées et des arénites dans un bassin océanique profond. (**Fig. 20**)

Quatre sources différentes sont donc nécessaires pour remplir l'ancien bassin profond :

- 1- Les pélites prédominantes peuvent enregistrer une sédimentation des argiles profonds d'origine continentale déposée sous forme de turbidites distales ou par des courants de fond ;
- 2- Les quartzites dérivent de sables siliceux d'origine continentale ayant d'abord transité par des fleuves et/ou un système deltaïque ;
- 3- Les carbonates peuvent provenir de calcaires biogéniques dépourvus de toute contribution sialique (Si, Al), mais significativement enrichis par des détritiques mafiques ;
- 4- Les gabbros et leurs produits d'altération sous forme de brèches polymictiques, d'arénites et de litharénites sont le produit de la destruction de la croûte océanique avec une contamination négligeable par les matériaux continentaux.

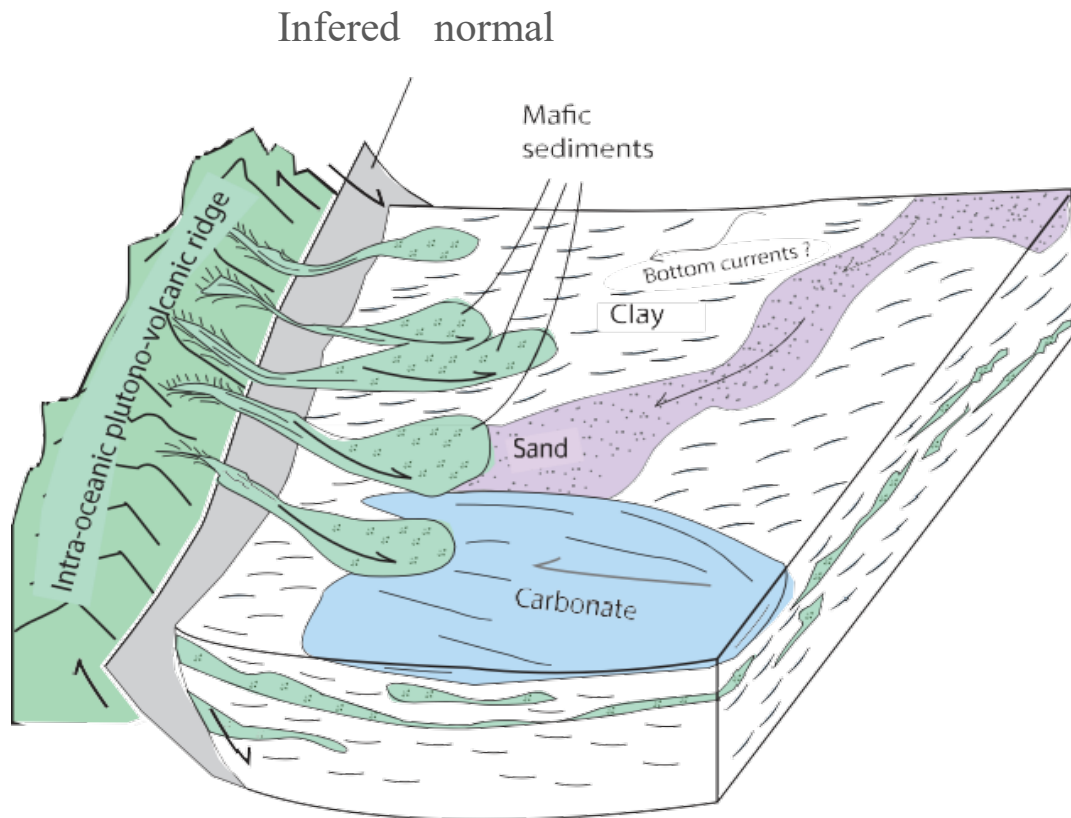


Figure 20 : Reconstitution en 3D, résumant le remaniement sédimentaire des gabbros et l'environnement des dépôts des roches mafiques de Bou-Maïza sous forme d'écoulements massifs et de turbidites au Jurassique supérieur–Crétacé (?). (Pas d'échelle)

Un âge mésozoïque est favorisé pour les protolithes mafiques de Bou-Maïza et d'Edough qui ont été remaniés à l'époque du bassin turbiditique et impliqués plus tard dans un complexe de subduction qui représente l'extension occidentale de la ceinture alpine-apennine de Calabre/Sicile. Corrélativement, l'âge Oligo–Miocène de la marge des plaques convergentes est privilégié, en tenant compte de l'incorporation de la péridotite dans la croûte sialique vers 18 Ma, contemporaine du métamorphisme à haute température dans le Massif central de l'Edough (Bruguier et al, 2009; Fernández et al ,2016).

Chapitre IV- Pétrologie des formations métamorphiques de Bou-Maïza

Dans le chapitre précédent, on a constaté que la région Bou-Maïza est composée de roches métamorphiques très variées, et que les roches metabasiques de Bou-Maïza, constituées de métagabbros et amphibolites, sont encaissés sous formes de lentilles dans les métapélites. Ainsi lors de ces observations de terrain, on a signalé l'existence des niveaux felsiques et des niveaux calcosilicatés en contacts avec les métagabbros adjacents.

L'étude pétrographique est focalisée sur ces types de roches, afin de caractériser et de définir leurs assemblages minéralogiques, et essayer de déterminer les conditions métamorphiques entre les métapélites et les roches gabbroïques.

1- Description pétrographique des formations métasédimentaires de Bou-Maïza

L'étude pétrographique de ces roches affleurantes dans la région de Bou-Maïza a été réalisé sur des lames minces confectionnées dans des sections de roches provenant des carottes de sondages Sb2 ; Sb3 ; Sb12 ; Sb15. Le choix de carotte était plus judicieux pour éviter les problèmes d'altération.

1-1 Micaschiste à grenat, disthène et staurotide

Ce sont des schistes à deux micas, quartz, grenat, disthène, staurotide, tourmaline, Chlorite, rutile, plagioclases et minéraux opaques, La roche montre de nombreux porphyroblastes de grenats qui dessinent avec les micas serpentés le flux de la schistosité, dans une texture porphyro-granolépidoblastique. Ces micaschistes sont complètement déformés et sont constituée par une alternance des lits quartzeux et des lits micacés (**Fig. 21 a**).

1- Quartz

Il est xénomorphe et limpide, il constitue 40 % de la lame sous forme des lits alternant avec des micas, ou sous forme des plages isolées surtout dans les queues du grenat.

2- Micas blancs

Très abondante (30%), elle se présente en paillettes très allongées ou en fines aiguilles flexueuses soulignant le plan de foliation sous forme de muscovite, ou sous forme de séricite associé aux plagioclases qui semble être son produit d'altération.

3- Biotite

Elle est peu abondante par rapport la muscovite et se présente comme des plages ou des petites lamelles surtout à la périphérie de la staurotide, le long des clivages de certains disthènes et autour des grenats. Souvent, elle est déstabilisée en chlorite.

4- Grenat

Ce minéral se présente comme un porphyroblaste idiomorphes et poécilitiques de taille variable

(2 à 5 mm), ces grenats sont parfois craquelés et renferment des inclusions de : quartz, micas, staurotide et de rutile, soulignant la structure hélicitique. A la périphérie des grenats on note la présence de biotite rouge et de la chlorite.

5- Disthène

Ce sont des cristaux automorphes à subautomorphes et en porphyroblastes abondants dans les micaschistes de Bou-Maïza. Il se présente comme des tablettes bien allongées de différentes tailles (Jusqu'à 2 mm) et montre souvent une extinction onduleuse liée à la déformation ductile post-minérale. Il est souvent plissé et suit le mouvement rotationnel du grenat ce qui implique que le disthène et le grenat sont en équilibre ou faisant partie de la même paragenèse. Quelques sections de ces cristaux de disthène renferment des cristaux de biotite et du quartz arrondis.

6- Staurotide

La staurotide apparaît en petits prismes automorphes dans la muscovite. Elle se situe souvent en inclusion dans les grenats ou à sa périphérie. Parfois elle est en association avec le disthène

7- Tourmaline

Elle se présente comme des petits cristaux allongés dans la matrice, montrant un pléochroïsme très net. Les sections basales montrent une belle zonation avec une couleur verte au cœur et jaune à la périphérie. Ce sont des tourmalines riches en Fer. (Fig. 21 f)

8- Plagioclase

Les plagioclases forment des cristaux subautomorphes sous formes de lentilles étirées, ils sont partiellement décomposés en séricite.

9- Chlorite

La chlorite se trouve en petites lamelles qui proviennent de la déstabilisation de la biotite, certaines chlorites présentent des inclusions de minéraux opaques. (Fig. 21 h)

10- Rutile

Le rutile est rarement observé, il est prismatique et se trouve généralement autour et dans le grenat et en association avec les autres minéraux alumineux. (Fig. 21 g)

11- Zircon

Le zircon e apparaît sous forme de petits grains arrondis en inclusion dans le quartz.

12-Minéraux opaques

Ils se présentent en association avec les micas noirs (biotite), ou avec les chlorites sous forme de minéraux éteints parfois automorphes (Fig. 18 e). Ils sont généralement de petite taille de 0,1 mm et leur distribution dans la roche est aléatoire. Ces minéraux se manifestent dans la roche sous forme des oxydes de fer et des sulfures de fer.

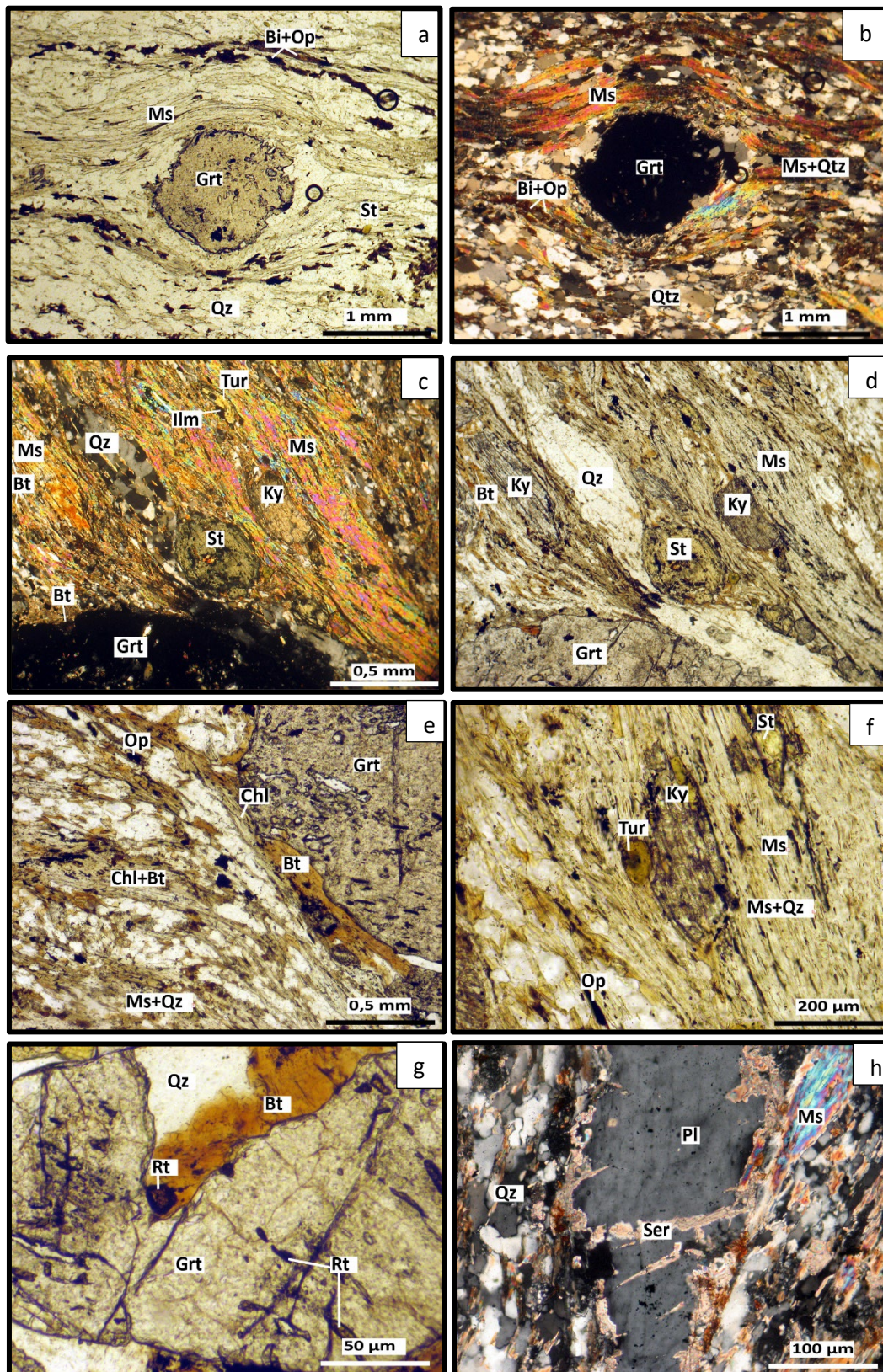


Figure 21: Microphotographies des micaschistes. a-b) Structure générale des micaschistes en LN et LP. c-d-e) paragenèse des micaschistes LN et LP. f) Association entre disthène et tourmaline. g) Rutiles prismatique et biotite rouge dans un grand cristal de grenat. h) Plagioclase transformé en séricite. Abréviations Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

1-2 Micaschiste à Carbonate et grenat

La roche possède une structure granolépidoblastique à porphyroblastique et une texture orientée (**Fig. 22**). La roche est composée par une alternance de lits quartzeux associés à la calcite et de lits micacés. Les lits quartzeux d'épaisseur de 0,1-0,5 mm sont constitués essentiellement de quartz plus au moins associé aux plagioclases. L'association minéralogique comprend : quartz, micas blancs, biotite, grenat, disthène, staurotide, plagioclase, calcite, chlorite±tourmaline

1- Mica blanc

Le mica blanc occupe 30 % de la roche, il se trouve sous forme des paillettes soulignant le plan de foliation et enrobant les porphyroblastes du disthène et du grenat. On peut le trouver aussi en inclusions dans les plagioclases sous forme de longues aiguilles flexueuses de séricite.

2- Quartz :

Il constitue entre 40 % du volume total de la roche. Ce sont des lits de quartz constitués de petits cristaux agencés les uns aux autres formant une belle mosaïque auxquels s'ajoute quelques cristaux de plagioclase. Ces lits de quartz alternent avec des lits micacés ou des veinules de calcite.

3- Biotite

La biotite est de couleur rougeâtre. Elle se présente en petites lamelles allongées de 0,5 mm, suivant le plan de foliation ou dans la périphérie et au cœur des grenats comme minéral secondaire. On la trouve aussi enchevêtrée avec de la chlorite verte et des minéraux opaques.

4- Calcite

Elle constitue 15 % de la roche. Elle se trouve torsadée dans des lits discontinus qui sont souvent rectilignes et parallèles aux lits quartzeux. Elle est parfois en petits grains disséminés postérieur à la cristallisation du quartz, ou agencés suivant une structure granoblastique et intercalés de petites paillettes déformés de micas blancs.

En effet, Elle est associée aux oxydes de fer et remplit les fractures affectant ces roches. Elle semble bien tardive par rapport au reste de l'association minérale. (**Fig. 22.d**)

5- Grenat

Le grenat apparaît en gros cristaux automorphe à xénomorphe de taille variable renfermant les inclusions d'autres minéraux essentiellement staurotide et d'autres micas avec une pigmentation charbonneuse qui souligne la schistosité interne du grenat. (**Fig. 22a**)

6- Disthène :

Il se présente sous deux aspects ; en tablettes complètement déformées ou bien subautomorphe entourant le grenat. De gros cristaux de disthène allongés dans la foliation incluent de la biotite rouge. **(Fig. 19b)**

7- Staurotide

Elle apparaît en cristaux poécilitiques ou en inclusions dans les grenats. Elle renferme surtout une pigmentation charbonneuse qui dessine la schistosité interne de la staurotide. Elle est presque toujours associée au disthène.

8- Chlorite

Le chlorite est rare, elle se présente sous forme des cristaux allongés ou de liserés autour du grenat, il s'agit d'une pénine. **(Fig. 22e)**

9- Plagioclase

Le plagioclase est rare, il forme des cristaux automorphes, et il est en grande partie transformé et envahit, en plein cœur, par des fines paillettes de micas blancs.

10-Minéraux opaques

Ils sont presque toujours en association avec la chlorite verte, **(Fig. 22e)**. Ils sont généralement de petit cristaux xénomorphe de 0,1 mm. Ces minéraux sont généralement exprimés en pyrite en ilménite.

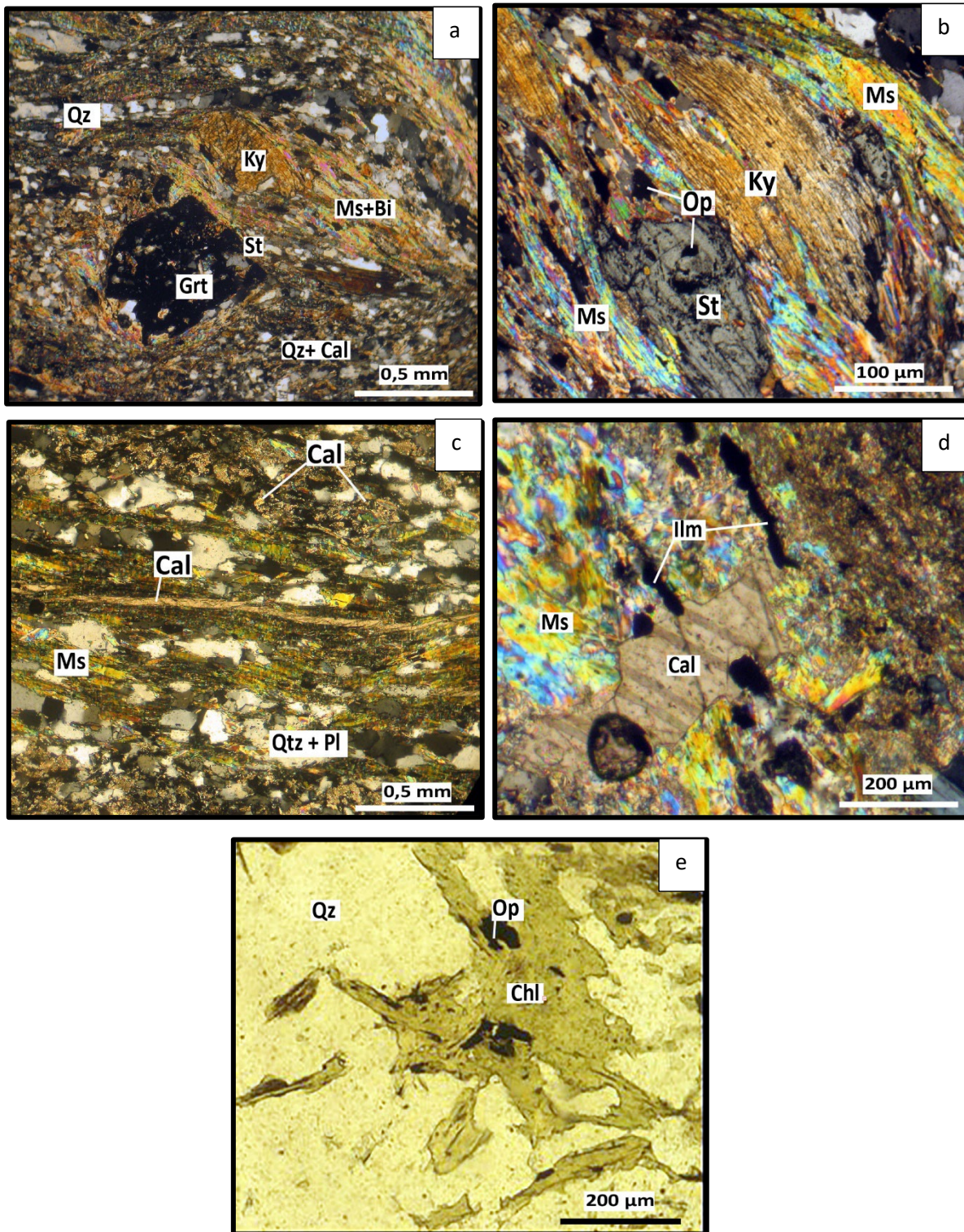


Figure 22: Microphotographies des micaschistes à carbonates et grenat. a) Structure générale des micaschistes en LP. b) Cristaux de disthène et de staurotide en LP. c) Aspect de la calcite dans les ces micaschistes en LP. d) Gros cristal de calcite aplati en LP. e) Cristaux de chlorite en LN avec les opaques. Abréviation Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

1-3 Quartzite

La roche possède une texture massive et une structure hétérogranoblastique. Au microscope, elles montrent une fabrique de quartz très déformée. La roche est constituée presque de 80% de quartz avec quelques lamelles de micas allongées dans les plans de foliation. Ces micas sont pour l'essentiel des muscovites. Dans cette quartzite, on note la présence du grenat, staurotide et tourmaline. De beaux cristaux de zircons est également à signaler. Elle est dépourvue de biotite et de disthène.

1- Quartz

Le quartz constitue 80% de la masse totale de la roche, de forme isométrique à xénomorphe formant des lits ou des amas désolidarisés par les fissures recoupant la roche.

2- Muscovite

La muscovite se présente en fine paillettes flexueuses ou en veinules ramifiées avec le quartz.

3- Grenat

Il est complètement déformé (fracturé et émietté), à aspect squelettique, il est partiellement remplacé et auréolé d'un mélange de quartz et de micas. Habituellement de forme arrondie, sphérique mais dans cette roche il est complètement aplati dans la foliation ce qui prouve que sa croissance a eu lieu en conditions syncinématiques. (Fig. 23 b,c)

4- Staurotide

La staurotide constitue des cristaux xénomorphes complètement aplatis et presque laminés. Parfois, on ne trouve que leurs fantômes. (Fig. 23 d)

5- Chlorite

La chlorite se présente sous forme de lamelles enchevêtrées les unes dans les autres et remplissant les joints de grains entre les cristaux de grenat. (Fig. 23 e)

6- Tourmaline

Elle se manifeste par des petits cristaux automorphes, elle est jaune et présente une zonation

7- Zircon

Il apparaît sous forme de petits grains arrondis en inclusion dans le quartz.

8- Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont presque toujours exprimés en ilménite et pyrite, ils sont associés aux grenats et aux chlorites ou éparpillés dans la matrice, ils sont en cristaux anguleux ou subarrondis.

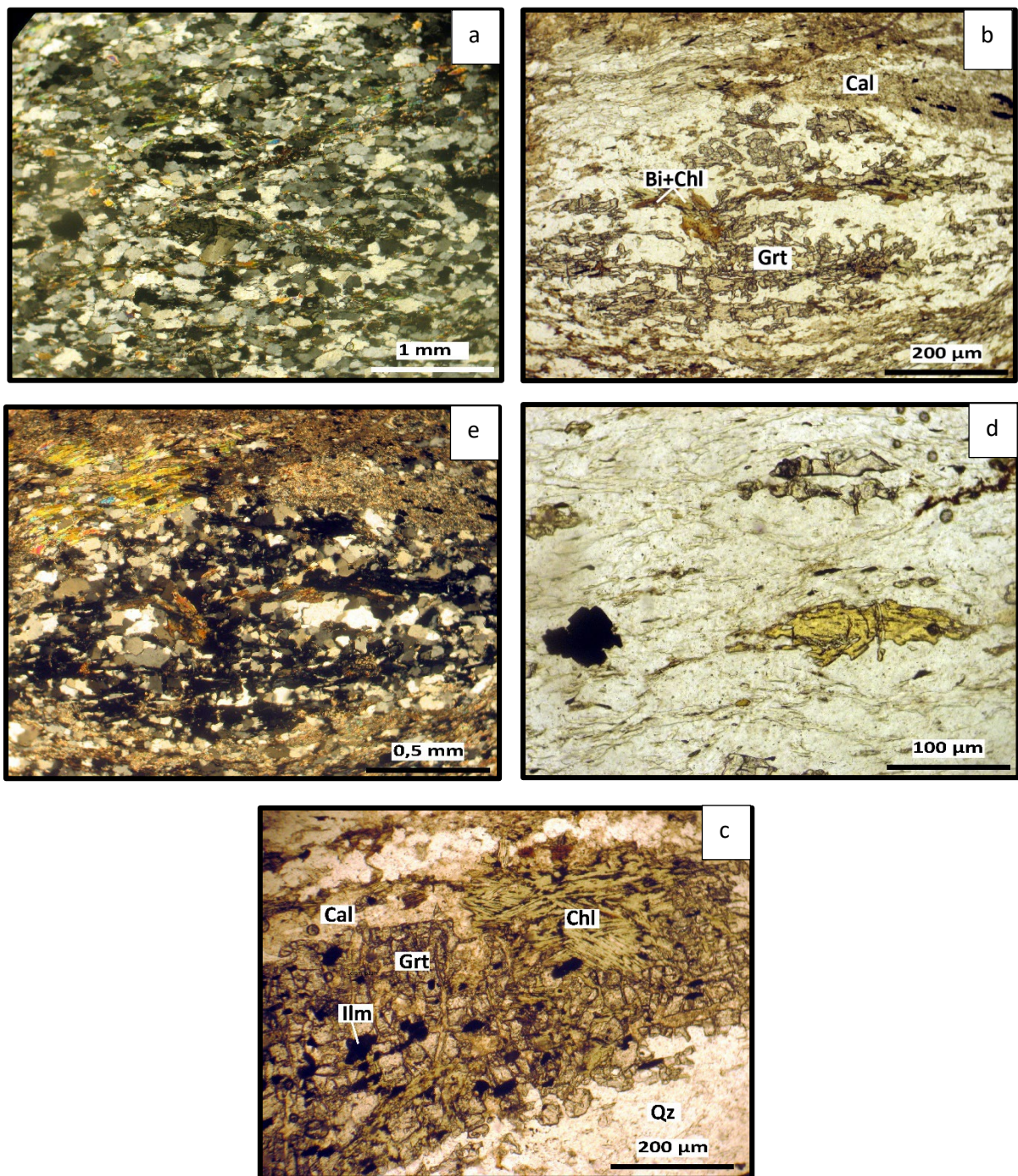


Figure 23: Microphotographies des quartzites. a) Aspect générale des Quartzites en LP. b) Allure du grenat complètement squelettique en LN. c) des restes des grenats avec de la calcite et des muscovites en LP. d) cristal de staurotide déformé en LN. e) Cristaux de chlorite enchevêtrés en LN. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

1-4 Gneiss leucocrate à amphibole.

La roche montre une texture granoblastique à nématoblastique (**Fig. 24**). Elle est composée de plagioclases, quartz, hornblende, micas noirs, épidote, rutile, zircon et ilménite. Les blastes de plagioclase proviennent de phénocristaux avec des domaines non recristallisés, des macles préservées et bordés de de plagioclase recristallisés (oligoclase). Les blastes d'amphibole vert foncé à brun pâle, parfois avec des clivages courbés, sont en équilibre avec la phlogopite. Le rutile est prismatique et est dispersé dans la matrice surtout dans les plagioclases et les amphiboles. L'épidote est peu répondeu, il se présente sous forme d'inclusion dans la matrice de plagioclase-quartz.

1-5 Schiste calcosilicaté

La roche est composée presque de 70% d'épidotes (zoïsite et clinozoïsite) comme une phase minéralogique principale, . Elle contient des blastes de diopsides poécilitiques en avec de la clacite et d'environ 10% d'amphibole vert-pale calcique, ainsi que du grenat subautomorphe avec des noyaux calciques. Des sections de quartz, de magnetite, de rutile et de phlogopite sont également présentes (**Fig. 25**). Le protolithe peut être un carbonate siliceux ferrifère impur.

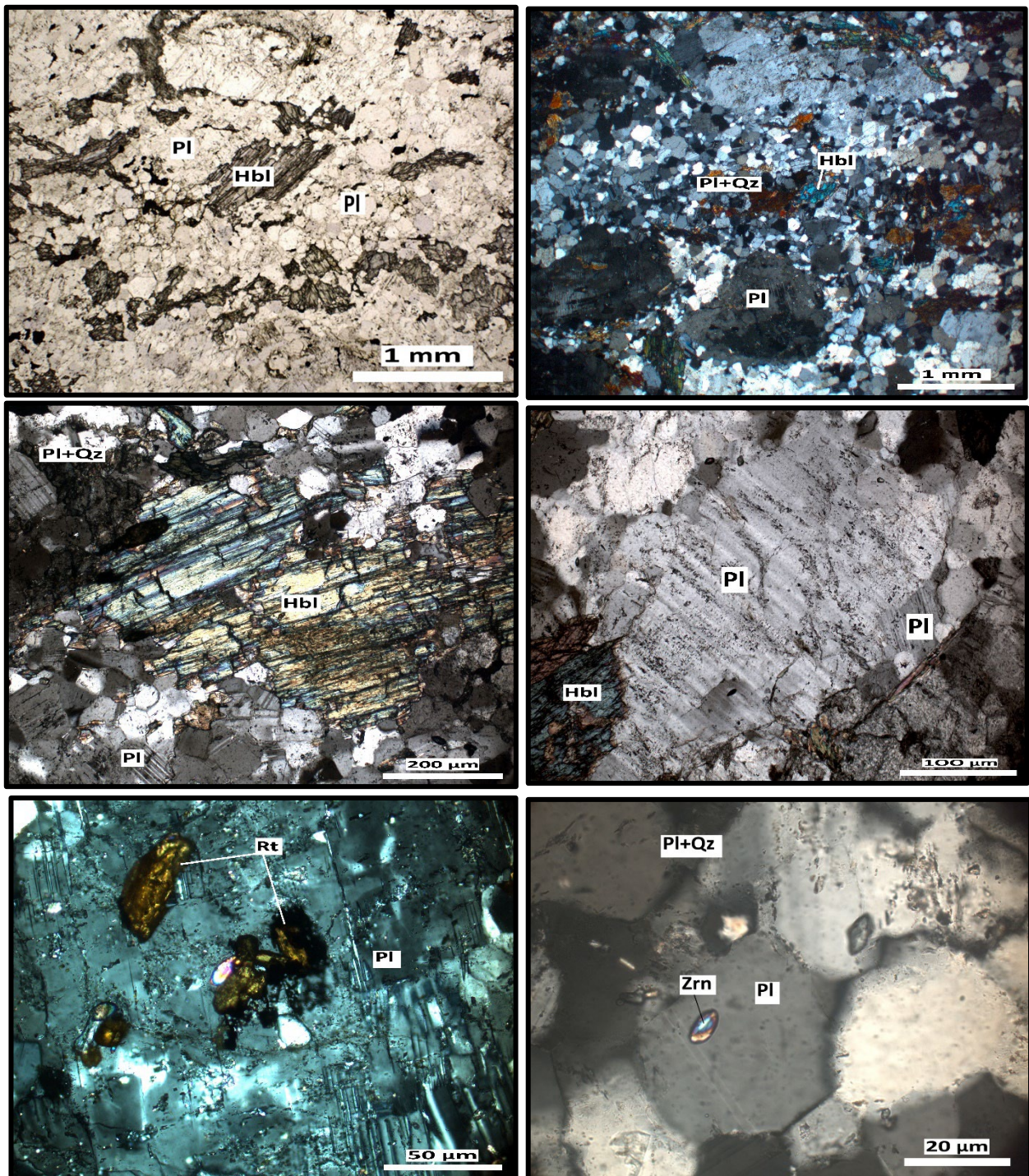


Figure 24: Microphotographies représentatives des lames minces de gneiss à amphibole de Bou-Maïza. a et b) Aspect général de la roche en LN et LP des gneiss. c) Cristal de hornblende en LP. d) Gros cristal plagioclase primaire bordé d'un autre plagioclase recristallisé en LP. e) Cristaux de rutile dans un plagioclase en LP. f) Cristal de zircon en LP. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

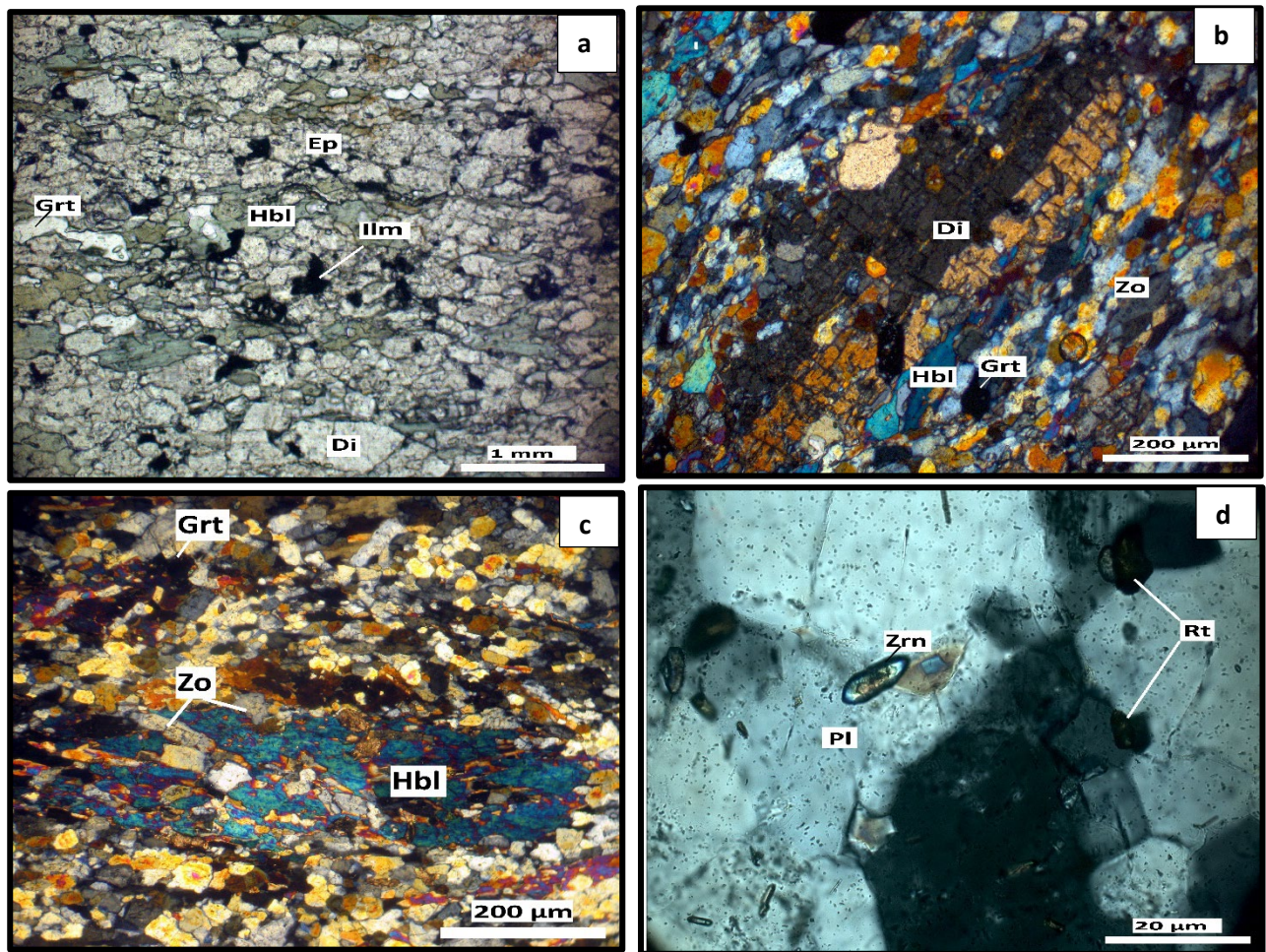


Figure 25: Microphotographies représentatives des calcosilicates de Bou-Maïza. a) Aspect général de la roche en LN. b) Cristal de diopside en LP maclé. c) Gros cristal d'hornblende en équilibre avec les zoisite en LP. d) Cristal de zircon en LP. Abréviation d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

Assemblage des minéraux métamorphiques des métapélites de Bou-Maïza

Les formations pélitiques sont représentées par des micaschistes à grain fin à microstructure porphyroblastique à grenat, staurotide et disthène.

Ces micaschistes présentent une déformation intense constitués par une alternance de lits de quartz et des lits micacés (muscovite et biotite), et montrent une association minéralogique à grenat avec petit plagioclase, disthène, staurotide, tourmaline, rutile prismatique et des minéraux opaques.

Tous les silicates d'alumine sont des blastes de forme de cristaux allongée sigmoïde ou isolés au sein d'amas micacés.

Au cœur des blastes des grenats et vers la portion interne, on observe de petits prismes automorphes de staurotide et des lamelles de mica blanc primaire. Des inclusions primaires de rutile prismatique sont également identifiées. Les cœurs de grenat présentent des reliques de schistosité interne soulignée par une pigmentation charbonneuse.

Les plus gros grenats présentent une zonation de croissance avec un cœur à inclusions de petites lamelles de mica blanc et à rares rutile, passant assez rapidement à une portion plus externe à inclusions de staurotide. Par endroit, la staurotide apparaît au cœur du grenat. Cette observation a été également signalée pour le même type de faciès (Hammor, 1992)

La foliation primaire est à biotite brune, en équilibre avec le plagioclase, elle est suivie d'une recristallisation de la biotite brun-pâle microscopique et de lamelles de chlorite statique tardive. De plus, on observe dans la foliation des veines hydrothermales remplies de carbonate (calcite) et séricite, quartz, grains de magnétite, le long desquelles la biotite a recristallisé en biotite vert-pâle ou en grandes lamelles de chlorite bleue de type pennine. La chloritisation affecte aussi une grande partie des grenats.

D'autres roches pélitiques sont très déformées et peuvent représentées de véritable mylonite montrant une paragenèse à Quartz, calcite, muscovite, grenat, chlorite, biotite + rutile.

La présence de la calcite inhabituelle dans ces faciès serait la conséquence d'un épisode hydrothermal avec la présence de fluides riche en calcium. Ce calcium pourrait être le résultat de la déstabilisation d'anciens phénocristaux de plagioclase ou bien à la présence de fluides chargés en calcium et de fer lors du lessivage des formations carbonatées affleurant dans la région de Bou-Maïza.

L'existence globale de rutile prismatique précoce inclus dans les minéraux métamorphiques des métapélites (grenat, plagioclase, disthène) est interprétée comme symptomatique des conditions de haute pression qui est égale ou supérieure à 8 kbar pour une température inférieure ou égale à 600°C (Xu et al 1994). La coexistence de la calcite et de la forstérite dans les marbres (Nemli et Bedroune, 1999) liés à la décomposition de la dolomie plaide pour une température de l'ordre de 595 à 680°C (Ferry et al, 2011). Ainsi les minéraux rétrogrades (chlorite, calcite, hématite et sulfures de fer) sont liés à des fractures fragiles et témoignent de la circulation de fluides à basse température.

