
UNIVERSITÉ SULTAN MOULAY SLIMANE
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES
LABORATOIRE GÉORESSOURCES ET ENVIRONNEMENT
BÉNI-MELLAL

THÈSE

De Doctorat National Es-sciences

Présentée à la Faculté des Sciences et Techniques de Béni-Mellal

(Option : Magmatisme)

LES ROCHES MAGMATIQUES JURASSIQUES-CRETACÉES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL (HAUT-ATLAS CENTRAL, MAROC) : UN MAGMATISME TRANSITIONNEL INTRAPLAQUE ASSOCIÉ AUX DERNIERS STADES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL

Par

JAOUAD GUEZAL

(DESS : Matières Premières Minérales & Energétiques)

Soutenue le 14 Septembre 2013 devant la commission d'examen composée de :

M. RHALMI	Président	PES ; Faculté des Sciences et Techniques, Béni-Mellal.
M. ELBAGHDADI	Examineur	PES ; Faculté des Sciences et Techniques, Béni-Mellal.
A. BARAKAT	Examineur	PES ; Faculté des Sciences et Techniques, Béni-Mellal.
A. HAFID	Examineur	PES ; Faculté des Sciences et Techniques, Marrakech.
A. BAJJA	Rapporteur	PES ; Faculté Polydisciplinaire, Khouribga.
N. YOUBI	Rapporteur	PES ; Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech.
R. ZAYANE	Rapporteur	PES ; Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech.

À

Madame HAFIDA EL HILALI

À LA MÉMOIRE DE

HAJ ABEDLKADER EL HILALI

Remerciement

Les épreuves que j'ai passées durant mes années à Béni-Mellal ont toujours été remplacées par un enthousiasme et un optimisme actif. J'ai vécu cette thèse comme un vrai parcours personnel et humain, riche en rencontres. Des personnes ont marqué ce parcours et m'ont donné l'énergie d'aller de l'avant. Je prends mon temps à les remercier vivement.

Mes plus vifs remerciements s'adressent à mes directeurs de thèse, Mrs. Mohamed El Baghdadi et Ahmed Barakat professeurs à la faculté des sciences et techniques de Béni-Mellal, qui m'ont donné la possibilité de travailler sur une problématique et qui ont su me guider et m'encourager tout au long de mes travaux de doctorat.

J'exprime également mes remerciements aux professeurs membres du Laboratoire « Géoressources et Environnement » pour leur encouragement, je cite les Professeurs Jamila Rais, Rachida Saji, Abdelhalim Benyoucef, Samir Nadem et Mohamed Rhalmi, ainsi que tous les enseignants du département des sciences de la terre de la Faculté des Sciences et Technique de Béni-Mellal.

Je suis reconnaissant à M. Rachid Zayane et M. Nasreddine Youbi de la faculté des sciences Semlalia de Marrakech pour leurs encouragements et leur soutien scientifique.

Je suis très reconnaissant à M. Ali Bajja, M. Rachid Zayane et M. Nasreddine Youbi, rapporteurs de ma thèse, ainsi qu'à M. Ahmid Hafid examinateur, d'avoir accepté de participer au jury de thèse et de s'être rendu à ma soutenance. Je les remercie des questions et remarques que leur a inspirées ce travail et qui témoignent de l'intérêt qu'ils y ont porté. Merci également à Mohamed Rhalmi d'avoir présidé ce jury

Mes remerciements vont également à Mrs. Ahmed Sayeh et Mohamed Bedaai, chauffeurs de la Land-rover, pour les meilleurs jours que nous avons passés dans l'Atlas de Béni-Mellal.

Enfin je remercie chaleureusement les membres de ma petite famille ainsi que mes collègues de la Faculté des Sciences et Techniques et mes amies de Béni-Mellal.

RÉSUMÉ

L'Atlas de Béni-Mellal a connu une activité magmatique d'âge jurassique-crétacé, se matérialisant par la mise en place d'un ensemble de roches magmatiques exposées côte à côte et en interdépendance étroite, sous forme de différents modes de gisements : coulées de laves, plutons, sills et dykes. Ces roches, essentiellement basiques, sont intrusives ou extrusives dans les formations carbonatées et détritiques. Les relations spatiales et géométriques entre les différents gisements de roches, témoignent que ces roches sont issues d'un magma commun.

La mise en place des roches magmatiques dans l'Atlas de Béni-Mellal, s'est déroulée durant une période allant de la fin du Jurassique moyen au Crétacé inférieur.

La pétrographie de ces roches est caractérisée par une série essentiellement basique, présentant, en commun, plusieurs caractères texturaux, minéralogiques et pétrographiques. Ceci plaide en faveur d'un magma unique mis en place lors du même événement.

Le chimisme des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal témoigne d'une composition basaltique non primitive, à faible teneur en néphéline normative. L'ensemble des faciès rencontrés (basaltiques ou intrusifs), forme une série d'affinité transitionnelle dont les teneurs en TiO_2 , K_2O , P_2O_5 et Nb sont modérées. En effet, les spectres des terres rares, quasi-parallèles et suffisamment moins enrichis, et la composition des clinopyroxènes peu titanifères, soutiennent cette conception. L'enrichissement en éléments incompatibles (LILE et HFSE) témoigne de l'appartenance des roches magmatiques de Béni-Mellal aux séries des basaltes intraplaques transitionnels. Les variations des rapports K/Nb, Zr/Nb, La/Nb et Nb/Ta, rapprochent l'origine de ces roches à une source mantellique de type OIB (Basaltes des Îles Océaniques).

Le comportement des éléments majeurs et traces et les caractères géochimiques des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, indiquent que le processus majeur de différenciation de cette série est la cristallisation fractionnée. Cependant, les anomalies négatives en Nb détectées au niveau des roches étudiées, font penser à une contamination crustale du magma mantellique. Les estimations des conditions thermodynamiques de formation du magma donnent des températures dépassant les $1200^\circ C$ et des pressions supérieures à 15 Kbar. La source probable du magma des roches étudiées, soutenue par la modélisation des terres rares, semble être une zone de lherzolite à grenat et une zone de transition de lherzolite à grenat et spinelle, avec un taux de fusion qui varie entre 4% à 8%.

Le magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal, rentre dans le cadre de l'évolution géodynamique de l'atlantique central, ce qui permet d'expliquer la variation dans le temps de la nature du magmatisme.

Mots clés : Atlas de Béni-Mellal, magmatisme jurassique-crétacé, minéralogie, géochimie, transitionnel, évolution magmatique, géodynamique de l'atlantique central.

ABSTRACT

THE JURASSIC-CRETACEOUS MAGMATIC ROCKS OF THE ATLAS OF BENI-MELLAL (CENTRAL HIGH-ATLAS, MOROCCO): A WITHIN-PLATE TRANSITIONAL MAGMATISM ASSOCIATED TO THE LAST STAGES OF GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE CENTRAL ATLANTIC

An important magmatic activity occurred in the central High Atlas during the Mesozoic and the Tertiary. In the Atlas of Béni-Mellal, Jurassic-Cretaceous magmatic events are materialized by the setting of mafic rocks set, exposed side by side and in a reduced area: lava flows, plutons, sills and dykes. The basaltic flows extrude different synclinal basins of this zone. Spatial and geometric relationship between the different magmatic rocks testifies the related of these rocks to a common magma.

The emplacement of the magmatic rocks of the Atlas of Béni-Mellal was during from the Middle Jurassic to the Lower Cretaceous.

A mafic suite characterizes petrographic data of these rocks. It shows a number of common textural and mineralogical features. This supports the indisputable ancestry of these magmatic manifestations from a parental magma during the same event.

The chemistry of the magmatic rocks of the Atlas of Béni-Mellal shows a non-primitive basaltic composition, with low normative nepheline composition. Basaltic and intrusive facies form a transitional affinity suite whose TiO_2 , K_2O , P_2O_5 and Nb contents are moderate to low. Modest enriched and constant REE spectra and low-titaniferous clinopyroxene composition support this conception. Incompatible elements enrichment (LILE and HFSE) testifies the belonging of these magmatic rocks to the within plate transitional basalts. The variations of K/Nb, Zr/Nb, La/Nb and Nb/Ta ratios close these rocks origin to the OIB (Oceanic Island basalts) mantle source.

The major and trace elements behavior and geochemical characters of the magmatic rocks of the Atlas of Béni-Mellal show that the magmatic evolution is mainly controlled by fractional crystallization process. However, the Nb negative anomalies suggest the contribution of a crustal contamination during the magmatic evolution. Estimate thermodynamic conditions of temperatures and pressure of magmatic formation provide the values up to 1200°C and 15 Kbar. The probable source of these magmatic rocks given by the rare earth elements modeling seems to be a garnet lherzolite zone and a garnet-spinel transition zone, with a melting rate ranging from 4% to 8%.

The Jurassic-Cretaceous magmatism of the Atlas of Béni-Mellal is part of the geodynamic evolution of the central Atlantic that helps to explain the variation in time of the nature of magmatism.

Keywords: Atlas of Béni-Mellal, jurassic-cretaceous magmatism, mineralogy, geochemistry, transitional, magmatic evolution, geodynamic of central Atlantic.

ملخص

الصخور الصهارية الجوراسية - الطباشيرية لأطلس بني ملال (الأطلس الكبير الأوسط، المغرب): ماغمايتية صفانحية إنتقالية مرتبطة بالمراحل النهائية من التطور الجيوديناميكي للمحيط الأطلسي الأوسط

عرف أطلس بني ملال نشاطاً صهارياً جوراسيو- طباشيري هاماً تمثل في تموضع مجموعة من الصخور الصهارية جنباً إلى جنب و وفق انماط مختلفة من التشكلات : تدفقات بازلتية، جيوب بركانية ، جيوب نافذة و كتل بلتونية. هذه الصخور الصهارية القاعدية هي إما ، متسربة او نافذة ضمن الوحدات الرسوبية الجوراسية. تظهر العلاقات المكانية والهندسية بين مختلف التشكلات صلة هذه الصخور إلى صهارة أم مشتركة.

تموضع الصخور الصهارية لأطلس بني ملال تم خلال الفترة من أواخر العصر الجوراسي الأوسط إلى العصر الطباشيري المبكر.

تتميز بتروغرافية هذه الصخور بخصائص قاعدية محضة، حيث لديها العديد من الميزات التكوينية، المعدنية والصخرية المشتركة ،مما يؤكد على أن أصل هذه الأنشطة الصهارية هي صهارة واحدة أم، تموضعت في نفس الحدث الجيولوجي.

تظهر المميزات الجيوكيميائية لهذه الصخور الصهارية تركيبة بازلتية غير بدائية، و محتوى منخفض من النفلين المعيارية. تكون جل السحنات المتواجدة سلسلة صهارية ذات طابع إنتقالي حيث تتميز بمحتويات منخفضة من K_2O , P_2O_5 , TiO_2 و Nb . كما تؤكد مخططات ترابية نادرة الشبه المتوازية و الأقل محتوى إضافة إلى التركيب الكيميائية للكلينوبيروكسين على صحة المفهوم. و تجزم كمية العناصر الغير المتوافقة (LILE, HFSE) إنتماء صخور موضوع البحث إلى سلسلة البازلت الصفانحية الانتقالية. التغيرات في نسب K/Nb , Zr/Nb و Nb/Ta و La/Nb تقرب اصل الصخور الصهارية إلى أصل ذات منشأ وشاحي من نوع بازلت الجزر المحيطية (OIB).

سلوك العناصر الرئيسية والنادرة والخصائص الجيوكيميائية للصخور الصهارية لأطلس بني ملال تشير إلى أن العملية الرئيسية في تطور هذا النسق الصهاري تمت بواسطة التبلور الكسري. ومع ذلك، فإن الشدات السلبية على مستوى Nb الملحوظة في الصخور التي تمت دراستها، تشير إلى إختلاط الصهارة الوشاحية مع مكونات القشرة الأرضية. تقديرات الظروف الدينامية الحرارية من تشكيل الصهارة تعطي درجات حرارة أعلى من 1200 درجة مئوية، والضغط فوق 15 كيلوباسكال.

ويبدو أن المصدر المحتمل من الصخور المنصهرة التي تمت دراستها، بدعم من نمذجة الأتربة النادرة، قد تكون منطقة الليروزوليت الغنية بالجارنيت و منطقة الليروزوليت الإنتقالية ذات الجارنيت و السبيل، مع معدل إنصهار يتراوح بين 4% إلى 8%.

الصخور الصهارية لأطلس بني ملال تدخل إذن في سياق تطور جيودينامية المحيط الأطلسي الأوسط ، وبالتالي في إختلاف لطبيعة الصهارة عبر الزمن الجيولوجي.

كلمات المفتاح : أطلس بني ملال، الصهارة الجوراسيو - طباشيرية، دراسة معدنية، دراسة جيوكيميائية، إنتقالية، التطور الصهاري، جيودينامية المحيط الأطلسي الأوسط.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	ii
ملخص.....	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
Liste des figures.....	ix
Liste des tableaux.....	xiii
Liste des planches.....	xiv
CHAPITRE I	
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
I. Présentation générale	1
II. Historiques des principaux travaux antérieurs.....	4
III. Cadre géographique du secteur d'étude.....	5
IV. Objectif du présent travail et Méthodologie	5
CHAPITRE II	
CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL	7
I. Introduction	7
II. Présentation des séries sédimentaires de l'Atlas de Béni-Mellal.....	9
II-1. Le Trias.....	9
II-2. Le Jurassique.....	10
II-2-1. Les carbonates de Lias inférieur et moyen.....	10
II-2-1-a. Le Lias inférieur.....	10
II-2-1-b. Le Lias moyen.....	10
II-2-2. Les terrigènes du Toarcien-Aalénien	11
II-2-3. Les carbonates de Dogger.....	11
II-2-4. Les formations des «Couches rouges».....	13
II-3. Les terrigènes et carbonates crétacés et les terrigènes tertiaires	14

II-4. Evolution paléogéographique.....	15
III. Structuration de l'Atlas de Béni-Mellal.....	16
III-1. Géométrie des structures	16
III-2. Structuration de la chaîne	17
CHAPITRE III	
PRÉSENTATION DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL	20
I. Introduction	20
II. Les masses intrusives.....	21
II-1. Masse intrusive d'Idemrane	21
II-2. Masse intrusive d'Atab.....	24
II-3. Micro-intrusion massive d'Ichichi	26
III. Les sills	29
III-1. Sill d'Idemrane.....	29
III-2. Sill d'Attab.....	29
III-3. Sill d'Aït Boumaali.....	30
IV. Les dykes.....	30
IV-1. Présentation des dykes	30
IV-2. Mise en place des dykes	34
V. Les coulées basaltiques.....	34
V-1. Coulées de l'horizon B1	35
V-2. Coulées de l'horizon B2	36
VI. Ages des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal	37
VI-1. Datation des roches intrusives	38
VI-2. Datation des coulées basaltiques.....	38
VII. Conclusion	43
CHAPITRE IV	
PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL.....	44
I. Pétrographie des roches intrusives.....	44
I-1. Pétrographie des masses intrusives	44

I-1-1. Masse intrusive d'Idemrane	45
I-1-2. Masse intrusive d'Atab	46
I-1-3. Filons tardifs et poches ou filonnets irréguliers.....	49
I-1-3-a. Filons magmatiques.....	49
I-1-3-b. Poches et filonnets irréguliers	50
I-1-4. Micro-intrusion d'Ichichi.....	51
I-2. Pétrographie des sills.....	51
I-2-1. Sill d'Idemrane	54
I-2-2. Sill d'Atab	55
I-2-3. Sill d'Aït Boumaali	55
I-3. Pétrographie des dykes.....	56
I-3-1. Dykes à faciès sans olivine	56
I-3-2. Dykes à faciès à olivine	57
II. Pétrographie des basaltes	60
II-1. Pétrographie des basaltes de l'horizon B1	60
II-1-1. Basalte porphyrique	60
II-1-2. Basalte à structure fluidale	61
II-1-3. Basalte vacuolaire	62
II-2. Pétrographie des basaltes de l'horizon B2.....	62
II-2-1. Basalte porphyrique	65
II-2-2. Basalte vacuolaire.....	65
III. Géochimie des phases magmatiques.....	68
III-1. Roches intrusives	68
III-2. Basaltes	71
IV. Conclusion	74

CHAPITRE V

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL.....

I. Nomenclature et composition chimique	76
I-1. Composition chimique	76
I-2. Nomenclature	78

I-2-1. Nomenclature des roches intrusives.....	78
I-2-2. Nomenclature des basaltes	78
I-3. Comportement des éléments majeurs et traces.....	79
I-3-1. Eléments majeurs.....	81
I-3-2. Eléments traces.....	81
II. Affinité magmatique et variations des éléments traces	81
II-1. Affinité magmatique des roches magmatiques	81
II-1-1. Digrammes SiO ₂ -alcalin	81
II-1-2. Teneurs en Nb	86
II-1-3. Composition des clinopyroxènes	86
II-2. Spectres des terres rares	91
II-3. Diagrammes multiéléments.....	93
III. Environnement géotectonique.....	97
III-1. Diagramme Ti – Zr – Y	97
III-2. Digramme Nb – Y – Zr	97
III-3. Diagramme Ti/Y – Nb/Y.....	97
IV. Conclusion	100

CHAPITRE VI

ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

I. Processus de cristallisation fractionnée au sein des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal	101
I-1. Evolution minéralogique	101
I-2. Evolution géochimique.....	102
II. Arguments en faveur d'une intervention crustale.....	104
II-1. Evocations pétrographiques et minéralogiques	105
II-2. Arguments géochimiques	105
III. Estimation des conditions thermodynamiques de formation du magma....	107
III-1. Thermobarométrie des oxydes ferro-titanés	108

III-2. Thermobarométrie basée sur équilibre minéraux-liquides	108
III-3. Températures et pressions totales de formation des liquides	109
IV. Sources mantelliques du magma	110
IV-1. Sources probables du magma de l'Atlas de Béni-Mellal	111
IV-2. Profondeur d'extraction du magma	112
V. Conclusion	114
CONCLUSION GÉNÉRALE	115
Magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal.....	115
Magmatisme du Haut-Atlas de Béni-Mellal dans son contexte géotectonique.	118
Références bibliographiques.....	120
Annexe	

Liste des figures

CHAPITRE I

Figure 1 : Carte structurale et paléogéographique du Nord et du Centre du Maroc (Choubert et Marçais, 1952 ; simplifiée). Localisation du secteur d'étude (a)1

Figure 2 : Carte schématique du Haut Atlas avec l'activité magmatique jurassique-crétacée (in Zayane, 2002)3

CHAPITRE II

Figure 3 : Carte géologique simplifiée de l'Atlas de Béni-Mellal (Rolley, 1978 ; Jenny et Monbaron, 1981 et Monbaron, 1985)8

Figure 4 : Coupe géologique sur l'axe Béni-Mellal-Taçmit-Tagleft (Fig. 3)9

Figure 5 : Coupes lithologiques et attributions chronostratigraphique, au niveau du domaine de la plate-forme et de bassin, de l'Atlas du Béni-Mellal, (Monbaron, 1981 et Haddoumi, 2010, modifiée).....12

Figure 6 : Principaux bassins des « Couches rouges » et structures majeurs du secteur d'études. (Monbaron, 1981, modifiée)17

Figure 7 : Evolution géodynamique du domaine atlasique depuis le début du Mésozoïque (A) jusqu'à l'actuel (B), (Brede et al., 1992)19

CHAPITRE III

Figure 8 : Carte géologique de la partie Est du secteur d'étude. 1 : Coulées de Naour ; 2 : Sill d'Atab ; 3 : Intrusion d'Atab ; 4 :Sill d'Idemrane ; 5 : Intrusion d'Idemrane ; 6 : Intrusion d'Ichichi ; 7 : Dykes de Tagleft ; 8 : Coulées de Jbel Sgat ; 9 : Coulées de Tabaroucht (Monbaron, 1985).....24

Figure 9 : Coupe schématique sur le flanc Nord-Ouest du synclinal de Tagleft, montrant l'intrusion et le sill d'Idemrane.....25

Figure 10 : Coupe schématique sur le flanc Ouest du synclinal d'Aghzif-Naour, montrant l'intrusion d'Atab26

Figure 11 : Carte géologique de la partie Ouest du secteur d'étude. 10 : Coulées de Ouaouzeght ; 11 : Sill d'Aït Boumaali ; 12 : Coulées d'Aït Attab ; 13 : Coulées d'Ozoud (Rolley, 1978 et Monbaron, 1985)31

Figure 12 : Carte simplifiée des coulées basaltiques, extrudant les sédiments des « Couches rouges » des principaux synclinaux du secteur (Monbaron, 1981, modifiée). 1 : Coulées d'Aghzif-Naour ; 2 : Coulées de Jbel Sgat ; 3 : Coulées de Tabaroucht ; 4 : Coulées de Ouaouzeght ; 5 : Coulées d'Aït Attab ; 6 : Coulées d'Ozoud35

Figure 13 : Coupe Nord-Sud sur le flanc Ouest du synclinal de Tagleft, montrant les entablements de Jbel Sgat et de Tabaroucht. La disposition des coulées suggère un

écoulement du magma vers le Nord et l'Ouest. Cela conforme aux paléo-pentes mise en évidence dans les formations des « Couches rouges » (Souhel, 1996).....36

Figure 14 : Corrélation lithostratigraphique et situation des coulées basaltiques dans les « Couches rouges » des bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (Souhel, 1996 et Haddoumi et al., (2010, modifiée).....39

Figure 15 : Ages radiométriques de quelques roches magmatiques dans le Haut-Atlas central42

CHAPITRE IV

Figure 16 : Evolution des plagioclases des différents faciès de roches intrusives dans le diagramme Or-An-Ab. (Nomenclature d'après Deer et al., 1963)69

Figure 17 : Cristal de plagioclase zoné dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Idemrane ...69

Figure 18 : Diagramme triangulaire des pyroxènes des différents faciès de roches intrusives. (Nomenclature d'après Morimoto et al., 1988).....70

Figure 19 : Evolution des plagioclases des basaltes dans le diagramme Or-An-Ab. (Nomenclature d'après Deer et al., 1963).....72

Figure 20 : Diagramme triangulaire des pyroxènes des basaltes. (Nomenclature d'après Morimoto et al., 1988).....72

CHAPITRE V

Figure 21 : Nomenclature des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TAS ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) selon Middelmost, 1994. La ligne qui sépare le domaine alcalin et subalcalin, est selon Irvine and Baragar 1971. GP : gabbros-péridotites ; G : gabbros ; DG : diorites gabbroïques ; ET : essexites-téralites ; MG : monzo-gabbros ; MD : monzo-diorites ; EMD : essexites-monzo-diorites79

Figure 22 : Nomenclature des roches basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TAS ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) selon Lebas, 1986. La ligne qui sépare le domaine alcalin et subalcalin, est selon Irvine and Baragar (1971). BAS : basanites ; B : basaltes ; TB : trachy-basaltes ; TBS : téphrites-basanites ; AB : andésites basaltiques ; TAB : trachy-andésites basaltiques ; PHT : phonolites téphritiques.....80

Figure 23 : Classification des roches basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme $\text{Zr/TiO}_2\text{-SiO}_2$ selon Winchester et Floyd, 1976. BSA : basaltes sub-alcalin ; BA : basaltes alcalin ; BTN : basaltes-trachytes néphélinique ; P : phonolites ; TA : trachy-andésites ; A : andésites.....80

Figure 24 : Diagrammes binaires montrant la variation des éléments majeurs (wt%) Vs MgO (wt%) des basaltes82

Figure 25 : Diagrammes binaires montrant la variation des éléments majeurs (wt%) Vs MgO (wt%) des roches intrusives.....83

Figure 26 : Diagrammes binaires montrant la variation des éléments traces (ppm) Vs MgO (wt%) des basaltes84

- Figure 27* : Diagrammes binaires montrant la variation des éléments traces (ppm) Vs MgO (wt%) des roches intrusives.....85
- Figure 28* : Diagrammes binaires de variation de Na₂O et K₂O en fonction de SiO₂ (Middlemost, 1975), des roches de l'Atlas du Béni-Mellal. a : basaltes ; b : roches intrusives87
- Figure 29* : Distribution des roches basaltiques (a) et intrusives (b) transitionnelles de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TiO₂ (wt %) versus Nb (ppm), selon Middlemost, 1975. Les données des lamprophyres éocènes sont d'après Beraaouz, 199587
- Figure 30* : Diagramme Al_z (=Al_{IV}*100/2) (a.f.u) Vs de TiO₂ % montrant la répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme selon Lebas, 196288
- Figure 31* : Répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal, dans le diagramme SiO₂ % Vs Al₂O₃ %, selon Nisbet et Pearce, 197789
- Figure 32* : Répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal, dans le diagramme Ti (a.f.u) Vs Ca+Na (a.f.u), selon Leterier et al., 1982.....90
- Figure 33* : Spectres des terres rares des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a : basaltes de l'horizon B1 ; b : basaltes de l'horizon B2. Les valeurs de normalisation par rapport aux chondrites sont d'après Sun et McDonough, 198992
- Figure 34* : Spectres des terres rares des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal. a : masses intrusives ; b : sills ; c : dykes. Les valeurs de normalisation par rapport aux chondrites sont d'après Sun et McDonough, 198993
- Figure 35* : Diagrammes multiéléments des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a : basaltes de l'horizon B1 ; b : basaltes de l'horizon B2. Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 1989.....94
- Figure 36* : Diagrammes multiéléments des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal. a : masses intrusives ; b : sills ; c : dykes. Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 198995
- Figure 37* : Les diagrammes multiéléments des certains basaltes des OIB et des MORB. Les données sont selon White et Hofmann, 1982 ; Palacz et Saunders, 1986 ; Sun et McDonough, 1989 ; Weaver, 1991 ; Zou et al., 2000 ; Cook et al., 2005, Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 1989.....95
- Figure 38* : Diagrammes des rapports Zr/Nb et La/Nb en fonction du rapport K/Nb, illustrant les caractéristiques géochimiques des sources mantelliques des roches basaltiques (a) et intrusives (b) étudiées. Les champs des EMI, EMII et HIMU sont d'après Zindler et Hart, 1986 ; Saunders et al., 1988 ; Weaver, 1991 et Lanyon et al., 1993.....96
- Figure 39* : Répartition des laves basaltiques (a) et des roches intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Ti/100-Y*3-Zr de Pearce et Cann, 1973. WPB : basaltes intraplaques ; IAT : tholéiites d'arc insulaire ; MORB : basaltes des rides médio-océaniques ; CAB : basaltes calco-alcalins98
- Figure 40* : Répartition des laves basaltiques (a) et des roches intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Nb*2-Y-Zr/4 de Meschede, 1986. WPA : basaltes

alcalins intraplaques ; WPT : basaltes tholéïtiques intraplaques ; P-MORB : basaltes des rides médio-océaniques de type P ; N-MORB : basaltes des rides médio-océaniques de type N ; VAB : basaltes d'arc volcanique.....98

Figure 41 : Répartition des laves basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Ti/Y-Nb/Y de Pearce, 1982. WPB : basaltes intraplaques ; MORB : basaltes des rides médio-océaniques ; VAB : basaltes d'arc volcanique. Tho : tholéïtique ; Trans : transitionnel ; Alc : alcalin99

CHAPITRE VI

Figure 42 : Teneurs de la forsétrite des olivines en fonction de la SiO₂ au niveau de la masse intrusive d'Idemrane et du sill d'Aït Boumaali 102

Figure 43 : Diagramme de distribution du Ni (élément de transition) Vs Nb/Y. F.P : fusion partielle ; C.F : cristallisation fractionnée ; Thol : tholéïtique ; Trans : transitionnel ; Alc : alcalin103

Figure 44 : Diagrammes TiO₂-Zr (a) et Nb-Zr (b) des roches de l'Atlas de Béni-Mellal (Pearce et Norry, 1979)104

Figure 45 : Répartition des roches étudiées dans le diagramme Y-Nb-La de Cabanis et Lécalle, 1989. A : domaine orogénique ; B : domaine intermédiaire ; C : domaine anorogénique ; LCC : croûte continentale inférieure ; UCC : croûte continentale supérieure ; PIAT : tholéïtes d'arc insulaire immature (primitive island-arc tholeiite)..... 106

Figure 46 : Distribution des roches magmatiques étudiées dans le diagramme Ti/Yb Vs MgO%, au cours de l'évolution magmatique.....107

Figure 47 : Les sources mantelliques en profondeur dans les régions continentales en relation avec les rapports des terres rares (Ellam, 1992).....111

Figure 48 : Rapport de Sm/Yb normalisé par rapport aux chondrites de sun et McDonough, 1989, en fonction de Sm. G : lherzolite à grenat ; S-G : lherzolite à grenat (50%) et spinelle (50%) ; S : lherzolite à spinelle ; 5%, 10% : taux de fusion partielle (Ellam, 1992) 112

Figure 49 : Rapport de Ce/Yb en fonction du rapport Sm/Yb. Les chiffres sur la ligne indiquent la profondeur. (Ellam, 1992).....113

Figure 50 : Rapport de Ce/Yb en fonction de Ce. Les chiffres sur la ligne indiquent l'épaisseur de la lithosphère. (Ellam, 1992)113

Figure 51 : Genèse du magma de l'Atlas de Béni-Mellal. Spl : champ de stabilité du spinelle ; Spl+Grt : champs de transition grenat-spinelle ; Grt : champ de stabilité du grenat..... 115

Liste des tableaux

CHAPITRE IV

Tableau 1 : Tableau sommaire de la minéralogie des différentes roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal. Amp : amphibole ; Fdk : feldspath ; Cpx : clinopyroxène ; Ilm : ilménite ; Ol : olivine ; Plg : plagioclase ; Tmt : titano-magnétite73

CHAPITRE V

Tableau 2 : Moyennes des rapports $(La/Yb)_N$ et $(Ce/Yb)_N$ (normalisés selon Sun et McDonough, 1989) des roches basaltiques.....92

Tableau 3 : Moyennes des rapports $(La/Yb)_N$ et $(Ce/Yb)_N$ (normalisés selon Sun et McDonough, 1989) des roches intrusives.....92

Tableau 4 : Moyennes des rapports de quelques éléments incompatibles des laves basaltiques et des roches intrusives étudiées et des sources EMI, EMII (Manteau enrichi de type 1 et 2 : enriched mantle type 1 and type 2), HIMU (long-term high U/Pb : rapport $^{238}U/^{204}Pb$ élevé) et PM (manteau primitif). Les valeurs des différentes sources du manteau sont selon Zindler et hart, 1986 et Sun et MacDonough, 198996

CHAPITRE VI

Figure 3 : Carte géologique simplifiée de l'Atlas de Béni-Mellal (Rolley, 1978 ; Jenny et Monbaron, 1981 et Monbaron, 1985)110

Liste des planches

CHAPITRE III

Planche I23

Photo a : Vue panoramique de l'intrusion d'Idemrane.

Photo b : Stratifications à aspect entrecroisé dans la masse intrusive d'Idemrane témoignant de la présence de courants magmatiques dans la chambre magmatique.

Photo c : Venue magmatique (2) intrudant les gabbros(1) de l'intrusion d'Idemrane. Elle montre une richesse en plagioclases et une texture grenue à grains grossiers.

Photo d : Veinules de composition plus évoluée (2) dans les gabbros à olivine (1) de l'intrusion d'Idemrane, évoquant des figures d'immiscibilité.

Photo e : Contact entre l'intrusion (1) et les formations carbonatées du Dogger (2) (formation de Bin El Ouidane), soulignant un métamorphisme de contact dans les sédiments carbonatés.

Photo f : Roche de l'intrusion d'Ichichi présentant une altération en boules et en forme de "pain de sucre".

Planche II28

Photo a : Formes en boules des gabbros à olivine de l'intrusion d'Atab.

Photo b : Veinules de composition plus évoluée (2) dans les gabbros à olivine (1) de l'intrusion d'Atab.

Photo c : Sill d'Idemrane dans les formations carbonatées du Dogger (formation de Bin El Ouidane).

Photo d : Filons magmatiques et venues tardives dans le sill d'Idemrane.

Photo e : Poches et veinules de composition évoluée (2) dans les roches (1) du sill d'Idemrane.

Photo f : Faible métamorphisme de contact induit au toit du sill (1) au contact des sédiments carbonatés du Dogger (2) (Bin El Ouidane).

Planche III33

Photo a : Filon, à remplissage d'oxydes de fer (3), s'insinuant dans l'encaissant carbonaté (2) au contact du sill d'Idemrane (1).

Photo b : Sill d'Atab intrudant les carbonates corniches du Dogger.

Photo c : Sill d'Aït Boumaali dans les carbonates corniches du Dogger.

Photo d : Dyke d'Aït Ouchen (1) (Nord), intrudant les formations gréso-détritiques (2) des « Couches rouges ».

Photo e : Dyke de Tagleft (1) (situé à l'entrée du village de Tagleft), dans les sédiments (2) des « Couches rouges ».

Photo f : Dyke Ouest-Tagleft (1), dans les sédiments continentaux (2) des « Couches rouges ».

Planche IV.....41

Photo a : Coulée basaltique inférieure de Naour (1) (horizon B1), dans les sédiments détritiques (2) de la formation de Guettioua.

Photo b : Coulée basaltique supérieure de Tabaroucht (B1). L'altération offre à la roche un débit prismatique.

Photo c : Aspect vacuolaire au sommet de la coulée basaltique supérieure de Tabaroucht.

Photo d : Coulée basaltique inférieure de Jebel Sgat (1) (horizon B1), dans les sédiments détritiques (2) de la formation de Guettioua.

Photo e : Coulée basaltique d'Aït Attab (horizon B1). On signale l'absence des traces de cuisson dans les sédiments (2) au contact du matériel éruptif (1).

Photo f : Coulée basaltique d'Aït Attab de l'horizon B2, extrudant la formation gréseuse de Jbel Sidal.

CHAPITRE IV

Planche V.....48

Photo a : Texture ophitique dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Idemrane. L'augite (Cpx) forme un cristal poeilitique, englobant des lattes de plagioclase (Pl) et d'olivine (Ol). L'olivine inclut quelques microlites de plagioclase et des oxydes ferrotitanés (Op) primaires.

Photo b : Grand cristal poecilique d'augite (Cpx) dans le gabbro de l'intrusion d'Idemrane. Il englobe des lattes de plagioclase (Pl). Les cristaux d'oxydes ferrotitanés (Op) sont automorphes.

Photo c : Texture d'orthocumulat dans la troctolite de l'intrusion d'Atab. L'olivine (Ol) et le plagioclase (Pl) forment la phase cumulus, le clinopyroxène (Cpx), la biotite (Bio) et les oxydes ferrotitanés (Op) constituent la phase intercumulus.

Photo d : Un cristal d'olivine (Ol) inclut un cristal cubique d'oxyde ferrotitané (Op1) : magnétite ; et un autre de forme dendritique (Op2) : spinelle chromifère, dans la troctolite de l'intrusion d'Atab.

Photo e : Texture ophitique dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Atab. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxydes ferrotitanés.

Photo f : Texture sub-ophitique à intergranulaire dans le gabbro de la micro-intrusion d'Ichichi. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxydes ferrotitanés.

Planche VI.....53

Photo a : La paragenèse des roches monzo-dioritiques, des filons tardifs, intrudant la masse intrusive d'Idemrane, est formée de plagioclase (Pl) ; clinopyroxène (Cpx) ; feldspath potassique (Fdk) ; biotite (Bio) et amphibole.

Photo b : Gabbro à olivine de la masse intrusive d'Idemrane. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène.

Photo c : Texture grenue à grains grossiers (pegmatoïde) du faciès syénitique des poches irrégulières au sein des roches de gabbro à olivine de la masse intrusive d'Idemrane. Le faciès est formé des mégacristaux automorphes et xénomorphes de feldspath potassique (Fdk) et de plagioclase (Pl), en plus de clinopyroxène et d'amphibole.

Photo d : Filon magmatique dans les gabbros à olivine de la masse intrusive d'Idemrane.

Photo e : Poche irrégulière dans les gabbros à olivine de la masse intrusive d'idemrane.

Planche VII.....59

Photo a : Texture sub-ophitique dans le monzo-gabbro du sill d'Idemrane : les lattes de plagioclase (Pl) sont englobées par des phénocristaux poecilitiques de clinopyroxène (Cpx). Ce faciès est marqué par l'existence de feldspath potassique (Fdk) et l'amphibole (Amp).

Photo b : Texture doléritique intergranulaire dans le gabbro du sill d'Atab. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané.

Photo c : Texture ophitique bigarrée dans la dolérite à olivine du sill d'Aït Boumaali. Les agglomérats de plagioclase (Pl1) englobés par des cristaux poecilites de clinopyroxène (Cpx). Le plagioclase forme également des grandes plages (Pl2), de teneur en anorthite plus faible. L'olivine (Ol) est globulaire ou allongée.

Photo d : Texture doléritique intergranulaire du faciès de dolérite sans olivine du dyke de Tagleft. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané.

Photo e : Texture doléritique intergranulaire à sub-ophitique du faciès de dolérite à olivine du dyke d'Aït Ouchen. Les cristaux d'olivine (Ol) sont regroupés en agglomérats de 2 à 3 individus. Les clinopyroxènes (Cpx) remplissent l'espace laissé par les lattes de plagioclase (Pl).

Photo f : Tendance fluidale des lattes de plagioclase dans la dolérite à olivine du dyke d'Aït Ouchen. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané.

Planche VIII.....64

Photo a : Texture porphyrique dans un basalte des coulées de l'horizon B1 de Naour. Grand phénocristal hexagonal et pseudomorphosé d'olivine (Ol) baigne dans une pâte de microlites de plagioclase (Pl) et de clinopyroxène (Cpx). La mésostase (Mé) est faiblement représentée.

Photo b : Texture porphyrique dans un basalte des coulées de l'horizon B1 d'Aït Attab. Le plagioclase est marqué par des microlites jointifs (Pl1) ou par des grandes plages (Pl2). Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène.

Photo c : Grand phénocristal automorphe d'olivine (Ol) entouré par des microlites de plagioclase (Pl), dans un basalte de Ouauizeght (horizon B1).

Photo d : Texture fluidale dans le basalte des coulées de Tabaroucht. Mé : mésostase ; Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Pl : plagioclase.

Photo e : Texture fluidale dans un basalte des coulées d'Aït Attab (horizon B1). Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané ; Mé : mésostase.

Photo f : Texture vacuolaire dans un basalte de Jbel Sgat. Ol : olivine ; Va : vacuole ; Pl : plagioclase.

Planche IX.....67

Photo a : Texture porphyrique dans un basalte des entablements de l'horizon B2 d'Ozoud. Les grandes plages de plagioclase (Pl2) sont plus abondantes. Elles sont zonées et ont de teneur en anorthite, relativement, faible par rapport au plagioclase microlitique (Pl1). La mésostase (Mé) est, fréquemment, transformée en calcite. Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène.

Photo b : Texture porphyrique dans un basalte des coulées d'Aït Attab (horizon B2). L'olivine (Ol) est rassemblée en plusieurs individus. Pl : plagioclase ; Op : oxyde ferrotitané.

Photo c : Grand cristal du plagioclase (Pl2) incluant un microlite de plagioclase (Pl1). Ol : olivine.

Chapitre I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Chapitre I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Présentation générale

Le domaine atlasique est un exemple typique de chaîne intracontinentale (Mattauer et al., 1977), qui s'étend depuis l'océan atlantique au Maroc (Agadir) jusqu'à Gabès en Tunisie, séparant un domaine mésétien au Nord (Meseta marocaine et oranaise) d'un domaine saharien au sud (Choubert et Marçais, 1952) (Fig. 1). Cette chaîne reste encore active de nos jours (Petit et al., 1985 ; Fraissinet et al., 1988).