Ce pendant les métapélites de Bou-Maïza ne sont pas soumis à des conditions de température plus élevée (pas de sillimanite), et ils n'ont pas non plus enregistré les conditions de basse pression (pas andalousite, aucune cordiérite).

2- Description pétrographique des formations Métabasiques de Bou-Maïza

Les affleurements de ces roches basiques dans la région sont très rares et médiocres.

Ces roches métabasiques sont les plus souvent des lentilles et des blocs sous forme d'amphibolites et de gabbro, encastrées dans les métapélites. Les échantillons de métagabbros employés dans ce travail sont représentés par les échantillons suivants : B42, B43, B44, B45, B46, Sb1, Sb2, Sb3, Sb4 BM1a, BM1b, BM2b, BM1c et BM3c, contre BM2a, BM4a, BM1c et BM3c

2-1 Les Métagabbros

Les métagabbros sont principalement composés par des amphiboles, plagioclases, épidotes et des minéraux accessoires comme le rutile et les minéraux opaques.

La plupart des minéraux sont des pseudomorphoses, les amphiboles polycristallines ont remplacé d'autres amphiboles ou pyroxène qui étaient magmatiques et plus calcique, ces amphiboles s'altèrent en actinote sur les bordures et en épidote+quartz dans leurs cœurs.

Les phénoblastes de plagioclases sont remplacés par des agrégats denses d'aiguilles de clinozoïsite et de prismes de zoïsite plus grands, disposés dans une mosaïque de plagioclase microcristallin secondaire (albite) suggérant la teneur élevée en calcium du plagioclase primaire, et dont la répartition des cristaux suggère que l'ancien plagioclase était plus calcique, Le calcium du plagioclase et le titane de l'amphibole libérés lors de la recristallisation expliquent probablement la cristallisation du sphène. De très rares cristaux et des reliques de clinopyroxène aux bords irréguliers ont été observées dans quelques échantillons.

1-Amphiboles

Les amphiboles sont de très loin les minéraux les plus abondants dans ces métagabbros et forment environ 40 % du volume total de la roche, elles sont représentées par l'actinote et la hornblende verte.

Les actinotes sont des prismes monocristallins, qui représentent l'ensemble des pseudomorphes du clinopyroxène et dessinent le sens de la schistosité. Certaines hornblendes vertes se rencontrent sous forme de section transversale losangiques avec ses deux clivages caractéristiques et dont la taille dépasse le 1 cm dans quelques échantillons, alors que d'autres se trouvent sous forme de cristaux métamorphiques aciculaires faiblement orientés. Ces amphiboles blastiques et porphyriques sont interprétées comme des reliques magmatiques des clinopyroxène qui sont installées dans une matrice d'amphiboles aciculaires vert foncé métamorphiques avec des caractéristiques optiques de la hornblende et d'actinote.

Une amphibole aciculaire de couleur vert-bleuâtre s'observe en inclusions également dans les plagioclases

2-Plagioclase

Les plagioclases sont très abondants (30 %) dans tous les échantillons, et ils se présentent sous deux aspects différents : soit en petits cristaux monocristallins equigranulaires, soit en phénoblastes poécilitiques, dont la taille peut atteindre 1cm de diamètre, avec des inclusions de quartz et de zoïsite dans un plan de macles polysynthétiques croisées.

Ces inclusions de zoïsite et de petites gouttelettes de quartz peuvent suggérer que les cœurs des plagioclases étaient plus calciques et peuvent représenter aussi le résultat des explosions métamorphiques de ces plagioclases.

La plupart des sites des anciens plagioclases magmatiques sont complètement recristallisés en une mosaïque de plagioclase secondaire en équilibre avec l'amphibole métamorphique.

3- Epidote :

De gros cristaux d'épidote dont la taille varie entre 0,1 mm à de 1 mm sont bien visibles avec leur couleur bleuâtre – jaunâtre très caractéristique en lumière polarisée. Ces épidotes sont presque toujours en équilibre avec les phénoblastes d'amphiboles et les plagioclases sous forme de zoïsite et clinozoïsite

4- Chlorite

La chlorite est rarement observée, elle se présente comme des fines paillettes allongées en équilibre avec les actinotes.

5- Clinopyroxène

Le clinopyroxène est rare, il n'a été observé que dans quelques échantillon (B42 et BM 1c) ou il occupe moins de 2 % du volume total de la roche. Il est représentés par une variété calcique de type diopside. Ces pyroxènes forment des cristaux trapus allongés et emballés par les actinotes dans le sens de la schistosité, ou des phénocristaux poécilitiques, environ 1mm, avec de l'épidotes et du quartz. On les trouve également le long des plans de clivages et sous forme de lisière au sein des amphiboles.

Ils montrent parfois une bordure réactionnelle qui se traduit par des amphiboles.

6-Quartz

Le quartz se montre comme des plages isolées dans les niveaux blanchâtres avec les plagioclases, ils sont xénomorphe et leurs tailles dépassent rarement les 400µm

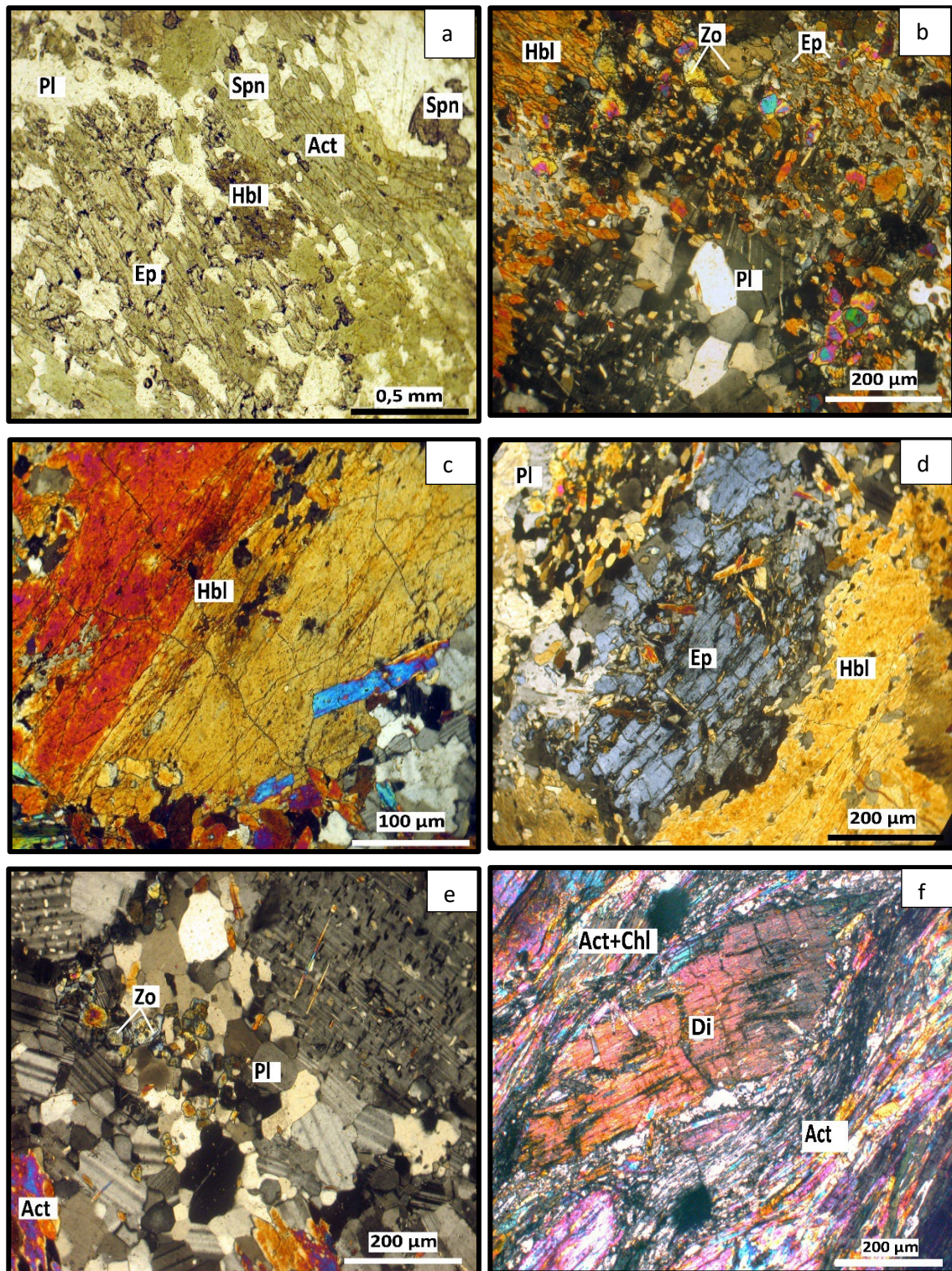


Figure 26: Microphotographies représentatives des lames minces des métagabbros de Bou-Maïza. a et b) Aspect général des métagabbros en LN et LP montrant la composition minéralogique des métagabbros. c) Cristal de hornblende montrant la macle d'amphibole en LP. d) Gros cristal d'épidote associé à la hornblende en LP. e) Différents aspects des cristaux de plagioclase avec la macle d'albite caractéristique en LP. f) Cristal de clinopyroxène. g) Rutile en équilibre avec l'ilménite. h) cristaux de zoïsite et de clinozoïsite associés aux amphiboles. i) Cristal de rutile dans les amphiboles. j) cristal de zircon. Abréviation d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

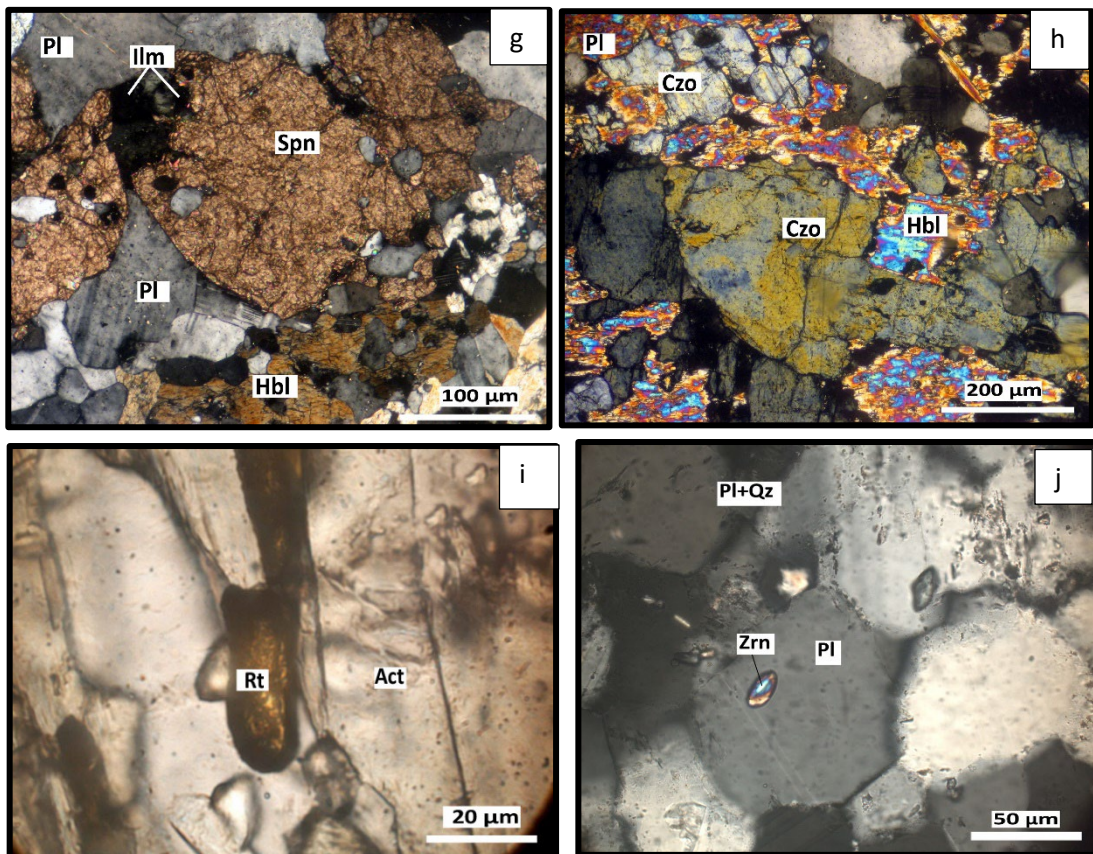


Figure 26 : Suite

7-Rutile

Le rutile se trouve toujours en inclusions dans les minéraux surtout dans les plagioclases et les amphiboles, ils forment des petits cristaux prismatiques de 50 à 100 µm. Dans quelques échantillons le rutile est en équilibre avec le sphène.

8- Sphène

Le sphène est peu répandu, il se présente comme des petits cristaux subautomorphe à xénomorphe de taille d'environ 0,05 à 0,5 mm, il est associé à la zoïsite et à l'amphibole.

9- Apatite

L'apatite s'exprime sous forme des cristaux xénomorphe dans les amphiboles.

10- Zircon

Des miniatures cristaux de zircon sont observés dans la plupart des métagabbros comme des petits grains subautomorphes, leurs tailles ne dépassent pas les 20 µm

11-Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont presque quasiabsents dans la plupart des échantillons étudiés, ils se manifestent comme des cristaux d'ilménite xénomorphe associés avec le

2-2 Les amphibolites

L'amphibolite présentent une grande variété de minéralogie et de microstructure à l'affleurement. Au microscope, elle présente une alternance des niveaux sombres et clairs qui soulignent le plan de schistosité, elle est composée d'amphibole, zoïsite, plagioclases, quartz, sphène, rutile, biotite, apatite, zircon et opaques. Les amphiboles sont sub-automorphe à xénomorphe, elles se présentent sous forme des minéraux aciculaires ou comme des blastes transversaux dans les lits sombres, cette amphibole présente de nombreuses inclusions de minéraux accessoires tels que le sphène, l'apatite et de rares zircons minuscules, la plupart des plagioclases sont des phénocristaux xénomorphe présentant ses macles caractéristiques, ils sont presque toujours en équilibre avec les épidotes, ces derniers qui semblent être le produit d'altération de ces plagioclases, se manifestent par des pistachites en manteau d'Arlequin (200-300 μm), ou par des zoïsite subautomorphes de teinte bleuâtre. Le sphène est peu abondant, il est inclus dans les amphiboles sous forme de prismes, le rutile est parfois en équilibre avec le sphène. Le quartz est peu exprimé, il est constamment associé avec les plagioclases en renfermant des petits cristaux automorphe d'apatite (< 1%). Dans quelques échantillons de ces amphibolites, le plagioclase est quasiment remplacé par l'épidote, ce type de roche est riche aussi en sphène (**Fig. 27**), avec la présence de des clastes de chromite

1- Amphibole

Les amphiboles sont omniprésents (plus de 60% du volume totale de la roche) dans tous les échantillons étudiés, elles sont représentées par l'actinote, tschermakite et hornblende bleu-vert. Les actinotes présentent 40-50% des amphiboles, elles apparaissent en gerbes plurimillimétriques allongées parfois flexueuses et enchevêtrées d'environ 0,5 mm, la Hornblende se trouve fréquemment en section transversale présentant les deux clivages typiques par contre la tschermakite est rares par rapport les deux types déjà-cités.

2- Epidote

L'épidote est très abondante, elle est concentrée surtout dans les lits blanchâtres en association avec les plagioclases, ou en petits cristaux isolés de zoïsite éparpillés dans la matrice. Les épidotes se présentent sous deux variétés de pistachite et de zoïsite (**Fig. 27 c,e**)

3- Rutile

Le rutile est toujours brunâtre et auréolé de sphène, sa taille avoisine les 100 μm , on le trouve souvent dans les cristaux d'amphiboles et de plagioclases

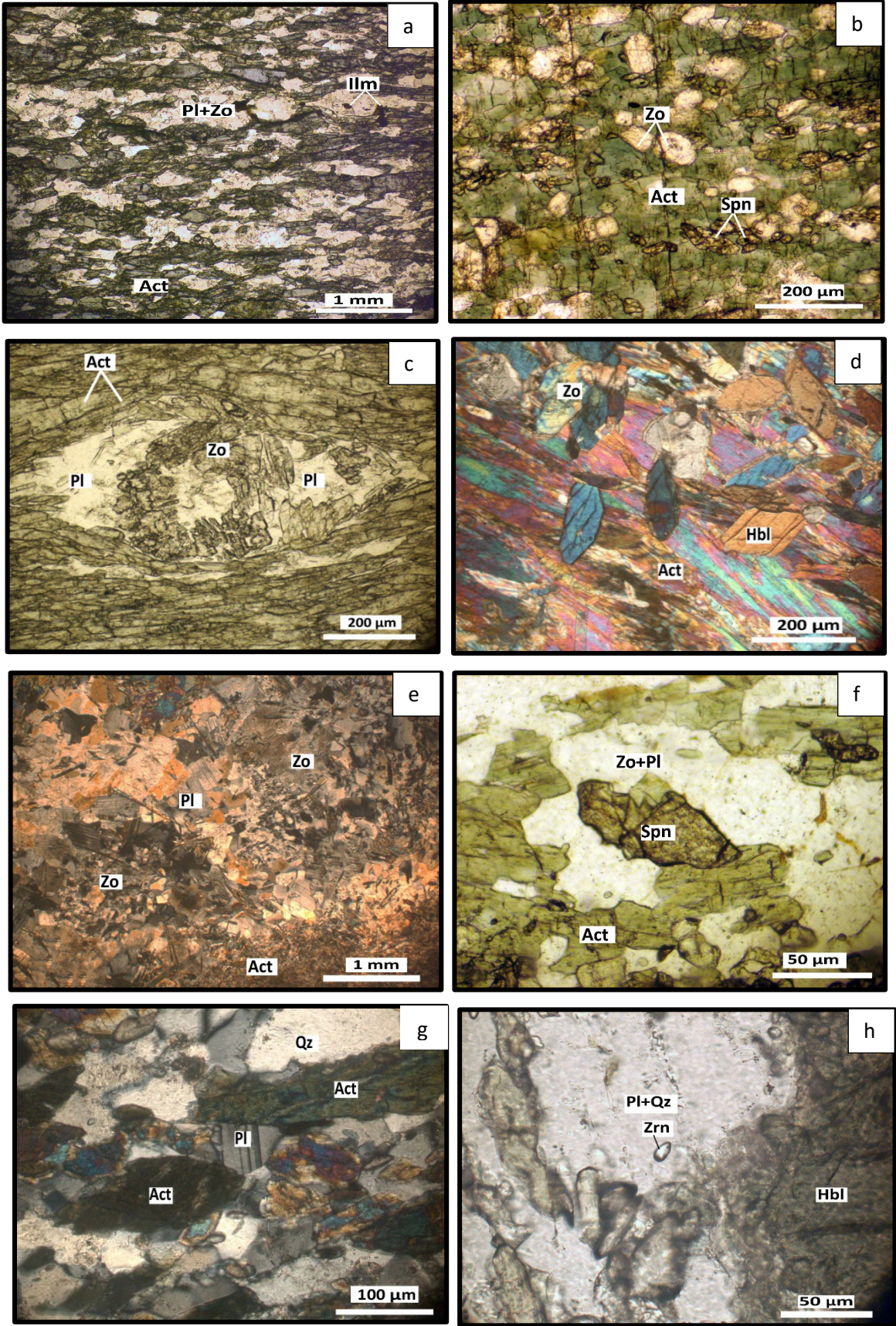


Figure 27: Microphotographies représentatives des lames minces des Amphibolites de Bou-Maïza. a et b) Aspect général des amphibolites en LN. c) Claste de plagioclase présentant un noyau riche en zoïsite indiquant une relique d'une zonation magmatique en LN. d) Cristaux d'actinote allongés et en section transversale en LP. e) Différents aspects des cristaux de plagioclase avec la macle d'albite caractéristique en LP. f) Cristal de sphène. g) Cristaux de zoïsite en manteau d'arlequin en équilibre avec les plagioclases. h) Cristal de zircon. Abréviations d'après Kretz, (1983). LN : lumière naturelle. LP Lumière polarisée

4- Plagioclase

Les plagioclases se présentent en petits cristaux subautomorphes associées aux zoïsites et quartz. Le plagioclase calcique magmatique aurait donc été entièrement par de la zoïsite plus abondante au cœur et par l'albite à la périphérie.

5- Sphène

Le sphène est assez abondant, et il se présente en petits cristaux ou en agrégats millimétriques avec des craquelures irrégulières. Il est automorphe à subautomorphe et sa taille ne dépassent pas les 300µm. (Fig. 27f)

6- Quartz

Il est moins abondant, il apparaît sous forme de petits cristaux xénomorphes à subautomorphe dans les lits ou dans les craquelures

7-La chlorite

La chlorite est presque toujours associée avec les amphiboles, elle se présente soit en paillette soit en lamelle, la plupart de ces chlorites présentent des caractéristiques magnésiennes

8-Biotite

La biotite est très rare, elle se présente en paillettes dans les microfissures d'environ 1 mm de taille ou en équilibre avec la chlorite. (Fig. 27b)

9- Zircon

Le zircon est rare par rapport aux autres minéraux, il se présente sous forme de petits cristaux subautomorphe de 20 µm.

10-Apatite

L'apatite est reconnaissable par son fort relief, et sa couleur transparente, on la trouve presque toujours dans le quartz

11-Les minéraux opaques

Ils apparaissent en cristaux xénomorphe plus ou moins anguleux pris dans la schistosité, ou dans les microfissures. Ces minéraux opaques sont en relation avec les amphiboles et la biotite

Assemblages minéralogiques et microstructures des roches metabasiques

Certaines amphibolites mylonitiques et ultramylonitiques peuvent dériver de protolithes gabbroïques à microgabbroïques. Cependant, la plupart des échantillons présentent des caractéristiques principales de niveaux lités sur une échelle millimétrique, liées à des abondances variables de minéraux felsiques (plagioclase, quartz et épidote et/ou zoïsite) et d'amphibole de composition d'hornblende.

La plupart des amphibolites à grain fin présentent une stratification cryptique d'échelle millimétrique à centimétrique presque parallèle aux limites lithologiques et à la foliation métamorphique.

Les métagabbros à grains grossiers contiennent des clastes d'amphiboles représentant des pseudomorphes d'amphiboles magmatiques bordées d'actinote. Le plagioclase métamorphique se situe dans la gamme oligoclases. L'amphibole et la chlorite magnésienne en équilibre avec la zoïsite sont les phases principales de nombreuses amphibolites, tandis que des blastes lamellaires de plagioclase sont présentes aussi dans d'autres amphibolites comme les schistes à actinote, trémolite ± chlorite ± talc. Des inclusions de rutile prismatique sont présentes presque dans tous les minéraux, mais du sphène d'origine magmatique possible est observée dans certains métagabbros à gros grains.

Dans les amphibolites et les métagabbros, les amphiboles représentent des blastes syn-cinématiques et ont des compositions d'actinote, tschermakite et d'hornblende. De rares biotites brun-pâle, parfois, en équilibre avec de la chlorite magnésienne sont présentes dans certaines amphibolites. Certaines amphibolites massives présentent le développement de veinules (un millimètre à quelques centimètres d'épaisseur) contenant plus de quatre-vingt pourcent (80% vol) du volume, de plagioclases sub-automorphes, environ dix pourcent (10% vol), de quartz et de rares biotite, pouvant représenter des ségrégations synmétamorphique extraites de métapélites adjacentes.

Les amphibolites communes à grains fins avec une granulométrie de 1 à 3 mm présentent un lit sédimentaire préservé (**Fig. 28a**). D'autres types contiennent des clastes de plagioclases polycristallins et monocristallins (**Fig. 28d**), tandis que certains lits contiennent de l'oligoclase recristallisé (**Fig. 28e,f**), montrant un noyau enrichi en zoïsite hérité de l'ancien phénocrystal de plagioclase zoné (**Fig. 28c**). La faible teneur en Na₂O des roches totales (1–2%) indique que l'ancien plagioclase magmatique était calcique.

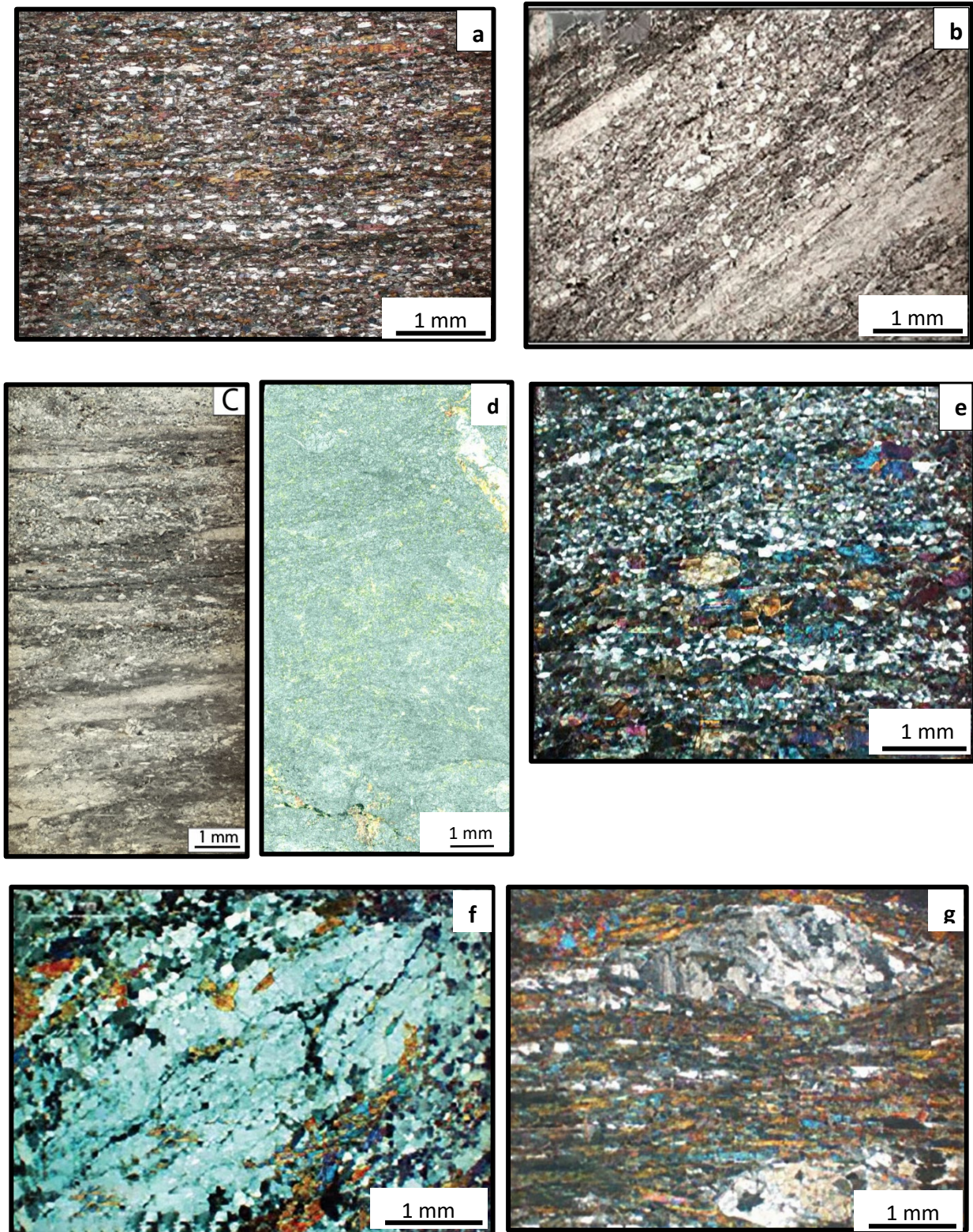


Figure 28: a et b) Amphibolite litée enrichie en quartz. c) litage d'actinolite avec une texture clastique fantôme recouverte par des aiguilles d'actinotes. d) Litharénite non triée contenant des clastes anguleux centimétriques de roches gabbroïques altérés. e) Amphibolite litée à grain fin contenant des phénoblastes de plagioclases. f) Phénoblaste polycristallin recristallisé. g) Détail d'un plagioclase polycristallin recristallisé.

Des laminations sédimentaires parallèles bien conservées apparaissent fréquemment sur les images de sections de carottes numérisées (**Fig. 17B**). Le litage à petite échelle correspond d'abord à de différentes compositions et granulométries (0,2 à 3 mm). Les passages verticaux d'un lit à l'autre, graduels ou non, sont considérés comme hérités du lit sédimentaire au moins dans la plupart des cas. Le litage oblique préservé, le litage gradué, les troncutures, microaffaissement, éléments de charge et d'injection qui ont échappé à l'aplatissement synmétamorphique (**Fig. 17A**) se révèlent dans les échantillons de grains les plus fins issus de l'alternance de métasiltites mafiques et de métagrauwacke mafique à grain fin (**Fig. 17D**). D'autres séquences en lames minces sont constituées d'une alternance de rubans blancs (quartz ± plagioclase ± clinzoïsite) et de lits mafiques contenant plus de 80% vol. d'amphiboles (**Fig. 17B**).

Les actinolites, qui constituent plus de 95 % d'actinote, se présentent à la fois sous forme de boudins et de bandes dans lesquelles une microstructure en rubans apparaît comme dans les amphibolites. La stratification est définie par différentes granulométries d'actinote et par l'abondance variable de chlorite magnésienne, de trémolite et de talc (**Fig. 28 b,c**). Les actinotes des actinolites massives contiennent une quantité importante d'inclusions prismatiques de rutile.

La coloration brune observée dans certains schistes à grains fins d'actinolite-trémolite ± talc (± ilménite, rutile et zircon) montre une transition graduelle vers les micaschistes et contient de la biotite brun pâle. Dans les bandes plus sombres, où l'amphibole est le minéral le plus abondant, la microstructure du ruban est révélée par des niveaux inférieurs à 1 mm qui sont enrichies en ilménite, sphène et rutile ($\leq 50-100 \mu\text{m}$). Un enrichissement significatif en sulfures de Fe (pyrrhotine) d'origine primaire probable est également observé le long de niveaux.

Les lits et les lentilles à structure de microbrèches représentent des litharénites à grains grossiers non triés contenant des clastes anguleux de matériau de nature gabbroïque (**Fig. 28g**) et basaltique, et qui sont encastrées dans une arénite mafique. Certains niveaux de schistes, à talc-trémolite-actinote sont dépourvus de plagioclase et donc de composition ultramafique, révèlent une texture clastique fantôme (**Fig. 28b,c**), en présence de clastes de chromite.

2- Chimie des phases minérales

2-1 Les Amphiboles

Les analyses in situ des éléments majeurs effectuées sur les minéraux sont présentées dans les Tableau 1a et 1b, et les caractéristiques les plus pertinentes sont présentées ci-dessus.

Les amphiboles des métagabbros montre une composition chimique globalement homogène, elles sont magnésiennes et présentent des teneurs en MgO entre 10,9% et 20,38%, SiO₂ (44,92-55,78%), FeO (4,70-14,79%), Al₂O₃ (2,03-13,02%), Cao (11,53-13,05%), Na₂O₃ (0,23-1,42%) et TiO₂ (0,03-0,54%). Cependant l'échantillon BM4a possède les concentrations les plus élevées en MgO (20,38) et en SiO₂ et les valeurs les plus bas en Al₂O₃, FeO et Na₂O₃. Pour les amphiboles d'amphibolites, les concentrations en MgO sont entre 10,23% et 20,57%, SiO₂ (41,67-56,26%), FeO (4,70-13,87%), Al₂O₃ (2,02-14,99%), Cao (10,23-13,01%), Na₂O₃ (0,22-1,55%) et TiO₂ (0,14-0,43%).

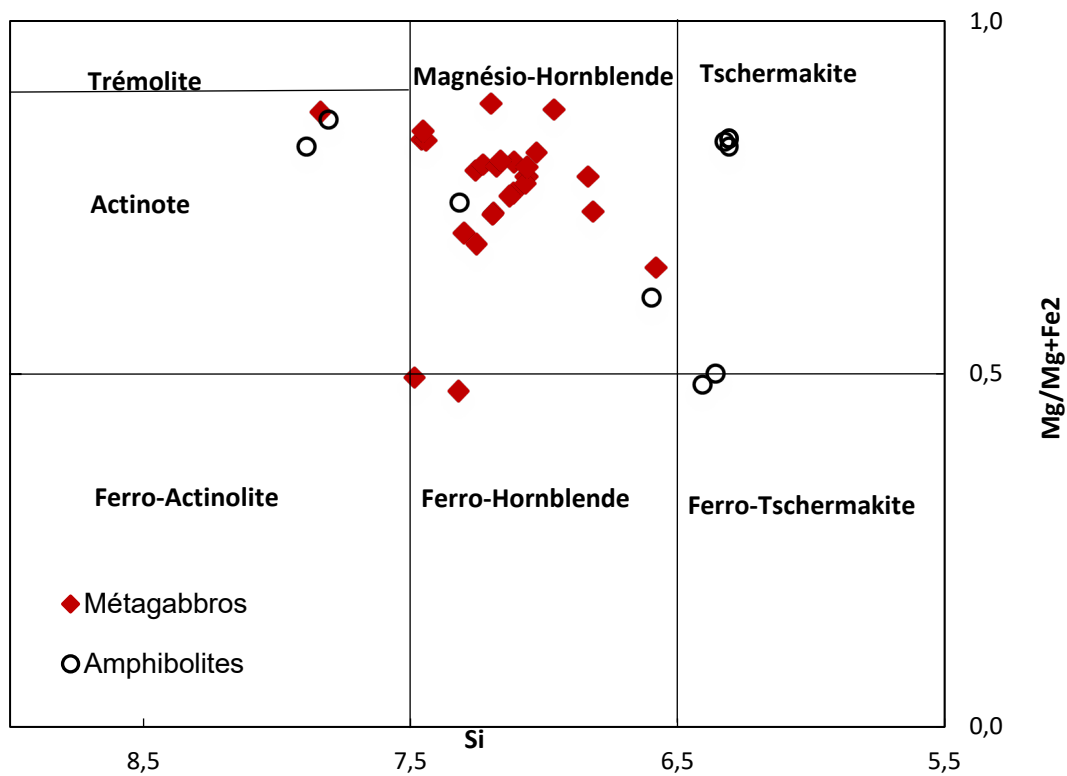


Figure 29 : Diagrammes discriminants Mg/(Mg + Fe²⁺) vs Si pour l'amphibole d'après Leake et al. (1997). Calculés en atomes par unité de formule. Pour l'amphibole calcique répondant aux critères suivants : CaB ≥ 1.50 ; (Na+ K)A < 0.50 ; CaA < 0.50.

Sur le diagramme discriminant $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs Si (Leake et al., 1997), la plupart de ces amphiboles se classent dans le domaine magnésio-hornblende avec deux amphiboles de l'échantillon BM1b qui se présente sous forme d'une actinote et une ferro-hornblende (**Fig. 29**).

En revanche, l'amphibole des amphibolites affiche une chimie très différente, elle est très variée et se situe dans les champs : actinote, magnésio-hornblende, tschermakite et ferro-tschermakite.

La projection de ces amphiboles de roches métabasiques de Bou-Maïza sur le diagramme Al^{VI} en fonction de Al^{IV} montrent que la majorité de ces points sont des amphiboles métamorphiques de haute pression, et que les amphiboles calciques magmatiques sont toujours présentes dans les amphibolites.

La hornblende magnésienne de tous les échantillons présente de faibles teneurs en K et Si associées à des teneurs élevées en Al^{IV} et des teneurs intermédiaires en Na.

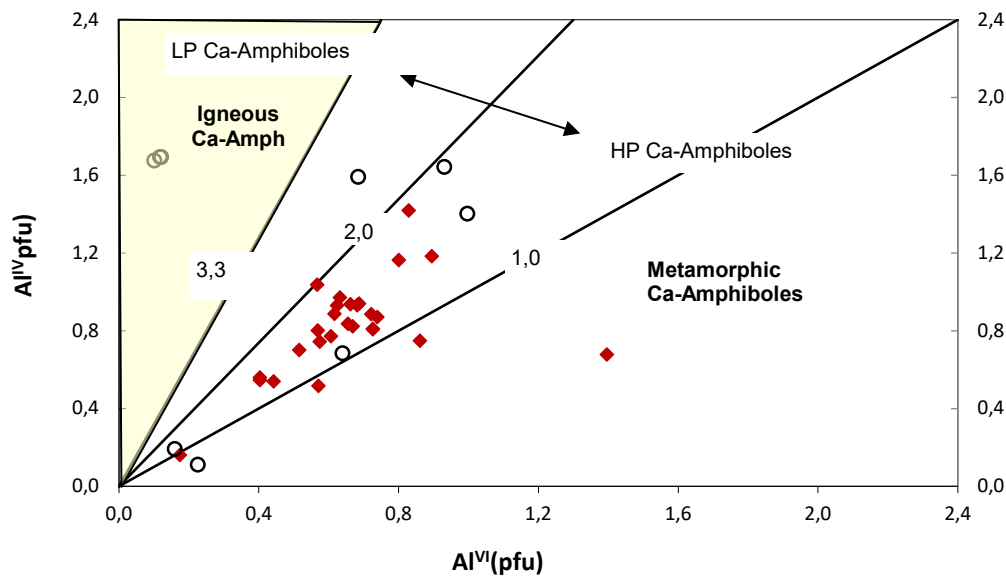


Figure 30 : Diagrammes binaires Al^{IV} en fonction Al^{VI} : les limites des amphiboles ainsi que les ratio Al^{IV}/Al^{VI} de Feet et Barnett, (1978). Même légende dans la figure 29

2-2 Plagioclases

Les plagioclases des métagabbros montrent des teneurs élevées en CaO par rapport à ceux des amphibolites et des concentrations plus basses en Na₂O. (Tableau 2b)

Le plagioclase présente une variation de composition en anorthite allant l'anorthite à sodique $An_{31-64}Ab_{66-36}Or_{0-0,5}$ pour les amphibolites et $An_{23-65}Ab_{77-35}Or_{0-2}$ pour les métagabbros.

Cependant les métagabbros possèdent des plagioclases plus sodiques par rapport à ceux des amphibolites, ils présentent une composition très variée allant de l'oligoclase à la labradorite. (Fig. 31)

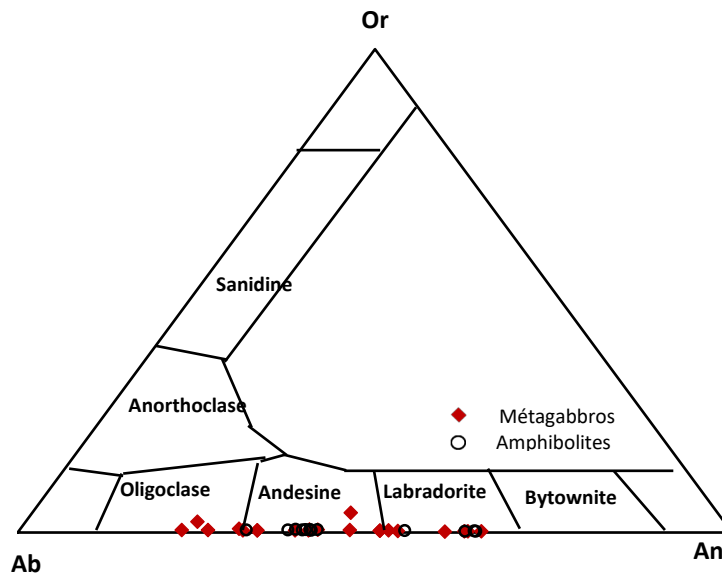


Figure 31 : Diagrammes ternaire d'Or (Orthose, Ab (Albite) et An (Anorthite) montrant la composition des plagioclases des metabasiques de Bou-Maïza. Même légende dans la figure 25

2-3 Thermométrie

L'estimations de la température a été obtenues sur l'amphibolite BM4a, et sur les échantillons BM2b et BM1a des métagabbros, en utilisant les analyses in situ des minéraux par éléments majeurs,

Le thermomètre à plagioclase-amphibole (Holland et Blundy, 1994) appliqué sur les roches de Bou-Maïza ont donné une estimation de température de 567 à 642°C ($\pm 50^\circ\text{C}$) pour les métagabbros et 615 à 677° ($\pm 50^\circ\text{C}$) pour l'amphibolite.

Cette estimation de température pour les deux types de roches est presque proche de celle déjà estimé par les assemblages minéralogiques décrit ci-dessus, c'est-à-dire entre 580 et 680°C.

Tableau 1a : Analyses microsonde (EMP) et formules structurales des amphiboles de Bou-Maïza											
Sample	Amphibolite										
	BM 4a					BM 2a					
SiO ₂	43,09	44,97	43,43	41,67	43,71	50,58	42,03	41,67	43,02	55,63	56,26
Al ₂ O ₃	14,80	13,87	13,51	10,16	13,18	7,15	10,24	10,16	10,26	2,02	2,15
CaO	11,73	11,93	11,72	11,10	11,68	11,67	11,21	11,10	10,23	13,01	12,99
Cl	1,73	-0,93	4,00	0,03	4,05	0,01	0,40	0,03	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,06	0,04	0,16	0,12	0,05	0,05	0,12	0,12	0,10	0,13	0,16
F	0,11	0,00	-0,05	0,18	-0,04	-0,14	0,19	0,18	0,16	-0,13	-0,10
FeO	13,85	13,47	13,19	12,19	12,98	11,07	12,37	12,19	13,20	4,70	4,87
K ₂ O	0,29	0,29	0,32	0,22	0,33	0,08	0,26	0,22	0,20	0,38	0,40
MgO	10,23	10,89	10,97	15,21	11,33	15,14	15,33	15,21	16,23	19,36	20,57
MnO	0,22	0,23	0,27	0,25	0,23	0,21	0,20	0,25	0,21	0,20	0,21
Na ₂ O	1,36	1,19	1,39	1,53	1,33	0,69	1,36	1,53	1,55	0,22	0,24
NiO	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,05
P ₂ O ₅	-0,03	-0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,02	0,02	0,01	0,12	-0,05	
TiO ₂	0,51	0,54	0,54	0,50	0,51	0,34	0,51	0,50	0,52	0,03	0,03
Total	97,97	97,44	99,54	93,19	99,42	96,98	94,23	93,19	95,85	95,55	97,77
Si	6,33	6,49	6,41	6,24	6,45	7,22	6,31	6,31	6,32	7,89	7,81
Al ^{IV}	1,67	1,51	1,59	1,76	1,55	0,78	1,69	1,69	1,68	0,11	0,19
Al ^{VI}	0,89	0,86	0,76	0,04	0,74	0,42	1,69	1,69	1,68	0,11	0,19
Ti	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,49	0,41	0,49	1,24	0,52	0,27	0,81	0,86	0,89	-0,32	-0,13
Cr	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	2,24	2,35	2,42	3,40	2,49	3,22	3,43	3,43	3,56	4,09	4,26
Fe ²⁺	1,31	1,31	1,23	0,37	1,17	1,13	0,74	0,68	0,73	0,88	0,69
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Ca	1,85	1,85	1,85	1,78	1,85	1,79	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Na	0,39	0,33	0,40	0,45	0,38	0,19	0,40	0,45	0,43	0,00	0,03
K	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,01	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07
Na+K	0,44	0,39	0,50	0,49	0,44	0,21	0,45	0,49	0,47	0,07	0,10
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,63	0,64	0,66	0,90	0,68	0,74	0,82	0,83	0,83	0,82	0,86

Chapitre IV- Pétrologie des formations métamorphiques de Bou-Maïza

Tableau 1b: Analyses microsonde (EMP) et formules structurales d'amphiboles des métagabbros de Bou-Maïza

Sample	BM 2b								BM 1a								BM 1b					BM 3c					
	SiO ₂	50,83	52,54	49,41	50,80	50,70	49,43	52,57	50,25	47,69	55,80	50,37	47,79	52,60	50,00	52,30	51,48	49,51	44,92	50,65	49,41	50,78	50,99	50,16	50,52	49,45	49,43
Al ₂ O ₃	7,83	5,87	9,66	8,21	9,19	6,09	5,76	7,71	12,33	2,03	8,13	11,65	5,69	8,97	12,57	9,69	9,62	13,02	9,70	9,56	9,19	8,99	9,36	9,70	9,66	9,56	9,01
CaO	12,84	12,80	12,39	12,80	12,21	11,54	13,05	12,38	11,75	12,89	12,81	12,44	12,99	12,76	12,46	12,66	12,73	12,39	12,39	12,39	12,21	12,80	12,55	13,02	13,00	12,49	12,90
Cl	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,31	0,01	0,00	0,01	0,01	-0,85	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,10	0,06	0,08	0,13	0,07	0,05	0,05	0,08	0,05	0,11	0,11	0,09	0,02	0,03	0,01	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08	0,07	0,13	0,70	0,08	0,09	0,09	0,13
F	-0,13	-0,24	-0,15	-0,15	-0,13	0,04	-0,15	0,00	0,09	-0,12	-0,24	-0,09	-0,13	-0,02	0,07	-0,04	0,13	-0,04	-0,15	-0,15	-0,13	-0,15	-0,04	-0,15	-0,15	-0,14	-0,15
FeO	7,12	6,49	7,27	6,99	7,29	14,79	6,72	6,92	6,81	4,70	6,08	6,51	6,02	6,76	6,94	6,52	6,56	12,04	7,27	7,27	7,29	7,00	7,32	7,39	7,26	7,26	6,99
K ₂ O	0,10	0,06	0,13	0,10	0,11	0,24	0,09	0,09	0,21	0,04	0,14	0,22	0,06	0,10	0,24	0,16	0,15	0,33	0,12	0,12	0,11	0,10	0,12	0,07	0,09	0,09	0,10
MgO	16,53	17,92	16,17	16,62	15,96	10,80	17,93	15,76	15,49	20,38	17,28	15,86	18,29	16,73	11,11	15,09	16,80	12,23	16,17	16,17	15,96	16,62	16,37	16,52	16,90	16,76	16,76
MnO	0,18	0,17	0,18	0,17	0,15	0,20	0,15	0,16	0,19	0,20	0,18	0,16	0,19	0,18	0,18	0,16	0,18	0,17	0,18	0,18	0,15	0,17	0,17	0,19	0,17	0,17	0,17
Na ₂ O	0,66	0,52	1,01	0,67	1,06	0,46	0,53	0,64	1,42	0,23	0,78	1,30	0,56	0,89	0,72	0,84	0,98	1,41	1,02	1,01	1,06	0,67	1,00	0,99	0,32	0,96	0,69
NiO	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05	0,03	0,01	0,01	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
P ₂ O ₅	-0,02	-0,02	-0,02	-0,05	-0,12	0,00	0,00	-0,05	-0,04	-0,04	-0,02	-0,04	-0,01	-0,03	-0,03	-0,01	-0,06	-0,02	-0,02	-0,02	-0,12	-0,05	-0,02	-0,02	-0,02	-0,12	-0,05
TiO ₂	0,26	0,17	0,33	0,26	0,30	0,19	0,14	0,25	0,29	0,03	0,24	0,43	0,17	0,30	0,40	0,34	0,31	0,42	0,26	0,33	0,33	0,26	0,25	0,34	0,34	0,22	0,27
Total	96,55	96,63	96,67	96,80	97,12	94,15	97,01	94,27	96,39	96,44	96,14	96,53	96,63	96,78	97,03	97,09	97,10	96,99	97,71	96,40	96,98	97,56	97,97	98,68	97,14	96,84	97,85
Si	7,20	7,40	6,99	7,17	7,13	7,46	7,38	7,28	6,76	7,81	7,14	6,78	7,40	7,06	7,39	7,29	6,97	6,58	7,13	7,07	7,19	7,18	7,07	7,06	6,96	7,03	7,16
Al ^{IV}	0,80	0,60	1,01	0,83	0,87	0,54	0,62	0,72	1,24	0,19	0,86	1,22	0,60	0,94	0,61	0,71	1,03	1,42	0,87	0,93	0,81	0,82	0,93	0,94	1,04	0,97	0,84
Al ^{VI}	0,51	0,37	0,60	0,53	0,65	0,55	0,34	0,60	0,82	0,15	0,49	0,73	0,34	0,55	1,49	0,91	0,57	1,42	0,87	0,93	0,81	0,82	0,93	0,94	1,04	0,97	0,84
Ti	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03
Fe ³⁺	0,20	0,19	0,30	0,23	0,23	0,02	0,23	0,14	0,36	0,05	0,24	0,26	0,22	0,26	-0,50	-0,36	0,28	0,04	-0,26	-0,10	-0,40	-0,08	-0,16	-0,03	0,35	0,05	-0,04
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	3,49	3,76	3,41	3,50	3,35	2,43	3,75	3,40	3,27	4,25	3,65	3,35	3,83	3,52	2,34	3,19	3,53	2,67	3,39	3,45	3,37	3,49	3,44	3,44	3,55	3,55	3,51
Fe ²⁺	0,69	0,62	0,61	0,64	0,68	1,96	0,61	0,75	0,50	0,53	0,52	0,56	0,53	0,59	1,37	1,18	0,53	1,43	1,12	0,97	1,27	0,90	1,03	0,90	0,51	0,81	0,86
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	1,95	1,93	1,88	1,93	1,84	1,87	1,96	1,92	1,78	1,93	1,95	1,89	1,96	1,93	1,89	1,92	1,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,18	0,14	0,28	0,18	0,29	0,13	0,14	0,18	0,39	0,06	0,21	0,36	0,15	0,24	0,20	0,23	0,27	0,40	0,20	0,25	0,18	0,16	0,23	0,26	0,09	0,26	0,18
K	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
(Na+K)A	0,20	0,15	0,30	0,20	0,31	0,18	0,16	0,20	0,43	0,07	0,24	0,40	0,16	0,26	0,24	0,26	0,29	0,46	0,22	0,27	0,20	0,18	0,25	0,27	0,10	0,28	0,20
Mg/(Mg+Fe ₂)	0,84	0,86	0,85	0,84	0,83	0,55	0,86	0,82	0,87	0,89	0,87	0,86	0,88	0,86	0,63	0,73	0,87	0,65	0,75	0,78	0,73	0,79	0,77	0,79	0,87	0,81	0,80

Tableau 2a : Analyses microsonde des plagioclases (EPM) et formules structurales des amphiboles de Bou-Maïza

Sample	BM 4b						BM 2a				
SiO2	59,59	59,73	60,07	60,32	60,51	61,94	59,07	57,66	57,96	57,24	57,26
TiO2	0,05	0,03	0,00	0,00	-0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	-0,01	-0,01
Al2O3	26,17	25,44	25,46	24,44	23,39	24,08	25,94	27,66	27,24	27,24	27,63
FeO	0,31	0,07	0,24	0,08	0,02	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05
MnO	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01
MgO	0,00	0,01	0,03	0,00	0,40	-0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
CaO	7,00	6,55	6,26	5,49	5,20	4,73	6,78	8,08	8,70	8,88	8,52
Na2O	7,70	7,89	7,75	8,41	8,78	8,83	7,99	7,03	6,96	6,80	6,99
K2O	0,07	0,06	0,11	0,08	0,36	0,07	0,08	0,10	0,09	0,09	0,09
Cr2O3	0,02	0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,01	0,01	0,00	0,00	-0,01	-0,01
Total	100,91	99,79	99,95	98,82	98,62	99,70	100,03	100,58	101,02	100,29	100,54
Si	10,71	10,59	10,25	9,63	9,60	9,92	11,02	10,67	10,69	10,63	10,62
Al	6,04	5,82	6,30	6,75	6,81	6,58	5,71	6,03	5,92	5,97	6,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	-0,00	-0,00	0,01	0,00	-0,00	-0,00	-0,00	-0,00
Fe2+	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	-0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,50	1,99	2,03	2,61	2,56	2,25	1,36	1,60	1,72	1,77	1,69
Na	2,37	2,29	1,88	1,56	1,72	1,98	2,89	2,52	2,49	2,45	2,51
K	0,01	0,16	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ab	60,99	51,63	47,92	37,39	40,15	46,65	67,77	60,82	58,85	57,81	59,44
An	38,63	44,85	51,71	62,40	59,68	53,07	31,81	38,64	40,66	41,69	40,07
Or	0,39	3,52	0,36	0,20	0,17	0,28	0,42	0,54	0,49	0,49	0,49

Chapitre IV- Pétrologie des formations métamorphiques de Bou-Maïza

Tableau 2b : Analyses microsonde des plagioclases (EPM) et formules structurales des métagabbros de Bou-Maïza

Sample	BM 2b					BM 1a					BM 1b					BM 3c						
SiO2	57,55	55,33	57,58	56,21	57,69	57,78	57,87	51,85	50,79	51,06	54,86	55,53	51,97	57,55	55,33	57,60	56,99	59,59	55,65	51,63	51,40	53,13
TiO2	-0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,32	0,02	0,02	0,24	-0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01
Al2O3	27,20	29,06	27,41	28,22	27,03	26,46	27,11	31,16	31,13	31,03	29,26	28,96	30,99	27,37	29,85	27,57	26,55	26,17	29,01	30,70	30,96	29,86
FeO	0,05	0,09	0,05	0,09	0,04	0,02	0,02	0,03	0,10	0,12	0,13	0,09	0,06	0,05	0,09	0,03	0,08	0,31	0,13	0,05	0,10	0,09
MnO	0,01	0,03	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	0,00	0,00	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,01	0,00
CaO	8,50	10,52	8,59	9,70	8,43	7,83	8,35	13,00	13,36	12,90	11,26	8,26	12,92	8,50	10,52	7,53	9,99	7,00	10,27	13,06	12,81	11,25
Na2O	6,82	5,65	6,57	6,18	6,80	7,12	6,99	4,29	4,13	4,02	5,26	6,56	4,19	6,82	5,65	6,57	6,35	7,70	5,26	4,33	4,76	5,47
K2O	0,09	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,03	0,03	0,04	0,06	0,07	0,04	0,09	0,06	0,06	0,66	0,07	0,06	0,04	0,03	0,05
Cr2O3	-0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	-0,03	-0,01	0,04	0,00	0,00	-0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	-0,03	0,04
Total	100,20	100,78	100,28	100,50	100,06	99,30	100,45	100,38	99,54	99,47	100,91	99,47	100,49	100,37	101,57	99,38	100,63	100,91	100,40	99,82	100,08	99,93
Si	10,68	10,20	10,65	10,40	10,71	11,00	11,14	9,48	11,16	11,36	11,48	11,55	10,82	10,72	9,60	9,50	9,53	10,10	10,37	9,61	10,66	10,12
Al	5,95	6,32	5,98	6,16	5,92	5,70	5,59	6,90	5,58	5,43	5,23	5,29	5,84	5,92	6,80	6,87	6,83	6,35	6,38	6,75	5,98	6,44
Ti	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	-0,00	0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	-0,00	0,00
Cr	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,00	0,00	-0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00	-0,00	-0,00	-0,00	0,01	0,00	-0,00	-0,00	0,00
Fe2+	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	-0,00	0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00	0,01	-0,00	0,11	-0,00	-0,00	0,00	-0,00	-0,00	-0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,69	2,08	1,70	1,92	1,68	1,39	1,31	2,66	1,25	1,11	1,06	0,95	1,57	1,66	2,58	2,68	2,58	2,22	1,65	2,56	1,69	2,06
Na	2,45	2,02	2,36	2,22	2,45	2,76	2,85	1,44	2,79	3,07	3,23	3,19	2,59	2,51	1,54	1,50	1,46	1,88	2,37	1,50	2,45	2,01
K	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Ab	58,90	49,13	57,77	53,32	59,11	66,29	68,31	35,01	68,68	73,16	73,85	76,82	61,92	59,95	37,30	35,77	35,99	45,66	58,72	36,87	58,90	49,13
An	40,61	50,53	41,76	46,24	40,50	33,33	31,32	64,78	30,68	26,39	24,17	22,77	37,62	39,61	62,50	64,03	63,76	54,01	40,88	62,92	40,61	50,53
Or	0,49	0,34	0,48	0,44	0,39	0,39	0,37	0,20	0,64	0,45	1,98	0,41	0,45	0,44	0,20	0,19	0,25	0,34	0,40	0,21	0,49	0,34

Conclusion

L'assemblage minéral syn-cinématique des micaschistes et des quartzites comprend du mica blanc, du quartz, du plagioclase rare, du grenat, du disthène, de la staurotide et de la biotite tardive. Les formations métagabbroïques du massif de Bou-Maïza présentent une paragenèse à amphibole, plagioclase, zoïsite \pm rutilite \pm sphène \pm pyroxène et très peu de quartz réactionnel, alors que les amphibolites montrent un assemblage minéralogique d'amphibole, zoïsite, plagioclases \pm quartz \pm rutilite \pm sphène.

Dans les roches métapelitiques, le disthène est fréquemment en équilibre avec la staurotide. Les inclusions précoces de rutilite prismatique et d'ilménite représentent les phases métamorphiques contenant du titane dans la matrice et sont également blindées dans le grenat, le disthène et de la staurotide.

Des chloritoïdes aciculaires progrades ont été observés dans certains noyaux de grenat tandis que les petits cristaux de staurotide se produit vers leurs bordures.

La préservation d'un lit sédimentaire fantôme à l'échelle millimétrique dans les silicates d'aluminium plaide pour une seule étape de métamorphisme régional prograde ayant affecté les pélites alumineuses, comme observé dans l'ensemble du Massif de l'Edough (Caby et al, 2001).

Dans les amphibolites et les métagabbros, les amphiboles représentent des blastes syn-cinématiques et ont des compositions de tschermakite et d'hornblende. De rares biotites brun-pâle en équilibre avec de la chlorite magnésienne sont présentes dans certaines amphibolites. Les métagabbros à grains grossiers contiennent des clastes d'amphiboles représentant des pseudomorphes d'amphiboles magmatiques bordées d'actinote. Le plagioclase métamorphique se situe dans la gamme oligoclases

L'amphibole et la chlorite magnésienne en équilibre avec la zoïsite sont les phases principales de nombreuses amphibolites, tandis que des blastes lamellaires de plagioclase sont présentes aussi dans les schistes actinolite trémolite \pm chlorite \pm talc. Des inclusions de rutilite prismatique sont présentes dans tous les minéraux, mais du sphène d'origine magmatique possible est observée dans certains métagabbros à gros grains. Certaines amphibolites massives présentent le développement de veinules (un millimètre à quelques centimètres d'épaisseur) contenant plus de quatre-vingt pourcent (80% vol) du volume, de plagioclases sub-automorphes, environ dix pourcent (10% vol) de quartz et de rares biotite, pouvant représenter des ségrégations synmétamorphiques extraites de métapélites adjacentes.

Les conditions de métamorphisme sont donc apparemment similaires pour tous les types de roches.

La présence globale de rutile prismatique précoce inclus dans les minéraux métamorphiques des métapelites (grenat, plagioclase, disthène) est interprétée comme symptomatique des conditions de haute pression qui est égale ou supérieure à 8 kbar pour une température inférieure ou égale à 600°C (Xu et al 1994). La coexistence de la calcite et de la forstérite dans les marbres lités à la décomposition de la dolomie plaide pour une température de l'ordre de 595 à 680°C (Ferry et al, 2011). Les minéraux rétrogrades (chlorite de Fe, calcite, hématite et sulfures de Fe) sont liés à des fractures fragiles et témoignent de la circulation de fluides à basse température.

L'estimation de la température par la méthode (Holland et Blundy, 1994) a donné une température de 567 à 642°C ($\pm 50^\circ\text{C}$) pour les métagabbros et 615 à 677° ($\pm 50^\circ\text{C}$) pour l'amphibolite.

**Chapitre V- Géochimie
et géochimie isotopique**

1- Introduction

A travers l'étude des comportements des éléments chimiques, la géochimie serait un outil très puissant qui permet de comprendre et de caractériser les différents processus géologiques (cristallisations fractionnée, fusion partielle etc.), et de déterminer la nature des réservoirs impliqués dans la genèse des roches. La distribution de ces éléments dans les minéraux et les roches lors de ces différents processus se fait d'une façon logique guidé par leurs propriétés et affinités (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. 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). Les MORB (Mid Ocean Ridge Basalt, basaltes de ride médio-océanique) présenteront, quant à eux, des profils en élément en trace plats.

La composition chimique d'une roche résulte donc de la nature et de la composition des réservoirs sources impliqués 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.

La géochimie isotopique possède l'avantage que 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 différents réservoirs.

2- Présentation des résultats

Vingt échantillons de roches métamorphiques de Bou-Maïza (14 échantillons de métagabbros, 4 d'amphibolites et 2 des roches métasédimentaires) ont été sélectionnés pour des analyses géochimiques, et la plupart ont été analysés pour les éléments traces et les isotopes. Parmi ces vingt roches, seuls seize ont été sélectionnés comme étant les plus représentatifs et ont été analysés en

éléments majeurs (Sb1, SB2, SB3 et SB4 ont été exclus). Les rapports isotopiques de Strontium ont été mesuré que pour les échantillons allant de BM40 à BM46, et ceux du hafnium pour les BM1a au BM3d. Les échantillons métabasiques B40, B41, B42, B43, B44, B45, b46, SB1, SB2, SB3 et SB4 ont été publié en 2014 (Bosch et al., 2014), tandis que BM1a, BM1b, BM1c, BM2a, BM2b, BM3a, BM3c, BM3d et BM4a en 2017 (Mechati et al., 2017). Les B40 et B41 sont des métasédiments et ont été étudiés à des fins de comparaison et de discussion.

Ce travail apporte pour la première fois des données géochimiques sur la région de Bou-Maïza

3- Nomenclature des roches basiques

Pour classer les roches métabasiques et déterminer leurs nomenclatures et leur nature, un diagramme de classification Alkali-silice total (TAS) et autre AFM ont été utilisé (**Fig. 32**). Sur le diagramme de TAS, tous les échantillons se rapportent dans lignée de la série sub-alkaline, et se situent dans le domaine des basaltes à l'exception les échantillons gabbroïques B42, B43 et B44 ou ils se projettent dans le domaine des basaltes andésitiques.

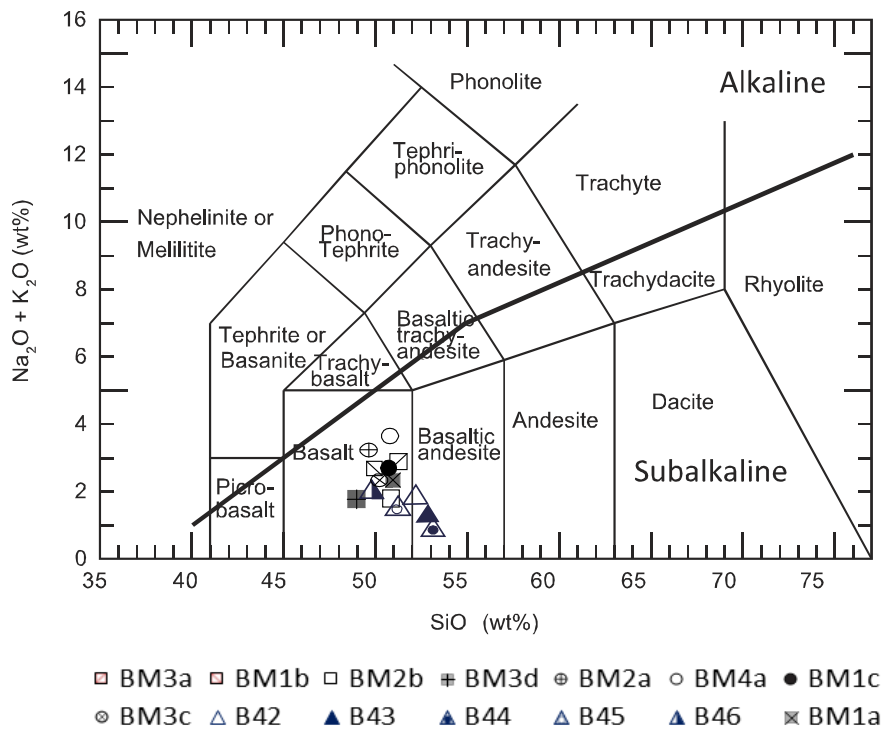


Figure 32 : Diagramme Alcalins totaux vs SiO₂ (TAS) de Middlemost (1994), montrant la position des métabasiques de Bou-Maïza. Symboles : métagabbros (carrés+ triangles), amphibolites (cercles)

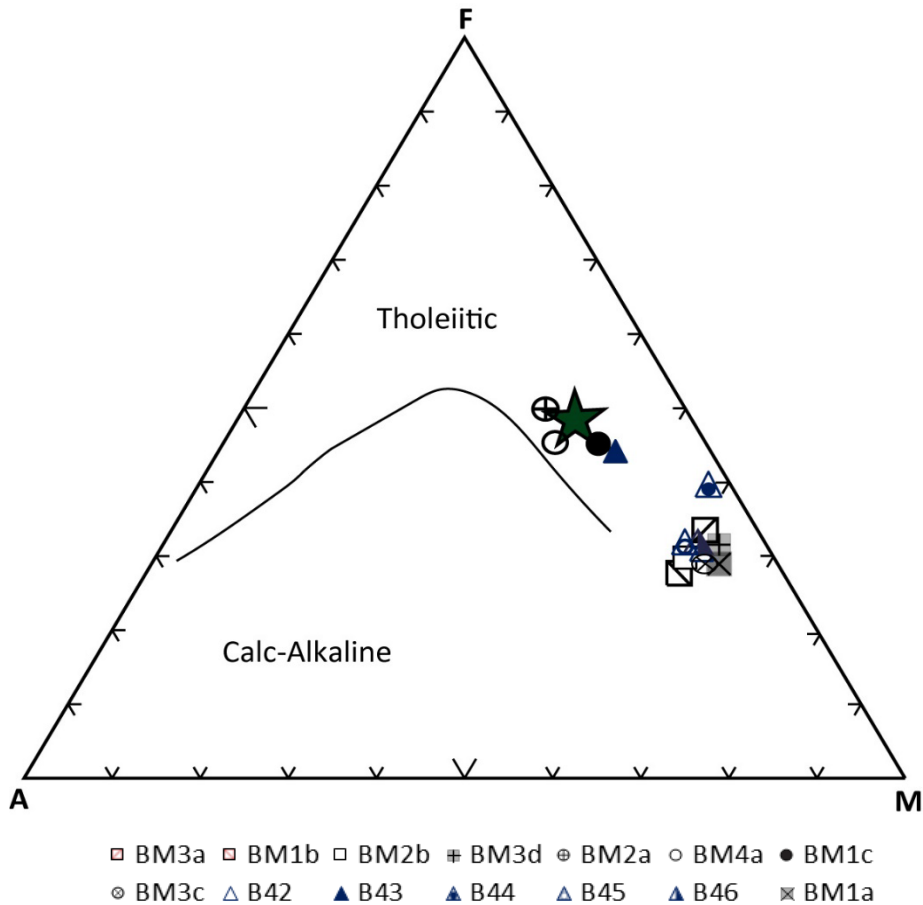


Figure 33 : Diagramme AFM (A : $\text{Na}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$, F : $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, M : MgO) montrant les tendances tholéiitique et calco-alcalins. La moyenne N-MORB est tirée de Humphris et al. (1985).

Dans le diagramme AFM (**Fig. 33**), les échantillons de Bou-Maïza se situent dans le domaine tholéiitique. Trois échantillons d’amphibolites (BM2a, BM4a et BM1c) et un échantillon de métagabbros se placent près du champ des basaltes des dorsales medio-océaniques-normaux (N-MORB).

4- Comportement des éléments majeurs et en traces

4.1 les éléments majeurs

La perte de feu des roches métabasiques de Bou-Maïza est faible, elle varie de 0,87 % à 2,48 %, ce qui reflète le faible degré d'altération des roches étudiées (**Tableau 3**).

Les échantillons présentent une composition chimique bien définie en éléments majeurs, ils ont des faibles teneurs en SiO_2 ($\text{SiO}_2 = 47,24-53,28$ % en poids), en TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 0,14-0,54$ % pour les métagabbros et de 1,38 à 1,92 % pour les amphibolites) et en totale $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 0,61$ à $3,69$ % en poids), qui sont associées à des quantités élevées en MgO ($\text{MgO} = 6,3- 11,78$ % en poids) et en Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,8-21,97$ en poids). Cependant les métagabbros possèdent les teneurs les plus élevées des deux oxydes ($\text{MgO} = 7,77-11,78$ % en poids ; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,65-21,97$ en poids).

Les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 3,75 % et 10,66 % avec de grandes valeurs pour les amphibolites.

Les concentrations en CaO sont plus élevées dans les métagabbros (10,38-13,40% en poids), contre les amphibolites (9,38-12,0 % en poids).

Les faibles teneurs en Na_2O et en K_2O indiquent le non ajout de ces éléments mobiles au cours du métamorphisme.

Toutes ces caractéristiques indiquent une composition en éléments majeurs relativement homogène et en accord avec la nature mafique révélée lors des observations en lames minces.

Les teneurs élevées en Al_2O_3 , CaO , MgO et Fe_2O_3 , s'expriment dans les échantillons étudiés par la présence des plagioclases, épidotes, et les minéraux ferromagnésiens (exemple : Amphibole).

Les échantillons montrent une large gamme de valeurs Mg\# ($\text{Mg\#} = 54-82$), où les compositions les plus évoluées (Mg\# plus faible) ont des teneurs les plus élevées en terres rares ($\Sigma\text{REE} = 4-64$ ppm ; **Fig. 34**), ce qui indique que les enrichissements en terres rares sont probablement le résultat d'une cristallisation fractionnée plutôt que de degrés variables de fusion partielle. Toutefois les amphibolites possèdent les teneurs en terres rares les plus élevées et des concentrations en Mg\# les plus basses.

Chapitre V- Géochimie et géochimie isotopique

Tableau 3 : Analyses sur la roche totale des éléments majeurs et en traces des roches métabasiques de Bou-Maïza
Pf : perte au feu. Mg# = 100xMg cations/(Fe+Mg)

Sample	BM 1a	BM3a	BM1b	BM2b	BM3d	BM 2a	BM 4a	BM 1c	BM 3c	B40	B41	B42	B43	B44	B45	B46	SB1	SB2	SB3	SB4	
Major elements (%wt)	SiO ₂	49,95	50,27	49,20	49,18	47,24	48,03	49,01	49,17	48,97	59,82	41,57	53,05	52,12	53,28	49,55	51,54				
	Al ₂ O ₃	2,502	17,44	21,97	16,99	16,65	15,89	16,03	14,80	15,79	21,8	21,82	19,12	16,88	19,41	17,67	16,82				
	Fe ₂ O ₃	5,04	5,34	3,75	5,48	6,34	10,66	10,01	10,52	5,09	1,98	8,72	4,51	7,92	6,12	5,92	6,23				
	MnO	0,13	0,13	0,07	0,11	0,15	0,21	0,16	0,18	0,11	0,04	0,31	0,09	0,14	0,11	0,1	0,11				
	MgO	10,75	10,70	7,77	10,09	11,63	6,30	7,36	8,94	11,78	2,03	2,81	7,96	7,67	8,33	11,7	10,79				
	CaO	12,68	11,50	13,40	13,27	12,83	11,75	9,38	9,87	12,00	6,57	20,64	12,06	10,93	10,38	10,89	11,03				
	Na ₂ O	2,06	2,66	2,52	1,70	1,60	2,98	3,38	2,40	2,08	4,11	0,05	1,13	1,83	0,56	2,01	1,53				
	K ₂ O	0,18	0,17	0,15	0,13	0,20	0,26	0,30	0,19	0,14	0,14	0,07	0,06	0,05	0,05	0,24	0,16				
	TiO ₂	0,36	0,33	0,14	0,33	0,19	1,92	1,55	1,52	1,38	1,09	0,71	0,25	0,54	0,46	0,17	0,28				
	Ti ppm	3560	1966	839	1966	1133	11511	9292	9131	8267	6540	4260	1500	3240	2760	1020	1680				
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,29	0,12	0,28	0,10	0,32	0,05	0,21	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05					
PF	1,98	1,62	1,54	2,48	2,42	1,31	2,26	1,52	1,96	0,87	1,73	1,34	0,92	1,22	1,55	1,19					
Total	100,47	100,16	100,51	99,75	99,33	99,41	99,71	99,21	99,60	98,45	98,64	99,57	98,95	99,97	99,85	99,68					
Mg#	80,86	79,87	80,40	78,50	78,95	53,94	59,31	62,74	82,11	67,2	39,2	77,9	66	73,1	79,8	77,6					
Trace elements (ppm)																					
Rb	2,502	3,110	2,378	2,954	1,967	2,606	5,728	1,395	1,308	8,77	0,68	5,49	2,15	5,02	2,52	1106	6,84	3,42	11,77	14,27	
Sr	327,143	191,82	332,31	143,55	186,78	260,29	276,66	163,33	230,40	353,7	621,7	241,7	183,1	937	212,9	199,4	146,02	182,56	269,60	184,84	
Y	10,657	9,57	2,63	11,17	4,75	42,97	31,23	36,17	30,64	23,3	38,81	10,52	15,02	15,82	6,27	9,5	10,18	28,18	12,78	22,74	
Zr	3,436	2,88	1,57	3,28	2,99	15,30	19,16	17,27	12,38	9,5	33,79	3,7	10,83	8,3	4,31	3,43	4,39	8,95	4,35	6,28	
Nb	0,059	0,04	0,03	0,04	0,06	5,08	4,58	2,87	1,46	20,76	17,83	0,46	1,6	0,83	0,34	0,38	0,07	1,36	0,05	1,01	
Cs	3,864	3,60	1,11	1,74	4,84	0,93	3,58	2,61	2,45	0,37	0,109	0,31	0,079	0,53	0,24	0,085	0,70	0,23	0,62	3,26	
Ba	24,698	13,18	43,36	27,80	24,15	18,06	27,07	11,73	35,87	72,75	13,05	42,3	46,52	52,19	9,88	6,6	54,59	28,49	44,74	39,83	
La	0,329	0,39	0,19	0,31	0,43	5,49	4,54	3,27	2,79	42,38	52,9	0,49	2,19	0,84	0,6	0,23	0,40	2,22	0,32	1,93	
Ce	1,113	1,34	0,58	1,01	1,25	14,71	12,89	9,93	9,74	90,16	112,35	1,14	4,9	2,3	1,48	0,89	1,37	7,38	1,19	6,09	
Pr	0,278	0,28	0,10	0,25	0,22	2,49	1,98	1,69	1,65	9,09	11,53	0,26	0,85	0,49	0,22	0,21	0,27	1,29	0,26	1,08	
Nd	1,887	1,86	0,62	1,76	1,25	13,40	10,28	9,52	8,88	34,31	43,68	1,63	4,62	3,07	1,24	1,54	1,84	7,70	1,93	6,42	

Chapitre V- Géochimie et géochimie isotopique

Sm	0,849	0,77	0,24	0,82	0,45	4,12	3,13	3,23	2,82	6,25	8,27	0,75	1,49	1,28	0,51	0,75	0,79	2,61	0,88	2,13
Eu	0,501	0,38	0,69	0,54	0,45	1,48	1,18	1,12	0,91	1,16	2,04	0,56	0,62	0,69	0,57	0,49	0,45	1,04	0,56	0,89
Gd	1,437	1,25	0,37	1,43	0,67	5,57	4,09	4,51	3,85	5,22	7,2	1,3	2,09	2,08	0,82	1,26	1,35	3,86	1,59	3,08
Tb	0,254	0,23	0,07	0,25	0,12	0,93	0,68	0,80	0,67	0,76	1,08	0,25	0,38	0,38	0,16	0,24	0,24	0,66	0,29	0,54
Dy	1,828	1,60	0,46	1,79	0,81	6,42	4,75	5,56	4,72	4,41	6,45	1,76	2,6	2,68	1,09	1,67	1,72	4,63	2,11	3,65
Ho	0,372	0,32	0,09	0,37	0,17	1,31	0,95	1,13	0,97	0,8	1,2	0,36	0,53	0,55	0,22	0,34	0,36	0,93	0,44	0,75
Er	1,107	0,97	0,28	1,11	0,48	3,94	2,86	3,48	2,90	2,19	3,44	1,04	1,51	1,56	0,63	0,96	1,03	2,69	1,25	2,15
Tm	0,151	0,13	0,04	0,15	0,07	0,55	0,40	0,50	0,41	0,3	0,48	0,14	0,21	0,22	0,089	0,13	0,14	0,38	0,18	0,31
Yb	0,863	0,78	0,23	0,84	0,40	3,16	2,27	2,79	2,39	1,89	3,08	0,92	1,37	1,36	0,57	0,85	0,88	2,31	1,08	1,89
Lu	0,151	0,14	0,04	0,15	0,07	0,54	0,38	0,48	0,40	0,297	0,48	0,15	0,21	0,21	0,089	0,13	0,14	0,37	0,17	0,30
Hf	0,279	0,22	0,10	0,25	0,18	0,90	0,72	0,65	0,60	0,35	1,01	0,24	0,47	0,49	0,21	0,26	0,20	0,38	0,21	0,40
Ta	0,057	0,03	0,04	0,04	0,02	0,31	0,37	0,29	0,15	2,87	3,56	0,95	1,48	1,31	0,66	1,04	0,04	0,13	0,02	0,29
Pb	2,145	0,91	2,54	2,26	4,72	3,99	4,71	7,51	1,58	8,99	11,76	1,02	2,09	5,64	0,64	0,55	0,71	0,39	1,18	1,73
Th	0,005	0,00	0,01	0,00	0,00	0,30	0,28	0,19	0,09	13,6	12,4	0,01	0,074	0,008	0,013	0,0031	0,01	0,06	0,00	0,05
U	0,002	0,01	0,00	0,00	0,01	0,20	0,15	0,22	0,03	0,87	1,61	0,011	0,052	0,092	0,032	0,0025	0,00	0,06	0,01	0,06
Sc	57,97	45,77	16,41	49,39	23,76	41,48	38,07	35,43	42,20											
ΣPEE	11,12	10,45	4,01	10,77	6,83	64,11	50,38	48,02	43,10	199,2	254,2	10,7	23,6	17,7	8,3	9,7	11,0	38,1	12,3	31,2
Ti/Eu	7108	5172	1219	3671	2540	7768	7857	8174	9087	5649	2092	2700	5184	4006	1793	3411				
La/YbN	0,26	0,335	0,559	0,245	0,726	1,168	1,343	0,786	0,783	16,090	12,340	0,380	1,150	0,440	0,760	0,190	0,320	0,690	0,210	0,730
La/SmN	0,25	0,327	0,519	0,243	0,629	0,864	0,941	0,656	0,640	4,380	4,130	0,420	0,950	0,420	0,770	0,200	0,330	0,550	0,240	0,590
Ce/YbN	0,34	0,448	0,661	0,311	0,813	1,213	1,480	0,925	1,061	13,260	10,150	0,350	0,990	0,470	0,730	0,290	0,430	0,890	0,310	0,890
Gd/YbN	1,34	1,292	1,313	1,361	1,380	1,486	1,536	1,345	1,354	2,240	1,900	1,140	1,230	1,240	1,170	1,200	1,240	1,350	1,190	1,320
La/Yb	0,38	0,500	0,837	0,366	1,085	1,741	2,001	1,172	1,167	22,423	17,200	0,530	1,600	0,620	1,060	0,270	0,450	0,960	0,300	1,020
Ce/Pb	0,519	1,473	0,230	0,446	0,264	3,688	2,735	1,323	6,165	10,029	9,554	1,118	2,344	0,408	2,313	1,618	1,918	18,837	1,011	3,519
Th/Yb	0,01	0,006	0,025	0,005	0,012	0,095	0,123	0,067	0,038	7,210	4,020	0,011	0,054	0,006	0,023	0,004	0,009	0,027	0,004	0,026
Nb/Yb	0,07	0,047	0,128	0,050	0,151	0,950	2,020	1,028	0,610	10,990	5,800	0,500	1,160	0,610	0,590	0,450	0,078	0,590	0,046	0,530
Eu/Eu*	1,39	1,190	7,060	1,510	2,490	0,950	1,010	0,890	0,840	0,590	0,770	1,660	1,060	1,260	2,630	1,510	2,510	3,510	4,510	5,510
Ba/Yb	28,62	16,909	188,959	33,056	60,481	5,724	11,944	4,199	15,013	38,500	4,240	45,940	33,940	38,490	17,490	7,810	61,710	12,310	41,290	21,040
Th/Nd	0,003	0,002	0,009	0,002	0,004	0,022	0,027	0,020	0,010	0,400	0,280	0,006	0,016	0,003	0,010	0,002	0,004	0,008	0,002	0,008

Pour les roches métasédimentaires, le gneiss leucocrate BM40 présente des teneurs élevées en SiO₂ (59,8 % en poids) et en Al₂O₃ (21,8 % en poids), avec de très faibles quantités de Fe₂O₃ et de MgO (~2,0 % en poids). Le schiste calcosilicaté BM41 quant à lui, il présente une très faible teneur en SiO₂ (41,6 % en poids) associée à des teneurs très élevées en CaO et Al₂O₃ (20,6 et 21,8 % en poids, respectivement).