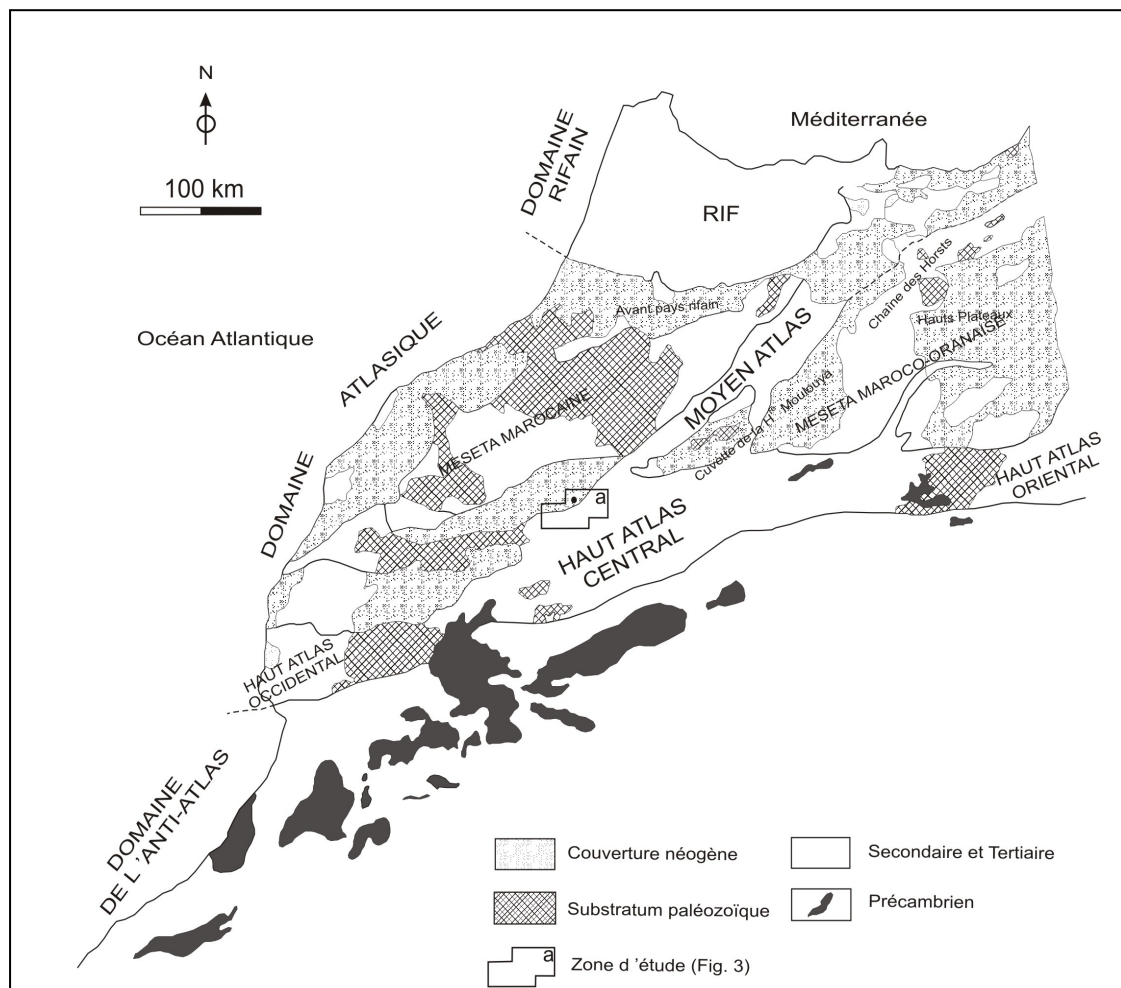


Fig. 1- Carte structurale et paléogéographique du Nord et du Centre du Maroc (Choubert et Marçais, 1952 ; simplifiée). Localisation du secteur d'étude (a).

Le Haut-Atlas marocain s'étend sur 700 km de long de direction WSW-ENE et 40 à 100 Km de large. Ses sommets constituent les points culminants de l'Afrique du Nord (Jbel Toubkal : 4167 m). La partie centrale du Haut-Atlas (Haut-Atlas Central) correspond à un vaste bassin mésozoïque individualisé dès le Trias dans la partie nord de la plaque africaine (Laville, 1985). Le Haut-Atlas Central est limité à l'Ouest par le massif ancien de Marrakech qui formait une zone surélevée lors de l'orogénèse atlasique (Cornée, 1989 ; Piqué, 1994), et à l'Est par le massif de Tamlelt (Fig. 2). Dans son contexte géodynamique, le Haut-Atlas central constitue un élément important pour les reconstitutions paléogéographiques et cinématiques de tout le domaine atlasique depuis le Trias jusqu'à l'actuel.

Le Haut-Atlas de Béni-Mellal constitue une zone-clef de ce dispositif, à la jonction du Haut et du Moyen Atlas. Il présente la partie du Haut-Atlas central culminante sur la plaine de Tadla.

Le Haut-Atlas central a connu une importante activité magmatique durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Les premières coulées basaltiques tholéitiques sont émises au Trias (Bertrand et al., 1982 ; Benchekroun, 1985 ; Beraâouz, 1995 ; Youbi et al., 2003 ; Marzoli et al., 2004 ; Verati et al., 2007). Elles sont associées aux bassins allongés et remplis avec des sédiments continentaux triasiques et sont liées aux premiers stades de l'ouverture de l'océan atlantique pendant le Mésozoïque. Puis de nombreux intrusions, champs filoniens et laves basaltiques se sont manifestés durant le Jurassique moyen-Crétacé inférieur (Beraâouz, 1989, 1995 ; Bertrand, 1991 ; Zayane, 1992, 2002 ; Lhachmi, 1992 ; Bougadir, 1998 ; Zayane et al., 2002 ; Bensalah et al., 2006, 2012, 2013) (Fig. 2). En fin de cette importante activité magmatique, des lamprophyres, des carbonatites et les dykes associés se sont mis en place durant l'Eocène (Aghchmi, 1984 ; Kadar, 1984 ; Bouabdeli et al., 1987 ; Kchit, 1990 ; Beraâouz, 1995 ; Bouabdellah et al., 2010).

Dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, les manifestations d'âge jurassique-crétacé se matérialisent par la mise en place d'un ensemble de roches magmatiques exposées côte à côte et en interdépendance étroite, sous forme de différents modes de gisements : coulées de laves, plutons, sills et dykes. Ces roches, essentiellement basiques, sont intrusives ou extrusives dans les formations carbonatées-détritiques d'âge allant de l'Aalénien au Bathonien supérieur (Guezal et al., 2011).

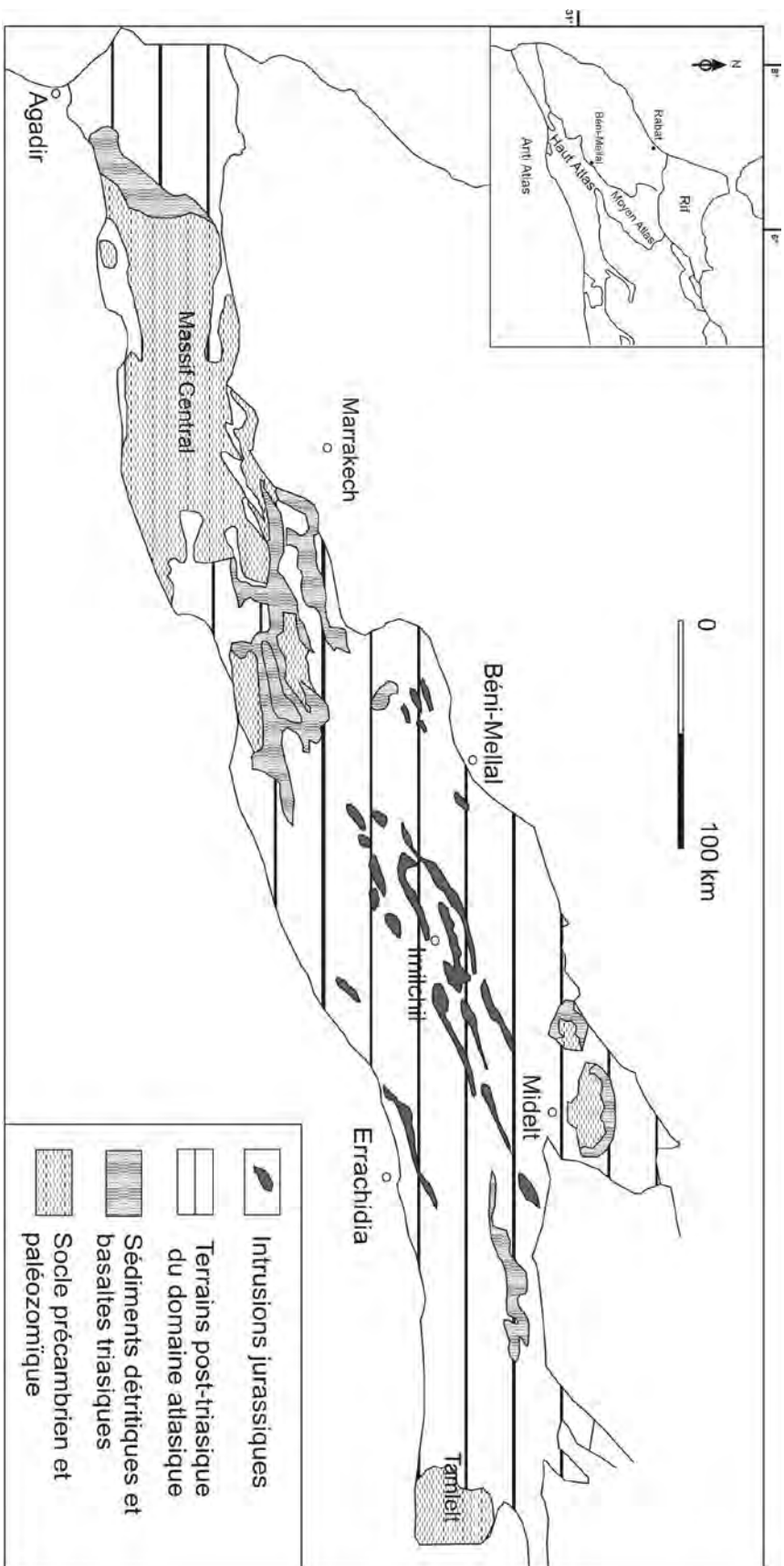


Fig. 2 – Carte schématique du Haut Atlas avec l'activité magmatique jurassique-crétagée (in Zayane, 2002).

II. Historique des principaux travaux antérieurs

Les études géologiques entreprises sur le Haut-Atlas central ont débuté dès les années trente. Elles ont porté sur la sédimentologie et les reconstitutions paléogéographiques (Termier, 1936 ; Dubar, 1938 ; Boucart et Roch, 1942 ; Roch, 1950 ; Choubert et Marçais, 1952), et puis sur la cartographie, la structuration et la recherche minière (Caïa, 1968 ; Subra, 1977 ; Chevremont, 1975 ; Rolley, 1978 ; Michard, 1976 ; Laville, 1978 ; Schaer et Persoz, 1976). Quoique des faciès magmatiques aient été découverts pour la première fois par Dubar (1943), deux faciès y ont été alors distingués : les Gabbros et les Dolérites (Dubar, 1943).

C'est à partir de la fin des années soixante-dix et du début des années quatre-vingts que la mise en place des corps magmatiques d'âge jurassiques-crétacé du Haut-Atlas central furent l'objet de plusieurs travaux. Les recherches se sont concentrées sur la nature pétrographique et géochimique des faciès magmatiques qui les composent (Chevremont, 1975 ; Studer, 1987 ; Beraâouz, 1989, 1995 ; Samir, 1991 ; Bougadir, 1991, 1998 ; Lhachmi, 1992 ; Lhachmi et al., 2001 ; Mougina, 1992 ; Zayane, 1992, 2002 ; Beraâouz et Bonin, 1993 ; Beraâouz et al., 1994 ; Zayane et al., 2002), sur le métamorphisme régional qui leur sont associés (Studer, 1980 ; Monbaron, 1981 ; Bernasconi, 1983, Jenny, 1983, Laville, 1985, Laville et Piqué, 1992 ; Ibouh, 1995 ; Zayane, 1992, 2002) et sur l'altération hydrothermale qui affecte les roches magmatiques et les sédiments encaissants (Brechtbühler, 1984 ; Zayane, 1992, 2002 ; Laville et al., 1994 ; Zayane et Ibouh., 1999, Zayane et al., 2002).

La majorité de ces travaux sont localisés dans l'axe du Haut-Atlas central du fait de l'existence en grande quantité du matériel magmatique émis. Toutefois les manifestations mises en place dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal n'ont pas eu de telle importance ; elles furent mentionnées dans certains travaux (Subra, 1980 ; Beraâouz, 1995 ; Souhel, 1996).

Les études existantes sont restreintes aux travaux de Bardon et al. (1978) qui étudia le paléomagnétisme des formations volcaniques du Haut-Atlas de Béni-Mellal. Monbaron (1980, 1981) et Monbaron et Just (1980) s'intéressèrent aux relations spatiales et génétiques des roches magmatiques basiques de la région de Tagleft dont ils leur attribuèrent un âge Jurassique moyen. Les travaux les plus récents sont ceux effectués par Bensalah et al. (2006, 2013), qui étudia les coulées basaltiques liées aux bassins synclinaux d'Oued Abid.

III. Cadre géographique du secteur d'étude

Le Haut-Atlas de Béni-Mellal fait partie des provinces Béni-Mellal et Azilal. Le secteur d'étude se situe dans la partie nord occidentale du Haut-Atlas central, sur le méridien de Béni-Mellal (Fig. 1) et au sud-est de la plaine de Tadla, entre les latitudes 32° et 32°30', et les longitudes 5°50' et 6°60'.

De point de vue géomorphologique, le secteur d'étude présente différents types de structures. Il montre des zones de crêtes calcaireuses et des dépocentres détritiques. Les altitudes oscillent entre un minimum de 1000 m et un maximum de 2411 m (Jbel Ighnayene). Les précipitations sont abondantes, et se traduisent en hivers par des chutes de neige et des pluies fortes et continues. En été, les orages sont fréquents provoquant des crues rendant ainsi les pistes impraticables.

IV. Objectif du présent travail et Méthodologie

Tel qu'il a été mentionné auparavant, les roches magmatiques, mises en place dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, n'ont pas suscité un grand intérêt de point de vue travaux de recherches scientifiques. Les travaux peu nombreux relatifs à ce magmatisme, mentionnés dans le paragraphe précédent, révélaient des résultats discutables voire même incomplets. Par conséquent, ce travail essaiera d'entreprendre une étude plus fine que possible de ces manifestations magmatiques dans leur cadre de mise en place.

De ce fait, le travail a été structuré en différentes parties : au début une introduction générale consacrée à la présentation de sujet et aux divers travaux antérieurs sur la région, suivi de la présentation du cadre géologique du Haut-Atlas de Béni-Mellal. Puis, une étude des roches magmatiques et leurs modes de gisement. Ensuite une étude pétrographique et minéralogique détaillée des différents faciès magmatiques du secteur étudié et des phases minérales et une étude géochimiques des roches et enfin une vue sur l'évolution magmatique et conditions de mise en place. En conclusion générale, nous interpellons les principaux résultats de ce travail et nous discuterons le modèle de mise en place de ces corps magmatiques en relation avec le contexte géodynamique de la région.

La méthodologie de travail consiste en :

- un recueil bibliographique sur les travaux antérieurs effectués dans le Haut-Atlas central et celui de Béni-Mellal, permettant de mettre en lumière les travaux de recherches effectués dans le secteur ;

- plusieurs missions de terrains ont été effectuées, dans le but d'analyser les différentes structures et modes de gisement des roches magmatiques dans leurs encaissants et de lever des coupes de structures magmatiques ;
- un échantillonnage des divers faciès et corps magmatiques a également été réalisé.

Le travail de Laboratoire comprenait la confection d'environ une centaine de lames minces dans le but d'effectuer une étude pétrographique et minéralogique au microscope polarisant des différents faciès magmatiques. Les phases minérales ont été analysées par la microsonde électronique CAMECA SX100 au « Service Commun de Microsonde » de l'université de Montpellier. Les conditions standard est de 20 KV et 10 nA, avec un faisceau de taille de 1 μm et un temps de comptage intégré de 20-30 s.

Cette étude a été, par la suite, complétée par des analyses chimiques élémentaires aux laboratoires de l'Unité d'Appui Technique à la Recherche Scientifique (Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique de Rabat). Le dosage des éléments majeurs a été réalisé par Fluorescence des rayons X (Spectrométrie de Fluorescence X à dispersion de longueur d'onde). Les analyses des éléments traces et des terres rares sont faites par Emission ICP-EOS (Spectromètre d'Emission Atomique Couplée à un Plasma Induit HORIBA Jobin YVON ULTIMA 2, 10000 K. La source est constituée par un plasma d'argon dont la température avoisine 7000° C, la mise en solution se fait par attaque à l'eau régale)

Chapitre II

CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Chapitre II

CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

I. Introduction

Le secteur d'étude fait partie des différents chaînons du Haut-Atlas central, à la frontière de la chaîne du Moyen Atlas et la plaine de Tadla. Il est constitué des terrains généralement mésozoïques, arrangeant des bassins ou sillons subsidents et discontinus, séparés par des zones de plate-forme ou des hauts fonds (Monbaron, 1988).

Les études stratigraphiques et sédimentologiques menées dans la région, avaient pour objectif l'étude de la paléogéographie des bassins sédimentaires, la dynamique sédimentaire et l'analyse séquentielle (Jenny et Monbaron, 1981 ; Monbaron, 1981, 1982, 1988 ; Souhel, 1987, 1996 ; Haddoumi, 1988 ; Sadki et El Hariri, 1989, 1992 ; Monbaron et al., 1990 ; Aït Aadi, 1994 ; Chafiki, 1994 ; Souhel et al, 1995, 1996 ; Haddoumi et al., 2002, 2010 ; El Bchari et Souhel, 2008 ; Löwner, 2009).

Les dépôts Jurassiques occupent la grande partie du secteur, tandis que les dépôts triasiques sont géographiquement très restreints (cartes 1/100000 de Béni-Mellal et d'Afourer). Les dépôts crétacés quant à eux occupent les centres des synclinaux connus dans la région.

Les bassins synclinaux qui caractérisent notre secteur sont, respectivement, du nord-est au sud-ouest, le bassin d'Aghzif-Naour, le bassin de Tagleft, le bassin de Tillouguit, le bassin de Ouauzeqht et le bassin d'Aït Attab (Fig. 3).

Les terrains mésozoïques de la zone d'étude se distinguent, généralement, par divers ensembles à contenu lithologique typique. Une coupe NW-SE, sur l'axe Béni-Mellal-Taçmit-Tagleft, fait apparaître dans l'ordre chronologique la succession lithologique suivante (Fig. 4) (Souhel et al., 1995 ; Souhel, 1996) :

- les carbonates massifs et lités du Lias inférieur et moyen,
- les terrigènes du Toarcien-Aalénien,
- les carbonates du Dogger (Bajocien et Bajocien supérieur),
- les formations des couches rouges du Bathonien-Crétacé,
- les carbonates et terrigènes du Crétacé.

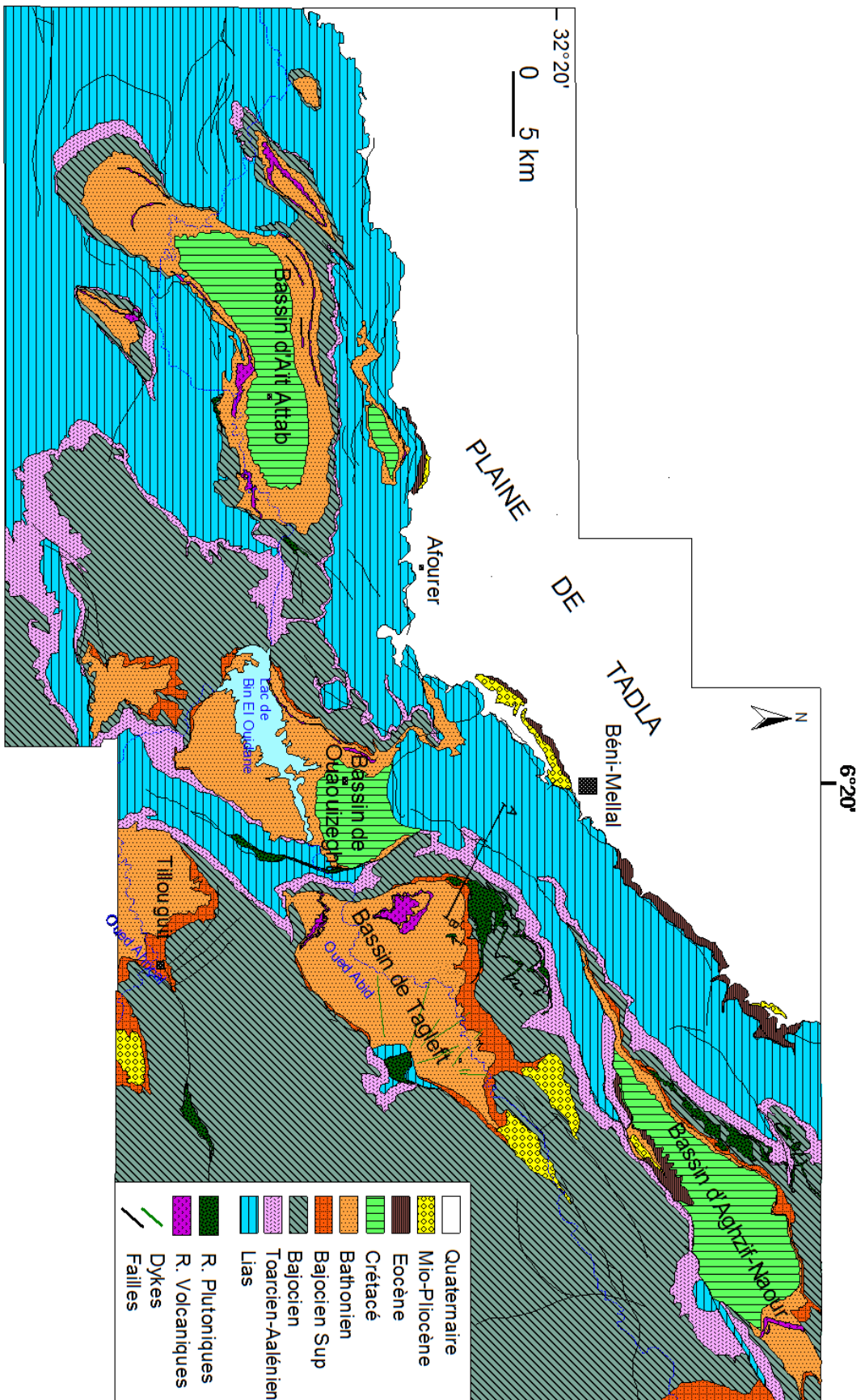


Fig. 3 – Carte géologique simplifiée de l'Atlas de Béni-Mellal (Rolley, 1978 ; Jenny et Monbaron, 1981 et Monbaron, 1985).

L'examen de la carte géologique de l'Atlas de Béni-Mellal (Fig. 3), indique que la structuration des terrains s'est essentiellement réalisée à partir d'un héritage jurassique (Souhel, 1996).

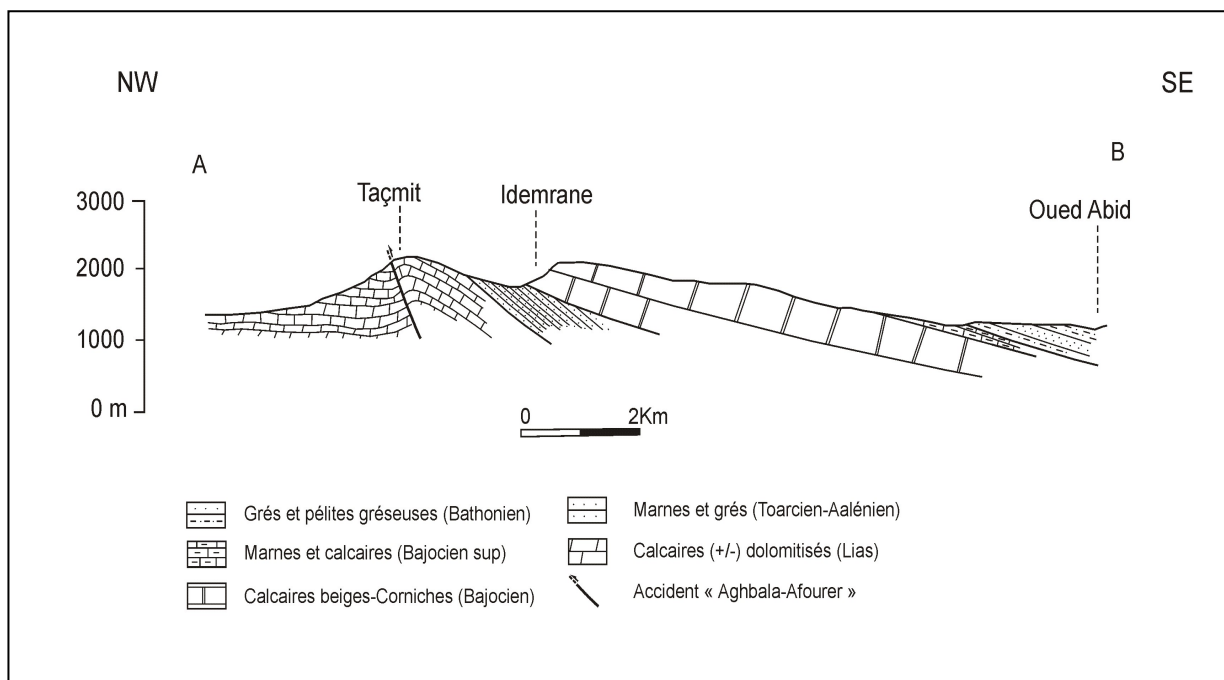


Fig. 4- Coupe géologique sur l'axe Béni-Mellal-Taçmit-Tagleft (Fig. 3).

II. Présentation des séries sédimentaires de l'Atlas de Béni-Mellal

La série sédimentaire qui se dépose dans l'Atlas de Béni-Mellal peut se résumer ainsi :

II-1. Le Trias

Dans le Haut-Atlas Central, les affleurements triasiques sont peu étendus. Ils affleurent généralement au sein des rides anticlinales à cœur magmatique, sous formes d'enclaves dans les faciès magmatiques ou à leurs bordures (Laville, 1985 ; Laville et Piqué, 1992 ; Ibouh, 1995). Dans notre secteur d'étude, le Trias apparait dans des zones très réduites, soit au cœur des rides anticlinales à roches magmatiques d'Aït Boulmane et de Jbel El Abbadine, soit au niveau des accidents majeurs de la bordure de l'Atlas de Béni-Mellal et la plaine Tadla, notamment au Sud du village Tanogha (au Nord-Est de Béni-Mellal) et au Sud du village Ouled Ayad (au Nord d'Aït Attab).

La lithostratigraphie du faciès triasique est représentée par une série inférieure silto-gréseuse formée de grés et marnes rouges et une série supérieure formée d'argiles roses à paillettes d'évaporites.

L'ensemble est associé à des tholeiites volcaniques organisées en plusieurs coulées superposées (Bertrand et prioton, 1975 ; Fiechtner, 1992).

II-2. Le Jurassique

Les faciès d'âge jurassique constituent 90% des affleurements de l'Atlas de Béni-Mellal. Cette période est caractérisée par une accélération de la subsidence (Studer, 1980), la sédimentation est alors marine et surtout carbonatée et elle est d'âge liasique à jurassique supérieur (El Bchari et Souhel, 2008 ; Haddoumi et al., 2010).

II-2-1. Les carbonates de Lias inférieur et moyen

Les carbonates du Lias inférieur et moyen constituent des formations lithologiques impliquées dans l'ossature des plus importantes structures anticlinales au centre de la chaîne (Souhel, 1996).

II-2-1-a. Le Lias inférieur

La base de la série stratigraphique carbonatée du Lias est constituée par une unité à dominance dolomitique qui marque les affirmations du régime marin dans l'ensemble de secteur. Cette unité dépourvue de faune à la base (Jenny, 1988), présente généralement un aspect massif avec des bancs de dolomies et calcaires de 1 à 3m. Les affleurements se présentent en petites bandes discontinues au voisinage des grands accidents bordiers de la chaîne (Hettangien). Les caractéristiques lithologiques sont variables. Elles correspondent à la formation des marnes versicolores et dolomies en plaquettes dans le secteur de Béni-Mellal (Monbaron, 1985), à la formation des calcaires et marnes en plaquettes dans le secteur d'El Ksiba (Verset, 1988), et à la formation des marnes dolomitique dans le secteur d'Afourer (Rolley, 1978).

II-2-1-b. Le Lias moyen

Aux formations des calcaires dolomitiques massives du Lias inférieur succèdent des formations carbonatées plus finement litées, montrant d'importantes variations de faciès et d'épaisseur d'âge sinémurien supérieur-domérien (Septfontaine, 1986 ; Souhel, 1996).

Au Lias moyen, deux domaines de sédimentation se bordent (Monbaron, 1981 ; Chafiki, 1994 ; Souhel et al., 2000) (Fig. 5) :

- Le domaine de plate-forme : est caractérisé au nord-ouest et ouest par des successions rythmiques de marnes et de calcaires lités, riches en foraminifères bentiques. Ces successions marnes-calcaires sont constituées d'accumulations considérables en larges biostromes qui sont de grands lamellibranches, pris dans une matrice calcaire biodétritique, souvent oolitique et oncolitique. Ces calcaires sont en partie dolomitisés.

- Le domaine de bassin : durant la même période se sont déposés au sud-est et est du secteur, des dolomies et des calcaires sombres à silex, bien lités, contenant des ammonites (El Hariri et al., 1996 ; Souhel, 1996) et une alternance de calcaires et marnes compactes ou des marnes calcaires gris à verdâtres.

II-2-2. Les terrigènes du Toarcien-Aalénien

Dans tout le domaine atlasique marocain, le passage du Lias moyen au Lias supérieur est marqué par un changement brutal dans les conditions de la sédimentation (Du Dresnay, 1979 ; Jossen, 1988, Chafiki, 1994 ; Bouchouata et al., 1995 ; Souhel, 1996). Dans l'Atlas de Béni-Mellal, ce changement se marque essentiellement par le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation terrigène à caractère presque homogène dans les deux domaines (plate-forme et bassin). Se déposent d'abord des sédiments continentaux constitués de marnes et pélites gréseuses brun-rouges, et parfois de conglomérats, suivis de niveaux à faciès supra à intertidaux : dolomies, marnes dolomitiques avec des passages de gypse. C'est la formation dite « Marnes chocolats » (Rolley, 1978), appelée aussi la formation d'Azilal (Jenny et Monbaron, 1981 ; Jenny, 1988).

II-2-3. Les carbonates de Dogger

Les carbonates de Dogger correspondent à une série à dominance calcaire, bordée à la base, par l'ensemble marnes gréseux du Toarcien-Aalénien et au sommet par le complexe gréso-détritique des Couches Rouges. Cette sédimentation, essentiellement carbonatée, représente le dernier événement majeur transgressif jurassique, après celui de Lias inférieur et moyen dans l'Atlas de Béni-Mellal (Souhel, 1996).

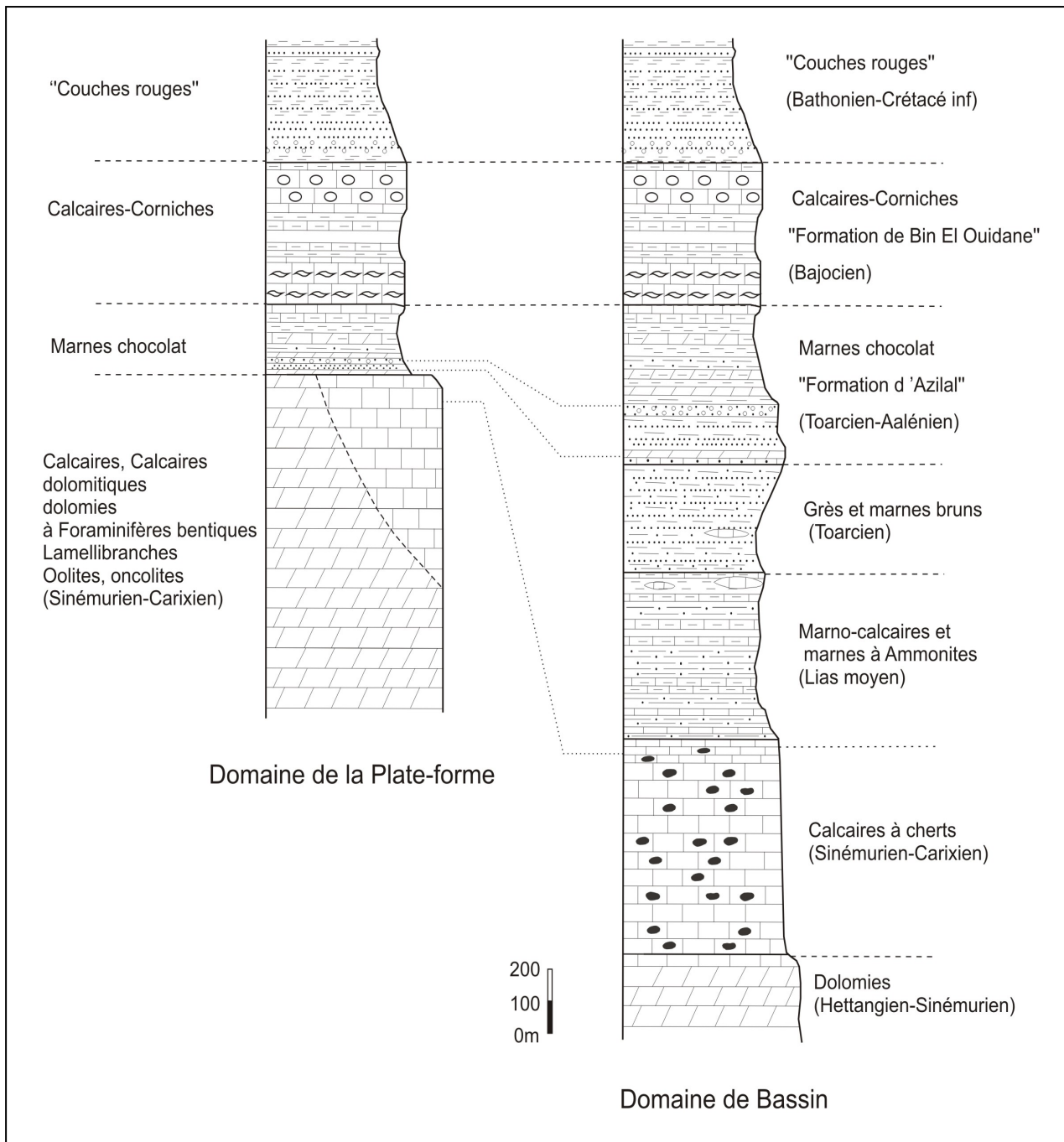


Fig. 5- Coupes lithologique et attributions chronostratigraphique, au niveau du domaine de la plate-forme et de bassin, de l'Atlas du Béni-Mellal, (Monbaron, 1981 et Haddoumi, 2010, modifiée).

Le découpage adopté dans la description lithologique des formations sédimentaires du Dogger est axé sur deux principales formations : groupe de Bin El Ouidane et formation de Tillouguit.

- Groupe de Bin El Ouidane : se présente sous forme de deux grandes barres calcaires séparées par un épisode marne-calcaire à marneux : trilogie de Bin El Ouidane (Monbaron, 1981, 1985). De bas en haut, on distingue :

la formation Bin El Ouidane I : elle correspond à une barre de calcaires lités à bird eyes et de calcaire à dominance oolitique dans l'axe du domaine du bassin,

la formation Bin El Ouidane II : formée par des marnes et des calcaires marneux à Ammonites,

la formation Bin El Ouidane III : formée d'une succession de calcaires à onchoïdes en dalles, avec des masses coralliens locales et riches en brachiopodes.

- Formation de Tillouguit : s'agit d'une série marneuse et marne-gréseuse à sa base et carbonatée à son sommet (Jenny et al., 1981). Elle est absente dans les synclinaux d'Aït Attab et Ozoud à l'ouest du secteur d'étude et s'individualise progressivement en direction de l'est, où elle atteint son maximum d'épaisseur dans les synclinaux de Tillouguit et Tagleft (Fig. 3).

II-2-4. Les formations des «Couches rouges»

A partir du Bathonien et jusqu'au Crétacé inférieur, le secteur d'étude a été le siège d'une sédimentation margino-littorale rubanée, formant un groupe sédimentaire détritique de couches rouges (Jenny et al., 1981 ; Löwner, 2009). Le découpage lithostratigraphique des «Couches rouges» conservées dans les bassins synclinaux de la région montre que ces dernières s'organisent en une « trilogie » constituée globalement par deux unités détritiques grossières encadrant une unité d'argilo-évaporitique intermédiaire (Haddoumi et al., 2002, 2010) :

- Formation des Guettoua constitue un ensemble détritique grossier inférieur. Elle est essentiellement formée de conglomérats, de grès ou de silts de couleur souvent rouge sombre, en alternances avec des couches pélitiques versicolores. Il s'agit de dépôts de plaine alluviale à deltaïque avec des chenaux fluviatiles.

- Formation des Iouaridène constitue une série finement détritique et argilo-évaporitique, avec d'importantes assises gypseuses au sommet (bassin de Ouaozeght). La

sédimentologie de la formation traduit des dépôts de playas, avec localement des tendances évaporitiques marquées (Haddoumi, 1988 ; Souhel, 1996).

- Formation du Jbel Sidal constitue un «ensemble détritique grossier supérieur». Elle est constituée d'une succession de barres silteuses ou gréseuses violacées à niveaux lenticulaires conglomératiques, séparées par des dépôts pélitiques.

Les études récentes sur la chronostratigraphie de ces formations de «Couches rouges» (Haddoumi et al., 2002, 2010 ; Andreu et al., 2003 ; Charrière et al., 2005) dévoilent les résultats suivants :

- La première décharge détritique (Formation des Guettioua) date du Bathonien, alors que la sédimentation pélitique et argilo-évaporitique (Formation des Louaridène) débute au Bathonien, au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur et se termine dans le Barrémien inférieur. La seconde décharge détritique (Formation du Jbel Sidal) est essentiellement, d'âge barrémien supérieur.

- La limite Jurassique-Crétacé n'est ni au-dessus ni au-dessous des «Couches rouges», mais se situe dans la partie inférieure de la Formation des Louaridènes des synclinaux.

II-3. Les terrigènes et carbonates crétacés et les terrigènes tertiaires

Après la dernière transgression marine jurassique datée du Dogger, la pulsion marine sur la région a commencé dès l'Aptien. Elle est d'origine atlantique (Choubert et Faure-Muret, 1962). Dans le secteur d'étude, les formations s'échelonnent depuis l'Aptien jusqu'au Turonien. Ces unités affleurent dans les synclinaux d'Aghzif-Naour, de Ouaouizeght et d'Aït Attab (Fig. 3). De bas en haut on distingue (Souhel, 1987, 1996 ; Andreu, 1991) :

- un ensemble basal composé de marnes jaunes et de marnes calcaires bioclastiques, rapporté à l'Aptien ou à l'Aptien-Albien,

- un ensemble médian composé d'un faciès terrigène à la base (marnes rouges et grès) et un faciès évaporitique (gypses et dolomies), rapporté à l'intervalle Albien-Cénomaniens,

- une barre cénomaniens-turonien formée de calcaires fins à foraminifères planctoniques et rares ammonites.