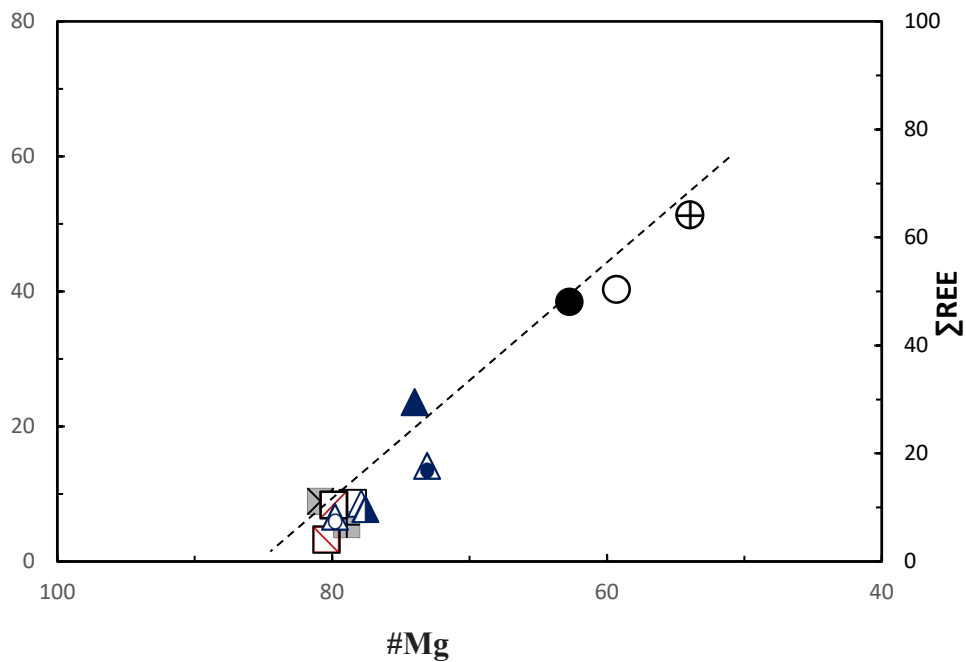


Figure 34 : Diagramme de ΣREE en fonction de Mg# montrant une corrélation négative

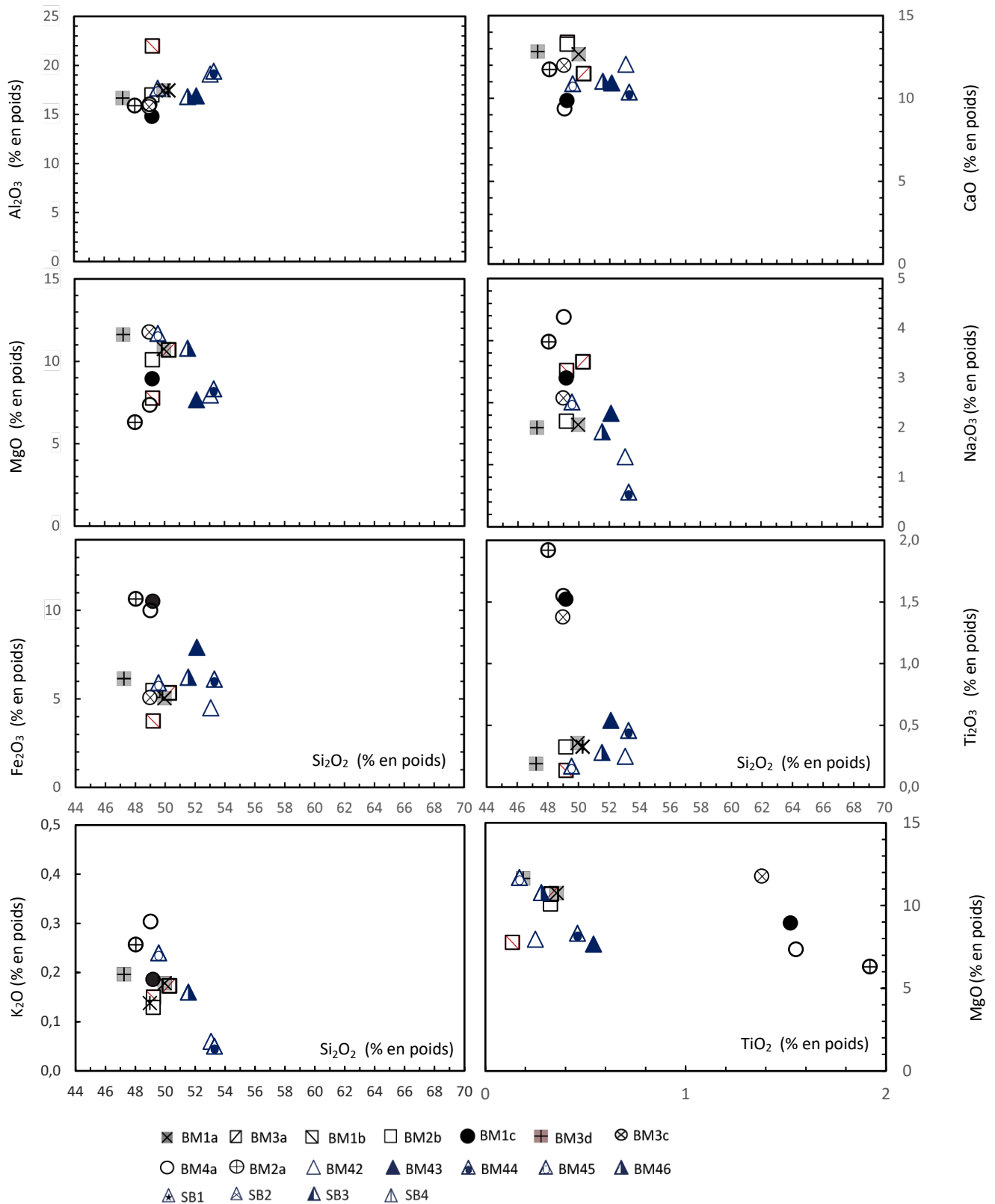


Figure 35 : Diagrammes de Hacker pour les roches basiques de Bou-Maïza. Symboles : métagabbros (carrés et triangles) et amphibolites (cercles)

4.2 Eléments en traces

Les teneurs des éléments en trace sont restent homogène dans les deux types de roche, avec de grandes valeurs pour les amphibolites

Les éléments LILE (Cs, Rb, Ba et Sr) qui sont mobiles et incompatibles dans les liquides présentent des teneurs élevées dans les amphibolites et les métagabbros, cette hausse quantité en ces éléments est une caractéristique très courante du manteau modifié par la subduction.

Pour les éléments HFSE c'est-à-dire les éléments qui ont un petit rayon et une grande charge, elles présentent de faibles concentrations dans les métagabbros que dans les amphibolites,

Les amphibolites montrent des teneurs en Niobium de 1,45 et 5,08 ppm et en zirconium de 12,3 à 19,16 ppm). Le Titane est très faible dans métagabbros (839-3240) et proche des valeurs du MORB dans les amphibolites (8267-11511 ppm), le tantale dans les deux types de roche est variable avec des teneurs entre 0,02-1,48 ppm pour les métagabbros et de 0,15 à 0,37 ppm pour les amphibolites. Le thorium et l'uranium sont très faibles, leurs valeurs ne dépassent pas 0,03 et 0,20 ppm dans les toutes les roches. Le plomb présente des teneurs de 1,58-7,51 ppm pour les amphibolites et 0,39-5,64 pour les métagabbros.

Comme indiqué plus haut (Section 3), les amphibolites possèdent des teneurs en terres rares plus élevé ($\Sigma\text{REE} = 43\text{-}64$ ppm) que les métagabbros ($\Sigma\text{REE} = 4\text{-}24$ ppm), ces terres rares sont plus enrichies dans les amphibolites, et présentent des valeurs très proche des MORB.

Dans le diagramme normalisé aux chondrite, les échantillons de métagabbros sont caractérisés par des profils modérément appauvris en terres rares légers (LREE) ($0,20 < \text{La}/\text{Sm}_N < 0,95$) et des profils de terres rares lourdes (HREE) plats ($1,15 < \text{Gd}/\text{Yb}_N < 1,34$). (**Fig.36a**).

Deux principaux types de spectres peuvent être distingués parmi ces échantillons. Le premier groupe d'échantillons (B43, SB2 et Sb4) produit des spectres de terres rares relativement plats similaires aux basaltes médio-océaniques (MORB) (Arevalo et McDonough, 2010), avec aucune ou une légère anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,06\text{-}5,51$) et qui représentent les magmas les plus évolués (bas Mg#). Le deuxième groupe (B42, B44, B45, B46, Sb1, Sb2, BM1a, BM1b, BM2b, BM3a et BM3d) étant caractérisé par des Mg# les plus hauts, montrent des profils de terres rares caractérisés par un appauvrissement au niveau du La et Ce et des anomalies positives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,19\text{-}7,06$). De telles anomalies positives en Eu sont typiques des roches de cumulat plutonique à accumulation de plagioclase.

Cependant, l'échantillon B43 est un peu différent des autres, il présente un schéma plat de terres rares avec seulement une très légère anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1,06$), ce qui suggère qu'il ne s'agit pas d'un gabbro cumulé, mais qu'il a probablement cristallisé à partir de liquide basaltique qui a été mis en place et piégés.

Pour les amphibolites (BM1c, BM2a, BM3c et BM4a), elles montrent des spectres presque plats légèrement appauvrit en LREE ($0,24 < La/Sm_N < 0,91$) et HREE légèrement enrichis ($1,32 < Gd/Yb_N < 1,49$), typique des MORB avec une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,84-1,01$), cette anomalie représenté par les échantillons BM1c et le BM3c peut indiquer un fractionnement des plagioclases ou une fugacité de l'oxygène dans le magma parent (Drake, 1975).

Les modèles normalisés au manteau primitif (**Fig.36b**) pour tous les métagabbros étudiés sont homogènes pour chaque type de roche, ils sont enrichis en éléments à grands rayons ioniques et de faibles charges (LILE), et présentent des anomalies négatives en Th, Nb et Zr, associées à des anomalies positives de Pb et Sr. Pour les amphibolites, les spectres montrent un appauvrissement marqué en Rb, Th et Sr et en éléments à fort champ (Nb, Ta et Ti). Inversement, ils présentent des anomalies positives dans les éléments considérés comme mobiles dans les fluides aqueux (Cs, Ba, U et Pb ; **Fig. 36d**).

Les enrichissements en LILE dans ces roches sont une caractéristique très courante du manteau modifié par la subduction.

Les deux échantillons métasédimentaire (B40 et B41) ont des teneurs élevées en Σ REE (199 et 254 ppm respectivement) et des profils d'éléments traces très différents de ceux des métagabbros. Leurs Spectres sont caractérisés par un enrichissement significatif en LREE ($La/Yb_N = 12-16$; $Ce/Yb_N=10.2-13.3$), et une anomalie Eu négative ($Eu^*/Eu = 0,59-0,77$).

Ils présentent des profils de terres rares typique d'une origine de continent (**Fig. 36**).

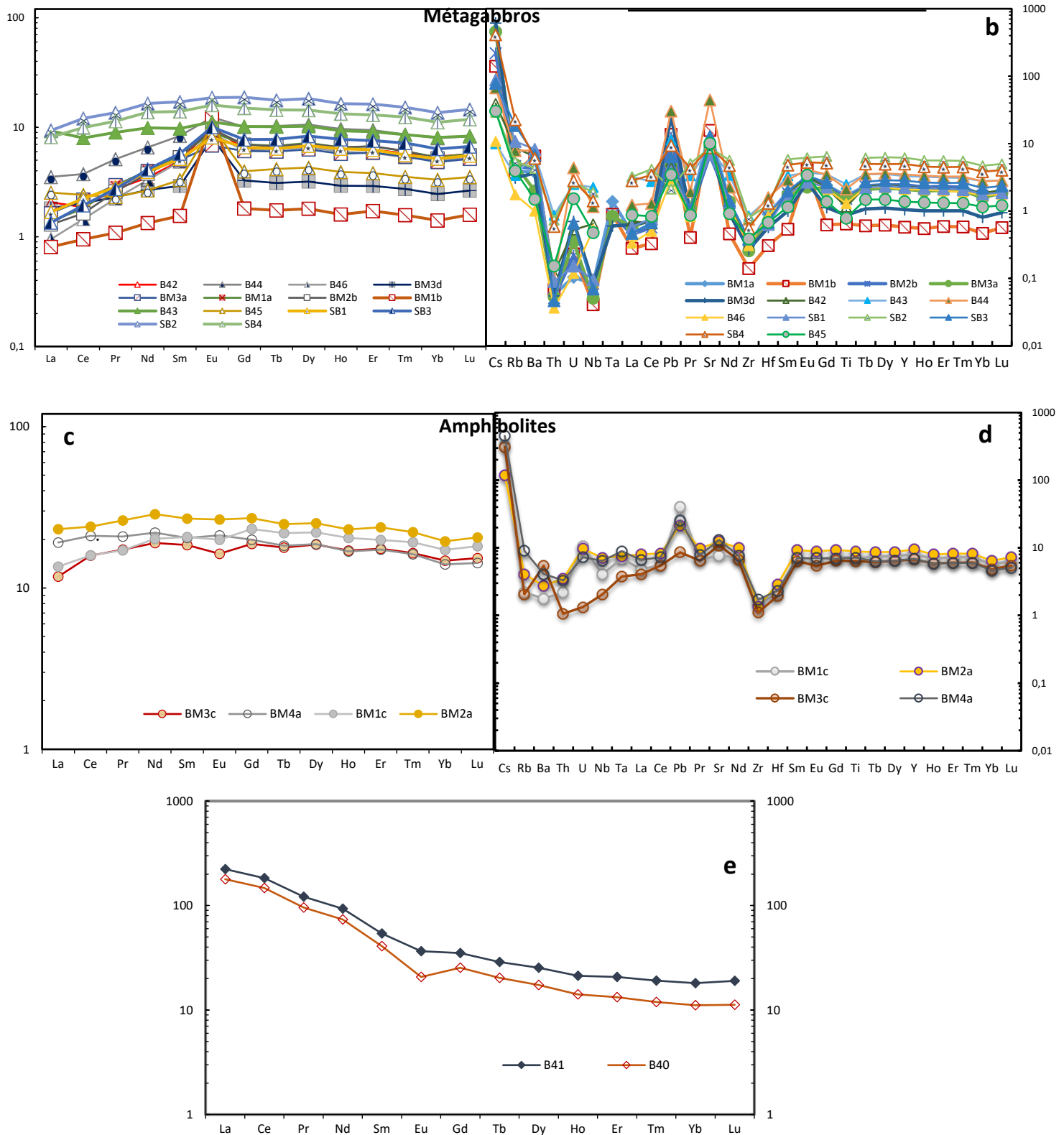


Figure 36: Profils des éléments en traces des métagabbros, d’amphibolites et des métasédiments de Bou-Maïza. a et c) Schéma des éléments des terres rares métagabbros et d’amphibolites normalisés aux chondrites. b et d) Schéma des multiéléments métagabbros et d’amphibolites normalisé au manteau primitif. e) Schéma des éléments des terres rares normalisés aux chondrites des métasédiments. Valeurs de normalisations tirés de Sun and McDonough (1989).

Les rapports Ti/Eu et Y/Ho varient peu au cours de la genèse des MORB (fusion, mélange et cristallisation) et peuvent donc être utilisés comme indicateurs de la source du manteau. Dans les roches métabasiques de Bou-Maïza, les rapports Ti/Eu varient entre 1219 à 9087 et les rapports Y/Ho de 28,5 à 32,87. (**Tableau 3**)

Trois échantillons d'amphibolites (BM2a, BM4a et BM1c) se situent parfaitement dans la gamme de variations des MORB (Ti/Eu= 7060 ± 1270 , Y/Ho= 28.4 ± 3.6 ; Arevalo et McDonough, 2010) et plaident fortement en faveur d'une source DMM. Les autres points présentent des rapports Ti/Eu plus faibles (1219 et 5694), mais des rapports Y/Ho comparables (28,5 et 30,44) et qui sont encore très cohérents avec une source DMM.

Contrairement aux rapports Y/Ho et Ti/Eu, le rapport Ce/Pb est clairement en dehors de la gamme des MORB pour tous les échantillons (0,23-6,17), il présentent des valeurs très faibles par rapport au MORB (Ce/Pb= $22,2 \pm 0,4$). Ces faibles rapports Ce/Pb sont attribués à une augmentation du Pb plutôt qu'à une perte de Ce, car les profils des REE ne montrent pas d'anomalies négatives en Ce et que la teneur moyenne en Pb des échantillons étudiés (3,25 ppm) est presque 5 fois plus élevée que celle du MORB (0,57 ppm ; Arevalo et McDonough, 2010 ; Gale et al, 2013), avec des valeurs de Ce (9,74-14,71 ppm) très proches de MORB (Ce=11,5) pour les amphibolites et faibles pour les gabbros (0,6-7,1 ; Arevalo et McDonough, 2010 ; Gale et al., 2013)

Si on considère que Ce et Pb ne se fractionnent pas de manière sensible pendant la fusion de la source DMM et la cristallisation du MORB, les faibles rapports Ce/Pb peuvent être considérés comme une caractéristique de la source mantellique appauvrie qui a fondu pour produire les roches basiques du Bou-Maïza.

Dans le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce et Peate, 1995), les points des données sont situés à l'intérieur du réseau MORB et OIB (**Fig. 37**) sauf pour les échantillons B42, B44 et B46. Dans ce diagramme, bien que l'Yb soit utilisé pour minimiser les effets de la cristallisation fractionnée ou de l'accumulation de cristaux, les faibles rapports Th/Yb peuvent être indicatifs d'une origine cumulative des échantillons. Cependant, les amphibolites et un seul échantillon métagabbro (BM43) montrent les rapports Nb/Yb et Th/Yb les plus élevés (02,02 et 0,12 ; (**Tableau. 3**), et se situent dans le champ des MORB entre les N-MORB et E-MORB, ce qui renforce notre opinion qu'il s'agit d'un liquide basaltique piégé, les autres points possèdent des rapports les plus faibles et peuvent être représentatifs d'une origine cumulative des échantillons.

Pour les échantillons détritiques, ils se situent près de la limite supérieure de la zone continentale.

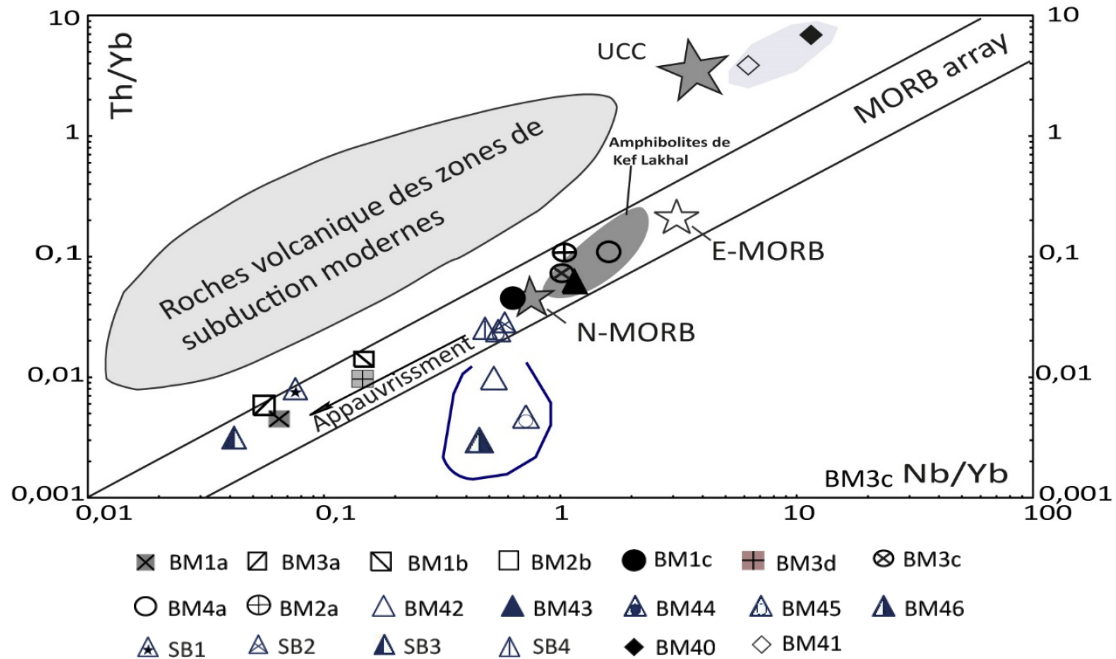


Figure 37 : Graphique de Th/Yb en fonction Nb/Yb. (D'après Pearce & Peat (1995). N-MORB et E-MORB proviennent de Sun et McDonough (1989). UCC : Croute continental supérieur. Les données des amphibolites de Kef Lakhal sont tirées de Bosch et al, 2014 et Fernandez et al, 2020.

5- La géochimie isotopique

La géochimie isotopique possède l'avantage que 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.

Quatre systèmes isotopiques différents ont été déployés et coupler dans cette étude : les isotopes du strontium (Sr), du néodyme (Nd), du plomb (Pb) et du 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 (Wasserburg et al., 1964 ; Dodson, 1973 ; Becker, 1997 ; Scherer et al., 2000 ; Allègre 2008 ; Faure, 2012).

5-1 Correction d'âge

Les compositions isotopiques mesurées pour une série d'échantillons ne peuvent être interprétées en termes de signature géochimique de la source ou en termes de relation génétique entre les différents échantillons que si les rapports isotopiques mesurés sont corrigés de l'accumulation radioactive in situ.

Aucune contrainte d'âge absolu n'est disponible pour les différents affleurements d'échantillons mafiques analysés dans le cadre de ce travail, cependant Bruguier et al (2009) ont donné un Age de 18 Ma aux péridotites qui ont été mises en place tectoniquement au sein des unités crustales du massif de l'Edough. Cet âge est similaire à ceux déterminés pour la mise en place tectonique des péridotites orogéniques d'autres massifs périméditerranéens, tels que Beni-Bousera et Ronda (Blichert-Toft et al., 1999 ; Esteban et al., 2007 ; Platt et Whitehouse, 1999 ; Zindler et al., 1983). Dans le Rif et le nord-est de la Sicile, un âge jurassique tardif (~ 150 Ma) a été proposé pour les roches mafiques (Durand-Delga et al., 2000 ; Lombardo et al., 2002). En outre, l'ouverture de bassins d'arrière-arc à la suite du retournement du slab et du retrait vers l'Est de la plaque téthysienne a affecté domaine de la Méditerranée occidentale depuis les 30 derniers Ma (Doglioni et al., 1997 ; Michard, 2006 ; Speranza et al., 2002). Tenu de ces éléments, nous avons choisi de corriger les rapports isotopiques mesurés pour tenir compte de la désintégration radioactive en utilisant des âges de 18 Ma, 30 Ma et 150 Ma (voir tableau 4). Dans les différents diagrammes isotopiques, les échantillons sont donc présentés avec des rapports mesurés et des rapports initiaux calculés à 18 Ma (SM), 30 Ma et 150 Ma.

5-2 Réservoirs Sources des roches métabasiques de Bou-Maïza

Quatre systèmes isotopiques ont été mesurés et utilisé pour nos échantillons. Les analyses ont donné pour les métagabbros des rapports de 0,283127 à 0,283180 pour le Hf, de 0,704085 à

0,708124 pour le Sr, de 0,513058 à 0,513221 pour le Nd. Pour le Pb les rapports isotopiques présentent une large variation allant de 18,4740 à 18,8492 en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de 15,5803 à 15,6718 en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 38,3442 à 38,8887, en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tableau 4). Pour les amphibolites les mêmes types d'analyses ont donné les valeurs suivant : 0,2833087 à 0,283178 pour le Hf, de 0,5123020 à 0,513137 pour le Nd, 18,6894 à 18,7833 en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de 15,6255 à 15,6618 en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 38,47 à 38,7870 en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

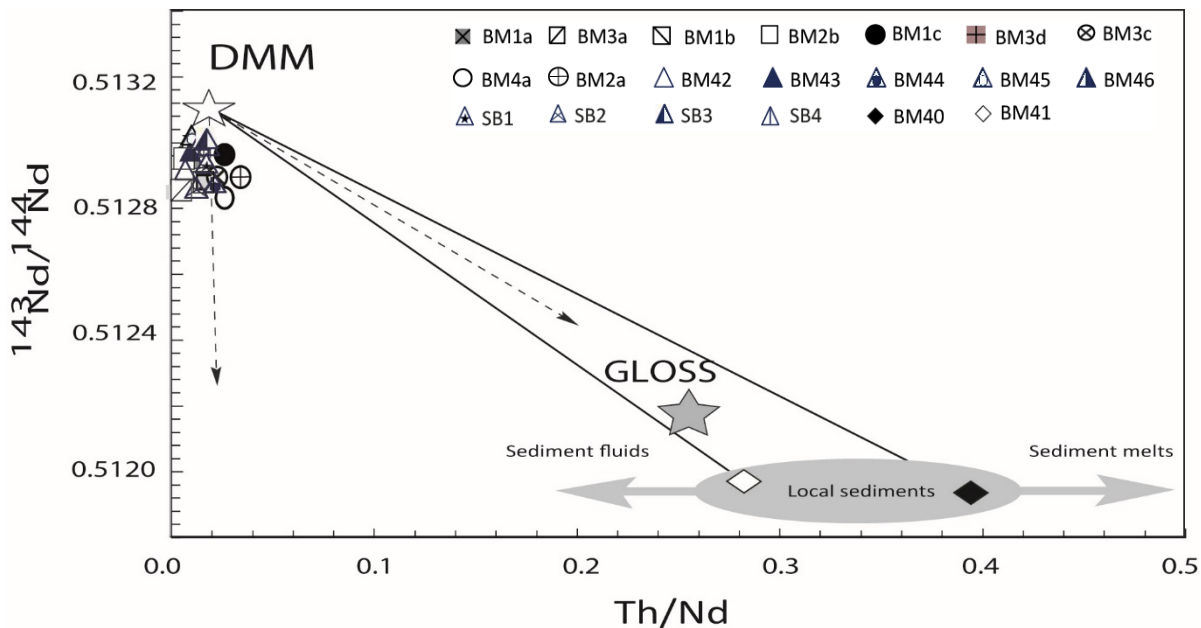


Figure 38 : Diagramme de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de Th/Nd pour les roches Bou-Maïza. Les sédiments locaux sont représentés par les échantillons B40 et B41. GLOSS est le Global Oceanic Subducted Sediments de Plank et Langmuir (1998).

Les valeurs ϵNd et ϵHf des Métagabbros et amphibolites de Bou-Maïza (mesurées ou corrigées en fonction de l'âge) restent fortement positives ($\epsilon\text{Nd} > 7,0$, et $\epsilon\text{Hf} > 3,75$, même pour la correction maximale de l'âge (Tableau 4)), et indiquent clairement une origine provenant d'un réservoir mantellique appauvri (Gale et al, 2013). Les valeurs ϵSr mesurées ou corrigées sont toutes positives, à l'exception de l'échantillon BM45, qui présente une valeur mesurée négative ($\epsilon\text{Sr} = -5,9$; (Tableau 4). Les isotopes de Nd et Hf donnent des valeurs en bon accord avec une dérivation à partir d'un réservoir mantellique selon les valeurs proposées par Gale et al (2013).

Chapitre V- Géochimie et géochimie isotopique

Tableau 4 : Compositions isotopiques du Sr, Nd, Pb et Hf pour les roches totales. Les incertitudes ($\pm 2\sigma$), au dernier chiffre décimal, correspondent à la précision au cours de la mesure, exprimée en écart-type sur la moyenne (SE) au niveau de confiance de 95 %. Les erreurs analytiques sur les rapports isotopiques du Pb sont inférieures à 250 ppm. Les erreurs analytiques sur les rapports isotopiques de Pb sont meilleures que 300 ppm. Les ϵ_{Sr} et ϵ_{Nd} actuels ont été calculés en utilisant $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0,7045$, $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}} = 0,0816$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0,282785$ et $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0,0336$. non analysé. Les rapports isotopiques initiaux ont été recalculés à 18 Ma selon Bruguier et al. (2009) et sur la base de contraintes paléogéodynamiques à 30 Ma et 150 Ma selon Carminati et al. (1998) et Durand-Delga et al. (2000) respectivement

Sample	BM 1a	BM3a	BM1b	BM2b	BM3d	BM 2a	BM 4a	BM 1c	BM 3c	BM40	BM41	BM42	BM43	BM44	BM45	BM46	SB1	SB2	SB3	SB4
Isotopes																				
Age	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day	present-day
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$	0,513221±7	0,513169±4	0,513134±10	0,513188±6	0,513088±9	0,513020±5	0,513094±4	0,513137±5	0,513063±5	0,512043±3	0,512081±2	0,513216±7	0,513058±3	0,513186±4	0,513212±6	0,513137±5	0,513207±6	0,513132±3	0,513221±5	0,513106±6
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,272	0,250	0,231	0,280	0,215	0,186	0,184	0,205	0,192	0,110	0,114	0,280	0,195	0,252	0,246	0,292	0,257	0,204	0,275	0,200
ϵ_{Ndact}	11,4	10,4	9,7	10,7	8,8	7,5	8,9	9,7	8,3	-11,65	-10,90	+11,24	+8,15	+10,65	+11,16	+9,69	+10,92	+9,59	+11,13	+9,09
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\pm 2\sigma)$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,708096±3	0,708585±5	0,706030±2	0,708124±5	0,707451±3	0,704085±2	0,705585±9	0,705599	0,705752	0,705712	0,706318
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,072	0,003	0,066	0,034	0,015	0,034	0,016	0,135	0,054	0,126	0,223
ϵ_{Sract}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+51,04	+57,98	+21,72	+51,44	+41,89	-5,89	+15,40	+15,93	+18,10	+17,53	+26,13
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(\pm 2s)$	0,283145±1	0,283180±2	-	0,283157±1	0,283127±2	-	0,283144±4	0,283087±2	0,283178±2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0,542	0,615	-	0,582	0,396	-	0,525	0,741	0,669	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ϵ_{Hf}	12,740	13,960	-	13,150	12,080	-	12,690	10,670	13,890	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\pm 2\sigma)$	38,7553±10	38,5700±12	38,5718±13	38,7502±11	38,6954±10	38,7870±11	38,4786±12	38,6482±9	38,5292±13	38,8498±19	38,8887±08	38,4158±17	38,6199±07	38,7443±10	38,5018±26	38,2915±35	38,2166±13	38,6091±11	38,6506±12	38,3452±11
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\pm 2\sigma)$	15,6542±3	15,6279±4	15,6361±4	15,6496±4	15,6616±3	15,6589±3	15,6255±4	15,6618±3	15,6360±4	15,6718±06	15,6661±03	15,5996±07	15,6349±03	15,6519±04	15,6173±09	15,5922±17	15,5803±5	15,6449±6	15,6439±3	15,6143±4
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(\pm 2\sigma)$	18,6234±3	18,7273±5	18,7106±3	18,7263±3	18,7744±3	18,7833±3	18,7034	18,7385±3	18,6895±4	18,8044±05	18,7682±03	18,6480±07	18,8246±03	18,8492±04	18,6829±11	18,6120±17	18,6284±6	18,6792±5	18,6804±4	18,4740±4
Age	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma	18Ma
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0,513189	0,513169	0,513107	0,513161	0,513103	0,512998	0,513072	0,513113	0,513104	0,51203	0,51207	0,51318	0,51303	0,51316	0,51318	0,51310	0,51318	0,51311	0,51319	0,51308
ϵ_{Nd}	10,7	10,4	9,2	10,2	7,6	7	8,5	9,7	7,8	-11,45	-10,72	+11,05	+8,16	+10,52	+11,05	+9,48	+10,93	+9,59	+11,15	+9,09
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,70808	0,70858	0,70601	0,70811	0,70745	0,70407	0,70558	0,70560	0,70575	0,70572	0,70632
ϵ_{Sr}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+51,08	+58,27	+21,77	+51,61	+42,13	-5,72	+15,64	+15,95	+18,09	+17,55	+26,20
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	0,283119	0,283151	-	0,283129	0,283108	-	0,283119	0,283052	0,283146	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ϵ_{Hf}	12,22	13,32	-	12,57	11,82	-	12,21	9,83	13,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	38,754	38,570	38,571	38,749	38,695	38,786	38,477	38,647	38,528	38,741	38,813	38,415	38,617	38,744	38,500	38,291	18,628	18,654	18,678	18,468
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	15,654	15,628	15,636	15,649	15,662	15,659	15,625	15,662	15,636	15,671	15,665	15,599	15,635	15,652	15,617	15,592	15,580	15,644	15,644	15,614
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	18,623	18,727	18,707	18,721	18,774	18,782	18,702	18,738	18,686	18,783	18,739	18,646	18,819	18,846	18,672	18,611	38,216	38,600	38,650	38,344
Age	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma	150Ma
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0,512954	0,512924	0,512907	0,512913	0,512877	0,512838	0,512913	0,512936	0,512875	0,51193	0,51197	0,51294	0,51287	0,51294	0,51297	0,51285	0,51296	0,51293	0,51295	0,51291
ϵ_{Nd}	9,9	9,4	9	9,1	8,4	7,7	9,1	9,6	8,4	-9,99	-9,33	+9,66	+8,20	+9,61	+10,22	+7,88	+9,92	+9,46	+9,84	+9,04
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,70794	0,70858	0,70589	0,70805	0,70742	0,70401	0,70555	0,70535	0,70565	0,70548	0,70590
ϵ_{Sr}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+51,36	+60,37	+22,20	52,89	+43,90	-4,46	+17,39	+14,52	+18,82	+16,36	+22,42
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	0,282929	0,282935	-	0,282925	0,282969	-	0,282935	0,282792	0,282912	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ϵ_{Hf}	8,43	8,64	-	8,29	9,85	-	8,63	3,57	7,81	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	38,755	38,569	38,571	38,750	38,679	38,765	38,462	38,641	38,529	38,107	38,372	38,411	38,603	38,744	38,492	38,289	18,622	18,471	18,663	18,424
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	15,654	15,628	15,635	15,647	15,662	15,659	15,625	15,662	15,635	15,665	15,656	15,599	15,633	15,651	15,614	15,592	15,580	15,635	15,643	15,612
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	18,622	18,726	18,684	18,680	18,773	18,776	18,687	18,736	18,660	18,660	18,564	18,631	18,788	18,825	18,608	18,605	38,211	38,531	38,649	38,331

Dans le digramme $^{1207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les signatures isotopiques du Pb (**Fig. 40b**) s'écartent des valeurs typiques du manteau et tracent dans le champ correspondant aux sédiments marins modernes (Ben Othman et al,1989), suggérant ainsi un possible mélange entre un pôle sédimentaire (sédiments marins ou le pole EM2) et le réservoir du manteau appauvri (DM).

Dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (**Fig. 40a**), les échantillons définissent une tendance linéaire parallèle à l'axe des x. Ils présentent des rapports de Nd similaires aux valeurs du domaine des dorsales océaniques (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>), mais des rapports de Sr significativement plus élevés. Ce phénomène est généralement interprété comme résultant d'une altération hydrothermale par l'eau de mer responsable d'une forte augmentation des valeurs isotopiques du Sr tout en préservant la signature du néodyme originale (manteau) (Bosch, 1991 ; Bosch et al., 2004). Ce comportement est communément observé pour les échantillons altérés par les fluides hydrothermaux et s'explique par la forte différence entre les teneurs en Nd et en Sr de l'eau de mer, soit $2,6 \times 10^{-6}$ ppm et 8 ppm, respectivement (Palmer et Edmond, 1989 ; Piegras et Wasserburg, 1987).

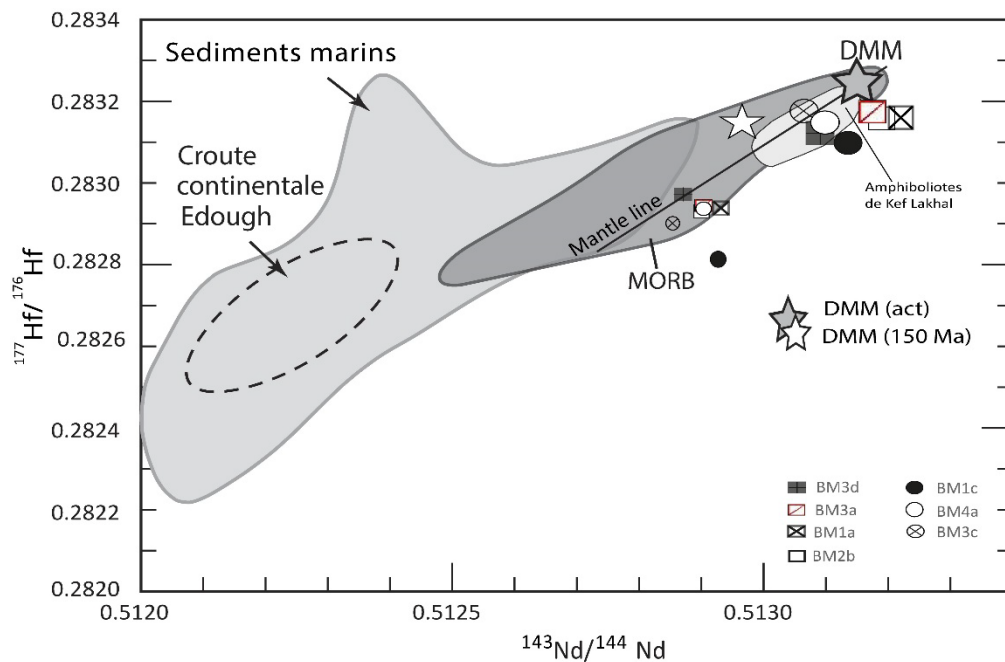


Figure 39 : Diagramme isotopique Nd-Hf.

La ligne du manteau une droite de corrélation mantellique, MORB Pacifiques et MORB Indiens d'après Chauvel et al. (2008). Les sédiments marins proviennent de Vervoort et al. (2011). 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/>. Les données de Kef Lkahla sont tirées de Fernandez et al 2020.

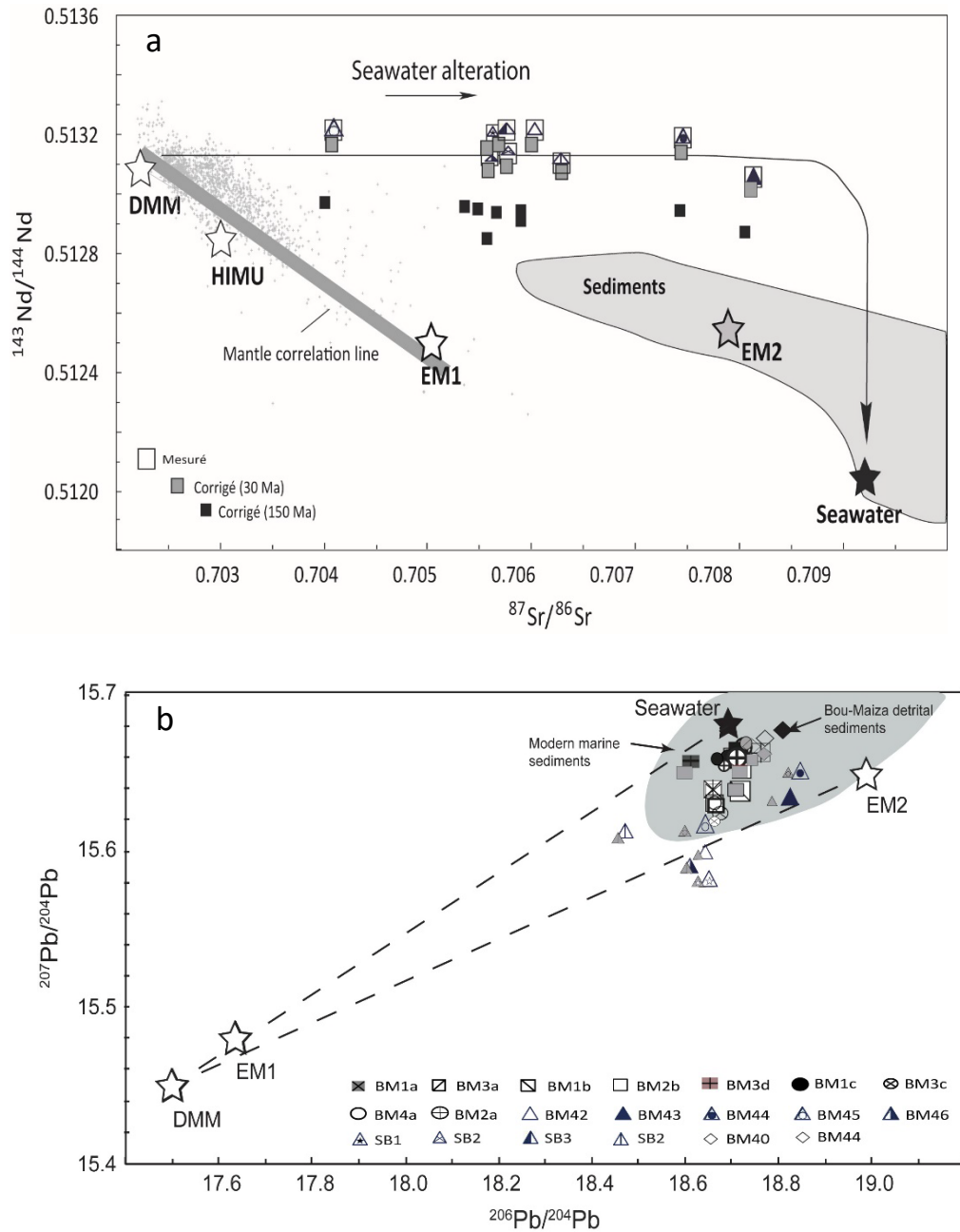


Figure 40 : a) Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les rapports isotopiques mesurés et corrigés en fonction de l'âge. **b)** Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La Composition isotopique du Sr, du Nd et du Pb de l'eau de mer d'après Palmer et Edmond (1989), Piegras et Wasserburg (1987), Tachikawa et al. (1999), et Abouchami et Goldstein (1995) respectivement. Rapports mesurés : symboles ouverts ; rapports corrigés à 30 Ma : symboles gris ; rapports corrigés à 150 Ma. DMM, EM-1 et EM-2 proviennent de Zindler et Hart (1986) et Eisele et al. (2002).

Sur le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (**Fig. 40b**), Tous les échantillons se situent soit près de la tendance définie par les basaltes de dorsale médio-océaniques (MORB) mondiaux (<http://georoc.mpchmainz.gwdg.de/georoc/>), soit à l'intérieur du champ défini par les sédiments détritiques pélagiques/récents.

L'augmentation des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sans augmentation des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ou $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (ni avec modification de la signature isotopique Nd) indique un découplage des quatre systèmes isotopiques étudiés dans ce travail.

Pour les roches métasédimentaires, le gneiss B40 et le schiste calcosilicaté B41 présentent des signatures Nd avec des valeurs fortement négatives pour les rapports mesurés ou corrigés en fonction de l'âge (**tableau 4**), typiques des composants dérivés de la croûte.

Leurs rapports isotopiques de Sr mesurés vont de 0,70809 à 0,70858, ou de 0,70794 à 0,70858 pour les rapports corrigés de l'âge (tableau 4). Les unités crustales du massif de l'Edough (micaschistes et gneiss), dont certaines comprennent des composants hercyniens (Bruguier et al., 2009), présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevés, compris 0.720 et 0.840 (Hammor, 1992), ce qui est significativement plus élevé que la signature isotopique en Sr des échantillons B40 et B41. Dans l'espace isotopique Nd/Sr (**Fig. 40a**), ces deux échantillons se situent à proximité du domaine défini par les sédiments marins (Ben Othman et al., 1989). Leurs compositions isotopiques en Pb les situent dans le domaine des sédiments marins (composante pélagique ou détritique récente) à proximité du terminal de l'eau de mer (**Fig. 40b**).

Tous les échantillons étudiés (les amphibolites ou les métagabbros) ont une signature isotopique du Sr supérieure à 0,704 (**Fig.40a**), et dans le diagramme isotopique Nd en fonction Sr, ils décrivent une tendance d'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tout en produisant une plage de variation réduite pour les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. En outre, il n'y a pas de baisse évidente des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ avec l'augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cela représente probablement l'effet de l'altération de l'eau de mer sur les échantillons étudiés.

Les isotopes de Nd et de Pb donnent des résultats déroutés et quelque peu contradictoires. Les isotopes de Nd donnent une signature de manteau appauvri pour tous les échantillons, ce qui indique qu'ils proviennent d'un réservoir source géochimiquement proche d'une source de manteau appauvri. Les échantillons Bou-Maïza présentent des rapports corrigés allant de 0,51304 à 0,51319 (18 Ma), de 0,51302 à 0,51317 (30 Ma), et de 0,51285 à 0,51297 (150 Ma). Au contraire, les

rappports isotopiques du Pb indiquent clairement un divers degré de contribution d'un composant sédimentaire ou continental dans le réservoir de la source et donnent un large mélange (**Fig. 40b**) entre un pôle sédimentaire et le réservoir du manteau appauvri. Sur le même diagramme les métagabbros SB2, B42 et B46 s'inscrivent dans la tendance MORB mondiale et semblent être les moins affectés par la composante sédimentaire. Ces observations montrent que le système isotopique Nd est découplée à celui du Pb et que ces systèmes isotopiques sont contrôlés par des processus différents. Du point de vue isotopique du Nd, la contamination par de la croûte continentale ou du matériel sédimentaire par assimilation est très improbable car cela aurait déplacé la composition isotopique du Nd en dehors de la gamme du manteau MORB appauvri (DMM), ce qui n'est pas observé dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Une autre explication est la modification de la source de manteau appauvri par des fluides et/ou des fondus provenant d'un composant sédimentaire. Ceci est cohérent avec les anomalies positives en plomb observées pour tous les échantillons (Amphibolites et métagabbros). Comme le montre les spectres multi-élémentaires, les roches Bou-Maïza présentent des enrichissements en LILE, ce qui est une caractéristique très courante du manteau modifié par la subduction. Le Nd et le Pb ont un comportement très différent dans les fusions et les fluides hydratés, et un découplage des deux systèmes isotopiques dans les environnements liés à la subduction a déjà été mis en évidence (Class et al., 2000.).

En combinant le Th et le Nd avec les isotopes du Nd (**Fig. 38**), on constate que les roches Bou-Maïza (métagabbros et amphibolites) se situent sur un réseau vertical à sub-vertical, à gauche du domaine de mélange en éventail entre une source de type DMM et les sédiments (BM40 et BM41), qui comprennent également les sédiments subductés globaux de Plank et Langmuir (1998).

Il convient de noter que le Th et le Nd étant tous les deux immobiles, ils ne sont pas transportés par les fluides hydratés, et que le métasomatisme du manteau uniquement par les fluides hydratés libérés par un composant sédimentaire, ne modifierait pas de manière significative la composition isotopique du Nd du réservoir mantellique affecté par ce processus. Par conséquent, l'emplacement du point de données dans le diagramme Th/Nd en fonction $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ indique clairement que les enrichissements observés dans les spectres d'éléments en traces (LILE et Pb), ainsi que les modifications des signatures isotopiques du Pb, peuvent être attribués à la contamination du réservoir source par des fluides hydratés libérés par un composant sédimentaire.

Etant donné que les signatures isotopiques du Nd n'ont pas été modifiées, il n'y a pas eu de fusion partielle du composant sédimentaire et l'environnement géodynamique le plus évident pour produire de telles modifications est un environnement lié à la subduction, que ce soit dans un bassin d'avant-arc ou d'arrière-arc.

Dans la représentation graphique de Ba/Yb en fonction de Nb/Yb (**Fig. 41**), les points des métagabbros de Bou-Maïza se situent en dehors du réseau MORB vers des rapports Ba/Yb plus élevés, alors que ceux des amphibolites se projettent dans le champs MORB.

La coexistence des roches présentant des signatures géochimiques proches des N-MORB, ou affectées par des processus liés à la subduction dans la zone de Bou-Maïza est typique d'un environnement d'arrière arc (Pearce et Stern, 2006), et nous privilégions provisoirement un tel environnement pour l'unité de Bou-Maïza qui a été charrié sur la marge nord-africaine.

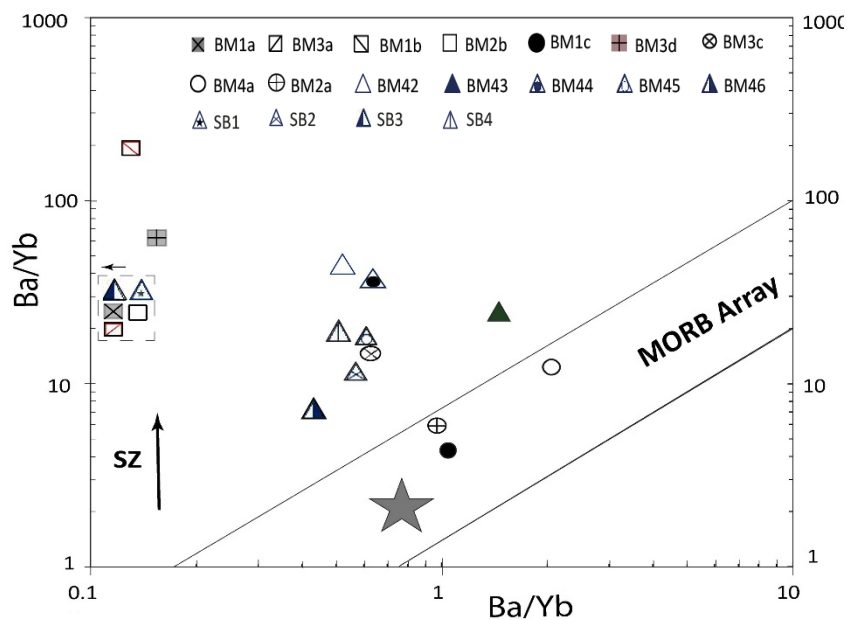


Figure 41 : Diagrammes du Ba/Yb en fonction du Th/Yb (d'après Pearce et Peate (1995) et Pearce et Stern (2006) ; respectivement) pour les roches métabasiques de Bou-Maïza, SZ est un vecteur montrant le déplacement des données par l'ajout d'une composante de zone de subduction à la source mantellique. N-MORB proviennent de Sun et McDonough (1989).

6- Cadre géodynamique de Bou-Maïza

Toute reconstruction géodynamique des roches étudiées dépend fortement de l'âge, avec la prudence nécessaire due au manque d'informations géochronologiques sur Bou-Maïza, les caractéristiques géochimiques des roches apportent potentiellement de nouvelles contraintes qui permettent de proposer provisoirement un lien avec les différents événements qui ont ponctué l'évolution géodynamique de la région de la Méditerranée occidentale.

L'évolution paléogéodynamique de la région Ouest-méditerranéenne peut être résumé comme étant le résultat d'un processus unique de subduction de l'océan Téthys sous la marge continentale paléo-européenne. Ce processus débuté au Paléocène/Eocène (Faccenna et al., 2001 ; Gueguen et al., 1998) et a été suivi par une extension de l'arrière-arc due à un retrait du panneau plongeant et à une migration globale vers l'Est et le Sud-Est des processus d'extension au moins à partir de la fin de l'Oligocène/début du Miocène (Beccaluva et al., 2011 ; Carminati et al., 1998).

A première vue, les roches métabasiques étudiées de Bou-Maïza peuvent donc être provisoirement considérées comme des vestiges de ce grand domaine océanique d'âge essentiellement jurassique (Stampfli et al., 2002).

Dans la région Péri-Méditerranéenne, des unités rocheuses ayant de telles affinités sont connues, des basaltes en coussins, des dolérites, de rares gabbros et des radiolarites sont connus dans les nappes telliennes internes en deux régions au sud des Kabylies (Bouillin, 1979). Des filons-couches de dolérites et des basaltes spilitiques recouverts de jaspes qui font partie des flyschs allochtones et exposés au sud de la Petite Kabylie (massif d'El Karn, Bouillin, 1979). Le complexe de filons-couches gabbroïques et doléritiques d'El Mila et Texena, d'environ 500 m d'épaisseur, qui fait partie des unités telliennes à faciès schistes verts, au sud de la nappe cristalline de Petite Kabylie (Durand-Delga et al., 2000). D'autres occurrences de basaltes spilitiques de la même région sont recouvertes en discordance par des radiolarites d'âge berriasien. Dans le Rif et en Sicile, de rares vestiges de basaltes en coussins, de dolérites et de radiolarites d'âge jurassique, considérés comme faisant partie d'un assemblage ophiolitique, sont associés à diverses unités tectoniques de la zone de flysch du Crétacé maghrébin (Durand-Delga et al., 2000). Les caractéristiques des éléments traces des basaltes de ces deux régions indiquent une source mantellique enrichie (affinité E- ou T-MORB), similaire aux vestiges d'un rift mésozoïque dans les cordillères bétiques (Tubía et al., 2009). Cependant, l'unité de Bou-Maïza n'a pas fourni de preuves d'une composante de subduction dans leur réservoir de source mantellique. Une autre hypothèse consiste à considérer

l'unités de Bou-Maïza comme les vestiges d'un bassin d'arrière-arc qui s'est formé à l'arrière des fragments dérivant d'Alkapeca, suite au retrait du panneau téthysien au Cénozoïque. Carminati et al. (1998) ont proposé que l'extension dans la région de la Méditerranée occidentale a commencé il y a environ 30 Ma, à la fin de l'Oligocène. Elle s'est accompagnée d'une dérive du bloc Corse-Sardaigne, d'une extension dans le fossé de Valence (Jolivet et Faccenna, 2000) et plus tard, au cours du Miocène précoce, d'une océanisation dans le bassin Liguro-Provençal. Comme l'ont déjà noté Carminati et al. (1998), la terminaison méridionale exacte du bassin provençal est inconnue, mais comme le bassin algérien a commencé à se former soit au Langhien (Carminati et al., 1998), soit légèrement avant, pendant le Burdigalien (Bruguier et al., 2009), il est probable que le bassin provençal s'étendait plus au sud, jusqu'à un emplacement qui est maintenant occupé par le bassin algérien.

Conclusion

Les roches métabasiques de Bou-Maïza sont des roches basaltiques de type tholéiitique, ces roches montrent une large gamme de valeurs Mg# ($Mg\# = 54-82$), où les compositions les plus évoluées (Mg# plus faible) ont des teneurs les plus élevées en terres rares ($\Sigma REE = 4-64$ ppm), ce qui indique que les enrichissements en terres rares sont probablement le résultat du fractionnement des magmas basaltiques plutôt que de degrés variables de fusion partielle.

Ces roches présentent des caractéristiques géochimiques de type MORB comme en témoignent leurs profils d'éléments traces et les rapport inter-éléments, ainsi que les signatures isotopiques Nd et Hf typiques d'un réservoir manteau appauvri ($\epsilon_{Nd} > 7.0$, et $\epsilon_{Hf} > 3,75$)

Les isotopes $^{87}Sr/^{86}Sr$ (jusqu'à 0,70824), ainsi que les enrichissements en éléments mobiles (Cs, Rb et U), témoignent d'une altération par l'eau de mer, montrant que le complexe de Bou-Maïza représente un morceau croûte océanique altérée.

Les roches métabasiques de Bou-Maïza sont interprétés comme faisant partie d'une unité allochtone d'origine océanique qui contient principalement des roches basiques cristallisées à partir d'un manteau appauvri (type MORB) sans apport notable d'une composante crustale.

Les roches métabasiques de Bou-Maïza proviennent de sources mantelliques enrichies uniquement par des fluides hydratés provenant d'une lithosphère océanique subductée et de sa couverture sédimentaire. Les analyses géochimiques excluent toute contamination de la source par assimilation de composants de la croûte continentale. L'environnement géodynamique le plus probable pour ce massif est un bassin d'arrière-arc.

En tenant compte ces éléments, on suggère une interprétation selon laquelle l'unité de Bou-Maïza représente les fragments perdus de la terminaison sud du bassin provençal qui a été charrié sur la marge nord-africaine lors de l'ouverture à vergence sud du bassin algérien. Cette ouverture a été rapidement suivie par le bombement de la croûte continentale du massif de l'Edough et l'exhumation des unités crustales inférieures. Au cours de cet événement, il est proposé que les fragments du bassin provençal qui ont été précédemment obductés sur la marge nord-africaine ont été disloqués et affectés par des mouvements opposés, vers le sud pour les unités Bou-Maïza, et vers le nord pour les amphibolites de Kef Lakhal.

La séquence exacte de cette événement n'est pas connue avec précision, mais est probablement synchrone avec la mise en place tectonique des péridotites de sidi Mohammed dans la croûte inférieure du massif de l'Edough vers 18 Ma (Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al 2015).



Chapitre VI- Géochronologie

1- Introduction

La géochronologie U-Pb (Wetherill, 1956) sur les minéraux accessoires comme le zircon, le rutile, la monazite et l'apatite permet d'établir l'âge d'un événement magmatique ou métamorphique affectant un échantillon, de dater les sources des sédiments, ou encore de positionner dans le temps le déroulement d'un événement géologique, comme le suivi des différentes stades (prograde, pic, rétrograde) d'un événement métamorphique.

Elle constitue un outil puissant permettant de suivre l'évolution d'un échantillon dans le temps et contraindre les étapes clés caractérisant les différents contextes tectoniques. En utilisant les différentes méthodes il devient possible de relier un âge obtenu à un événement géologique précis. Pour ce faire, il est nécessaire d'identifier le processus daté et connaître les particularités du chronomètre choisi. En effet, chaque méthode repose sur des éléments chimiques et des minéraux spécifiques, ce qui fait que l'âge obtenu reflète des conditions particulières. Chacune des approches employées en géochronologie présente des limitations intrinsèques à la nature du minéral, aux isotopes utilisés et aux techniques d'analyse appliquées.

2- Contraintes et limitations

La limitation majeure de cette étude sur les metabasiques de Bou-Maïza est l'absence d'âge absolu obtenu par utilisation d'un géochronomètre de haute température. Les échantillons de Bou-Maïza contiennent des zircons de taille inférieure ou égale à 20 μm . L'analyse sur lame épaisse s'est avérée infructueuse du fait d'un signal trop faible et de zircons trop petits. La datation des rutiles représente 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). Il est clair que l'absence d'âge magmatique pour cette zone est une limitation dans l'interprétation et le modèle proposé. Toutefois.

Ainsi, l'obtention de ces âges magmatiques permettrait de discriminer entre différentes interprétations possibles et notamment de vérifier le lien génétique entre Bou-Maïza et Kef Lakhal (La voile noire).

3- Résultats

L'échantillon BM40 qui a été échantillonné au contact des métagabbros adjacents est un gneiss folié et est composé de plagioclase et amphibole. Les parties felsiques stratifiées de cette roche contiennent d'abondants grains de zircon prismatiques et xénomorphe.

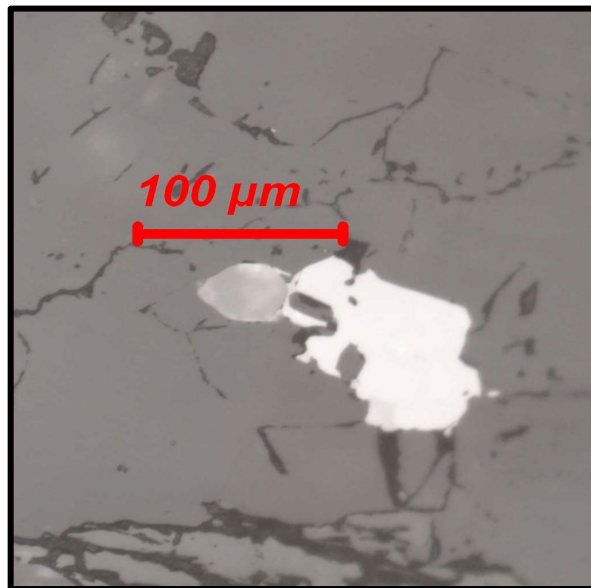


Figure 42 : Cristal de zircon

Cependant dix grains de zircon ont été trouvés dans la section épaisse BM40 et ils ont tous été analysés in situ (**Tableau 5**). Les grains observés présentent des formes automorphes à arrondies en accord avec une origine détritique. Leurs rapports Th/U sont élevés ($\text{Th/U} > 0,25$ et jusqu'à 0,84), ce qui est classiquement attribué à une cristallisation magmatique (Kirkland et al, 2015). Rapportés les données dans le diagramme de Concordia, les résultats montrent des degrés de discordance et des âges variables (**Fig. 43**). Les analyses concordantes se limitent à deux grains dont l'âge apparent est d'environ 1150 Ma (#3-1 et #4-1), indiquant une provenance d'une source tardi-mésoprotérozoïque.

Le degré de discordance des autres analyses rend difficile l'évaluation de leurs âges. On note cependant que la plupart des grains (7 sur 8) ont des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ allant de 653 à 837 Ma, et se situent dans un domaine en éventail avec des extrémités vers 0, 650 et 900 Ma. Cela suggère un modèle de discordance pour les grains du Néoprotérozoïque qui ont subi des perturbations jeunes (c'est-à-dire du Cénozoïque).

Suite à ces observations, les données U–Pb concordent avec une source mésoprotérozoïque tardive à néoprotérozoïque pour les roches détritiques.

Chapitre VI- Géochronologie

Tableau 5 : Données isotopiques U-Th-Pb par ablation laser ICP-MS pour les zircons de l'échantillon BM40 de Bou-Maïza

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±(1s)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(1s)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(1s)	Rho	Apparent	âges (Ma)		Err R8 %	Err 7/6 %	
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(1s)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			±(1s)
#1-1	24,2	109	286	0,38	0,116	0,0618	0,001	0,6598	0,012	0,0775	9E-04	0,63	481	5	666	44	1,2	2,1
#2-1	19,9	409	736	0,56	0,06	0,067	0,002	0,2299	0,006	0,0249	4E-04	0,59	159	2	837	55	1,4	2,7
#3-1	47,3	167	215	0,78	0,219	0,0779	0,001	2,0849	0,031	0,194	0,002	0,72	1143	11	1145	33	1,1	1,7
#4-1	47,7	148	244	0,61	0,175	0,0787	0,002	2,1434	0,037	0,1976	0,002	0,69	1163	13	1164	38	1,2	1,9
#5-1	7,6	54	80,6	0,67	0,205	0,0638	0,005	0,8777	0,068	0,0997	0,004	0,49	613	22	736	169	3,8	8,4
#6-1	9,6	76,7	199	0,38	0,194	0,0648	0,003	0,408	0,015	0,0457	9E-04	0,53	288	5	767	82	1,9	4
#7-1	34,7	640	804	0,8	0,277	0,0614	0,002	0,2992	0,006	0,0353	5E-04	0,61	224	3	653	50	1,3	2,4
#8-1	27,3	264	314	0,84	0,257	0,0646	0,002	0,678	0,017	0,0761	0,001	0,58	473	7	762	58	1,5	2,8
#9-1	53,7	61,8	249	0,25	0,075	0,0898	0,002	2,514	0,05	0,2031	0,003	0,66	1192	14	1421	42	1,3	2,2
#10-1	5,9	40,6	77,8	0,52	0,211	0,0644	0,003	0,5643	0,022	0,0635	0,001	0,52	397	8	756	87	2	4,2

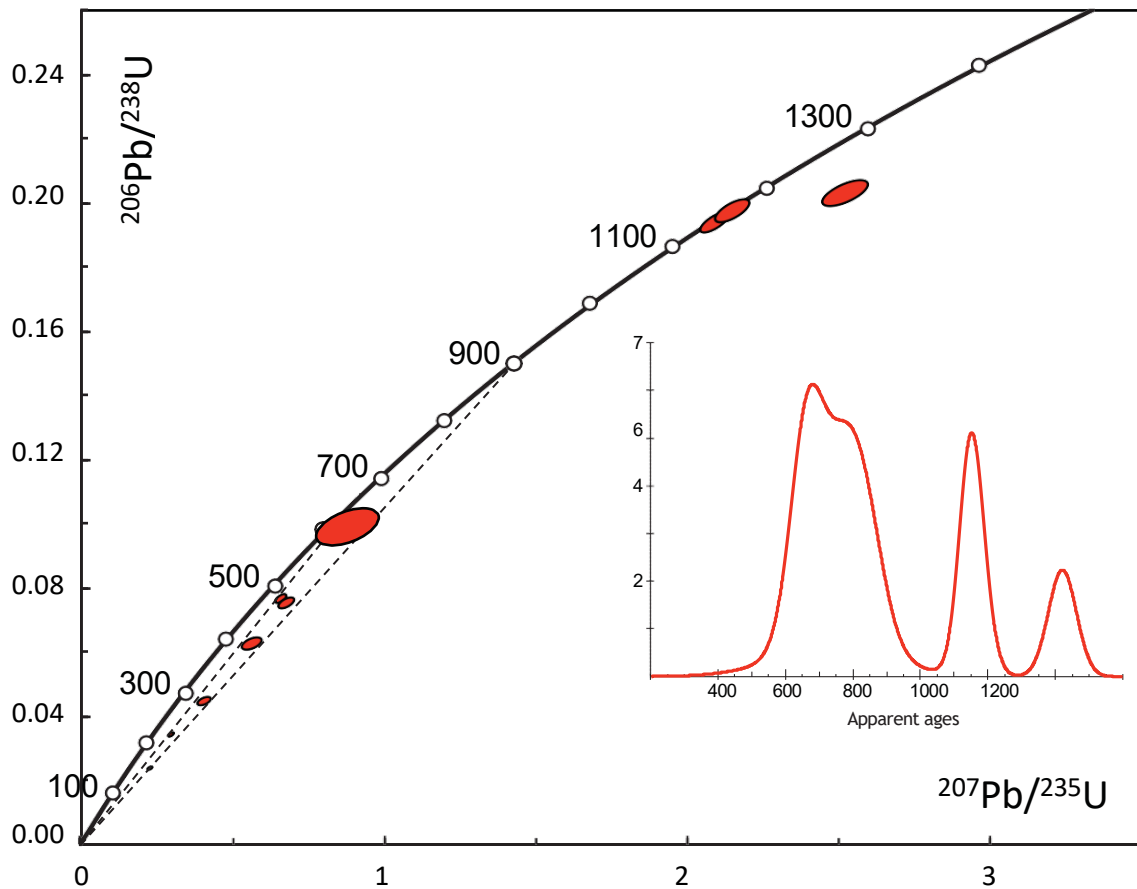


Figure 43 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon BM40.

La concomitance et l'alternance des matériaux d'origine mantellique et crustale impliquent un contexte dans lequel la destruction et le dépôt de matériel mantellique exhumé étaient synchrones au dépôt de matériaux d'origine continentale. Dans la partie nord-est du massif de l'Edough près d'Annaba, d'autres lits de carbonates interstratifiés avec des métapélites contiennent des niveaux d'amphibolites qui ont été interprétées comme des coulées de cendres synchrones avec le volcanisme basaltique de caractère alcalin intraplaque (Hadj Zoubir et al ,2015). Il est important de noter que les métapélites analysées par Hadj Zoubir et al, (2015), représentent l'extension orientale de la formation turbiditique d'Annaba (Série des alternances) classiquement attribuée au Paléozoïque après la découverte d'acritarches par Ilavsky et Snopkova (1987). Toutefois, les photographies publiées par ces auteurs ne sont en aucun cas représentatives de possibles acritarches (une communication écrite de Thomas Servais, 2015). Par conséquent, une telle attribution stratigraphique est totalement spéculative et n'exclut pas la possibilité que les roches mafiques de Bou-Maïza puissent représenter des fragments d'un complexe ophiolitique téthysien

Conclusion

Le spectre d'âge du zircon détritique trouvé dans une gneiss felsique indique la provenance des détritiques d'un segment crustal d'âge néo- à méso-protérozoïque.



Conclusion générale

Conclusion générale

Le complexe mafique de Bou-Maïza affleure dans la partie sud-ouest du massif de l'Edough. Ce dernier est constitué essentiellement par un socle métamorphique polycyclique, recouvert par une couverture tectonique mésocénozoïque et recoupé par des roches magmatiques diverses. (Marignac et Zimmerman, 1983 ; Caby et Hammor 1992 ; Bruguier et al., 2009 ; Fernandez et al., 2016).

Les roches de Bou-Maïza sont composées de métagabbros et d'amphibolites encaissées dans des métasédiments, des marbres et des quartzites. Au microscope, les formations métagabbroïques présentent une paragenèse à amphibole, plagioclase, zoïsite ± rutile ± sphène ± pyroxène et très peu de quartz réactionnel, alors que les amphibolites montrent un assemblage minéralogique d'amphibole, zoïsite, plagioclases ± quartz ± rutile ± sphène. Les amphiboles de ces roches sont pour la plupart des amphiboles de haute pression et présentent des températures moyennes aux alentours de 600° C.

Les observations détaillées sur ces roches, permettent de suggérer que les amphibolites peuvent essentiellement dériver d'arénites mafiques, de litharénites et de siltites alternant avec des couches de quartzite impur, de marbre et de métapélite enrichies en épidote et occasionnellement en diopside. Ces séquences métasédimentaires peuvent représenter des turbidites distales d'origine continentale, océanique ou sub-océanique, tandis que les lentilles et les blocs de métagabbro peuvent provenir de l'érosion d'une crête mafique et sont considérés comme des olistolites mis en place par des écoulements massifs.

La reconnaissance du caractère sédimentaire des amphibolites suggère fortement d'interpréter le complexe de Bou-Maïza comme le produit d'un remaniement syn-sédimentaire d'assemblages plutoniques-volcaniques mafiques sous forme de couches limoneuses, de litharénites et de brèches polymictiques. L'identification de ces blocs de métagabbro, de brèches et de métaarénites gabbroïques intercalées avec des dérivés continentaux métasédiments est interprété comme la destruction d'édifices plutono-volcaniques intra-océaniques soulevés et érodés.

Les données géochimiques et isotopiques permettent de proposer que les roches metabasiques de Bou-Maïza sont interprétés comme faisant partie d'une unité allochtone d'origine océanique qui contient principalement des roches basiques cristallisées à partir d'un manteau appauvri (type MORB) sans apport notable d'une composante crustale, et de suggérer aussi que l'unité de Bou-Maïza représente les fragments perdus de la terminaison sud du bassin

provençal qui a été charrié sur la marge nord-africaine lors de l'ouverture à vergence sud du bassin algérien.

Un âge de néo à méso-protérozoïque a été obtenue à partir d'un zircon d'une roche métasédimentaire collectée à proximité immédiate des roches métagabbros et d'amphibolites



Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114-134.

Abbassene, F., 2016. Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie. *Thèse Doctorat Université De Bretagne Occidentale*. 361p .

Ahmed-Said, Y., & Leake, B. E. (1992). The composition and origin of the Kef Lakhhal 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., Cheilletz, 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.

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.

Arevalo, R., & McDonough, W. F. (2010). Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geology*, 271(1), 70-85.

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*.

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.

Balestro, G., Festa, A., and Tartarotti, P., 2015, Tectonic significance of different block-in-matrix structures in exhumed convergent plate margins: Examples from oceanic and continental HP rocks in Inner Western Alps (northwest Italy): *International Geology Review*, v. 57, p. 581–605.

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.

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.

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.

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

Boillot, G., Feraud, G., RECQ, M., and Girardeau, J., 1989, Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, v. 341, p. 523– 525.

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.

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.

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.

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-Maghrebides 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.

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.

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.

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.

Bruguier, O., Bosch, D., Caby, R., Vitale-Brovarone, A., Fernandez, L., Hammor, D., Laouar, R., Ouabadi, A., Abdallah, N., Mechat, M., 2017. Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth Planet. Sci. Lett.* 474, 215–225.

C

Caby, R., Dupuy, C., and Dostal, Y., 1987, The very beginning of the Ligurian Tethys: Petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras (western Alps (France)): *Eclogae Geologiae Helveticae*, v. 80, p. 223–240.

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.

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.

Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. (2012). Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, *40*(10), 875-878.

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.

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.

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.

Conticelli, 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.

Clerc, C., Lagabriele, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., and Saint Blanquat, M., 2012, Exhumation of subcontinental mantle rocks: Evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 183, p. 443–459.

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.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.

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.

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.

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.

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.

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., & 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.

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.

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.

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.

F

Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, 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., Funiciello, F., Giardini, D., & Lucente, P. (2001b). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(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., Funiciello, 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.*,

Fernandez Laure, Delphine Bosch, Olivier Bruguier, Dalila Hammor, Renaud Caby, Nicolas& Rabah Laouar. (2020) Vestiges of a fore-arc oceanic crust in the Western Mediterranean: Geochemical constraints from North-East Algeria. *Lithos* 370–371

Ferry, J.M., Ushikubo, T., and Valley, J.W., 2011, Formation of forsterite by silicification of dolomite during contact metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 1619–1640.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y., and Codegone, G., 2015, Late Oligocene–early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy). *International Geology Review*, v. 57, p. 540–562.

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.

Fox, P.J., and Heezen, B.C., 1965, Sands of the Mid-Atlantic Ridge. *Science*, v. 149, p. 1367–1370

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.

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.

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.

Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., and Schilling, J.-G., 2013, The mean composition of ocean ridge basalts: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 14, p. 489–518.

Grandjacquet, C., and Haccard, D., 1977, Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du complexe ophiolitique liguro-piémontais: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 18–24.

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.

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.

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.

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.

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.

Gueydan, F., Pitra, P., Afiri, A., Pujol, 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 métabasites 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.