Dès le Maestrichtien et jusqu'à l'Eocène, s'individualisent, en bordure des bassins synclinaux et des premiers reliefs (synclinaux d'Aghzif-Naour et d'Aït Attab), des golfes dont le confinement permet le dépôt des calcaires et sables phosphatés (Laville, 1985).

Plus tard, le serrage atlasique provoque l'accentuation des reliefs et l'érosion. La sédimentation est à caractère franchement continental (conglomérats du Mio-Pliocène).

II-4. Evolution paléogéographique

La série sédimentaire de l'Atlas de Béni-Mellal s'arrange en plusieurs ensembles sédimentaires : les carbonates massifs et lités du Lias, les sédiments terrigènes du Toarcien-Aalénien (Lias supérieur), les carbonates du Dogger, les « Couches rouges » jurassiques-crétacées et les marnes et calcaires crétacés. Les principales étapes et conditions de dépôt de ces ensembles sont les suivantes (Souhel, 1987, 1996 ; Jenny, 1988 ; Souhel et El Hariri, 1998 ; El Bchari et al., 2008 ; Frizon de Lamotte, 2008) :

- Au Lias inférieur et moyen, les bassins subsidents s'individualisent progressivement. Leurs bordures apparaissent contrôlées par des failles au cours du Lias moyen. Le domaine marin ouvert est franchement établi dans la zone. Cette période se marque par des variations des faciès et d'épaisseur : les bordures se différencient par des dépôts peu épais intra à supratidaux passant vers le bassin à une sédimentation calcaire-dolomitique.

- Au Toarcien-Aalénien, intervient un changement majeur dû à une régression annoncée à l'ouverture de l'Atlantique central. La sédimentation est homogène sur le bassin et leurs bordures, et se marque par des dépôts terrigènes continentaux et lagunaires. A la fin du Lias supérieur apparaît une nouvelle transgression à dominance marneuse.

- Au Dogger, une nouvelle plate-forme carbonatée s'installe sur l'ensemble de la zone. Les changements de faciès sont peu exprimés. Les variations d'épaisseur permettent de distinguer les zones subsidentes du bassin, et les zones peu subsidentes de la plate-forme.

- Dès le Bajocien supérieur et jusqu'à la limite jurassique supérieur-crétacé inférieur, l'évolution de l'Atlas de Béni-Mellal se déroule en milieu continental. De nombreux petits bassins (dépo-centres) récemment individualisés sont comblés par une sédimentation terrigène détritique (Couches Rouges).

- Durant le Crétacé, le secteur d'étude montre une ouverture sédimentaire vers l'océan Atlantique. Des dépôts continentaux et marins se mettent en place.

III. Structuration de l'Atlas de Béni-Mellal

Le Haut-Atlas central est un grand bassin à géométrie rectangulaire, allongée selon une direction ENE-WSW (Laville, 1985). Ce bassin est communément décrit comme un ensemble de petits bassins, à géométrie synforme et à fonds larges et plats séparés par des reliefs surélevés à géométrie antiforme.

Dans la région de Béni-Mellal, le Haut-Atlas s'intègre parfaitement dans ce schéma. Aussi, il constitue une zone charnière (Monbaron, 1981), situé au point de rencontre du Haut et Moyen Atlas, et il présente la soudure entre la fosse atlasique, subsidente, et sa zone bordière occidentale, où les épisodes continentaux alternent avec ceux marins au cours du Jurassique.

III-1. Géométrie des structures

Dans le secteur d'étude, les éléments structuraux majeurs indiqués sur la carte (Fig. 3 et 6) présentent, généralement deux orientations préférentielles : N-S et NE-SW, reconnues à l'échelle de l'ensemble du Haut-Atlas Central (Michard, 1979 ; Laville, 1985) et héritées probablement du canevas structural hercynien voire même précambrien (Petit, 1976 ; Le Marrec et Jenny, 1980 ; Jenny, 1983 ; Ibouh, 1995). Néanmoins, certaines structures, peu nombreuses, s'alignent selon une direction NW-SE (Souhel, 1996). Ces accidents sont inverses à vergence NNE et NW. Les anticlinaux étroits, de style "éjectif", sont séparés par de larges synclinaux (Souhel, 1996 ; Souhel et al., 2000).

Les principaux jalons structuraux dans notre secteur d'étude sont (Monbaron, 1981, 1982 ; Souhel, 1996) (Fig. 6) :

- L'accident bordure atlasique, s'agissant d'un important réseau d'accidents limitant le front de la chaîne atlasique.
- Pour les bassins de Ouaouzeght et Tilloguit, orientés NE-SW pour le premier et relativement E-W pour le dernier, la zone anticlinale majeure qui sépare ces bassins est celle de Jbel El Abbadine. Cette ride, orientée NE-SW, se continue au nord par les accidents de Jbel Ighnayene et d'Ighergher, orientés presque E-W et au sud par l'accident de Jbel Mezgouane.
- Le bassin de Tagleft est bordé à son extrémité SE par un seuil à ossature de Dogger d'Aït Boulmane et au nord par l'accident « Aghbala-Afourer ». Cet accident jalonne également le bassin d'Aghzif-Naour sur son flanc Sud-Est. Son flanc NW montre de

nombreuses structures cassantes et plicatives issues de son écrasement contre le bâti rigide des carbonates massifs du Lias inférieur et moyen.

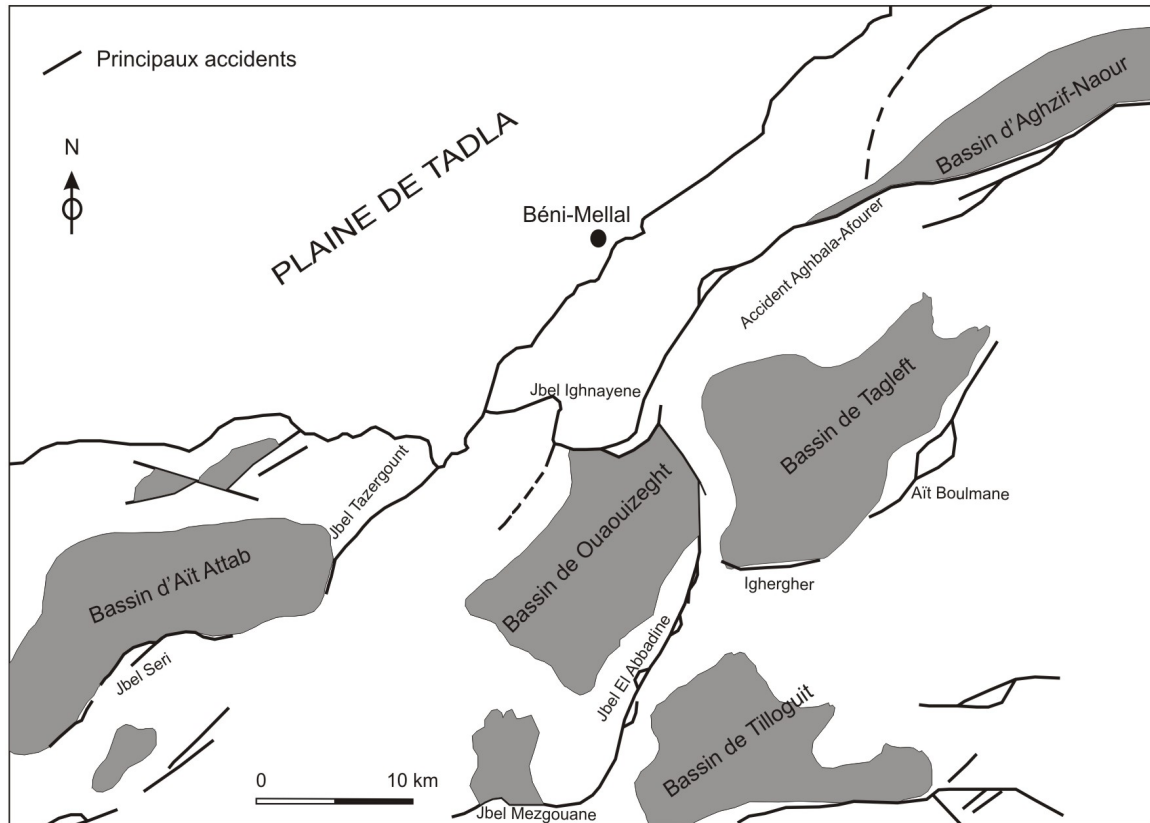


Fig. 6- Principaux bassins des « Couches rouges » et structures majeurs du secteur d'études. (Monbaron, 1981, modifiée).

- Le bassin d'Aït Attab quant à lui, est bordé par l'accident de Jbel Tazergount au Nord-Est et celui de Jbel Seri au Sud-Est.

L'ensemble de ces structures témoigne d'un raccourcissement, suite à la phase d'inversion tectonique tertiaire (Brede et al., 1992).

III-2. Structuration de la chaîne

Succinctement, l'évolution tectonique et l'organisation dans l'espace du secteur se résume ainsi (Görler et al., 1988 ; Laville, 1988 ; Laville et piqué, 1991 ; Piqué et al., 1998 ; Laville et al., 2004 ; Löwner, 2009) (Fig. 7) :

- Au Mésozoïque une phase de rifting mène à la formation des bassins de types pull-apart qui sont limités par des accidents NE-SW et E-W, hérités (hercyniens) et réactivés dès le Lias. Le jeu coulissant d'accidents et l'individualisation d'anticlinaux aigus et de large synclinaux se maintient au cours du Jurassique moyen. L'accentuation de subsidence sera accompagnée d'une activité magmatique.
- A partir du Crétacé supérieur, notamment au Tertiaire, pendant la sédimentation de la molasse rose et surtout pendant le Mio-Pliocène, la compression définitive réactive les zones de faiblesse héritées. Surtout les accidents majeurs gardent une composante décrochante. Nous assistons alors à une inversion tectonique, due essentiellement à la collision au niveau de Méditerranée, conduisant ainsi à la fermeture du bassin atlasique et la surrection de la chaîne (Löwner, 2009). Au niveau de l'Atlas de Béni-Mellal le raccourcissement est modeste, il est de l'ordre de 10 à 15% (Brede, et al., 1992).

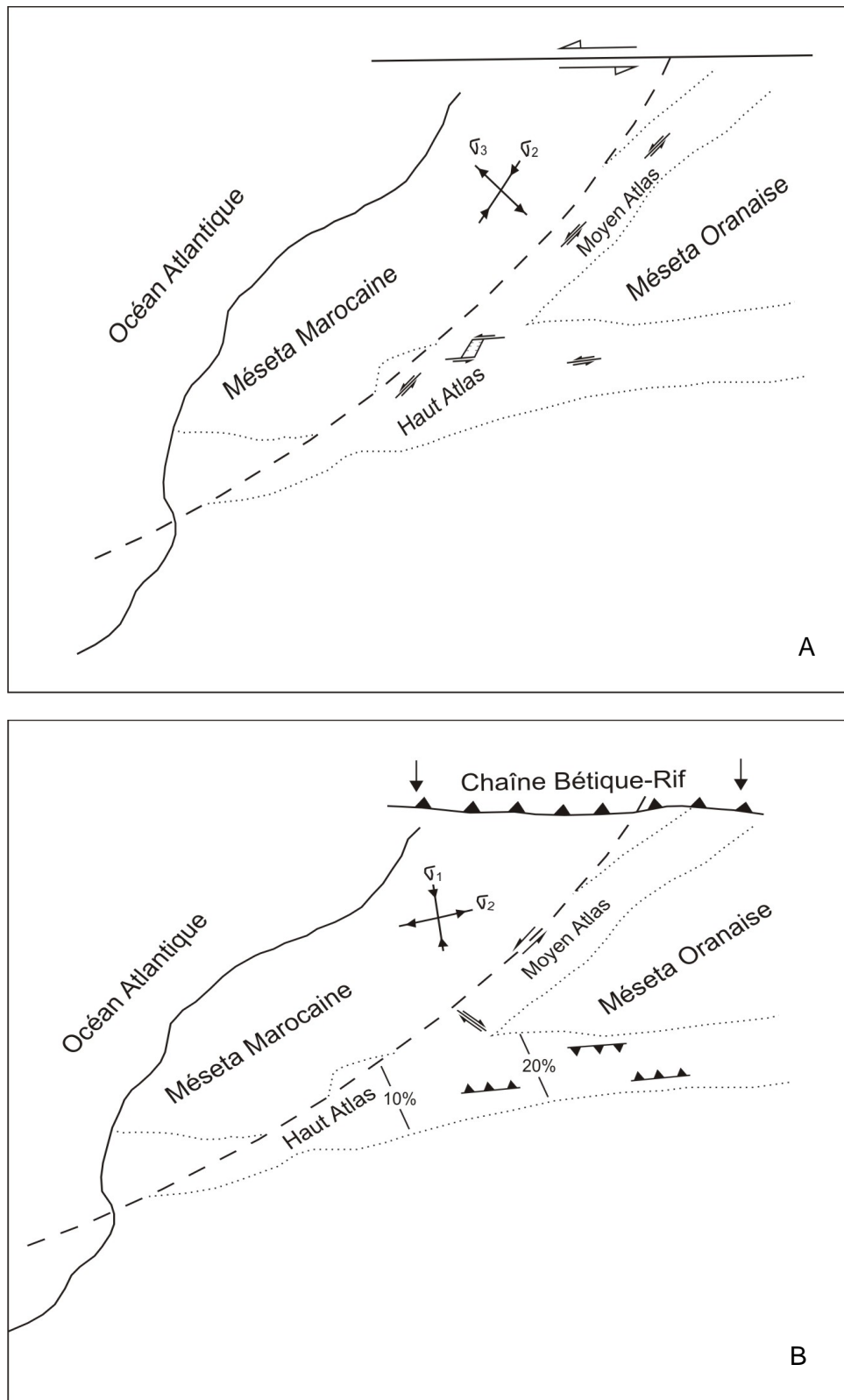


Fig. 7- Evolution géodynamique du domaine atlasique depuis le début du Mésozoïque (A) jusqu'à l'actuel (B), (Brede et al., 1992).

Chapitre III

PRÉSENTATION DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI- MELLAL

Chapitre III

PRÉSENTATION DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

I. Introduction

Les événements magmatiques dans l'Atlas de Béni-Mellal se matérialisent par la mise en place d'un ensemble de roches magmatiques. Sur la carte géologique du secteur (Fig. 3), ces manifestations, essentiellement basiques, sont exposées côte à côte, sous forme de quatre modes gisements :

- Noyaux intrusifs ;
- Sills ;
- Dykes ;
- Coulées basaltiques.

Ces roches magmatiques sont toutes liées, spatialement aux différents bassins synclinaux de la région. Elles intrudent ou extrudent les formations sédimentaires carbonatées-détritiques d'âge allant de l'Aalénien au Bathonien supérieur-Crétacé inférieur. Cependant, elles ne sont jamais rencontrées dans les sédiments carbonatés de la plateforme liasique dans tout le secteur d'étude.

Dans les différents bassins synclinaux de la région, les roches magmatiques couvrent des surfaces remarquables : dans le bassin de Tagleft, par exemple, et sur une surface relativement réduite, nous trouvons les quatre modes de gisements cités (coulées basaltiques, sills, masses intrusives et dykes). Les coulées basaltiques présentant une relative prédominance, se manifestent, dans tous les bassins synclinaux, tandis que les autres modes de gisements sont limités à des bassins sans apparaître dans d'autres (les dykes apparaissent exclusivement dans le bassin de Tagleft).

L'âge de ces manifestations magmatiques reste encore discuté. Par conséquent, nous discuterons certaines des principales études établies et nous essayerons de préciser l'âge de l'événement de mise en place de ces roches.

II. Les masses intrusives

Les masses intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal sont représentés sous différentes formes et tailles (dimensions hectométriques à kilométriques). Ils se localisent, généralement, dans la partie Nord-Est du secteur, sur le méridien de Béni-Mellal. Ils sont, souvent, associés aux sills ou dykes et sont reconnaissables par leur mode d'altération en "boule". Une grande partie de ces intrusions a subi une altération intense et une transformation en sol. Elles sont envahies par l'agriculture.

Dans notre secteur d'étude, trois intrusions sont distinguées : masses intrusives d'Idemrane, d'Atab et micro-intrusion d'Ichichi (Fig. 8). Tous ces intrusions ont été considérées comme étant des sills par Monbaron (1980, 1981).

II-1. Masse intrusive d'Idemrane

Le massif magmatique intrusif d'Idemrane se situe au Sud du lobe du Taçmit. Le corps intrude, principalement, la formation marno-carbonatée de Bin El Ouidane (Bajocien) (Fig. 9), alors que des apophyses se prolongent dans la formation marneuse détritique de Tillouguit (Fig. 8). Le long des petits talwegs s'observe un faciès de couleur sombre, présentant macroscopiquement deux textures selon la taille des grains : texture micro-grenue et texture grenue. Les roches ne présentent pas de grande variété de faciès : le faciès évolue depuis gabbros à olivine jusqu'aux gabbros (cf. chapitre 4). Ces roches se caractérisent dans certains affleurements par l'existence d'un litage magmatique, appuyé par la présence d'une alternance de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens et de niveaux relativement clairs, riches en plagioclases. De même, des structures de stratifications locales, à aspect entrecroisé, sont soulignées, notamment dans les faciès altérés (Planche I, photo b). Elles sont liées à la présence de courants magmatiques (Zayane, 2002).

L'intrusion d'Idemrane est intrudée par des venues magmatiques, vraisemblablement, tardives qui s'expriment par des filons isolés, de différentes directions et tailles. Ces derniers sont caractérisés par une couleur plus claire (richesse en plagioclases) et une texture grenue à grains grossiers (Planche I, photo c).

La roche contient, également, des poches et des filonnets de taille centimétrique à décimétrique, de couleur claire et à grains grossiers. Ils sont composés, essentiellement, de plagioclase, de feldspath et de minéraux ferromagnésiens (Planche I, photo d). Ces poches soulignent les figures d'immiscibilité (Zayane, 2002).

Le contact entre l'intrusion et les formations carbonatées du Dogger (Bin El Ouidane) présente régulièrement un métamorphisme de contact de faible ampleur (Planche I, photo e).

Planche I

Photo a : Vue panoramique de l'intrusion d'Idemrane.

Photo b : Stratifications à aspect entrecroisé dans la masse intrusive d'Idemrane témoignant de la présence de courants magmatiques dans la chambre magmatique.

Photo c : Venue magmatique (2) intrudant les gabbros(1) de l'intrusion d'Idemrane. Elle montre une richesse en plagioclases et une texture grenue à grains grossiers.

Photo d : Veinules de composition plus évoluée (2) dans les gabbros à olivine (1) de l'intrusion d'Idemrane, évoquant des figures d'immiscibilité.

Photo e : Contact entre l'intrusion (1) et les formations carbonatées du Dogger (2) (formation de Bin El Ouidane), soulignant un métamorphisme de contact dans les sédiments carbonatés.

Photo f : Roche de l'intrusion d'Ichichi présentant une altération en boules et en forme de "pain de sucre".



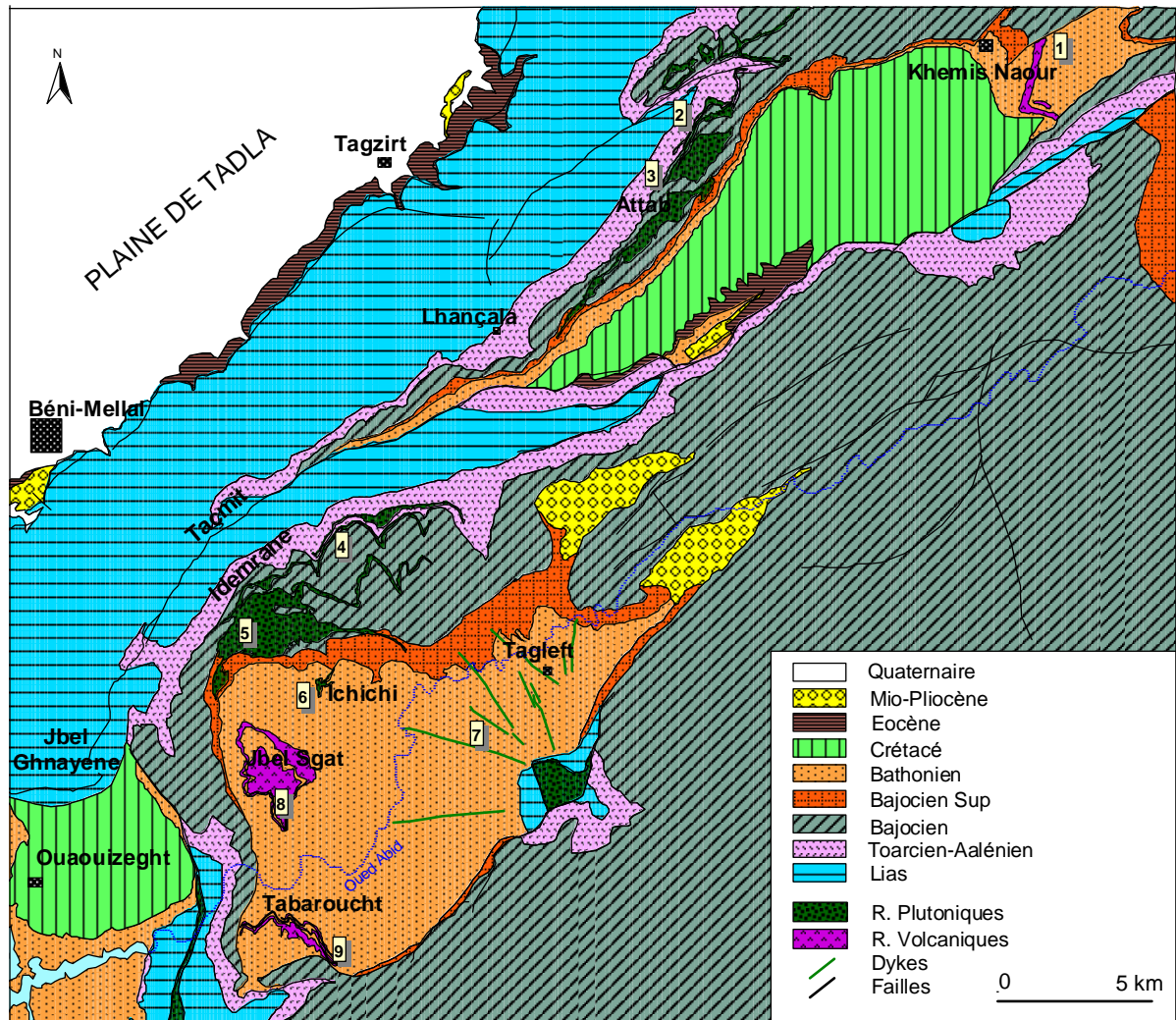


Fig. 8 – Carte géologique de la partie Est du secteur d'étude. 1 : Coulées de Naour ; 2 : Sill d'Atab ; 3 : Intrusion d'Atab ; 4 : Sill d'Idemrane ; 5 : Intrusion d'Idemrane ; 6 : Intrusion d'Ichichi ; 7 : Dykes de Tagleft ; 8 : Coulées de Jbel Sgat ; 9 : Coulées de Tabaroucht (Monbaron, 1985).

Les couches ne présentent aucune verticalisation ou inversement à l'approche du corps magmatique.

II-2. Masse intrusive d'Atab

Le massif magmatique d'Atab se situe au Nord-Est du village Lhançala. L'accès à l'intrusion se fait à travers la falaise du Jbel Bouhzem (Fig. 8 et 10). Le corps se présente en deux masses, intrudant les sédiments marneux calcaires de la formation de Bin El Ouidane et la formation des marnes gréseuse de Tillouguit (Bajocien supérieur). Les activités agricoles occupent la majeure partie de l'intrusion, où apparaissent des boules de roches magmatiques, de différentes tailles (Planche II, photo a).

Les roches présentent une couleur noir sombre à gris verdâtre dans certaines zones. L'examen macroscopique et microscopique (cf. chapitre 4) montre une texture grenue, souvent, grossière. Une évolution est, plus ou moins, observée à partir des zones les plus proches des bordures jusqu'au centre de l'intrusion. Elle est marquée par un changement de faciès depuis un faciès noir (troctolites) jusqu'aux gabbros à olivine.

Il est difficile de cerner les limites entre les divers faciès ou de signaler la présence du litage magmatique à cause des activités d'agriculture. Cependant quelques filons, de tailles très réduites, de roches plus claires sont observés. Ils représentent les venues magmatiques tardives.

Pareillement aux roches intrusives d'Idemrane, l'intrusion d'Atab présente des poches et des filonnets, de taille pluricentimétrique, montrant les mêmes caractéristiques de ceux cités au-dessus (Planche II, photo b).

Le contact entre ces roches magmatiques et les sédiments ne présente pas de brèches mécaniques. Il est, également, souligné par un métamorphisme de contact de faible ampleur.

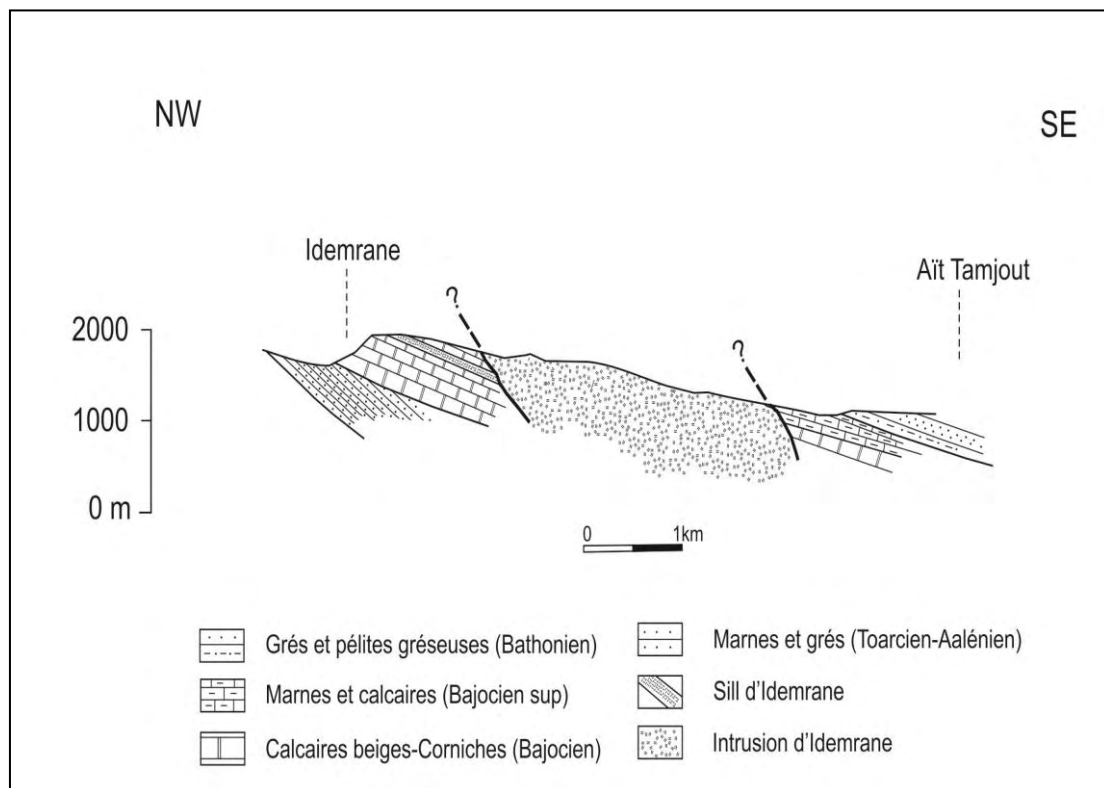


Fig. 9 – Coupe schématique sur le flanc Nord-Ouest du synclinal de Tagleft, montrant l'intrusion et le sill d'Idemrane.

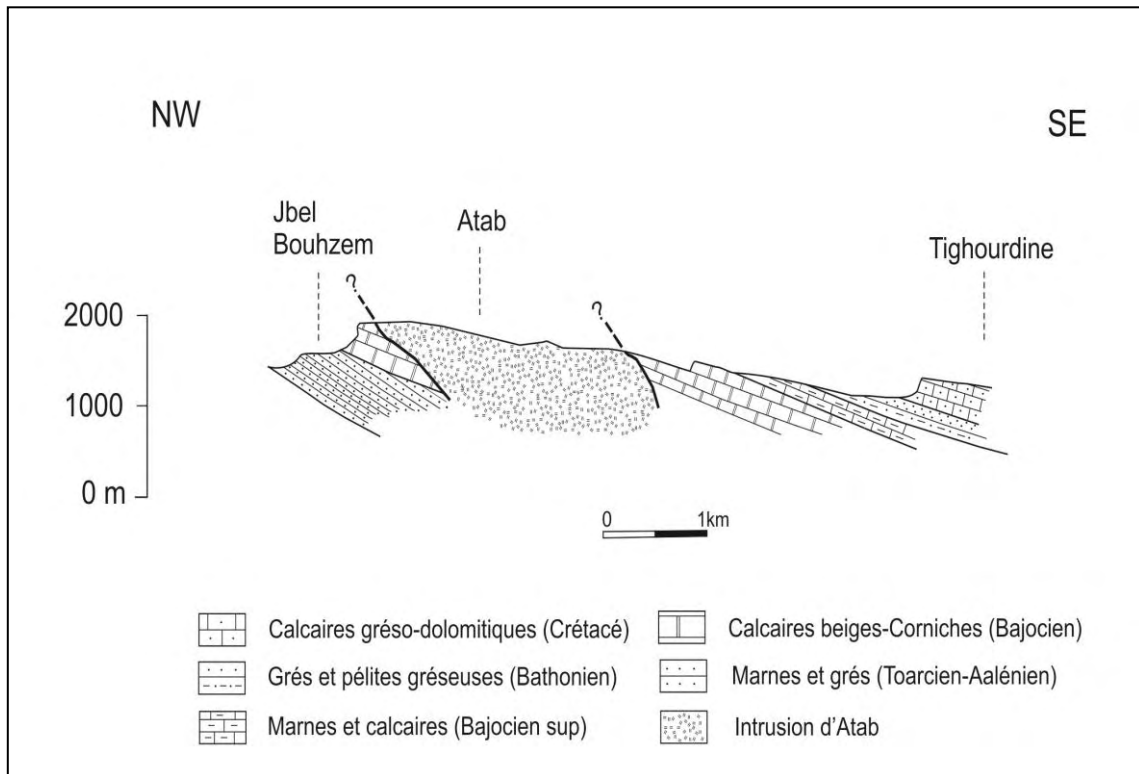


Fig. 10 – Coupe schématisée sur le flanc Ouest du synclinal d'Aghzif-Naour, montrant l'intrusion d'Atab.

II-3. Micro-intrusion massive d'Ichichi

L'intrusion se situe dans le bassin synclinal de Tagleft. Elle intrude les sédiments gréseux détritiques des « Couches rouges ». Par sa longueur qui ne dépasse pas les 2 km et par sa forme en croix, elle représente la plus petite intrusion du secteur (Fig. 8). Par l'altération qui attaque au niveau des fractures anastomosées, la roche présente des formes en boules ou en forme de "pain de sucre" (Planche I, photo f).

La roche montre une couleur verdâtre sombre, marquant un faciès homogène dans toute l'intrusion. La texture est généralement grenue. Le faciès est représenté par des gabbros sans olivine.

Au contact des sédiments de « Couches rouges », la roche magmatique marque une bordure figée, à cristaux plus petits. Les sédiments, quant à eux, montrent une mince zone indiquant des traces de cuisson.

Planche II

Photo a : Formes en boules des gabbros à olivine de l'intrusion d'Atab.

Photo b : Veinules de composition plus évoluée (2) dans les gabbros à olivine (1) de l'intrusion d'Atab.

Photo c : Sill d'Idemrane dans les formations carbonatées du Dogger (formation de Bin El Ouidane).

Photo d : Filons magmatiques et venues tardives dans le sill d'Idemrane.

Photo e : Poches et veinules de composition évoluée (2) dans les roches (1) du sill d'Idemrane.

Photo f : Faible métamorphisme de contact induit au toit du sill (1) au contact des sédiments carbonatés du Dogger (2) (Bin El Ouidane).



III. Les sills

Les sills correspondent à des intrusions magmatiques concordantes avec l'encaissant. Ils sont formés de filons-couches qui intrudent, particulièrement, les corniches carbonatées de la formation Bin El Ouidane, mais on en rencontre, également, dans les sédiments marneux gréseux de la formation d'Azilal (Toarcien-Aalénien). Leur puissance varie d'une dizaine de mètres à une centaine de mètres, alors que leur extension est variable de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Dans notre secteur d'étude, ils sont soit liés aux intrusions du secteur, soit indépendants (Fig. 8 et 11). Nos études sont limitées à trois sills : sill d'Idemrane, sill d'Atab et sill d'Aït Boumaali, situés, successivement, dans les bassins synclinaux de Tagleft, d'Aghzif-Naour et d'Aït Attab.

III-1. Sill d'Idemrane

Le sill d'Idemrane affleure au Nord du corps magmatique d'Idemrane dont il est connecté (Fig. 8, 9). Il montre des épaisseurs de 10 à 30 m, mais peut à certains endroits dépasser 100 m d'épaisseur. Son extension dépasse les 6 km (Planche II, photo d).

Le sill est formé de roches verdâtres (gabbroïque), relativement sombres mais de couleur plus claire que celles des intrusions. Cela est dû, particulièrement, à la richesse progressive en plagioclases (cf. chapitre 4). La texture est microgrenue à la périphérie, grenue au centre et même pegmatitique dans certains cas. D'une façon générale, les roches sont fortement arénisées et montrent un débit caractéristique en boules.

Le sill est intrudé par des filons magmatiques (venues tardives) dont la composition n'est pas claire à cause de l'altération intense. Il présente, également, des filonnets et des poches centimétriques, de couleur plus claire, riches en plagioclases et feldspath potassique (Planche II, photo e).

Les roches ont induit à leur mur et à leur toit, un léger métamorphisme de contact (Planche IV, photo c). Aucune figure de faciès bréchoïde et vacuolaire (Beraaouz, 1995) n'a été observées sur la partie basale du sill. Cependant, des filonnets, à remplissage de couleur noire (oxydes de fer et sulfures ?), ont été soulignés. Ils s'insinuent dans l'encaissant carbonaté juste au contact avec le sill (Planche III, photo a).

III-2. Sill d'Atab

Le sill d'Atab se situe au Nord-Est du secteur d'étude où localement se présentent plusieurs sills en relation avec l'intrusion d'Atab. Il montre une épaisseur variant entre 10 et 60 m et une extension kilométrique.

En concordance avec les sédiments carbonatés du Bajocien et, localement, les formations détritiques toarciennes-aaléniennes, le sill présente une bordure figée et un faible métamorphisme dans les calcaires. Il est composé de roches verdâtres sombres, à texture microgrenue et grenue, riches en minéraux ferromagnésiens. L'altération est intense et donne à la roche un débit en boules (Planche III, photo b).

III-3. Sill d'Aït Boumaali

Le sill d'Aït Boumaali affleure au Sud du village d'Aït Attab dans le bassin synclinal qui porte son nom (Fig. 11), avec une épaisseur qui excède 10 m et une extension plurihectométrique à kilométrique. Il intrude, notamment, les formations carbonatées de Bin El Ouidane.

Le sill est formé de roches de couleur noirâtre sombre, avec une texture, généralement, microgrenue à doléritique (cf. chapitre 4). L'altération offre à la roche un débit sous forme de boules ou de "pain de sucre" (Planche III, photo c).

Au contact avec les sédiments carbonatés, il présente une bordure figée et des traces de cuisson.

IV. Les dykes

IV-1. Présentation des dykes

Les seuls dykes, mis en place dans le secteur d'étude, sont ceux qui affleurent dans le bassin synclinal de Tagleft (Fig. 8). Ils se présentent sous forme de filons magmatiques qui recoupent sub-verticalement (75° à 90°) les formations gréseuses-détritiques des « Couches rouges ». Ils montrent des épaisseurs métriques variables, allant de 2 à 4,5 m, des extensions plurihectométriques à kilométriques et se suivent parfois de manière discontinue. Ils sont, aisément, apercevables sur le terrain par leur distinctif dégagement de leur encaissant de couleur rouge brique (Couches rouges).

Ces dykes présentent une disposition radiaire très remarquable, centrée sur la ride anticlinale à roches magmatiques d'Aït Boulmane ; ils occupent divers orientation dans la cuvette de Tagleft.

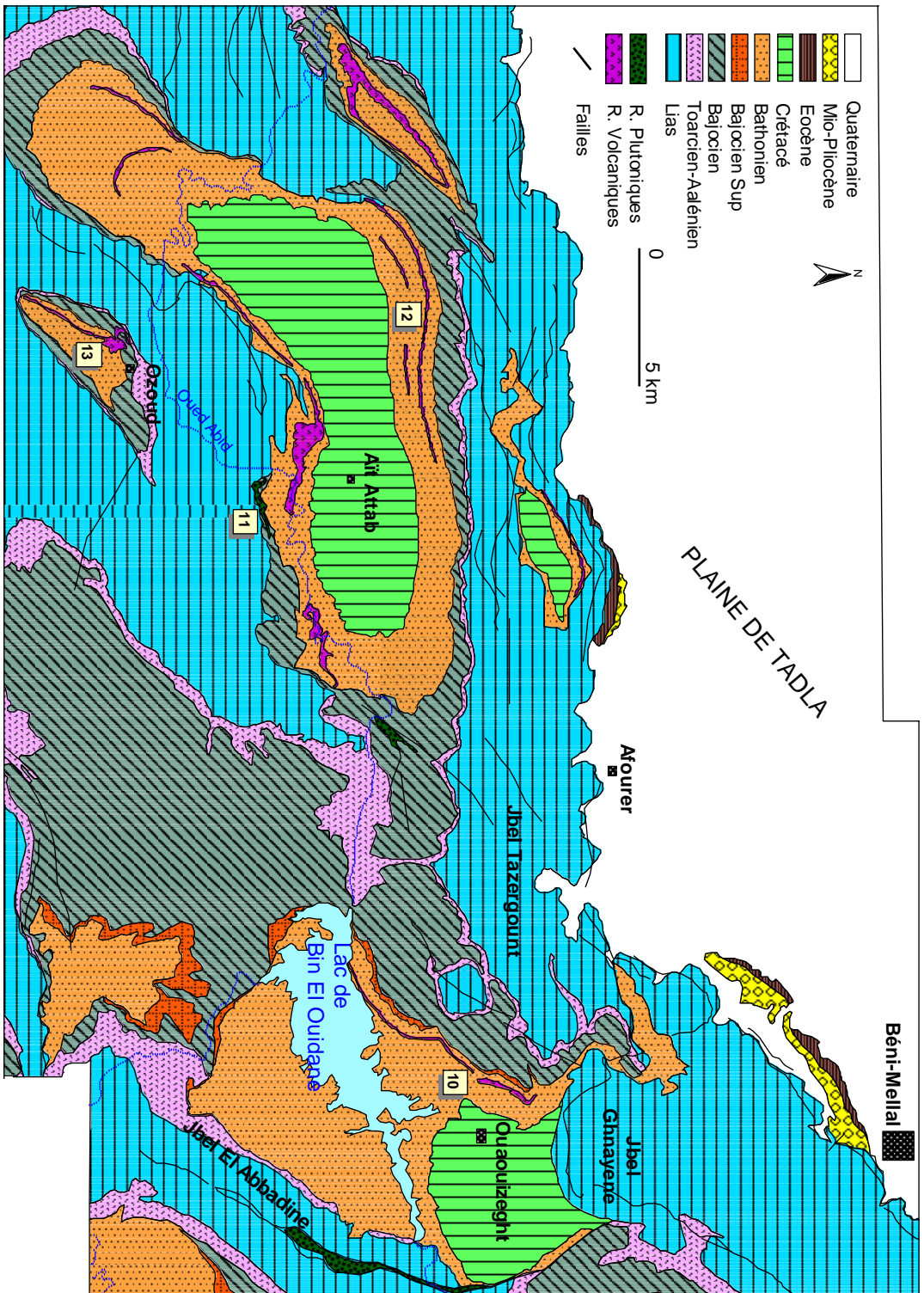


Fig. 11 – Carte géologique de la partie Ouest du secteur d'étude. 10 : Coulees de Ouauizegnt ; 11 : Sill d'Ait Boumaïl ; 12 : Coulees d'Ait Attab ; 13 : Coulees d'Ozoud (Rolley, 1978 et Monbaron, 1985).