Henni, B. 2006, Les formations ferrifères du massif de l'Edough (Annaba, NE algérien). Etude géologique, géochimique et approche thermodynamique [Doct. Thesis]: Algiers, *Houari Boumediene University*, 198 p.

Henni, B., and Aïssa, D.E., 2007, Géologie et géochimie des formations ferrifères de l'Edough (Annaba, NE algérien): *Bulletin du Service Géologique National*, v. 18, p. 297–314.

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 ³⁹Ar-⁴⁰Ar) (*Thèse de Doctoral*).

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.

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.

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*,

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.

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.

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.

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.

Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., and Macleod, C.J., the IODP expeditions 304-305 scientists, 2007, Oceanic core complexes and crustal accretion at slowspreading ridges: *Geology*, v. 35, 623–626.

J

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.

K

Kirkland, C.I., Smithies, R.H., Taylor, R.J.M., Evans, N., and McDonald, B., 2015, Zircon Th/U ratios in magmatic environments: *Lithos*, v. 212-215, p. 397–414.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279.

L

Lagabrielle, Y., & Auzende, J.M., 1982, Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringer Bank: Analogy with ophiolitic massives. *Nature*, v. 297, p. 490–493.

Lagabrielle, Y., 2009, Mantle exhumation and lithospheric spreading: An historical perspective from investigations in the Oceans and in the Alps-Apennines ophiolites: *Italian Journal of Geosciences*, v. 128, p. 279–293.

Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.L., 2008, Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: Field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: *Terra Nova*, v. 20, p. 11–21.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., and de Saint Blanquat, M., 2010, Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Lherzolite bodies: *Tectonics*, v. 4012.

Lagabrielle, Y., Vitale Brovarone, A., and Ildefonse, B., 2015, Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica: *Earth-Science Reviews*, v. 141, p. 1-26.

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.

Lemoine, M., 2003, Schistes lustrés from Corsica to Hungary:

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.

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, X.H., Faure, M., Lin, W., and Manatschal, G., 2013, New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust: The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps: *Lithos*, v. 160–161, p. 283–291

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.

Ludwig, K.R., 2003, Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Vol. 4, *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, p. 71.

M

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., and Lagabriele, Y., 2011, The Chenaillat Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?: *Lithos*, v. 124, p. 169–184.

Masclé, G., Lemoine, M., Masclé, J., Rehault, J.P., and Tricart, P., 1991, Ophiolites and the oceanic crust: New evidence from the Tyrrhenian sea and the Western Alps: *Journal of Geodynamics*, v. 13, p. 141–161.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.

Michard, A., Mokhtari, A., Chaloui, A., Saddiqi, O., Rossi, P., and 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*, v. 185, p. 313–328.

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.

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.

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.

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.

N

Nemli, A., and Bedroune, O., 1999, Rapport final sur les travaux de prospection des polymétaux dans la région de Boumaïza: Annaba, Ministère de l'Énergie et des Mines, *Office National de la Recherche géologique et Minière, unpublished Report*, p. 85.

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.

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.

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.

O

ORGM, 1997, Travaux d'évaluation préliminaire du fer sur les flancs du gisement de Bou-Maïza (Tebeïga): Annaba, Ministère de l'Énergie et des Mines, Office National de la Recherche Géologique et Minière, (unpublished report).

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.

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.

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., & Stern, R. J. (2006). Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 166, 63.

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 sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical geology*, 145(3), 325-394.

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.

R

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.

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.

Royden, L. H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.

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).

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 Convegni Lincei Roma*.

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.

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. (1985). The continental crust: its composition and evolution.

Tortorici, L., Catalano, S., and Monaco, S., 2008, Ophiolitic-bearing mélanges in southern Italy: *Geological Journal*, Published online in Wiley Interscience.

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.

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.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., and Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses: *Geostandards Newsletter*, v. 19, 1-23.

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.

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.

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.

X

Xu, G., Will, T.M., and Powell, R., 1994, A calculated petrogenetic grid for the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with particular reference to contact metamorphosed pelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 99–119

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

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.

Z

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.

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.



Annexes

Méthodes analytiques

Analyses in situ des éléments majeurs

Les échantillons ont été analysés sur une sonde électronique CAMECA SX100 à l'université de Montpellier. Les mesures ont été effectuées avec une intensité du faisceau de 10nA et une accélération de 20kV sur des lames épaisses polies de 150 µm. Les standards synthétiques et naturels sont utilisés pour les calibrations de chacun des éléments chimiques analysés.

Analyses des éléments majeurs et traces sur roche totale

Les échantillons de roche ont été broyés puis réduits en poudre dans un moulin à agate pour analyses de la roche totale. Les éléments majeurs (Tableau 3) ont été analysés par ICP-AES au SARM (Nancy) et par la fluorescence X (XRF) au centre de CRPG de Nancy. Les concentrations en éléments traces de la roche totale ont été déterminées à l'aide d'un ICP-MS quadripolaire Agilent 7700× du plateau technique AETE-ISO (OSU OREME, Montpellier) et par ICP-MS à l'aide d'un Thermofinnigan Element XR à Géosciences Montpellier. 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.

Les analyses isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf ont été lessivées avec de l'acide hydrochlorique 6N HCl pendant 1h30 à 95°C, puis rincées trois fois avec de l'eau Milli-Q ultra-pure et centrifugées pendant 20 min pour chaque étape. Après ce traitement de lixiviation, les échantillons ont été dissous pendant 72 heures sur une plaque chauffante à 140°C avec un mélange de 48% de hafnium concentré et acide nitrique 13N HNO₃ (1:1) et quelques gouttes de HClO₄. Après évaporation à sec, HNO₃ a été ajouté au résidu et maintenu à environ 110°C pendant 48 h avant évaporation à sec. Pb a été séparé en utilisant une résine anionique avec des acides bromhydrique HBr et chlorique HCl comme réactifs.

La séparation chimique de Sr, Nd et Hf a été réalisée en trois étapes successives de concentration/purification pour chaque élément. Les blancs totaux pour Pb, Hf, Nd et Sr étaient respectivement inférieurs à 22, 12, 15 et 40 picogramme et ont été considérés comme négligeables pour les présentes analyses.

Les compositions isotopiques du strontium ont été mesurées sur un spectromètre de masse Finnigan Triton TI au Laboratoire de Géochimie GIS de Nîmes. Les rapports isotopiques du plomb du hafnium et du néodyme ont été mesurés à l'aide du Nu 500-HR MC-ICP-MS de l'École Normale Supérieure de Lyon.

Pour évaluer la reproductibilité et l'exactitude des rapports isotopiques, des normes ont été exécutées à plusieurs reprises au cours de ce travail. Les valeurs moyennes standard étaient de $0,282159 \pm 09$ (2σ) ($n=10$) pour la norme JMC475 Hf, $0,5119610 \pm 5$ (2σ) ($n=8$) pour la norme AMES-Rennes Nd et 0.7102492 NBS 987 value (Chauvel et Blichert-Toft2001). Les standards NBS981 Pb ont été analysés régulièrement et ont donné une reproductibilité supérieure à 200 ppm pour les trois Rapports dépendants du ^{204}Pb .

Analyses radiogéniques

Les données Zircon U–Pb ont été acquises à Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, Montpellier, France), par ablation laser-ICP-MS à l'aide d'un laser Lambda Physik CompEx 102 Excimer couplé à un champ sectoriel Element XR ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Les tailles de spot laser étaient de 26 μm . Le laser a d'abord été déclenché pour nettoyer la surface de l'échantillon (10 impulsions), puis le matériau a été ablaté pendant 45 seconde sous hélium ultra-pur dans une cellule de forme circulaire de 15 cm^3 avec une densité d'énergie de 10 J/cm^2 à une fréquence de 3 Hz. Les échantillons inconnus ont été encadrées par des analyses de l'étalon de zircon G91500 (Wiedenbeck et al. 1995) utilisé pour le fractionnement inter-éléments et pour les corrections du facteur de biais de masse.

La reproductibilité des rapports Pb/U et Pb/Pb standard du zircon G91500 était respectivement de $\pm 0,5 \%$ et $\pm 0,5 \%$ ($n=8$) pour la session requise pour analyser les échantillons. Ces incertitudes ont été ajoutées en quadrature avec l'erreur de comptage pour déterminer les incertitudes des analyses Pb/U et Pb/Pb individuelles. Les âges et les rapports isotopiques du Pb $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour chaque analyse ont été calculés à l'aide d'Isoplot/Ex (Ludwig 2003).

Listes des échantillons

Ech	Nature de la roche	Ech	Nature de la roche
BM40	Gneiss à amphibole leucocrates	Sb1	Métagabbro
BM41	Roche chalcosilicatée	Sb2	Métagabbro à grains fin
BM42	Métagabbro à gros grains	Sb3	Métagabbro à gros grains
BM43	Métagabbro à gros grains	Sb4	Métadolérite
BM44	Métagabbro à gros grains	BM1a	Métagabbro
BM45	Métagabbro	BM1b	Métagabbro

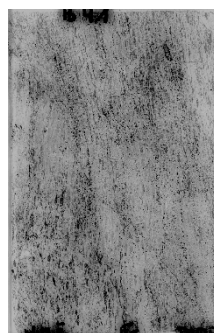
BM46	Métadolérite	BM1c	Amphibolite
BM2a	Amphibolite	BM3c	Amphibolite
BM2b	Métagabbro	BM3d	Métagabbro
BM3a	Métagabbro	BM4a	Amphibolite



BM40



BM41



BM41 Bis



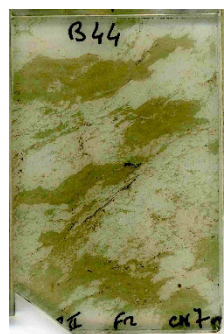
BM42



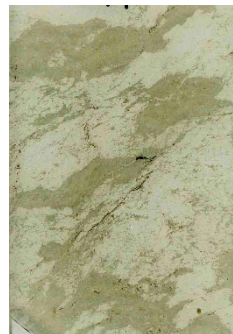
BM42 bis



BM43



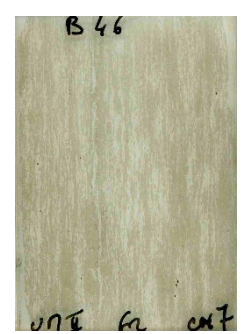
BM44



BM44 bis



BM45



BM46



BM47



BM49



BM50



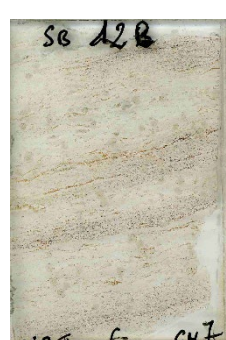
BM51



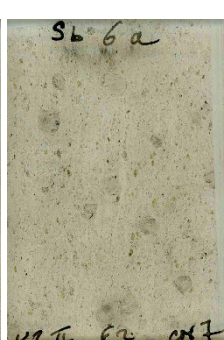
Sb 4



Sb1



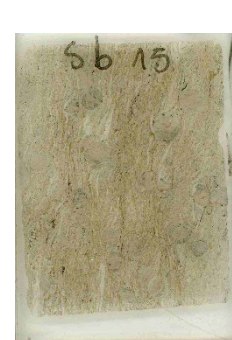
Sb2



Sb6



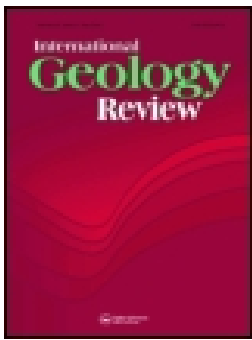
Sb15



Sb15-1



Publications




Reworking of intra-oceanic rocks in a deep sea basin: example from the Bou-Maiza complex (Edough massif, eastern Algeria)

Mehdi Mechat, Renaud Caby, Dalila Hammor, Delphine Bosch, Olivier Bruguier & Laure Fernandez

To cite this article: Mehdi Mechat, Renaud Caby, Dalila Hammor, Delphine Bosch, Olivier Bruguier & Laure Fernandez (2017): Reworking of intra-oceanic rocks in a deep sea basin: example from the Bou-Maiza complex (Edough massif, eastern Algeria), International Geology Review, DOI: [10.1080/00206814.2017.1343688](https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1343688)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2017.1343688>

 View supplementary material [↗](#)

 Published online: 13 Jul 2017.

 Submit your article to this journal [↗](#)

 Article views: 2


 View related articles [↗](#)

 View Crossmark data [↗](#)

ARTICLE



Reworking of intra-oceanic rocks in a deep sea basin: example from the Bou-Maiza complex (Edough massif, eastern Algeria)

Mehdi Mechatia^a, Renaud Caby^b, Dalila Hammor^c, Delphine Bosch ^b, Olivier Bruguier^b and Laure Fernandez^b

^aCentre Universitaire de Tamanrasset, Tamanrasset, Algeria; ^bGéosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université de Montpellier 2, Montpellier, France; ^cLaboratoire de Géologie, Université Badji Mokhtar BP12, Annaba, Algeria

ABSTRACT

Metagabbros and amphibolites exposed in the Bou-Maiza area of the Edough massif (northeast Algeria) are described in detail. Field and petro-structural observations point to the syn-sedimentary emplacement of gabbros as clasts, blocks and lenses of polymictic gabbroic breccias. Associated amphibolites display fine-scale parallel sedimentary bedding and represent mafic epiclastites, litharenites and mafic greywackes. The mafic beds and lenses are intercalated with aluminous pelitic schists of continental origin, quartzite and marble. It is concluded that all mafic rocks from this locality derive from the erosion of an oceanic plutono-volcanic complex of MORB affinity that was reworked in a block matrix mélange and emplaced as turbidites and debris flows during the Mesozoic. We propose a convergent plate margin setting for these formations connected with the subducted Calabrian branch of the Tethyan slab.

ARTICLE HISTORY

Received 16 December 2016
Accepted 14 June 2017

KEYWORDS

Amphibolite; metagabbro; sedimentary mélange; Maghrebides; Northeastern Algeria

1. Introduction

In the peri-Mediterranean belt most metabasic rocks of MORB affinity referred to as 'dismembered ophiolites' represent parts of the Late Jurassic oceanic crust and mantle. Their mode of emplacement within sediments of continental origin has been interpreted in different ways in the Apennines that escaped Alpine metamorphism and in the western/central Alps (see review in Lagabrielle 2009). An undetached post-ophiolitic cover has been observed in most Alpine and Apenninic massifs (Lemoine 2003 and references therein). An Oman-type obduction mechanism is not realistic for the massifs occurring as hectometer-in size lenses and boudins within Cretaceous sediments. The model of 'distal-continental margin' environment for the emplacement of the serpentinized mantle has been applied to the Alps as well as to the Apennine and Corsica since Lemoine *et al.* (1987). It is now established that the Tethyan ophiolites have been sampled from different regions of the Tethys ocean, including the distal, hyper-extended passive margins and the more internal (ultra-?) slow-spreading centre (see review in Lagabrielle 2009). The intra-oceanic nature of most ophiolitic breccias from the Apennines is well established since several decades (Abbate *et al.* 1970; Lagabrielle 2009; references therein). Some sedimentary breccias were first interpreted as clastic formations deposited in the front of nappes (e.g. Grandjacquet and Haccard

1977). Since 1980 (Lemoine *et al.* 1987), the concept of mantle exhumation at ocean-continent transition of slow-spreading ridges from present-day oceans and from the Alpine belt has been proposed (Lagabrielle 2009). In the western Alps except the Chenaillet massif (Li *et al.* 2013), the ophiolitic units suffered high-pressure, low-temperature syn-kinematic metamorphism and strong boudinage. However, the same characteristics are observed in the non-metamorphic Apennines and in metamorphic parts of the Alpine belt (Lemoine *et al.* 1987; Mascle *et al.* 1991; Lemoine 2003). Following Manatschal *et al.* (2011) and Lagabrielle *et al.* (2015), most Alpine ophiolitic breccias relate to mantle exhumation at ocean-continent transition and to edification of mantle core complexes.

In the Maghrebides are exposed few occurrences of mafic and ultramafic rocks considered as fragments of the Mesozoic Tethys seafloor (Durand Delga *et al.* 2000) as well as in the Rif (Bezaggagh *et al.* 2014; Michard *et al.* 2014) but lack extensive petrological and geochemical studies. On another hand, the young oceanic crust dredged from the Tyrrhenian Sea shows striking similarities with the successions observed from the Apennines and the western Alps (Mascle *et al.* 1991). Correlations between the Maghrebides on one hand and the Apennine and the Alps through the Calabria ophiolite belt on the other hand are thus conjectural

and require new data from eastern Algeria. The Bou-Maïza mafic complex (Figure 1) is exposed in the south-western part of the Edough massif, a metamorphic core complex of Miocene age (Caby and Hammor 1992; Caby *et al.* 2001; Bosch *et al.* 2014a). This study is mainly based on field occurrence and petrological characters of the Bou-Maïza metagabbros and amphibolites for which new isotopic data are presented. We tend to highlight the relationships between mafic rocks and metasediments and to discuss between different possible geodynamic scenarii to explain by which mechanism the metagabbros were inserted in terrigenous metasediments. Do they represent a dismembered sill complex? Do they represent a case of intra-oceanic sedimentary reworking of plutono-volcanic assemblages in a spreading environment, as described in the oceans and similarly to the Alpine/Apenne ophiolites? Or do they represent part of a mélangé linked with the initiation of a subduction or an accretionary complex?

2. Geological background

The Bou-Maïza mafic complex is exposed in the south-western part of the Edough massif (Figure 1). The Edough massif represents a metamorphic core

complex of Miocene age that is exposed below the greenschist facies Tellian nappes (Caby and Hammor 1992; Caby *et al.* 2001). The core of the massif is represented by granite-gneisses and diatexites overlain by metasediments of unknown age. On top of the core, the Kef Lakhal mafic complex (c. 1000 m thick) mainly composed of amphibolites and metagabbros represents a klippe (Caby *et al.* 2001, 2014). The amphibolites suffered syn-kinematic high-temperature amphibolite facies metamorphism ($T \geq 800^\circ\text{C}$, $P \geq 12$ kbar, Caby *et al.* 2001). An hectometric-sized peridotite body is inserted in the anatexites of the dome (Sidi Mohamed peridotites), its incorporation in the anatexites having taken place at c. 18 Ma (Bruguier *et al.* 2009). The Kef Lakhal complex has been interpreted as a fragment of the Tethys oceanic crust (Bosch *et al.* 2014a) obducted onto Africa at 20.85 ± 0.34 Ma (Fernandez *et al.* 2016). The occurrence of metamorphic diamonds reported from the mélangé at the base of this mafic complex (Caby *et al.* 2014) evidence that at least part of the Edough massif has been involved in a subduction environment to ≥ 100 km depth prior to thrusting and later arching of the dome. The Bou-Maïza mafic complex lies in the same structural position than the Kef Lakhal complex above terrigenous metasediments (Caby *et al.* 2001).

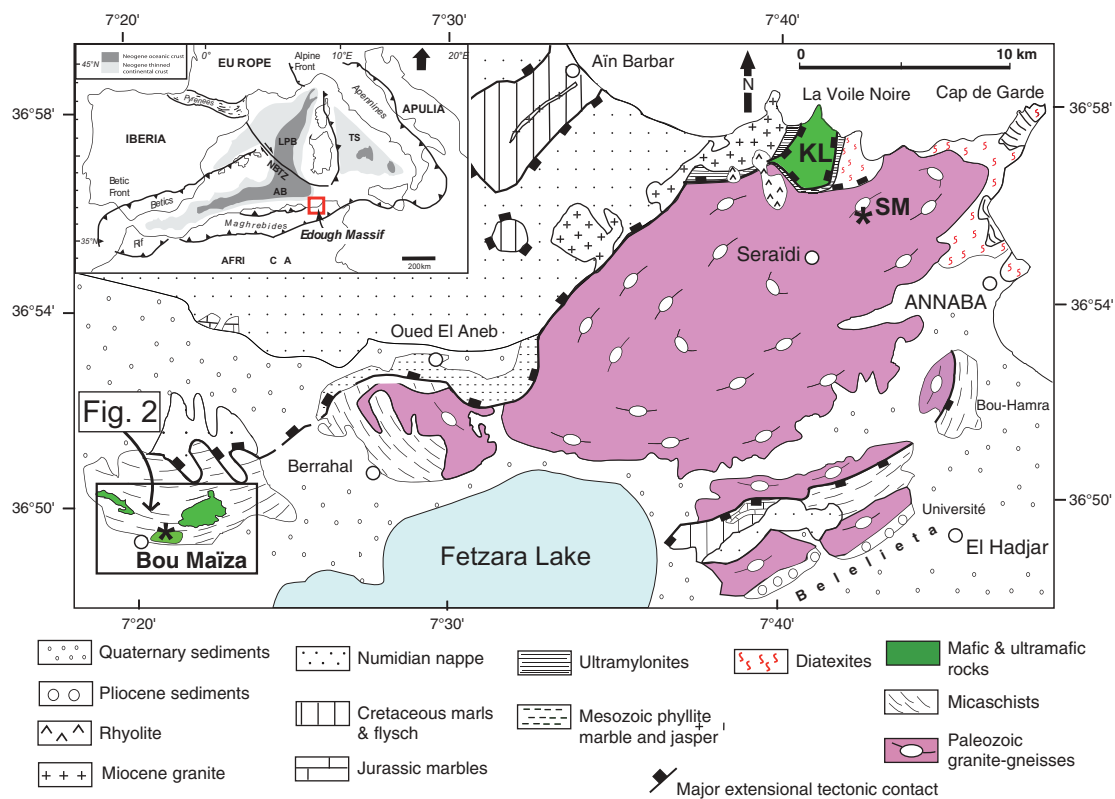


Figure 1. Simplified geological map of the Edough massif (after Caby *et al.* 2001, modified). KL: Kef Lakhal mafic complex; SM: Sidi Mohamed peridotite).

3. Rock types and field occurrences

Due to rather poor outcrop conditions, mafic rocks of Koudiet Bou-Maïza (Figure 2) are most often loose stones of olivine gabbro, brecciated gabbros and sheared serpentinite. Detailed field observations for this study were done in the Koudiet el Hamra quarry, with additional observations from abundant drill cores of several boreholes from the Koudiet Sidi Zaghoud area (collection M. Mechat and D. Hammor). The quarry section as observed in 2012 allowed us observing that metasediments of continental origin and mafic rocks are closely associated in the form of layers, lenses and blocks (Figures 3 and 4(a,b)).

3.1. Metasediments

3.1.1. Aluminous metapelites

Metapelites display preserved regular sedimentary bedding at outcrop scale and revealed in hand

specimen by millimetre-scale parallel laminations delineated by heavy minerals bands, and layers of quartzite, impure marble, calcareous schist, garnet-rich layers and lenses of layered actinolite schist (Figures 4(a–c)). Most metapelites contain white mica and few biotite, quartz, rare plagioclase, garnet, kyanite and staurolite.

3.1.2. Metaquartzite

The top of the main amphibolite horizon is overlain by a metaquartzite layer (2–5 m thick) showing almost millimetre to centimetre-scale parallel laminations and thin layers of micaschist. The quartzitic beds are capped by layered actinolite (Figure 4(c,d)). Al-silicates and garnet are present in the quartzite. The scarcity of plagioclase and the presence of rounded zircon and apatite grains indicate derivation from evolved sandy material of continental origin.

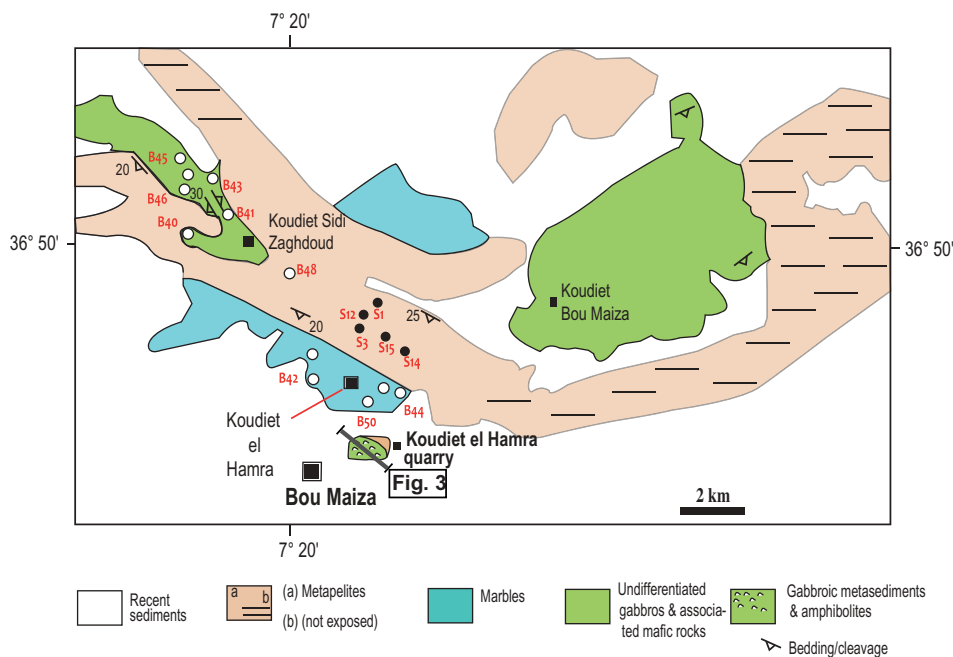


Figure 2. Geological map of the Bou-Maïza area (after ORGM 1997, modified). White and black circles as well as red numbers indicate the location of the boreholes.

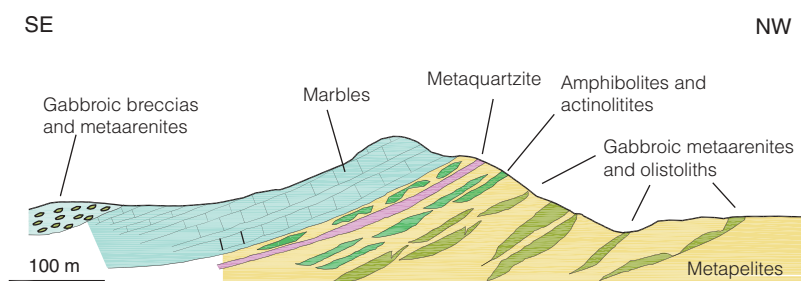


Figure 3. Geological profile across the Bou Hamra quarry.

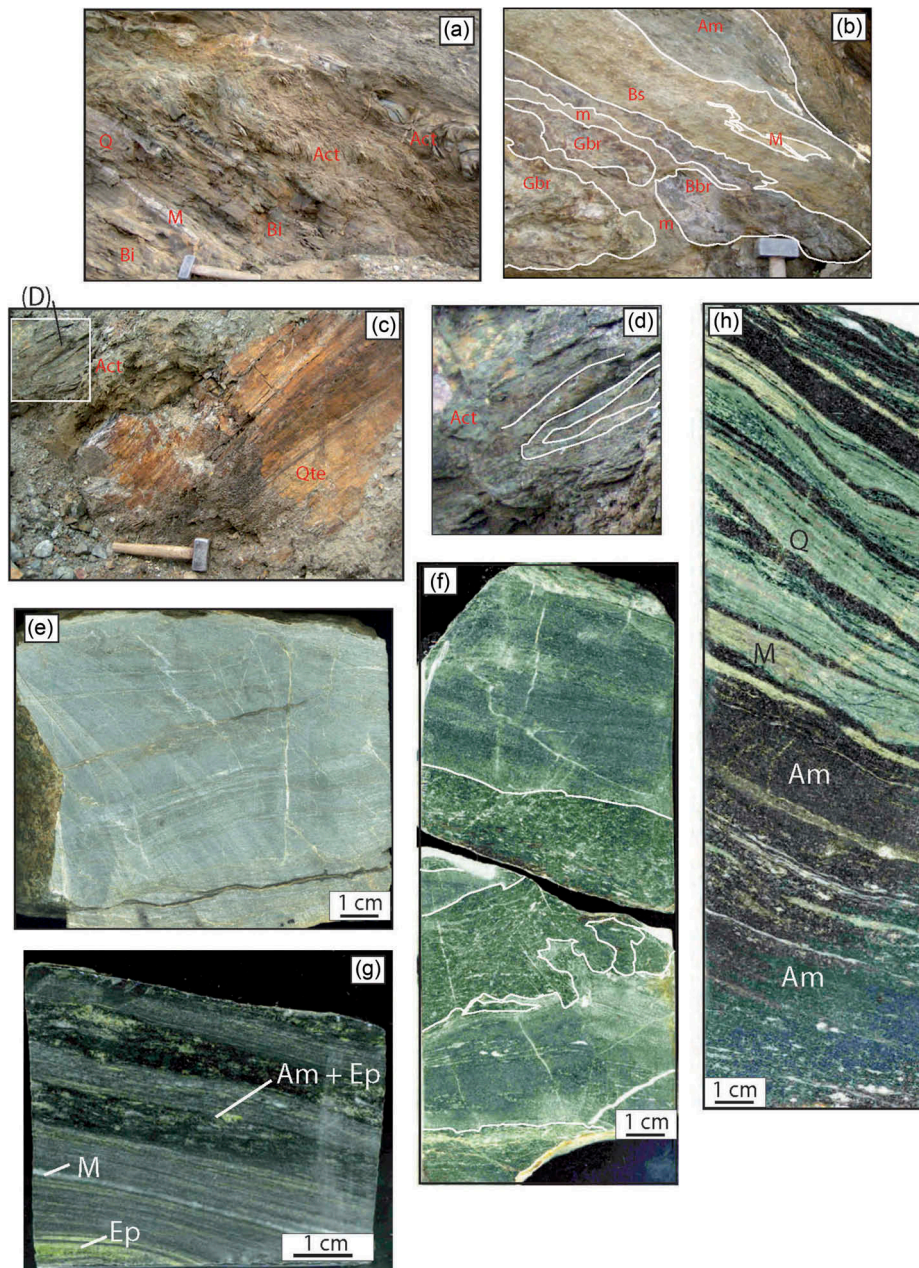


Figure 4. Field aspect and relict sedimentary features of selected amphibolites. Blackish sections of drill cores were polished, impregnated by paraffin oil and scanned, the images being enhanced with a maximum colour contrast. (a) Biotite schist (Bi) alternating with quartzite (Q), marble (M) and actinolite (Act). (b) Lenses of gabbro breccia (Gbr) and basaltic breccia (Bbr) in matrix (m) intermingled with biotite schist (Bs) and amphibolite (Am). (c) Layered metaquartzite capped by an actinolite layer. (d) Layered actinolite affected by recumbent folding considered as a syn-sedimentary fold. (e) Preserved mm-scale compositional sedimentary bedding in fine-grained amphibolitic metasilt. (f) Two fragments of amphibolite showing abrupt vertical transition and injection of coarser-grained amphibole-plagioclase metaarenite in mafic metasilt. (g) Thin amphibolite and epidote layers alternating with calcareous metasilt. (h) Dark layered amphibolite with alternating parallel laminations of quartz-rich metasilt and marble (borehole SB3). Act: Actinolite; Am: Amphibolite; Bbr: basaltic breccia; Bs: biotite schist; Ep: epidote; Gbr: gabbro breccia; M: marble; m: matrix; Qte: quartzite; Q: quartz.

3.1.3. Marble

A marble layer (c. 10–25 m thick) overlies the amphibolites. The marble has commonly a grain size ≥ 3 mm of calcite, and Fe–Mg carbonates with a few quartz and variable amounts of talc. Its top is delineated by an

alternation of clinopyroxene-quartz-garnet calc-silicate gneiss and weathered siderite enriched layers. Actinolite, hedenbergite, forsterite and chlorite layers, a few millimetre to 1 cm thick, are also observed. This marble band hosts a stratabound polymetallic mineralization explored

through numerous drillings at depths 200–300 m (Figure 2). The mineralization mainly consists in stratiform magnetite and hematite layers with up to 40wt% Fe (Henni 2006; Henni and Aïssa 2007). Impregnations of galena, sphalerite and chalcopyrite have also been identified (Nemli and Bedroune 1999).

3.2. Mafic rocks

3.2.1. Amphibolites

Amphibolites layers and lenses are inserted in the micaschists (Figure 3 and 4(a–d)). These rocks show a great variety of mineralogy and microstructures. Most fine-grained amphibolites display a cryptic layering of millimetre to centimetre scale almost parallel to lithological boundaries and to the metamorphic foliation. Images of scanned core sections frequently reveal well-preserved parallel sedimentary laminations (Figures 4(e–h)). The fine-scale layering first corresponds to different compositions and grain sizes (0.2–3 mm). The vertical passages from one bed to the other, either gradual or not, are considered as inherited from sedimentary bedding at least in most cases. Preserved oblique bedding, graded bedding, truncations, micro-slumping, load and injection features that escaped to syn-metamorphic flattening (Figure 4(f)) are revealed in the finest grain samples that derive from alternating mafic metasilt and fine-grain mafic metagreywacke (Figure 4(g)). Other thinly layered sequences are made up of alternating white ribbons (quartz ± plagioclase ± clinozoisite) and mafic layers containing ≥80% vol. of amphibole (Figure 4(h)). Beds and lenses with microbreccia structure represent unsorted coarse grain litharenites containing angular clasts of assumed gabbroic material (Figure 5(a)) and of basaltic nature and embedded in a mafic arenite (Figure 5(b)). Some layers of talc-tremolite-actinolite schist devoid of plagioclase and thus of ultramafic composition reveal a ghost clastic fabric (Figure 5(c,d)), and the occurrence of chromite clasts.

3.2.2. Microstructures of amphibolites

Some mylonitic and ultramylonitic amphibolites may derive from gabbroic to microgabbroic protoliths. However, most samples display primary feature of millimetre scale laminated micro-layers related to variable abundances of felsic minerals (plagioclase, quartz and epidote and/or zoisite), and amphibole of hastingsitic composition. Actinolitites (≥95% actinolite) occur both as boudins and as bands in which a layered microstructure occurs as in the amphibolites. The layering is defined by different grain size of actinolite and by the variable abundance of Mg chlorite, tremolite and talc (Figure 5(c,d)). Actinolite from massive actinolitites

contains a significant amount of prismatic rutile inclusions. Nearly pure tremolite-talcschists are also present. Some ribbon layers of millimetre scale consist of felsic plagioclase-amphibole gneiss (c. 10% of amphibole) and amphibole-rich bands. The layered felsic parts from sample B40 (Figure 4(h)) contain abundant prismatic and xenomorphic zircon grains that have been dated (see Section 5.2). B41 is a calcic layer from a borehole (≥20wt% CaO). It contains poikilitic clinzoisite as the main mineralogic phase, clinopyroxene, calcite, calcic garnet and titanite indicative of a primary impure calcareous sediment. Common fine-grained amphibolites with grain-size 1–3 mm display preserved sedimentary bedding (Figure 5(e)). Other types contain polycrystalline and monocrystalline plagioclase clasts (Figure 5(f)) while some layers contain recrystallized oligoclase (Figure 5(g,h)), showing a zoisite-enriched core inherited from former zoned plagioclase phenocryst (Figure 5(i)). The low Na₂O content of whole rocks (WRs) (<1–2%) indicates that the former magmatic plagioclase was calcic as in gabbro samples (Bosch *et al.* 2014a). Brown staining observed in some fine-grained actinolite-tremolite ± talc schists (± ilmenite, rutile and zircon) show gradational transition to micaschists and contain pale brown biotite. In the darker bands, in which amphibole is the most abundant mineral, the ribbon microstructure is revealed by layers (≤1 mm) enriched in ilmenite, titanite and rutile (≤50–100 μm). A significant enrichment in Fe sulphides (pyrrhotine) of probable primary origin is also observed along selected layers.

3.2.3. Metagabbros

Metagabbros occur as dispersed blocks and boudins of different composition and grain size (from leucogabbro to melagabbro and actinolite) that are embedded with sharp or diffuse margins in enclosing schists, amphibolites and actinolite-talc schist layers. Most gabbros are coarse-grained (1–3 cm), Ca-rich types, some blocks display a nearly undeformed magmatic structure (Figure 6(a)) while other display mylonitic to ultramylonitic fabrics (Figure 6(b)). Though evident in hand specimen, the magmatic structures were thoroughly overprinted by the metamorphic mineralogy and fabric, green amphiboles occurring both as blasts and as pseudomorphs after phenocrasts of rarely preserved magmatic augite and of amphibole fringed by actinolite rims.

3.2.4. Gabbroic metabreccias and olistoliths

The top of the section above the marble layer (only exposed thanks to excavation workings for house building) shows the most significant features arguing

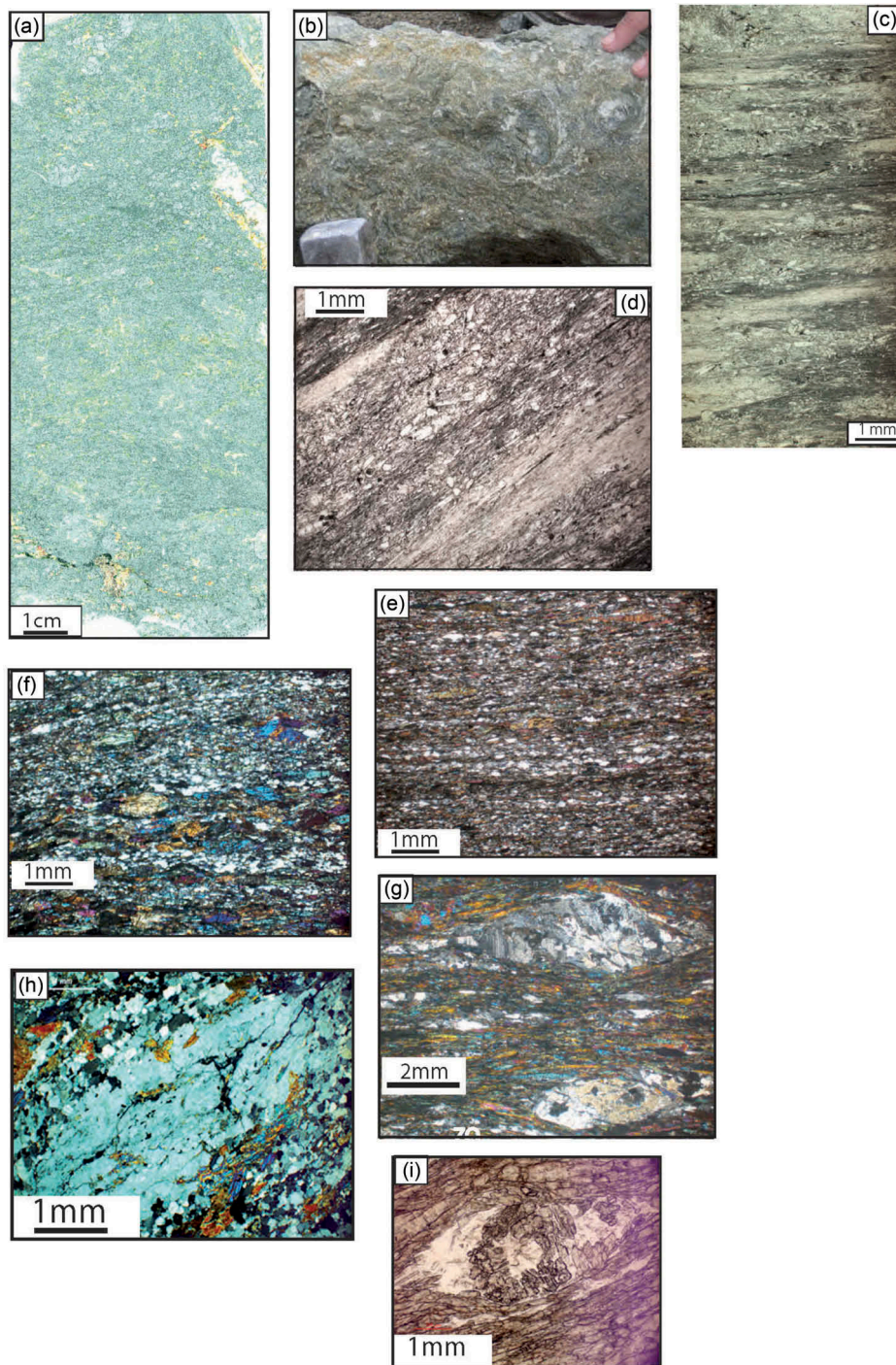


Figure 5. (a) Unsorted litharenites containing angular centimetre-sized clasts of altered gabbroic rocks (borehole SB3). (b) Unsorted basaltic epiclastite. (c) Layered actinolite with ghost clastic fabric overprinted by actinolite needles (d). (e) Layered amphibolite enriched in quartz; note the relict oblique bedding. (f) Fine-grained layered amphibolite containing plagioclase phenoclasts. (g) Details of a recrystallized polycrystalline plagioclase. (h) Plagioclase phenoclast rimmed by secondary quartz-plagioclase mosaic. (i) Plagioclase clast displaying a zoisite-rich core (Zo) indicating relict magmatic zonation.

for the sedimentary reworking of gabbros. Several horizons, 1–3 m thick, contain lenses of unsorted angular blocks of gabbros of different mineralogy and grain size: calcic gabbro, leucogabbro, Mg-rich gabbro, actinolite. The blocks are set up in lenses of

poorly stratified polymictic gabbroic metabreccias and metaarenites (Figure 6(c,d)) comprising lenses of layered actinolite schist, calcareous schist and garnet micaschist. Some gabbroic blocks display a strong metamorphic foliation that contrasts with the slightly

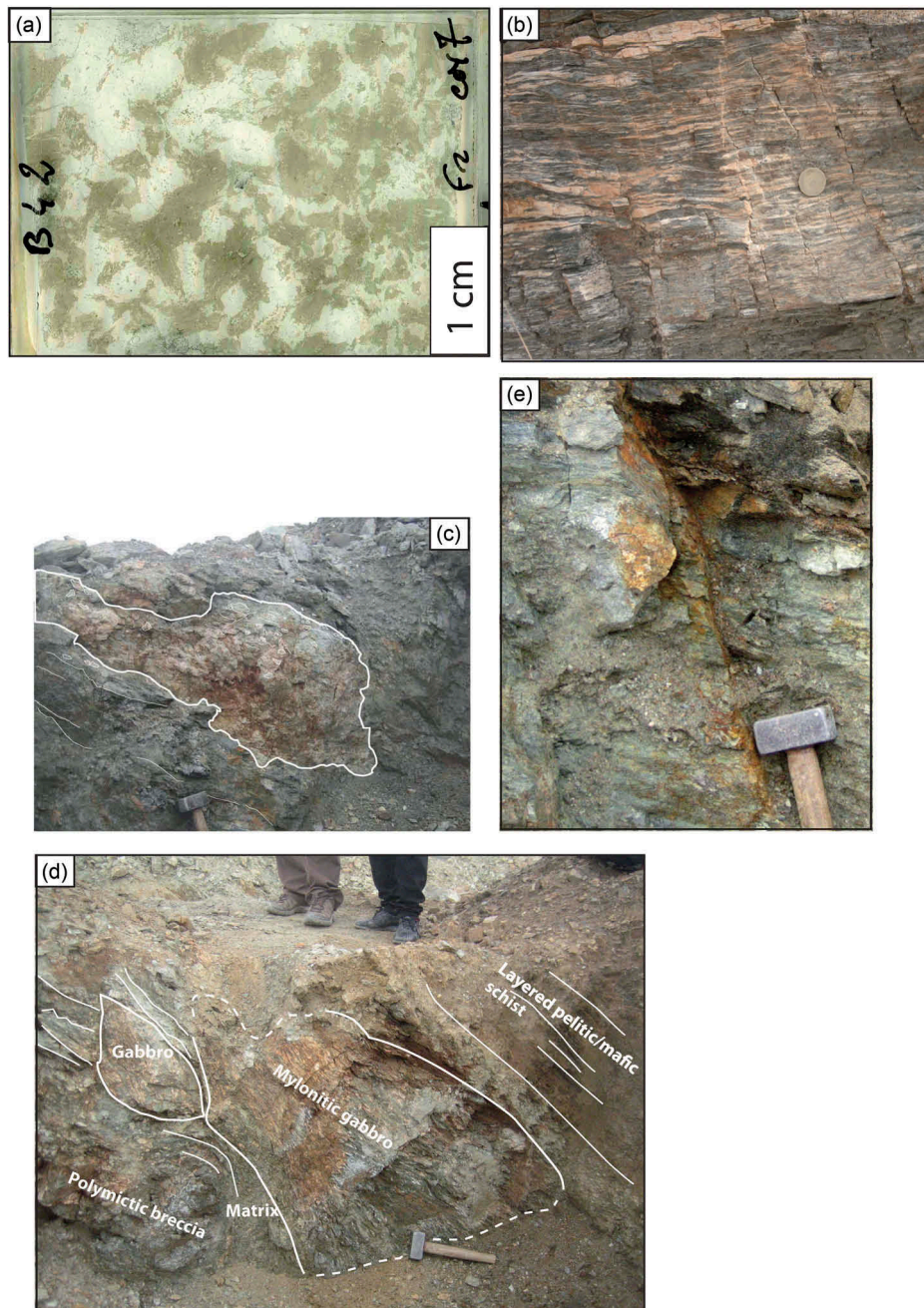


Figure 6. (a) Nearly undeformed amphibole-plagioclase metagabbro. (b) Mylonitic coarse-grained to pegmatitic metagabbro. Note the plagioclase lens on top. (c) Lens of polymictic breccia with undeformed gabbro elements enclosed in mafic litharenite. (d) Layered and sorted litharenites of gabbroic material that enclose blocks of different types of coarse-grain gabbro and of polymictic gabbroic breccia. (e) Stratified gabbroic litharenite to metabreccia.

deformed breccia structure of the gabbroic matrix (Figure 6(e)).

4. Metamorphic mineral assemblages of the Bou-Maïza rocks

The syn-kinematic mineral assemblage of micaschists and quartzites includes white mica, quartz, rare plagioclase,

garnet, $\leq 5\%$ vol. of kyanite and staurolite and late biotite. Kyanite is frequently included in staurolite. Both early prismatic rutile and ilmenite inclusions represent the Ti-bearing metamorphic phases in the matrix and also armoured in garnet, kyanite and staurolite. Prograde acicular chloritoid has been observed in some garnet cores whereas staurolite occurs towards their rims. The preservation of millimetre in scale ghost sedimentary bedding in the Al silicates argues for one single stage of

prograde regional metamorphism having affected the aluminous pelites, as observed in the whole Edough Massif (Caby *et al.* 2001). In amphibolites and metagabbros, amphiboles represent syn-kinematic blasts and have compositions of tschermakite. Rare pale-brown biotite in equilibrium with Mg chlorite is present in some amphibolites. Coarse-grained metagabbros contain amphibole clasts representing pseudomorphs after igneous relics fringed by actinolite. Metamorphic plagioclase is in the range of An₃₀. Actinolite and Mg chlorite in equilibrium with zoisite are the main phases of many amphibolites, while platy blasts of plagioclase are present in actinolite-tremolite ± chlorite ± talc schists. Inclusions of prismatic rutile are present in all minerals, but titanite of possible magmatic origin is observed in some coarse-grained metagabbros. Some massive amphibolites show the development of veinlets (1 mm to a few centimetres thick) with ≥80% vol. of subhedral plagioclase, c. 10% vol. of quartz and rare biotite, that may represent syn-metamorphic segregates extracted from adjacent metapelites. The conditions of metamorphism are thus apparently similar for all rock types. The overall occurrence of early prismatic rutile included in metamorphic minerals of metapelites (garnet, plagioclase, kyanite) is interpreted as symptomatic of high-pressure conditions $P \geq 8$ kbar for $T \leq 600^\circ\text{C}$ (Xu *et al.* 1994). The coexistence of calcite and forsterite in marbles related to the breakdown of dolomite argues for a temperature in the range of 595–680°C (Ferry *et al.* 2011). Retrograde minerals (Fe chlorite, calcite, haematite and Fe sulphides) are related to brittle fractures and evidence the circulation of low-temperature fluids.

5. U–Pb geochronology

5.1. Analytical procedure

Zircon U–Pb data were acquired at Geosciences Montpellier (University of Montpellier, Montpellier, France), by laser ablation-ICP-MS using a Lambda Physik CompEx 102 Excimer laser coupled to an Element XR sector field ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry). Laser spot sizes were 26 µm. The laser was first fired to clean the sample surface (10 pulses) and then material was ablated for 45 s under ultrapure helium in a 15-cm³, circular-shaped cell with an energy density of 10 J/cm² at a frequency of 3 Hz. Unknowns were bracketed by analyses of the G91500 zircon standard (Wiedenbeck *et al.* 1995) used for inter-element fractionation and for mass bias factor corrections. Reproducibility of the G91500 zircon standard Pb/U and Pb/Pb ratios was ±0.5% and ±0.5%, respectively ($n = 8$) for the session required to

analyse the samples. These uncertainties were added in quadrature with the counting error to determine uncertainties of the individual Pb/U and Pb/Pb analyses. The ages and the ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb isotopic ratios for each analysis were calculated using Isoplot/Ex (Ludwig 2003).

5.2. Results

Ten zircon grains were found in the B40 thick section and they were all analysed in-situ (Supplementary Table 1). The observed grains display euhedral to rounded shapes in agreement with a detrital origin. Their Th/U ratios are high (Th/U > 0.25 and up to 0.84), which is classically attributed to a magmatic crystallization (Kirkland *et al.* 2015). Reported in the concordia diagram, the results display variable discordance degree and ages (Figure 7). Concordant analyses are restricted to two grains with apparent ages around 1150 Ma (#3–1 and #4–1), indicating provenance from a late Mesoproterozoic source. The discordance degree of the other analyses makes the evaluation of their age difficult. We note however that most grains (7 out of 8) have ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages ranging from 653 to 837 Ma, and plot within a fan-like domain with end members at c. 0, 650 and 900 Ma. This suggests a discordance pattern for Neoproterozoic grains that underwent young (i.e. Cenozoic) disturbances. Following these observations, the U–Pb data concur with a late Meso- and Neo-Proterozoic source for the detritus.

6. Geochemistry

6.1. Analytical procedures

Rock samples were crushed and then powdered in an agate mill for WR analyses. Major elements (Supplementary Table 2) were analysed by ICP-AES at SARM (Nancy). WR trace element concentrations were determined using an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS from the technical platform AETE-ISO (OSU OREME, Montpellier). Nd–Pb–Hf isotope analyses were performed according to Bosch *et al.* (2014b) and the procedure is only briefly outlined later. WR powders were leached with 6N HCl for 1.5 h at 95°C and then rinsed three times with ultrapure water and centrifuged for 20 min for each step. After this leaching treatment, samples were dissolved during 72 h on a hot plate at 140°C with a mixture of concentrated pure 48% HF and 13N HNO₃ (1:1) and few drops of HClO₄. After evaporation to dryness, HNO₃ was added to the residue and kept at about 110°C for 48 h before evaporation to dryness. Pb was separated using anionic resin with HBr and HCl acids as

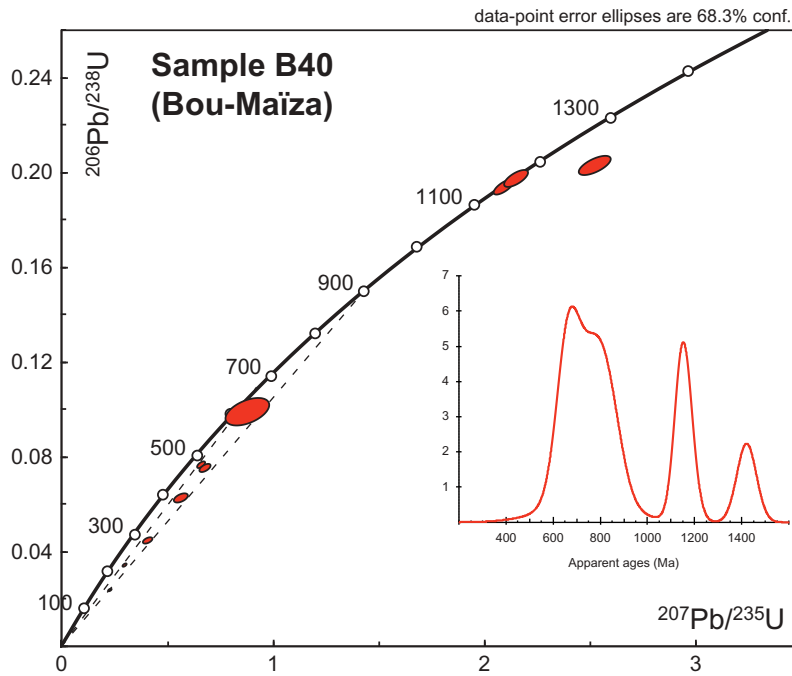


Figure 7. Concordia plot for LA-ICP-MS U–Pb analyses of zircons from sample B40.

reagents. Sr, Nd and Hf chemical separation was done using three successive concentration/purification steps for each element. The total blanks for Pb, Hf and Nd were, respectively, lower than 22, 12 and 10 pg and were considered negligible for the present analyses. Isotopic ratios were measured using the Nu-Instruments 500-HR MC-ICP-MS from the Ecole Normale Supérieure of Lyon. To assess the reproducibility and accuracy of the isotopic ratios, standards were repeatedly run during this study. The standard average values were 0.282159 ± 09 (2σ) ($n = 10$) for JMC475 Hf standard and 0.5119610 ± 5 (2σ) ($n = 8$) for the AMES-Rennes Nd standard (Chauvel and Blichert-Toft 2001). NBS981 Pb standards were routinely analysed and yielded reproducibility better than 200 ppm for the three ^{204}Pb -dependant ratios.

6.2. Results

The major elements for the nine studied samples range from 47.2 to 50.2wt% for SiO_2 and from 1.8 to 3.7wt% for the total $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ contents (Supplementary Table 2). The total of Fe_2O_3 and MgO ranges from 11.5 to 19.5wt%. All these features indicate a relatively homogeneous major element composition in agreement with the gabbroic nature revealed during thin section observations. The loss of ignition is relatively low, i.e. between 1.3 and 2.5wt%, supporting a relatively low to moderate alteration imprint. In the total alkali-silica diagram (Figure 8(a)), they plot in the field of basalts of sub-alkaline series. The samples have

a large spread of Mg# values (Mg# = 51–81) where the most evolved compositions (lower Mg#) have the highest Rare Earth Elements (REE) contents (see Supplementary Table 2), which suggests that REE enrichment is the result of fractional crystallization rather than variable degrees of partial melting. Rare earth element contents normalized to chondrite have been reported in Figure 8(b). The field for sedimentary samples (amphibole gneiss B40 and B41), previously analysed in Bosch *et al.* (2014a), have been added for comparison and discussion. They outcrop in the upper unit of phyllites, which also contains marble intercalations, calcschist, and metagabbro lenses and are thus closely associated to the metagabbros and amphibolites. The Bou Maïza (BM) gabbroic samples are characterized by strongly to moderately LREE depleted patterns ($0.24 < \text{La}/\text{Sm}_N < 0.91$) and flat to slightly enriched HREE patterns ($1.32 < \text{Gd}/\text{Yb}_N < 1.49$) (see Figure 8(b)). The former is typical of N-MORB as defined by Arevalo and McDonough (2010). Two main types of patterns can be distinguished among these samples. A first group of samples yields relatively flat REE spectra (BM1C, BM2A, BM3C, BM4A) similar to normal mid-oceanic basalts, with no or a slight negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84\text{--}1.01$). The other samples (BM1A, BM1B, BM2B, BM3A, BM3D) show REE patterns characterized by a pronounced positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.19\text{--}7.06$) typical of fractional crystallization involving plagioclase accumulation. At the opposite, BM detrital sediments (samples B40 and B41 from Bosch *et al.* 2014a) exhibit trace element features typical of a continental

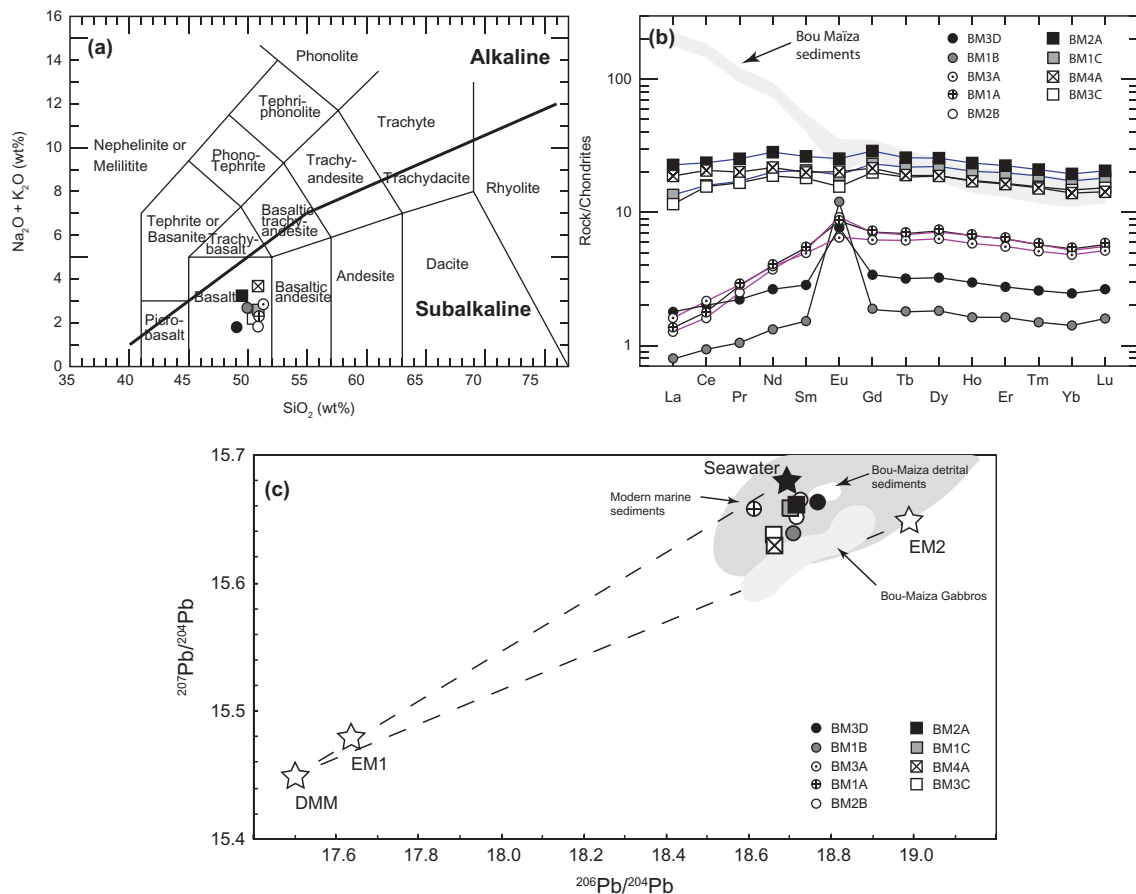


Figure 8. (a) Total alkali vs. SiO_2 diagram. Classification is from Middlemost (1994); (b) rare earth element patterns (normalized to chondrite) for rocks from Bou-Maiza (BM series). Interlayered sedimentary samples B40 and B41 (Bosch *et al.* 2014a) are reported for comparison and discussion (grey field). Normalizing values after Sun and McDonough (1989); (c) age corrected (150 Ma) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. Modern marine sediments after Ben Othman *et al.* (1989) and Abouchami and Goldstein (1995). DMM, EM-1 and EM-2 are from Zindler and Hart (1986) and Eisele *et al.* (2002).

derived origin such as LREE-enriched patterns and high $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$ ratios. Nd, Pb and Hf isotopic ratios have been measured for the BM gabbroic samples and range from 0.51302 to 0.51322 for Nd, from 38.48 to 38.79, from 15.63 to 15.66, from 18.62 to 18.78 for Pb and from 0.28309 to 0.28318 for Hf (Supplementary Table 2, Figure 9). They yield Nd and Hf values in good agreement with a derivation from a mantle reservoir according to values proposed by Gale *et al.* (2013). Pb isotopic signatures (Figure 8(c)) depart from typical mantle values and plot within the field corresponding to modern marine sediments (Ben Othman *et al.* 1989), thus suggesting a possible mixing between a sedimentary pole (marine sediments or EM2 end-member) and the Depleted Mantle (DM) reservoir.

7. Discussion

7.1. General considerations

The mafic rocks suffered a prograde amphibolite facies metamorphism as adjacent terrigenous sediments

($P \geq 8$ kbar, T around 600°C), thus indicating that their incorporation took place prior to regional metamorphism and associated deformation. The recognition of the sedimentary nature for the amphibolites strongly suggests interpreting the Bou-Maiza complex as the product of syn-sedimentary reworking of mafic plutonic-volcanic assemblages as silty layers, litharenites and polymictic breccias. The talc and actinolite layers may derive from pyroxenite and ultramafic rocks reworked as ultramafic sands and muds. Such mafic to ultramafic material of sedimentary nature occurs recurrently with aluminous metapelites, quartzites and carbonates. Parallel laminations of millimetre scale are the only sedimentary features preserved in the Bou-Maiza quartzite, metapelites and fine-grained mafic detrital beds. Geochemical and isotopic features of the meta-gabbros and amphibolites, and in particular their Nd and Hf signature, point to their character of oceanic tholeiites that originated from a depleted mantle reservoir. However, their Pb isotopic compositions indicate contamination of this mantle reservoir by a

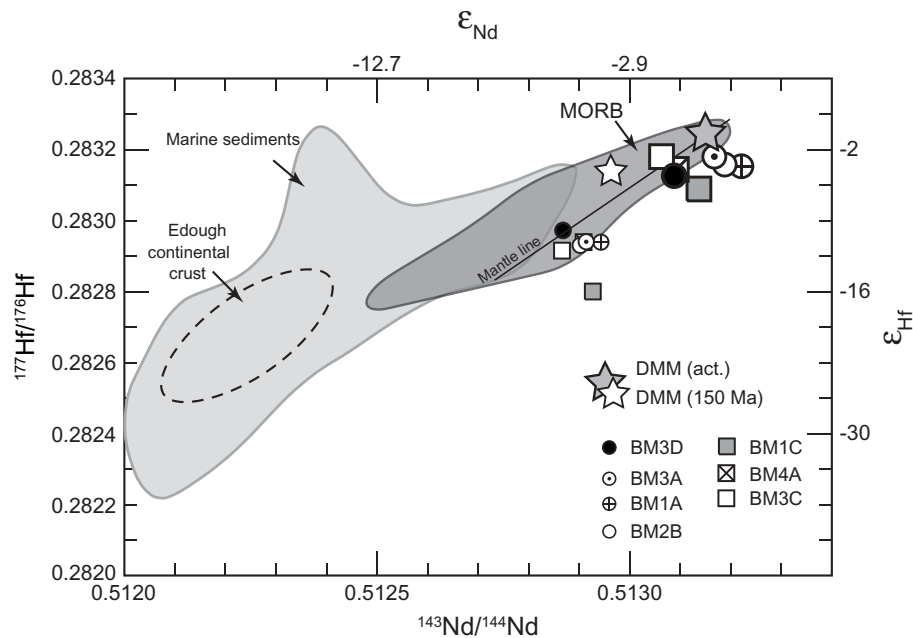


Figure 9. $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram.

continentally derived or sedimentary component. This was already observed by Bosch *et al.* (2014a) in a study on similar lithologies from the Bou-Maiza complex who attributed these anomalous Pb isotope signatures to contamination of a DM source reservoir solely by hydrous fluids released from a sedimentary component in a subduction-related setting. In addition, the Nd isotopes of the detrital sediments B40 and B41 (see Bosch *et al.* 2014a) testify to the occurrence of continentally derived detritus and their Pb isotopic signature (see Figure 8(c)) locate them in the field of marine sediments close to the seawater end-member. The age spectrum of detrital zircon in sample B40 also indicates provenance of the detritus from a Neo- to Meso-Proterozoic crustal segment. The concomitance and alternance of mantle- and continental crust-derived material imply a setting in which destruction and deposition of exhumed mantle material was synchronous to deposition of continentally sourced material. In the northeastern part of the Edough Massif close to Annaba, other carbonate beds interlayered with metapelites contain amphibolite layers that have been interpreted as ash flows synchronous with basaltic volcanism of within-plate alkaline character (Hadj Zoubir *et al.* 2015). It is important to notice that the metapelites analysed by Hadj Zoubir *et al.* (2015) represent the eastern extension of the Annaba turbiditic formation ("Série des alternances") classically attributed to the Paleozoic after the finding of acritarchs by Ilavsky and Snopkova (1987). However, the photographs published by these authors are in no way representative of

possible acritarchs (Thomas Servais, written communication 2015). Therefore, such a stratigraphic attribution is totally speculative and does not rule out the possibility that the Bou-Maiza mafic rocks may represent fragments of a Tethyan ophiolitic complex as envisioned by Bosch *et al.* (2014a).

7.2. Divergent or convergent plate margin setting? Comparison with Alpine and Apenninic complexes

In many sections of the non-metamorphic Ligurian ophiolites, sandstones of gabbroic or ultramafic composition are interbedded with the basal radiolarites from the post-ophiolitic cover (see Lagabrielle 2009). Field studies have shown that these sedimentary rock types derive from the reworking and subaqueous transportation of ultramafic and/or mafic basement rocks. Numerous detailed stratigraphic sections in the ophiolitic breccias from the East Ligurian Apennines since 50 years (see Lagabrielle, 1999 and references therein for an historical review) have concluded that the breccias represent talus accumulations at the base of major submarine fault scarps and that in these regions ophiolites may include voluminous landslide deposits.

From the North Atlantic to the South Atlantic portions of the ridge axis, especially in the Equatorial region, it has been established since 50 years that ultramafic sandstones and mudstones may form more than 50% of the total volume of the collected sandstone samples (Fox and Heezen 1965). Boillot *et al.*

(1989) concluded that (1) such ophiolitic detritism observed from modern oceans is coeval with stretching of the lithosphere resulting in the total removal of the continental crust and unroofing of the mantle at the continental rift axis and that (2) serpentinization of the exposed mantle peridotite can occur at several kilometres below the seafloor.

The metamorphic Piemont-Ligurian units in the western Alps contain abundant ophiolitic massifs inserted in terrigenous sediments of Cretaceous age. Two types of ophiolitic breccias are to be distinguished: the first type is pre-radiolaritic, that is Middle Jurassic, whereas the second type is of Cretaceous age. Such 'dismembered' ophiolitic massifs were first interpreted as the result of Alpine tectonic imbrication of slices of oceanic crust and mantle. From field evidence, several authors have concluded that these ophiolitic massifs represent olistoliths emplaced in Cretaceous calcareous schists and black shales and most frequently interlayered with gabbroic and ultramafic metaarenites (Lagabrielle *et al.* 1982; Lemoine *et al.* 1987). Renewed unroofing of the ultramafic rocks from the ocean floor is demonstrated by the overall presence of detrital Cr spinel in many Jurassic and Cretaceous oceanic sediments (Caby *et al.* 1987). Lemoine *et al.* (1987) proposed the model of crustal thinning, magma underplating and intrusion of gabbros within the crust and mantle, exhumation of subcontinental mantle to the ocean floor along detachment faulting and emplacement of basalts over exhumed mantle. Ultramafic arenites and breccias are also associated with the exhumation of sub-continental mantle from the Pyrenean Cretaceous paleorift (Lagabrielle and Bodinier 2008; Clerc *et al.* 2012). More recently, the model of denudation of mantle rocks and gabbros in a spreading environment of slow-spreading ridges has been presented for the typical metaophiolites from the western Alps and Corsica (Lagabrielle *et al.* 2015; Ildefonse *et al.*, 2007). This model best explains the juxtaposition of fine-grained deep-sea sediments of turbiditic character, whereas ophiolitic debris directly overlies ridges of deeply eroded gabbros and mantle rocks from possible mantle core complexes.

At variance, many authors presently consider that the chaotic formations from the Apennines represent mélanges formed at convergent plate margins from accretionary wedges (Tortorici *et al.* 2008; Festa *et al.* 2015). These units have essentially either a serpentinite or a shale matrix. These include blocks of continental-type rocks and ophiolites with remnants of their original Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic cover in a Cretaceous–Oligocene matrix. The Apennine ophiolites crop out as metric to kilometric lens-shaped blocks, represented by serpentinites, rare gabbros and gabbroic dykes and pillow lavas, and pillow breccias covered in

place by remnants of the original sedimentary cover. The same interpretation has also been recently proposed for the chaotic formations associated to ophiolitic massifs from the metamorphic Piemont–Ligurian zone of the Western Alps (Balestro *et al.* 2015). Thus, these authors reject the widely accepted extensional setting accepted by most authors since Lemoine *et al.* (1987). They have re-labelled the breccias 'Broken formations' and block-in-matrix structures and reinterpreted them as formed during convergent plate margin tectonics. It is in fact very likely that both geodynamic contexts are to be recognized, taking into account that most Alpine and Apenninic massifs with or without attached post-ophiolitic cover represent olistoliths of any size emplaced in Cretaceous carbonate/shale turbiditic sediments.

At Bou-Maïza, the occurrence of blocs/boudins of mylonitic gabbros suggests that such strong deformation observed from some of the gabbro blocks and lenses may relate to intra-oceanic tectonics as reported by Caby (1995), Manatschal *et al.* (2011) and Lagabrielle *et al.* (2010). However, the similar metamorphic conditions shown by mineral assemblages from blocks and matrix rules out such an alternative. The Bou-Maïza complex in which gabbro blocks are embedded and disseminated in a sedimentary mafic matrix and associated with fine-grained mafic metasediments suggest intra-oceanic reworking. The thin micro-layers of actinolite in marble and the gradual passages observed between metapelite and quartzite towards mafic layers suggest that the mafic layered rocks were deposited as distal turbidites, debris flow and mass flows. According to Bosch *et al.* (2014a), the Bou-Maïza mafic rocks of oceanic character were indeed affected by hydrous fluids released from a sedimentary component. Terrigenous continental input in micaschist and quartzite and biogenic source for marbles may represent synchronous contribution with the reworking of mafic rocks. This setting is thus reminiscent of the Piemont–Ligurian situation during the late Jurassic period during which intra-oceanic reworking of Jurassic Tethyan oceanic crust and mantle took place in a subduction environment, as described by Tortorici *et al.* (2008) and Festa *et al.* (2015)

However, the intercalation of two regular layers (quartzite and marble) with gabbroic metaarenites and gabbro breccias is rather suggestive of an extensional setting and genesis of embryonic oceanic crust as in the Western Alps (166–158 Ma, Li *et al.* 2013).

8. Conclusions

The recognition of gabbro blocks, breccias and gabbroic metaarenites interlayered with continent-derived

metasediments is interpreted as the destruction of uplifted and eroded intra-oceanic plutono-volcanic edifices. Our field observations from the Bou-Maïza area suggest that gabbros and associated mafic to ultramafic rocks were exposed along fault scarps, brecciated, disaggregated and eroded to produce sorted and unsorted breccias, arenites in a deep sea basin (Figure 10). Four different sources are thus required for filling up the former deep-sea basin: (1) the predominant pelites may record deep-sea shale sedimentation of continental origin deposited as distal turbidites or through bottom currents; (2) quartzites derive from siliceous sands of continental origin having first transited by rivers and/or a deltaic system; (3) carbonates may derive from biogenic calcarenites free of sialic input, but significantly polluted by mafic detritus; (4) gabbros and their alteration products in the form of polymictic breccias, arenites and litharenites are the product of destruction of oceanic crust with negligible contamination by continental material. A Mesozoic age is favoured for the Bou-Maïza and Edough mafic protoliths that were reworked at the time of turbiditic basin and later involved in a subduction complex that represents the western extension of the Alpine–Apennine belt from Calabria/Sicilia. Correlatively, the Oligo–Miocene age of convergent plate margin is favoured, taking into account the c. 18 Ma age for the incorporation of peridotite in the sialic crust coeval with the high-temperature metamorphism in the central Edough Massif (Bruguier *et al.* 2009; Fernandez *et al.* 2016).

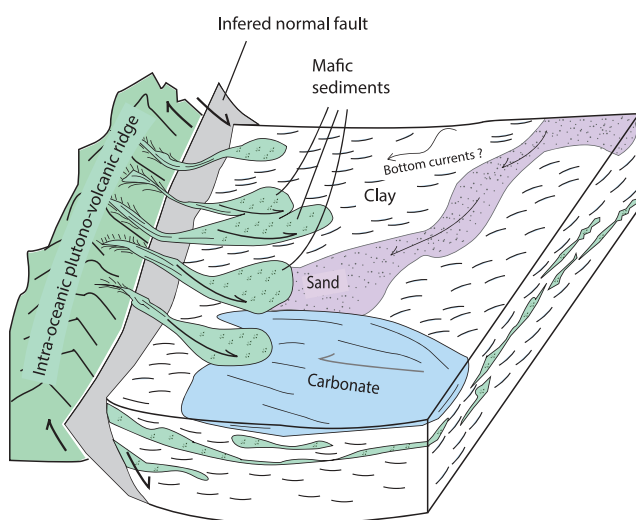


Figure 10. Late Jurassic–Cretaceous (?) 3D reconstruction summarizing sedimentary reworking of gabbros and the depositional environment for the Bou-Maïza mafic rocks as mass flows and turbidites (not to scale, explanations in text).

Acknowledgments

This work was supported by the 2013, 2014 and 2016 SYSTER program from the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS). We also thank the CNRS/DPGRF Program for a grant [no. 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.

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

Funding

This work was supported by the 2013, 2014 and 2016 SYSTER program from the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-CNRS). We also thank the CNRS/DPGRF Program for a grant [no. 52859] which allowed exchanges between French and Algerian researchers.

ORCID

Delphine Bosch  <http://orcid.org/0000-0002-7903-710X>

References

- Abbate, E., Bortolotti, V., and Passerini, P., 1970, Olistostromes and olistoliths, in Sestini, G., ed., Development of the Northern Apennines geosyncline: *Sedimentary Geology*, v. 4: Elsevier, p. 521–557.
- Abouchami, W., and Goldstein, S.L., 1995, A lead isotopic study of Circum-Antarctic manganese nodules: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1809–1820. doi:10.1016/0016-7037(95)00084-D
- Arevalo, R., and McDonough, W.F., 2010, Chemical variations and regional diversity observed in MORB: *Chemical Geology*, v. 271, p. 70–85. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.12.013
- Balestro, G., Festa, A., and Tartarotti, P., 2015, Tectonic significance of different block-in-matrix structures in exhumed convergent plate margins: Examples from oceanic and continental HP rocks in Inner Western Alps (northwest Italy): *International Geology Review*, v. 57, p. 581–605. doi:10.1080/00206814.2014.943307
- Ben Othman, D., White, W.M., and Patchett, J., 1989, The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust–mantle recycling: *Earth Planetary Science Letters*, v. 94, p. 1–21. doi:10.1016/0012-821X(89)90079-4
- Bezaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maza, A., Chalouane, A., and Saddqi, O., 2014, Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants?: *Journal of Geodynamics*, v. 77, p. 4–21.
- Boillot, G., Feraud, G., RECQ, M., and Girardeau, J., 1989, Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, v. 341, p. 523–525.
- 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*, v. 626, p. 53–68.
- Bosch, D., Maury, R.C., El Azouzi, M., 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*, v. 205, p. 247–265. doi:10.1016/j.lithos.2014.07.009
- 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. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.11.016
- 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.
- Caby, R., Dupuy, C., and Dostal, Y., 1987, The very beginning of the Ligurian Tethys: Petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafite-derived sediments in Queyras (western Alps (France): *Eclogae Geologiae Helveticae*, v. 80, p. 223–240.
- Caby, R., and Hammor, D., 1992, Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): Un "Metamorphic Core Complex" d'âge miocène dans les Maghrébides: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences: Paris*, v. 314, p. 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*, v. 342, p. 239–273. doi:10.1016/S0040-1951(01)00166-4
- Caby, R., 1995, Plastic deformation of gabbros in a slow-spreading Mesozoic ridge: Example of the Montgenèvre ophiolite, western Alps, in Vissers, R.L.M., and Nicolas, A., ed., *Mantle and lower crust exposed in oceanic ridges and ophiolites*: Kluwer Academic Publisher, p. 123–145.
- Chauvel, C., and Blichert-Toft, J., 2001, A Hafnium Isotope and Trace Perspective on Melting of the Depleted Mantle; *Earth and Planetary Science Letters* vol.190, p. 137–151.
- Chauvel, C., Garçon, M., Bureau, S., Besnault, A., Jahn, B.J., and Ding, Z., 2014, Constraints from loess on the Hf–Nd isotopic composition of the upper continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 388, p. 48–58. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.045
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y., and Saint Blanquat, M., 2012, Exhumation of subcontinental mantle rocks: Evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 183, p. 443–459. doi:10.2113/gssgfbull.183.5.443
- Durand Delga, M., Rossi, P.H., Olivier, P.H., and Puglisi, D., 2000, Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flysch maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie): *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris*, v. 331, p. 29–38.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S.J.G., 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 Planetary Science Letters*, v. 196, p. 197–212. doi:10.1016/S0012-821X(01)00601-X
- Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Monié, P., Arnaud, N., Galland, N., Toubal, A., and Douchet, C., 2016, Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides – New insights on the western Mediterranean evolution: *Journal of Geodynamics*, v. 96, p. 146–173. doi:10.1016/j.jog.2015.10.001
- Ferry, J.M., Ushikubo, T., and Valley, J.W., 2011, Formation of forsterite by silicification of dolomite during contact metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 52, p. 1619–1640. doi:10.1093/petrology/egr021
- Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y., and Codegone, G., 2015, Late Oligocene–early Miocene olistostromes (sedimentary mélanges) as tectono-stratigraphic constraints to the geodynamic evolution of the exhumed Ligurian accretionary complex (Northern Apennines, NW Italy): *International Geology Review*, v. 57, p. 540–562. doi:10.1080/00206814.2014.931260
- Fox, P.J., and Heezen, B.C., 1965, Sands of the Mid-Atlantic Ridge: *Science*, v. 149, p. 1367–1370. doi:10.1126/science.149.3690.1367
- Gale, A., Dalton, C.A., Langmuir, C.H., Su, Y., and Schilling, J.-G., 2013, The mean composition of ocean ridge basalts: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 14, p. 489–518. doi:10.1029/2012GC004334
- Grandjacquet, C., and Haccard, D., 1977, Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du complexe ophiolitique liguro-piémontais: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 18–24.
- Hadj Zoubir, S., Altenberger, U., and Günter, C., 2015, Geochemistry and petrology of metamorphosed submarine basic ashes in the Edough Massif (Cap de Garde, Annaba, northeastern Algeria): *Comptes Rendus Geoscience Paris*, v. 346, p. 244–254. doi:10.1016/j.crte.2014.09.002
- Henni, B., 2006, Les formations ferrifères du massif de l'Edough (Annaba, NE algérien). Etude géologique, géochimique et approche thermodynamique [Doct. Thesis]: Algiers, Houari Boumediene University, 198 p.
- Henni, B., and Aïssa, D.E., 2007, Géologie et géochimie des formations ferrifères de l'Edough (Annaba, NE algérien): *Bulletin du Service Géologique National*, v. 18, p. 297–314.
- Ilavsky, J., and 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 Paris*, v. 305, p. 881–884.
- Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., and Macleod, C.J., the IODP expeditions 304-305 scientists, 2007, Oceanic core complexes and crustal accretion at slowspreading ridges: *Geology*, v. 35, p. 623–626. doi:10.1130/G23531A.1
- Kirkland, C.I., Smithies, R.H., Taylor, R.J.M., Evans, N., and McDonald, B., 2015, Zircon Th/U ratios in magmatic environments: *Lithos*, v. 212–215, p. 397–414. doi:10.1016/j.lithos.2014.11.021
- Lagabrielle, Y., & Auzende, J.M., 1982, Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorrige Bank: Analogy with ophiolitic massives. *Nature*, v. 297, p. 490–493.