Planche III

Photo a : Filon, à remplissage d'oxydes de fer (3), s'insinuant dans l'encaissant carbonaté (2) au contact du sill d'Idemrane (1).

Photo b : Sill d'Atab intrudant les carbonates corniches du Dogger.

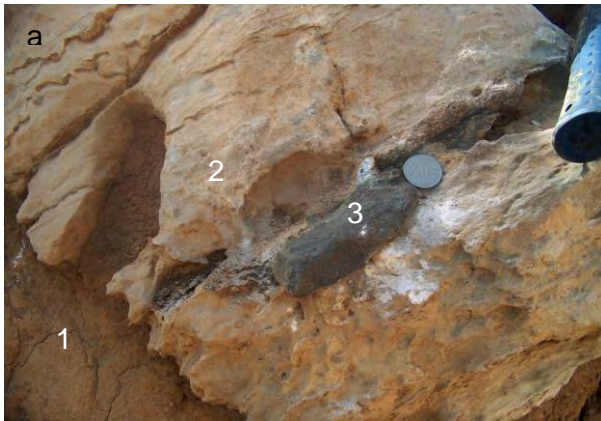
Photo c : Sill d'Aït Boumaali dans les carbonates corniches du Dogger.

Dykes du synclinal de Tagleft :

Photo d : Dyke d'Aït Ouchen (1) (Nord), intrudant les formations gréso-détritiques (2) des « Couches rouges ».

Photo e : Dyke de Tagleft (1) (situé à l'entrée du village de Tagleft), dans les sédiments (2) des « Couches rouges ».

Photo f : Dyke Ouest-Tagleft (1), dans les sédiments continentaux (2) des « Couches rouges ».



La plupart des dykes sont formés des roches de couleur verdâtre sombre. Néanmoins, le dyke situé au nord (dyke d'Aït Ouchen) montre un faciès de couleur noire sombre. Il présente le seul filon riche en olivine (cf. chapitre 4). La texture est, fréquemment microgrenue (doléritique). L'altération offre aux dykes un débit en boules ou en "pain de sucre", avec parfois une couleur jaune en raison de la transformation des minéraux ferromagnésiens en oxydes de fer (Planche III).

Le contact des roches avec les sédiments gréso-détritiques est marqué par une bordure figée au niveau des dykes, et une bande de cuisson dans les sédiments.

IV-2. Mise en place des dykes

La mise en place de ce réseau de dykes, en position rayonnée, a été expliquée en relation étroite avec la ride de roches magmatiques d'Aït Boulmane.

Monbaron (1980) a souligné que « la boursouflure » d'Aït Boulmane, créée par la ride à cœur magmatique, a provoqué dans la couverture détritique des fentes de tension ouvertes, à disposition radiale et immédiatement injectées par des matériaux magmatiques.

Laville (1985), d'après certains modèles physiques de déformation cassante et en travaillant sur des structures similaires dans la région d'Imilchil, a indiqué que les dykes radiaires occupant des fractures hydriques de tension, s'obtiendraient dans le cas simple de contraintes développées radialement par le corps intrusif se logeant dans la ride.

V. Les coulées basaltiques

Les coulées basaltiques rencontrées dans le secteur d'étude, sont manifestées dans quatre bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (Bassin d'Aghzif-Naour, bassin de Tagleft, bassin de Ouaouizeght et bassin d'Aït Attab), en outre de la petite cuvette d'Ozoud (Fig. 8, 11 et 12).

Les basaltes se présentent sous formes des entablements constitués d'une succession de coulées interstratifiées, d'épaisseur variant autour de 20 m. Ils extrudent les sédiments détritiques de "Couches rouges" et sont séparés par des niveaux silto-gréseux rouges.

Dans les bassins synclinaux du secteur, les coulées forment deux horizons de successions volcaniques, usuellement, appelées B1 et B2 dans la littérature (Souhel, 1996 ; Bensalah et al., 2006, 2013 ; Haddoumi et al., 2010), qui correspondent à deux épisodes d'éruption volcanique (Fig. 14). Ces horizons constituent de très bons niveaux repaires au sein de la série des "Couches rouges" (Haddoumi et al., 2010).

V-1. Coulées de l'horizon B1

Elles sont développées dans les parties terminale ou sommitale de la Formation gréseuse de Guettioua. Les manifestations de B1 éruptives sont générales, intéressant l'ensemble des synclinaux du secteur.

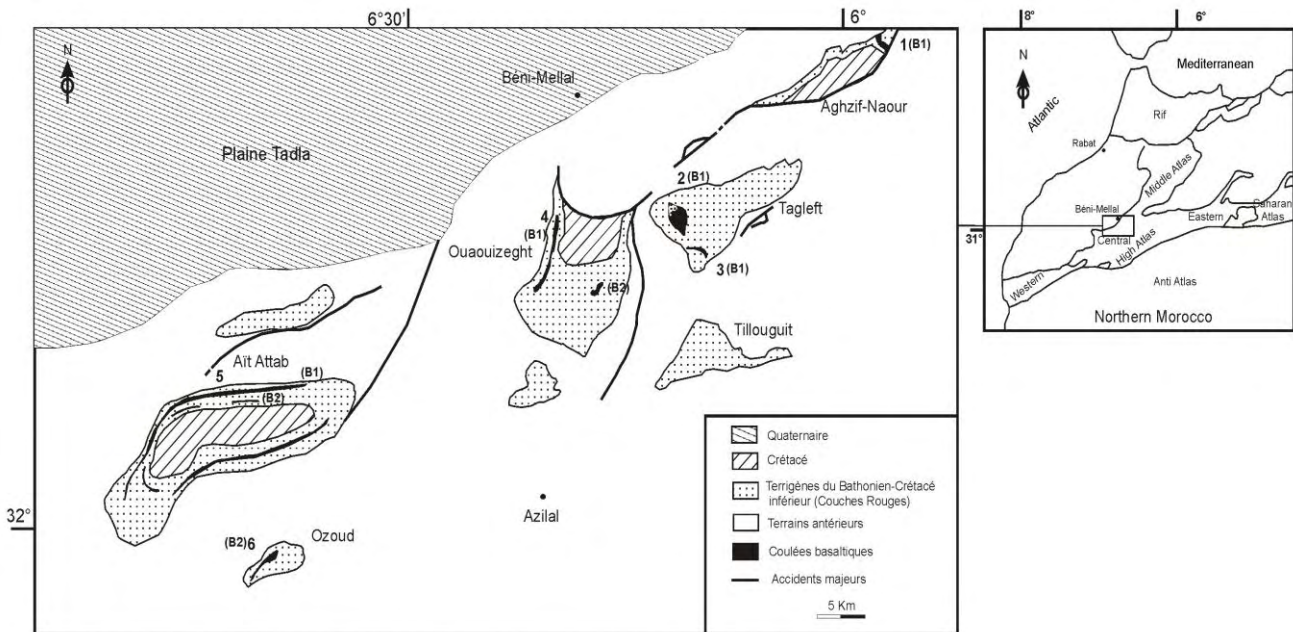


Fig. 12 – Carte simplifiée des coulées basaltiques, extrudant les sédiments des « Couches rouges » des principaux synclinaux du secteur (Monbaron, 1981, modifiée). 1 : Coulées d'Aghzif-Naour ; 2 : Coulées de Jbel Sgat ; 3 : Coulées de Tabaroucht ; 4 : Coulées de Ouauizeght ; 5 : Coulées d'Ait Attab ; 6 : Coulées d'Ozoud.

- Dans le synclinal d'Aghzif-Naour : les épanchements sont représentés par deux intercalations basaltiques superposées et intercalées dans la formation de Guettioua à la sortie du village El Khmis Naour. La première coulée est plus importante que la deuxième (épaisseur dépassant les 25 mètres) (Planche IV, photo a). Cette dernière, très altérée, repose sur une série essentiellement pélitique.

- Dans le synclinal de Tagleft : l'horizon B1 forme les entablements de Jbel Sgat et ceux de Tabaroucht. Au Jbel Sgat deux venues basaltiques sont observées, avec une épaisseur atteignant 20 m pour la coulée inférieure (Planche IV, photo d). A Tabaroucht, les venues basaltiques sont marquées par trois coulées basaltiques, séparées par des sédiments silto-gréseux rouges dont celle supérieur est la plus importante (15 m d'épaisseur) (Fig.13) (Planche IV, photo b).

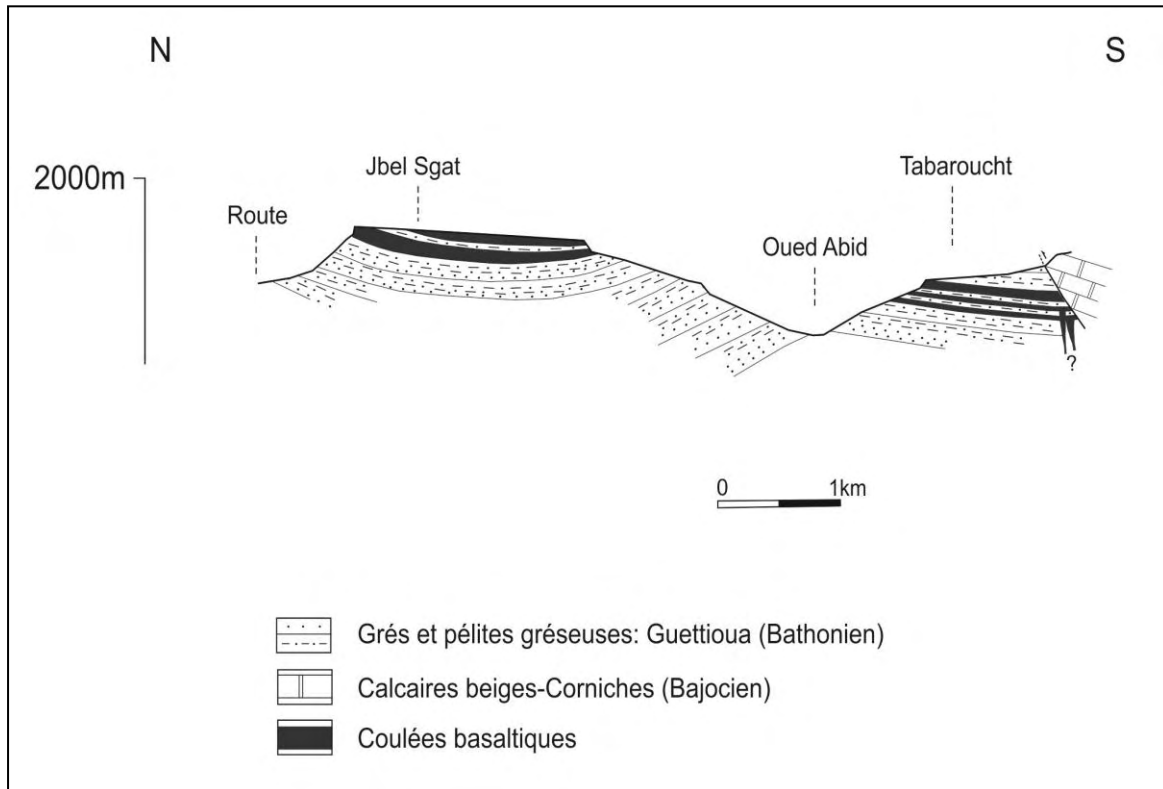


Fig. 13 – Coupe Nord-Sud sur le flanc Ouest du synclinal de Tagleft, montrant les entablements de Jbel Sgat et de Tabaroucht. La disposition des coulées suggère un écoulement du magma vers le Nord et l’Ouest. Cela conforme aux paléo-pentes mise en évidence dans les formations des « Couches rouges » (Souhel, 1996).

- Dans la cuvette de Ouaouizeght : les manifestations basaltiques sont soulignées par deux venues, alignées sur le long du flanc Nord-Ouest du bassin. La coulée inférieure est caractérisée par une faible extension n’excédant les 10 m.

- Dans le synclinal d’Aït Attab : B1 est marqué par deux coulées distinctes, de presque 20 m d’épaisseur pour chacune. Elles arrangent une bande régulière, étendue sur la bordure Nord et Ouest du bassin.

V-2. Coulées de l’horizon B2

Les coulées basaltiques de l’horizon B2 sont associées à la base de la formation gréseuse du Jbel Sidal, dont l’âge peut être précisé au passage Barrémien inférieur-Barrémien supérieur (Haddoumi et al., 2010). Elles n’affleurent que dans certains bassins

synclinaux. Ce second épisode éruptif paraît de moindre abondance que le premier (une seule venue basaltique).

- Dans le bassin d'Aït Attab : l'éruption se présente sous forme d'une coulée localement érodée et discontinue sur le flanc Sud du synclinal. Son épaisseur est très contrastée : elle n'atteint pas, généralement 10 m, alors qu'elle dépasse les 30 m vers le secteur du Souk El Had (Planche IV, photo f).

- Dans le synclinal de Ouauizeght : la coulée n'affleure que dans la partie Sud-Est du bassin, isolée, avec une épaisseur qui ne dépasse pas les 6 m.

- Dans la cuvette d'Ozoud : la coulée épaisse de presque 10 m, est associée à la partie supérieure de la formation d'Iouaridène (Fig. 14). Nous pouvons l'attribuer aux épanchements de l'horizon B2.

Les coulées basaltiques des deux séquences présentent les mêmes caractéristiques de mise en place. Elles montrent un faciès gris rougeâtre sur cassure fraîche, à aspect bulleux à la surface et plus compact vers le centre où le faciès peut devenir microgrenu. Les vacuoles sont très abondantes, notamment au niveau des sommets des coulées, elles sont remplies des produits d'altération (oxydes rouges et calcite) (Planche IV, photo c).

Les dépôts pyroclastiques sont rares. Les fissures d'altération remplies de calcite donnent dans certains cas un débit prismatique (Planche IV, photo b). L'absence de traces de cuisson dans les sédiments au contact du matériel éruptif témoigne que ces basaltes constituaient des coulées épanchées et refroidies rapidement en surface (Planche IV, photo e).

Les affleurements basaltiques ne présentent pas de pillow-lavas. Il s'agit de coulées d'origine fissurale mises en place à l'air libre ou sous une très faible tranche d'eau. Cela est démontré par la nature des sédiments qui les encaissent : environnement de dépôts fluviaux et plaines d'inondation (Souhel, 1996).

VI. Ages des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal

L'âge des manifestations magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, suscite encore de nombreuses idées et discussions. Des datations radiométriques ont été élaborées sur des roches magmatiques dans le secteur d'étude (coulées basaltiques) et sur les corps magmatiques intrusifs des régions avoisinantes. La figure 15 réunit certains travaux de datations isotopiques effectuées sur ces roches. Ces datations sont obtenues par la méthode K/Ar sur roches totales (Hailwood et Mitchell, 1971) ou sur plagioclases (Westphal

et al., 1979) et parfois, par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Armando, 1999). Les âges sont échelonnés entre 170 Ma et 110 Ma, entre le Bajocien et l'Aptien.

VI-1. Datation des roches intrusives

Haillwood et Mitchell (1971) ont daté les roches basiques mises en place à l'Est de secteur d'étude (Tassent). Les dykes ont donné des âges entre 120 ± 3 Ma et 134 ± 3 Ma. Ils sont mis dans la partie sommitale du Jurassique supérieur et la base du Crétacé inférieur. Ainsi, nous nous permettons d'associer ces dykes à ceux du secteur d'étude, puisqu'ils présentent la même structure (radiaire), les mêmes faciès (Zayane, 2002) et le même contexte tectonique (relation dykes-ride magmatique). Par conséquent, nous admettons que les dykes du bassin de Tagleft seront mis en place en même temps que ceux de Tassent.

VI-2. Datation des coulées basaltiques

Les coulées basaltiques de l'horizon B1 sont développées dans les parties terminales de la formation de Guettioua, dans tous les bassins synclinaux du secteur. Les datations radiochronologiques des basaltes donnent des âges allant de 173 ± 4 Ma (coulée inférieure de Naour) à 166 ± 3 Ma (coulée supérieure de Naour) (Bensalah, 2012). Les coulées de Ouauizeght ont un âge de 169 ± 9 Ma (Wesphal et al., 1979).

Les coulées basaltiques de l'horizon B2 sont associées à la base de la formation du Jbel Sidal. La datation radiométrique souligne des âges entre 124 ± 2 Ma (Coulée d'Ozoud) et 107 ± 3 à Souk El Had (Aït Attab) (Wesphal et al., 1979).

Les âges de coulées sont donc rassemblés tout autour de deux valeurs distinctes qui correspondent, d'une part au Jurassique moyen et d'autre part au sommet du Crétacé inférieur.

A notre avis, à partir des données radiométriques précitées et des considérations d'ordre stratigraphique, nous estimons que la mise en place des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal se situe entre la période limite Bathonien supérieur-Callovien (Jurassique moyen) et la base de l'Aptien (Crétacé inférieur). En effet, la limite stratigraphique inférieure de ce magmatisme est au-dessus de celle de la formation de Guettioua (Bathonien), sa limite supérieure est au-dessus de celle de la formation de Jbel Sidal (Barrémien), alors qu'elle est au-dessous de la limite stratigraphique inférieure de la formation marno-calcaire aptio-albienne.