- Lagabrielle, Y., 2009, Mantle exhumation and lithospheric spreading: An historical perspective from investigations in the Oceans and in the Alps-Apennines ophiolites: *Italian Journal of Geosciences*, v. 128, p. 279–293.
- Lagabrielle, Y., and Bodinier, J.L., 2008, Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: Field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: *Terra Nova*, v. 20, p. 11–21. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., and de Saint Blanquat, M., 2010, Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies: *Tectonics*, v. 4012.
- Lagabrielle, Y., Vitale Brovarone, A., and Ildefonse, B., 2015, Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica: *Earth-Science Reviews*, v. 141, p. 1–26. doi:10.1016/j.earscirev.2014.11.004
- Lemoine, M., 2003, Schistes lustrés from Corsica to Hungary: Back to the original sediments: *Bulletin Société Géologique France*, v. 174, p. 197–209. doi:10.2113/174.3.197
- Lemoine, M., Boillot, G., and Tricart, P., 1987, Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetical model: *Geology*, v. 15, p. 622–625. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2
- Li, X.H., Faure, M., Lin, W., and Manatschal, G., 2013, New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust: The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps: *Lithos*, v. 160–161, p. 283–291. doi:10.1016/j.lithos.2012.12.016
- Ludwig, K.R., 2003, *Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*: Vol. 4, Berkeley Geochronology Center Special Publication, p. 71.
- Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., and Lagabrielle, Y., 2011, The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex?: *Lithos*, v. 124, p. 169–184. doi:10.1016/j.lithos.2010.10.017
- Masclé, G., Lemoine, M., Masclé, J., Rehault, J.P., and Tricart, P., 1991, Ophiolites and the oceanic crust: New evidence from the Tyrrhenian sea and the Western Alps: *Journal of Geodynamics*, v. 13, p. 141–161. doi:10.1016/0264-3707(91)90036-E
- Michard, A., Mokhtari, A., Chalouian, A., Saddiqi, O., Rossi, P., and Rjimat, 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*, v. 185, p. 313–328. doi:10.2113/gssgfbull.185.5.313
- Nemli, A., and Bedroune, O., 1999, Rapport final sur les travaux de prospection des polymétaux dans la région de Boumaïza: Annaba, Ministère de l'Énergie et des Mines, Office National de la Recherche géologique et Minière, unpublished Report, p. 85.
- ORGM, 1997, Travaux d'évaluation préliminaire du fer sur les flancs du gisement de Bou-Maïza (Tebeïga): Annaba, Ministère de l'Énergie et des Mines, Office National de la Recherche Géologique et Minière, (unpublished report).
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Lond: Oxford, Blackwells for the Geological Society, London, p. 313–345.
- Tortorici, L., Catalano, S., and Monaco, S., 2008, Ophiolitic-bearing mélanges in southern Italy: *Geological Journal*, Published online in Wiley Interscience. doi:10.1002/gj.1142
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., and Spiegel, W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses: *Geostandards Newsletter*, v. 19, p. 1–23. doi:10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x
- Xu, G., Will, T.M., and Powell, R., 1994, A calculated petrogenetic grid for the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with particular reference to contact metamorphosed pelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 99–119. doi:10.1111/jmg.1994.12.issue-1
- Zindler, A., and Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics: *Annual Review Earth Planetary Sciences*, v. 14, p. 493–571. doi:10.1146/annurev.ea.14.050186.002425



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 ^{a,*}, Dalila Hammor ^b, Mehdi Mechat ^b, Laure Fernandez ^a, Olivier Bruguier ^a, Renaud Caby ^a, Patrick Verdoux ^c

^a Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Université de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, Cedex 05, France

^b Université Badji-Mokhtar, BP12, El-Hadjar, Annaba 23 000, Algeria

^c 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 ($\varepsilon_{\text{Nd,act.}}$ 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 ($\varepsilon_{\text{Nd}} > +7.9$) 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 (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 Hammar, 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, calcschists, 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

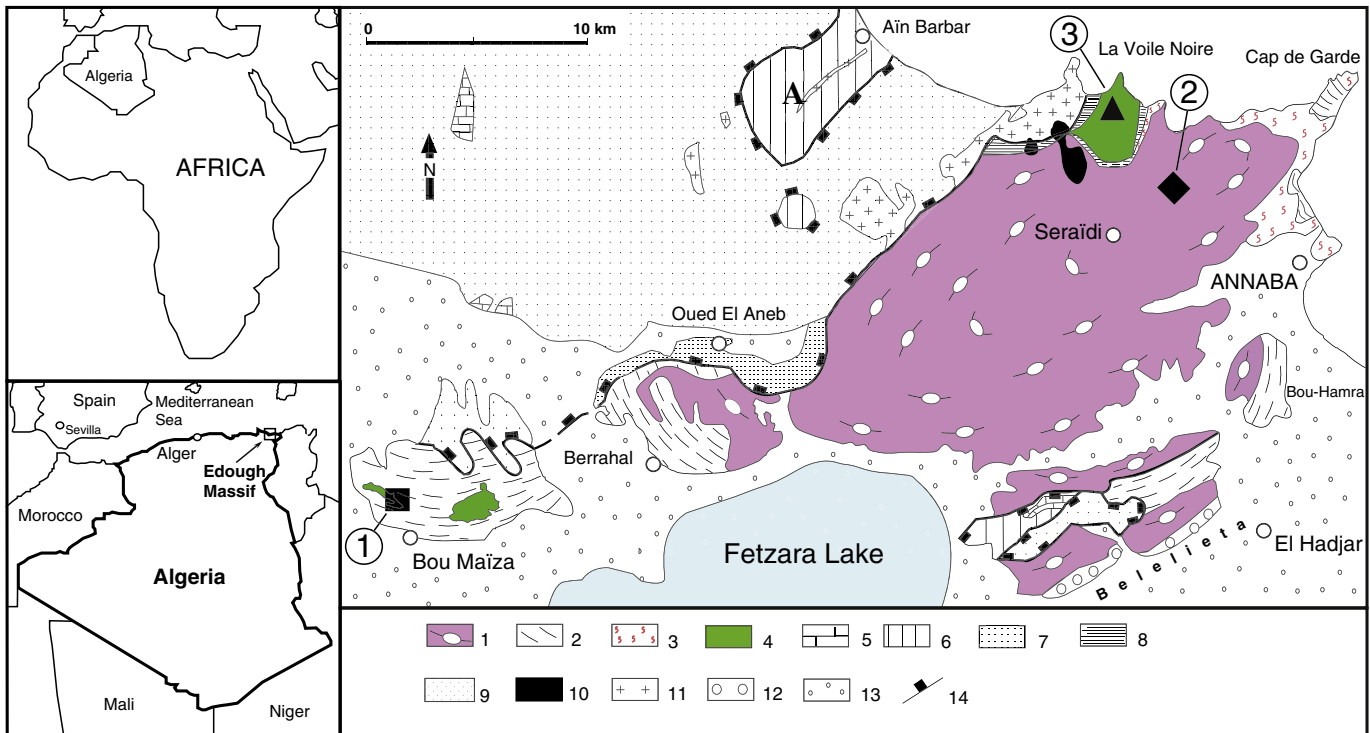


Fig. 1. Geological sketch map of the Edough massif of NE Algeria (modified from Caby et al. (2001)) showing the location of the different outcrops sampled during this study (■ – black square: Bou Maiza gabbros and metasediments; ◆ – black diamond: Sidi Mohamed peridotites; ▲ – black triangle: La Voile 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 H₂O. Samples were subsequently dissolved during 72 h on a hot plate with a mixture of HF and HNO₃ (1:1). After evaporation to dryness, 1 ml of HNO₃ 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. Calcsilicate 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 ferriferous 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 clinzoisite 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

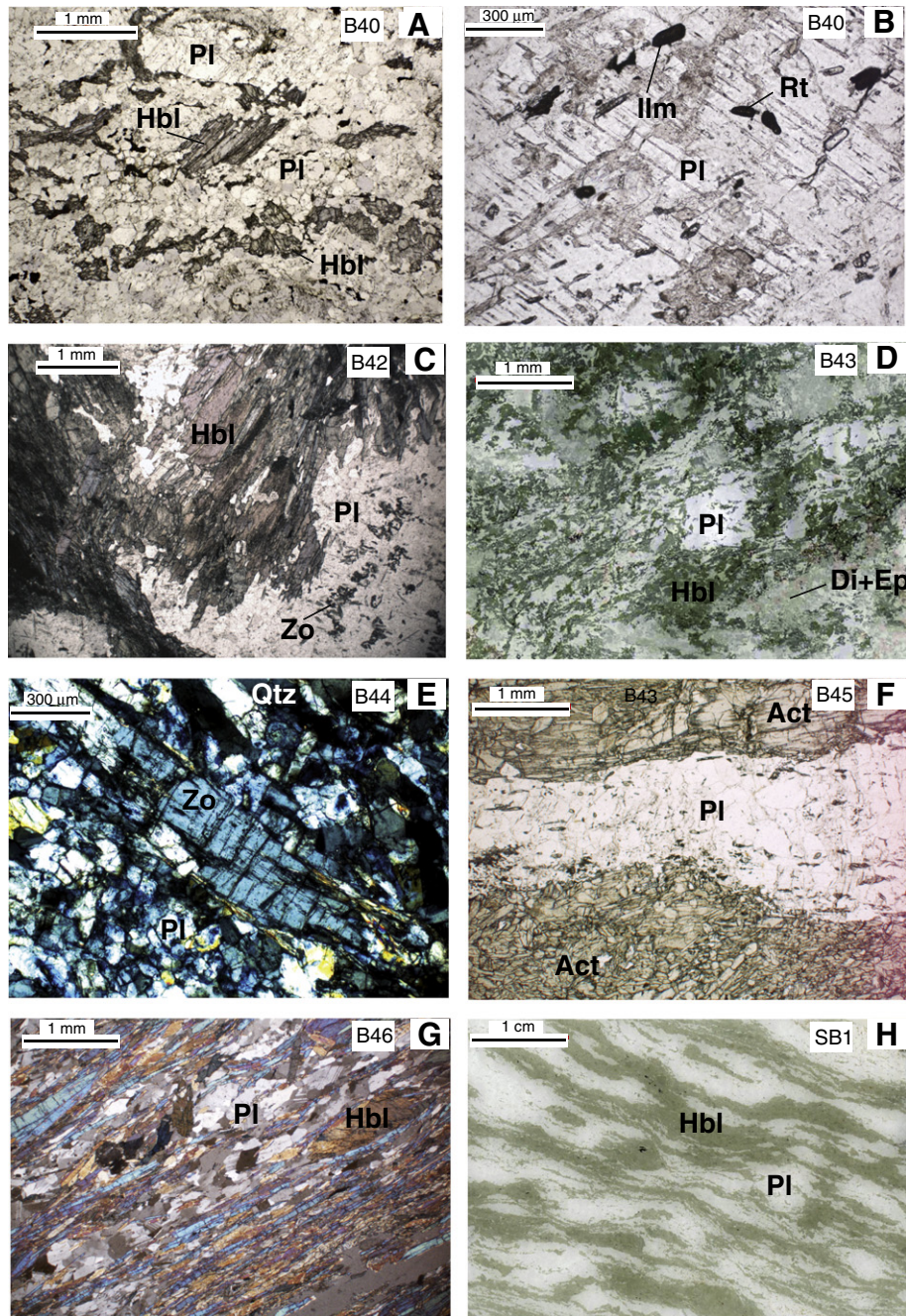


Fig. 2. Thin section microphotographs of the studied samples. (A) Fine-grained leucocratic amphibole gneiss B40. Mg-hornblende and plagioclase phenoclasts are dispersed in the quartz-plagioclase matrix. (B) Plagioclase phenoclast from sample B40 displays inclusions of ilmenite and prismatic rutile. (C) 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 phenoclasts 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.

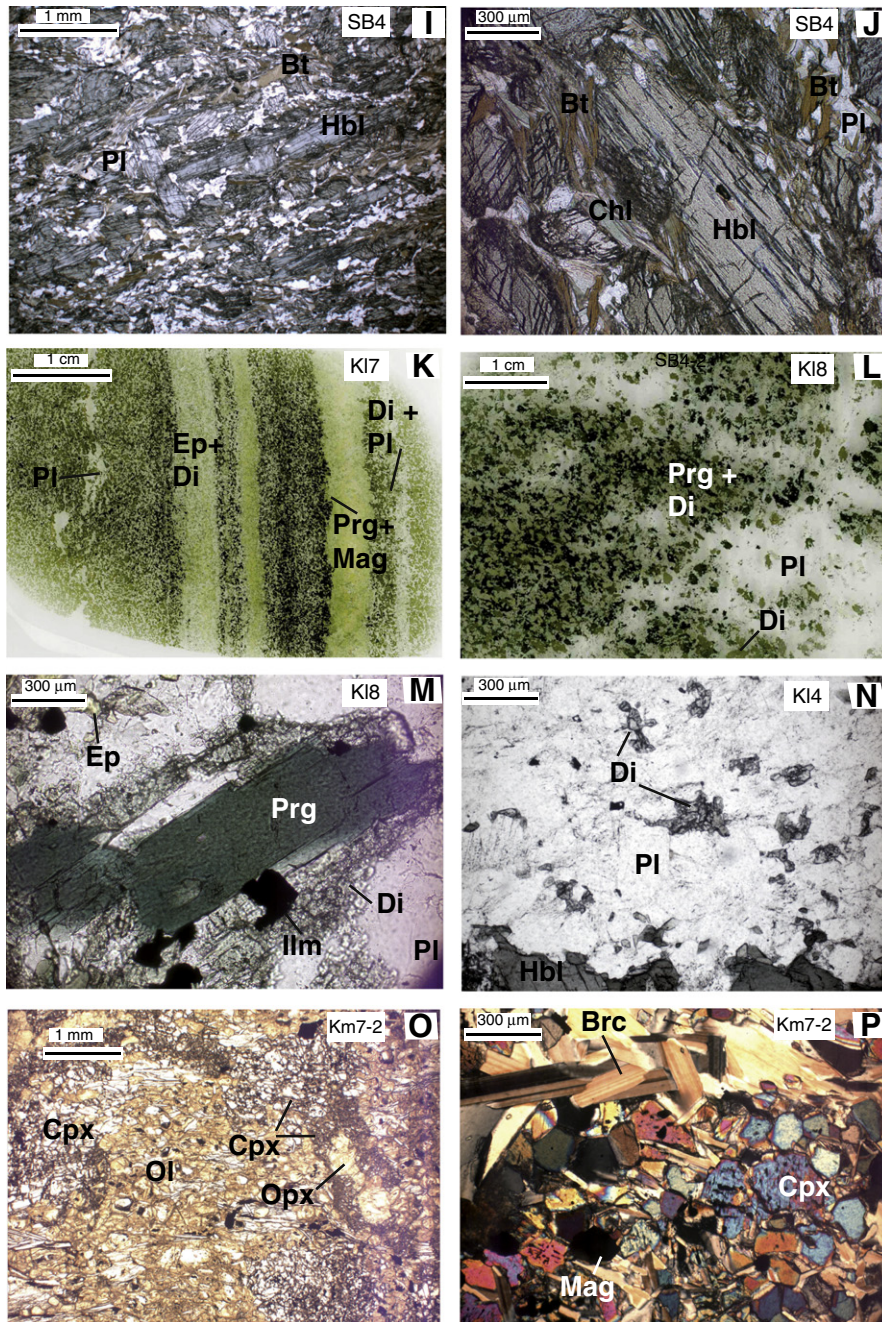


Fig. 2 (continued).

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 μm) 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 ≤10 vol.% of clinopyroxene + ilmenite–

Table 1Major and trace elements analyses. LOI: loss of ignition. Mg# = $100 \times \text{cationic Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$, with all Fe as 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 ₂	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 ₂ O ₃	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 ₂ O ₃	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 ₂ 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 ₂ 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 ₂	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 ₂ O ₅	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
ΣPREE	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 $2\sigma n^{1/2}$ 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 ϵ_{Sr} and ϵ_{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
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	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	4	6	3	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
ϵ_{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
ϵ_{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
ϵ_{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
ϵ_{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	16.6143	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
ϵ_{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
ϵ_{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 (≥ 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 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 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 ($\text{La/Sm}_{(N)} = 0.20\text{--}0.95$) in the chondrite-normalized diagram (Fig. 5A) with flat HREE ($\text{Gd/Yb}_{(N)} = 1.14\text{--}1.35$) and positive Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 1.06\text{--}5.51$). 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 ($\text{Eu/Eu}^* = 1.06$), 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

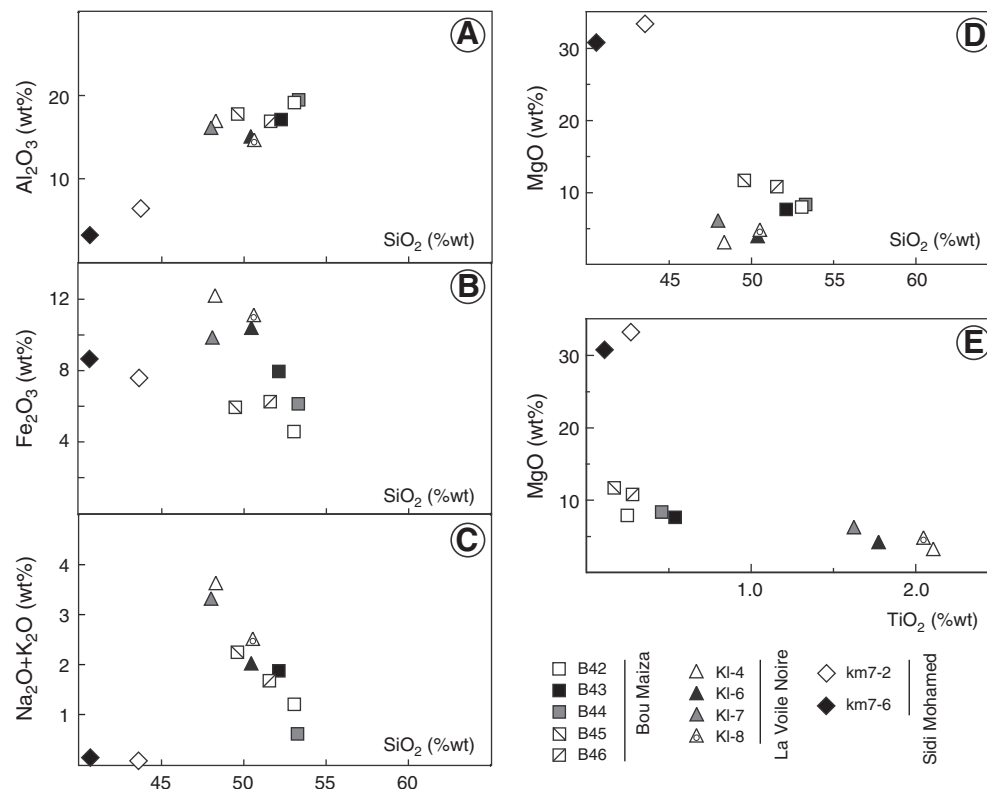


Fig. 3. (A) Al_2O_3 (an. wt.%), (B) Fe_2O_3 (an. wt.%), (C) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (an. wt.%) and (D) MgO (an. wt.%) versus SiO_2 (an. wt.%), (E) MgO (an. wt.%) versus TiO_2 (an. wt.%) for the studied samples. Symbols: Bou Maiza gabbros (square); Sidi Mohamed peridotites (diamond); La Voile Noire amphibolites (triangle).

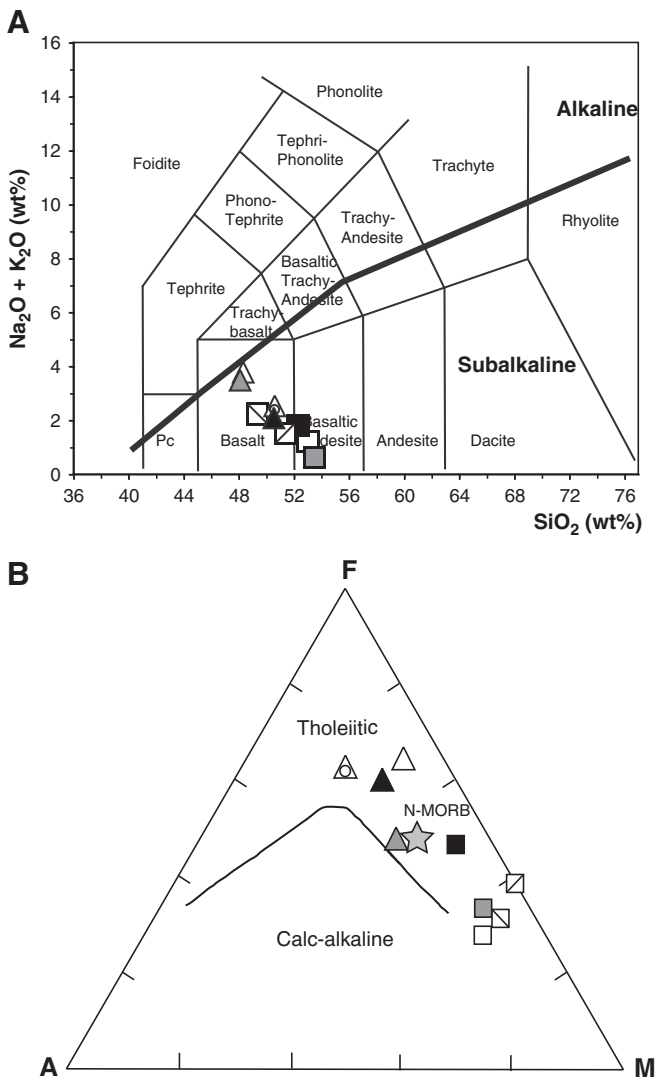


Fig. 4. (A) Total alkalis vs SiO₂ (TAS) diagram. Classification is from Middlemost (1994). (B) AFM diagram (Al₂O₃-FeO + Fe₂O₃-MgO in wt.%) showing the tholeiitic and calc-alkaline trends. The N-MORB average (star) is from Humphris et al. (1985). Symbols are the same as that in Fig. 3.

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 SiO₂ (59.8 wt.%) and Al₂O₃ (21.8 wt.%) contents with very low amounts of Fe₂O₃ and MgO (~2.0 wt.%; Table 1). Calc-silicate schist B41 shows a very low SiO₂ content (41.6 wt.%) associated to very high contents in CaO and Al₂O₃ (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_(N) = 12–16; Ce/Yb_(N) = 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 SiO₂ 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_(N) = 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 SiO₂, 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 TiO₂ 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 SiO₂ (<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_(N) = 0.74–0.96, La/Yb_(N) = 0.93–1.2). They show a global REE enrichment factor of 20 to 30 relative to the CI chondrite and La/Sm_(N) 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

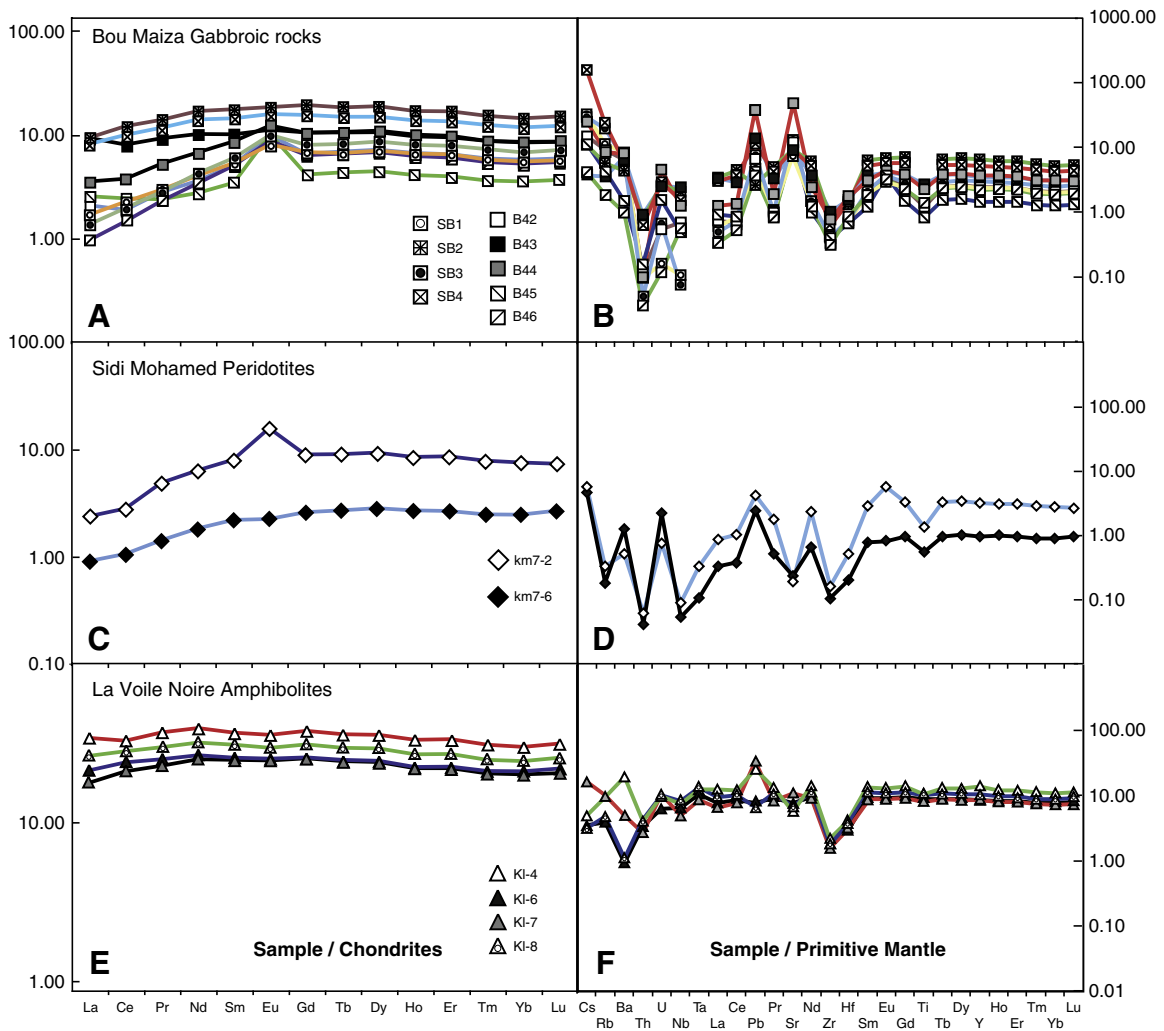


Fig. 5. Rare earth element patterns (normalized to chondrite) and extended trace element patterns (normalized to primitive mantle) for rocks from the BM (4A, 4B), SM (4C, 4D) and LVN (4E, 4F) areas of the Edough Massif (NE Algeria). Normalizing values after Sun and McDonough (1989). Symbols are the same 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 ratios calculated back at 18 Ma (SM), 30 Ma and 150 Ma (BM and LVN) (Fig. 7).

5.2.1. Bou Maiza samples

The ϵ_{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 ϵ_{Sr} values are all positive except for sample B45, which exhibits a measured negative value (-5.9 , see Table 2). In the $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ 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., 2.6×10^{-6} ppm and 8 ppm, respectively (Palmer and Edmond,

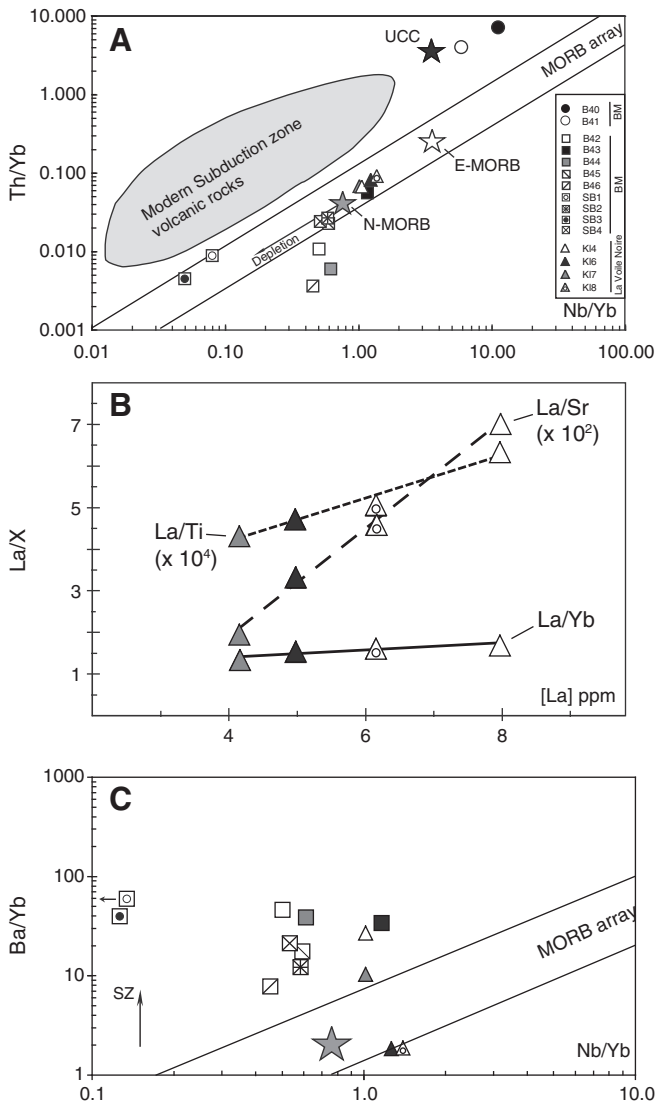


Fig. 6. Plots of Th/Yb (A) and Ba/Yb (C) versus Nb/Yb (after Pearce and Peate (1995) and Pearce and Stern (2006); respectively) for rocks from the BM, SM and LVN areas of the Edough Massif. SZ is a vector showing the displacement of the data by addition of a subduction zone component to the mantle source. 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; Piegras 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 ϵNd 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 (~ 8 ppm) and an elevated Sr isotopic signature (~ 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 ϵNd ranging from +9.2 to +10.2 (Table 2, Fig. 7A). They display negative ϵSr 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 ΣREE (< 39 ppm) than LVN amphibolites ($\Sigma\text{REE} = 55\text{--}87$ ppm; Table 1). In the ΣREE 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 ΣREE 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

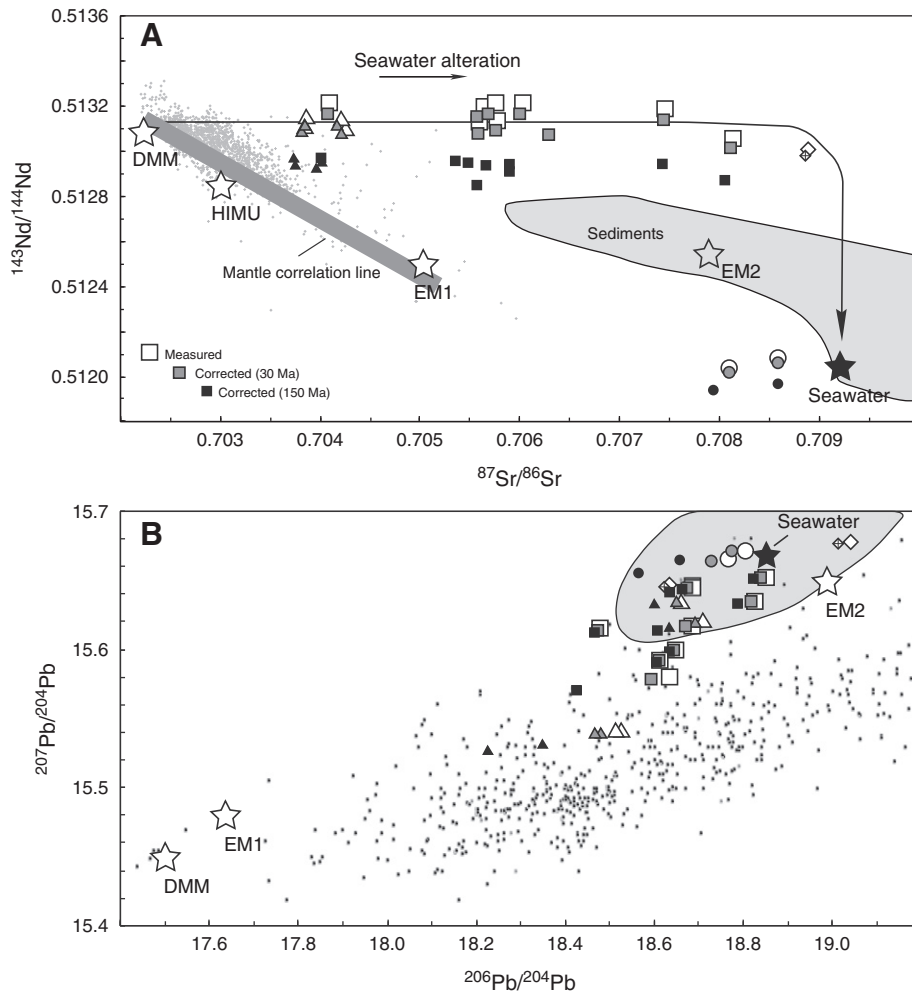


Fig. 7. (A) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for measured and age-corrected isotopic ratios; (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. Modern marine sediments after Ben Othman et al. (1989); Sr, Nd and Pb seawater isotopic composition after Palmer and Edmond (1989), Piepgras 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

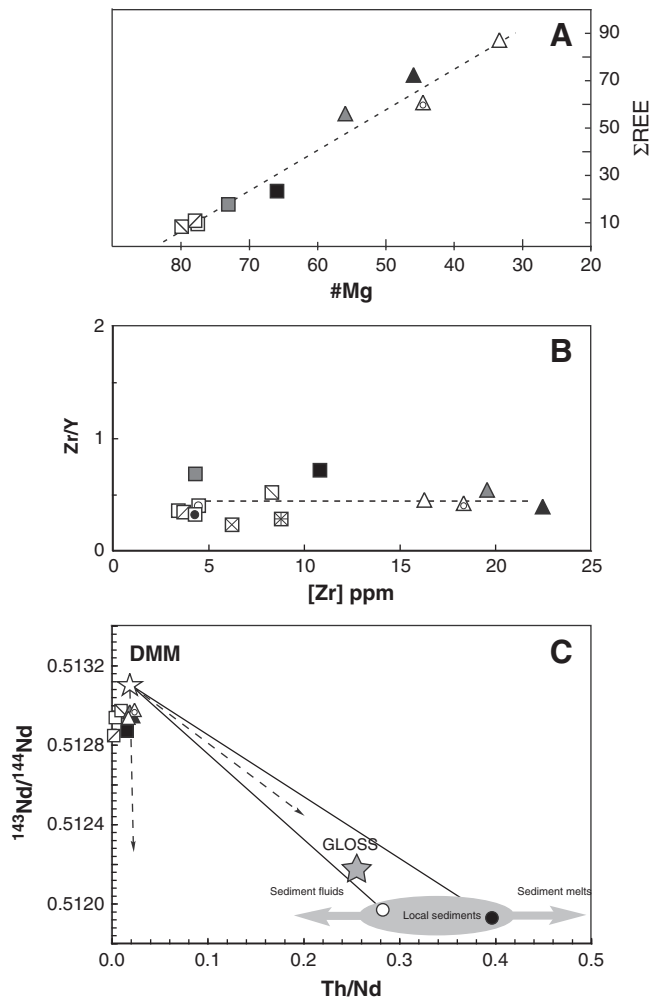


Fig. 8. Plots of Σ REE versus Mg# (A) and Zr/Y versus [Zr] (B) for La Voile Noire amphibolites and Bou Maiza metagabbros; (C) plot of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Th/Nd for all rocks from the Edough Massif. Local sediments are represented by samples B40 and B41. GLOSS is the Global Oceanic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

Abouchami, 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 Lakhil 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 Iherzolite–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., Albarede, 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-clef 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 basins: 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 jurassiennes 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., Liati, A., Seward, D., Gebauer, D., 2007. Timing and origin of zircon-bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos* 99, 121–135.
- Faccenna, C., Fuciniello, 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 ³⁹Ar/⁴⁰Ar). 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., Rubatto, 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. *Ophiolite* 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>.
- Piepgas, 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.L., 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.