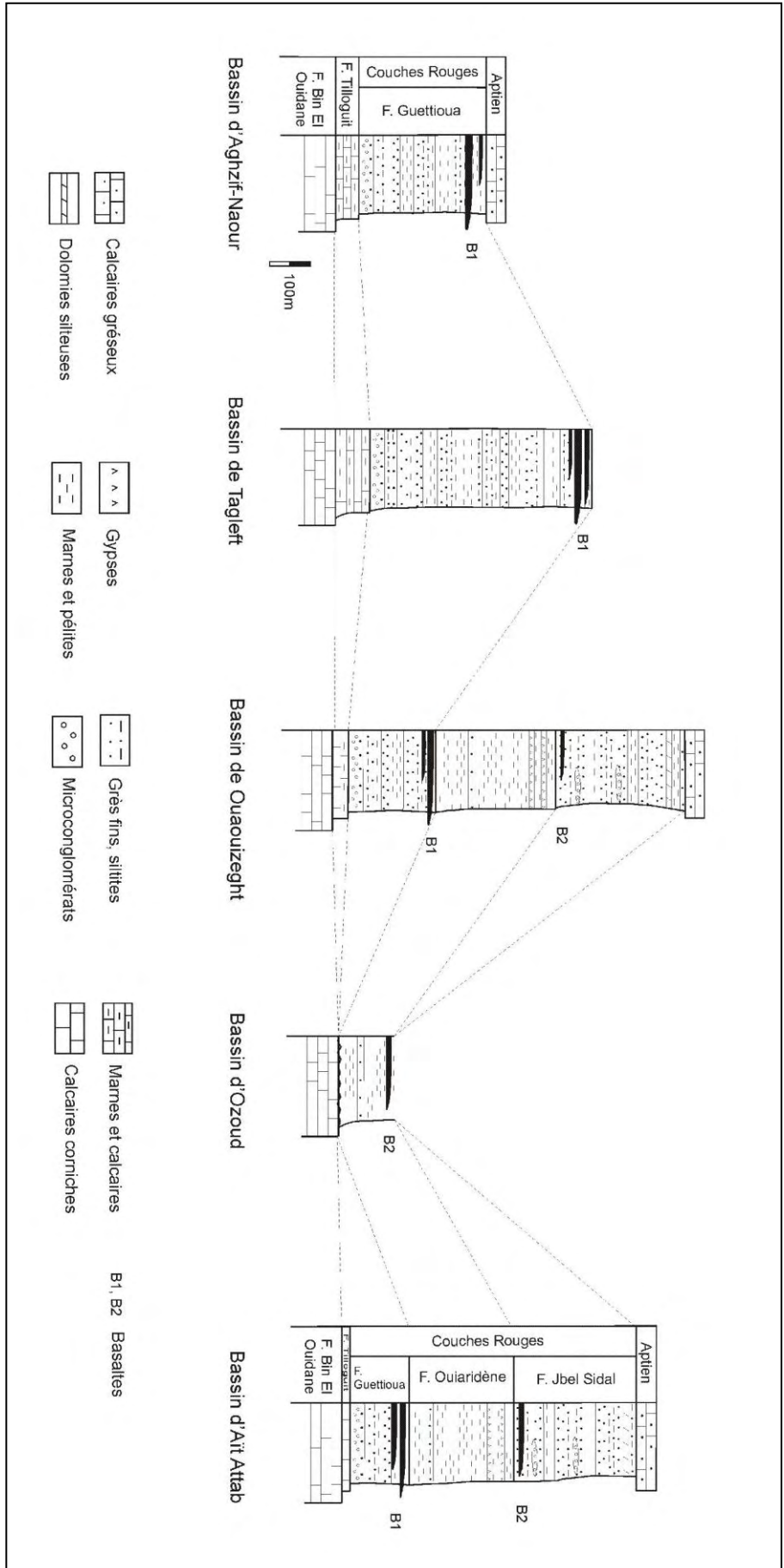


Fig. 14 – Corrélation lithostratigraphique et situation des coulées basaltiques dans les « Couches rouges » des bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (Souhel, 1996 et Haddoumi et al., (2010, modifiée).

Planche IV

Photo a : Coulée basaltique inférieure de Naour (1) (horizon B1), dans les sédiments détritiques (2) de la formation de Guettioua.

Photo b : Coulée basaltique supérieure de Tabaroucht (B1). L'altération offre à la roche un débit prismatique.

Photo c : Aspect vacuolaire au sommet de la coulée basaltique supérieure de Tabaroucht.

Photo d : Coulée basaltique inférieure de Jebel Sgat (1) (horizon B1), dans les sédiments détritiques (2) de la formation de Guettioua.

Photo e : Coulée basaltique d'Aït Attab (horizon B1). On signale l'absence des traces de cuisson dans les sédiments (2) au contact du matériel éruptif (1).

Photo f : Coulée basaltique d'Aït Attab de l'horizon B2, extrudant la formation gréseuse de Jbel Sidal.



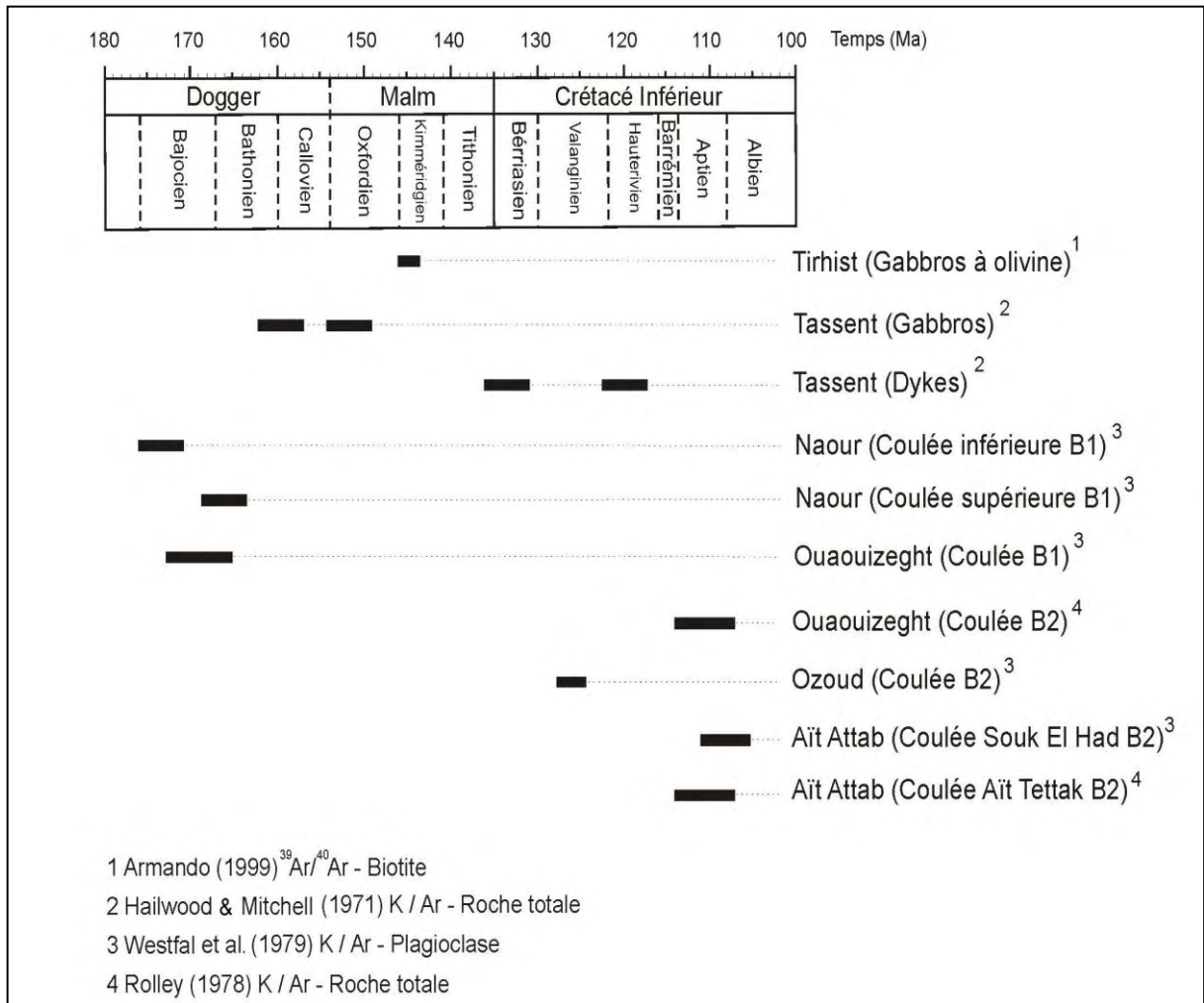


Fig. 15 – Ages radiométriques de quelques roches magmatiques dans le Haut-Atlas central.

Ainsi l'activité magmatique dans cette région présente une durée, d'environ 40 Ma. Les données radiométriques, donnant des âges bajociens (au-delà de 170 Ma pour le coulée inférieure de Naour) ou des âges albiens (moins de 110Ma pour la coulée de Souk El Had) ne sont pas significatives. Ces controverses sont dues, vraisemblablement, aux phénomènes d'altération.

VII. Conclusion

Compte-tenu des constatations citées au-dessus, nous estimons que la mise en place de toutes ces roches magmatiques s'est produite lors du même événement. En effet, les relations spatiales et géométriques entre les différents gisements de roches, témoignent de l'existence de cette phase magmatique.

Un magma commun est à l'origine de ces roches, profitant d'une phase d'extension généralisée sur les bordures du bassin. Les mouvements causés par cette phase, créaient des zones de vide dans le substratum. Profitant de ces vides, le magma est mis en forme de masses intrusives en même temps qu'il s'est injecté dans des fentes créées par désolidarisation des couches au niveau de plans de discontinuité (strates), formant, ainsi des sills. Il remplissait, également, les fentes de tension radiales formées en relation avec la ride à cœur magmatique (dykes de Tagleft). Provenant, régulièrement, en surface, le magma s'épanchait en coulées basaltiques d'origine fissurale.

L'absence des roches intrusives dans les sédiments de la plate-forme liasique, est due, vraisemblablement, à la rigidité du bâti de cette plate-forme (Monbaron, 1981). Aucun indice ne permet de confirmer que les intrusions connues dans le secteur, sont des prolongements couverts des sills. Tout au contraire, le sill d'Idemrane, par exemple, est formé, généralement, d'un seul faciès et ne présente aucun faciès de ceux signalés dans l'intrusion d'Idemrane.

L'apparition de coulées basaltiques dans la série gréseuse-détritique des « Couches rouges », synchrone avec les limites des formations (changements relatifs de faciès). Les deux événements éruptifs coïncident, successivement, avec la phase limitant la formation Guettioua et Iouaridène, et celle limitant Iouaridène et Jbel Sidal. Les coulées témoignent de l'importance de la tectonique distensive lors du dépôt de ces couches.

La mise en place des roches magmatiques dans l'Atlas de Béni-Mellal, s'est déroulée durant une période allant de la fin du Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur. Ces nouvelles datations sont affirmées par un ensemble de nouveaux résultats, obtenus des recherches géologiques, litho-stratigraphiques et radiochronologiques.

Chapitre IV

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Chapitre IV

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Une centaine d'échantillons ont été récoltés et confectionnés en lames minces pour l'étude pétrographiques des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal. Les roches présentent, généralement, des faciès pétrographiques homogènes.

La pétrographie de ces roches magmatiques est marquée par des faciès essentiellement basiques de type :

- Troctolites (masse intrusive d'Atab) ;
- Gabbros à olivine (masse intrusive d'Idemrane et d'Atab) ;
- Gabbros (masses intrusives d'Idemrane et d'Ichchi et sill d'Atab) ;
- Dolérites (sill d'Aït Boumaali et essaim de dykes du bassin de Tagleft) ;
- Monzo-gabbros (sill d'Idemrane) ;
- Basaltes à olivine (basaltes de Jbel Sgat, basaltes de Tabaroucht, basaltes de Naour, basaltes de Ouaouizeght, basaltes d'Aït Attab et basaltes d'Ozoud).

Qu'elles soient intrusives ou effusives, toutes ces roches possèdent une minéralogie commune relativement simple.

Elles ont subi une altération hydrothermale plus au moins avancée, responsable de la formation d'une paragenèse secondaire. Seule la paragenèse d'origine magmatique sera abordée dans ce chapitre.

Nous y présenterons nos observations pétrographiques des différentes unités de roches. Seules les observations pétrographiques ayant des implications génétiques seront discutées en détail.

I. Pétrographie des roches intrusives

I-1. Pétrographie des masses intrusives

Les études de terrains ont permis de mettre en évidence l'existence de deux faciès basiques pour chaque intrusion étudiée (Idemrane et Atab). Cette distinction se traduit pétrographiquement par l'abondance d'olivine qu'ils contiennent :

- Gabbro à olivine et gabbro pour la masse intrusive d'Idemrane ;
- Troctolite et gabbro à olivine pour la masse intrusive d'Atab.

I-1-1. Masse intrusive d'Idemrane

Macroscopiquement, les roches de couleur grise verdâtre, montrent des baguettes claires de plagioclases, des taches sombres de pyroxènes ainsi que des petits grains, plus ou moins arrondis, d'olivine.

L'observation microscopique souligne deux faciès : gabbros à olivine et gabbros sans olivine (ou à rares cristaux d'olivine).

Les faciès se caractérisent par une phase cumulus formée de plagioclase et d'olivine, et une phase intercumulus composée de clinopyroxène et de minéraux opaques. La texture est généralement ophitique à sub-ophitique où les lattes entrecroisées de plagioclases sont englobées dans des poecilo-cristaux de clinopyroxènes (Planche V, photo a).

La proportion des minéraux qui forment les gabbros à olivine, est de l'ordre de 15-20% pour l'olivine, de 50-56% pour le plagioclase, de 25-30% pour le clinopyroxène et de 3-4% pour les oxydes ferrotitanés. Les gabbros se différencient par l'absence ou la rareté d'olivine (Planche V, photo b). Ils sont composés de plagioclase (60-65%), de clinopyroxène (30-40%) et de minéraux opaques (4-6%).

- *L'olivine* se présente sous forme de cristaux subautomorphes, craquelés et subglobulaires, dont la taille peut atteindre 2 mm. Elle est généralement englobée par les poecilites de clinopyroxène, et parfois par des grandes plages de plagioclases. Elle montre parfois des transformations en serpentine, iddingsite ou chlorite. Des inclusions de minéraux opaques cubiques peuvent s'y présenter.

- *Le plagioclase* forme des lattes automorphes qui peuvent atteindre 4 mm, avec une teneur en anorthite variant entre An_{60} et An_{65} de type labrador. Il est souvent maclé polysynthétique ou Carlsbad-polysynthétique. Le plagioclase peut se présenter entouré par des clinopyroxènes, ou en inclusions dans les olivines ou dans des grandes plages de plagioclases qui sont en position intercumulus. La zonation est rare. La relation entre plagioclase avec olivine montre qu'ils ont fractionné en même temps, formant la phase cumulus. Des transformations d'origine hydrothermales en séricite et laumontite (Zayane, 2002), sont rencontrées.

- *Le clinopyroxène* forme de grands cristaux xénomorphes et poecilites atteignant 5 mm. Les caractères optiques indiquent qu'il s'agit d'une augite, plus ou moins, titanifère.

- *Les oxydes ferrotitanés* se trouvent en inclusions automorphes dans les olivines ou dans les clinopyroxènes, ou isolés xénomorphes (parfois de formes squelettiques), en tant que phase intercumulus.

Certains échantillons, spécialement ceux du faciès du gabbro, montrent des cristaux d'apatite automorphes, prismatiques et à fort relief, inclus dans le clinopyroxène. Ils montrent aussi de rares amphiboles vertes constituant des minéraux accessoires.

Les rapports réciproques entre les différentes phases minérales de ces faciès, conduisent à établir l'ordre de cristallisation suivant :

olivine et plagioclase → clinopyroxène et plagioclase intercumulus → oxydes ferrotitanés et minéraux accessoires.

I-1-2. Masse intrusive d'Atab

Les roches montrent deux faciès : un faciès de couleur noire sombre, riche en grains arrondis d'olivine représentant les troctolites et un autre de couleur verte sombre, identique à celui des gabbros à olivine précité.

Microscopiquement, les troctolites présentent une texture de type orthocumulat poecilitique. La phase cumulus est constituée d'olivine et de plagioclase, pendant que la phase intercumulus est composée du clinopyroxène, de la biotite et des oxydes ferrotitanés (Planche V, photo c).

Le pourcentage des minéraux qui composent le faciès de troctolite est en moyenne 40-42% d'olivine, 38-40% de plagioclase, 16-18% de clinopyroxène, 3-4% de minéraux opaques et 2-3% de biotite.

- *L'olivine* se présente sous forme de cristaux arrondis ou allongés, de taille atteignant 4 mm. Les fissures y sont fréquentes et peuvent être remplies d'iddingsite. Les cristaux d'olivine sont englobés dans les poecilites de clinopyroxène ou dans des grands cristaux de plagioclase. Ils incluent des minéraux opaques cubiques ou de formes dendritiques : tels que la magnétite et le spinelle chromifère (Planche V, photo d). Ils peuvent, également, englobés des micro-cristaux de plagioclase polysynthétique.

Planche V

Photo a : Texture ophitique dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Idemrane. L'augite (Cpx) forme un cristal poecilique, englobant des lattes de plagioclase (Pl) et d'olivine (Ol). L'olivine inclut quelques microlites de plagioclase et des oxydes ferrotitanés (Op) primaires.

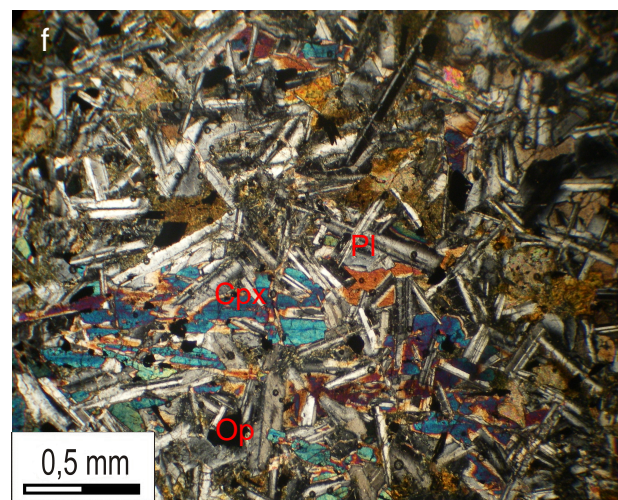
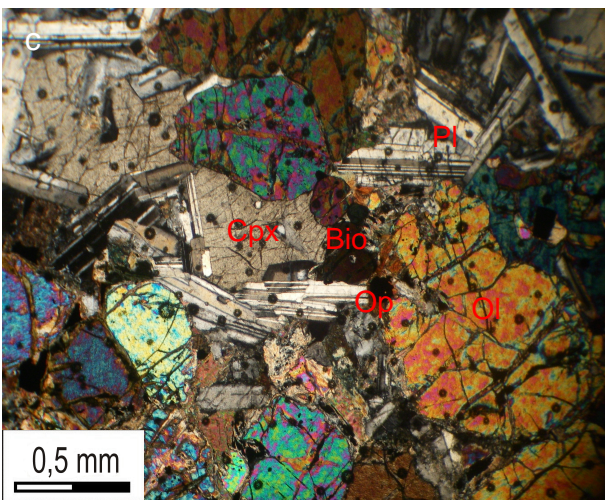
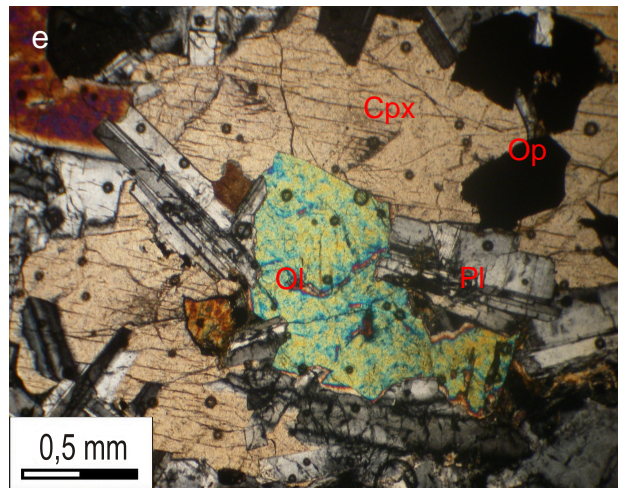
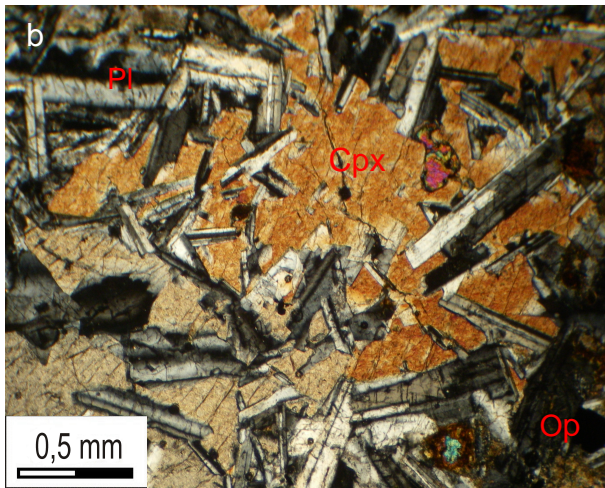
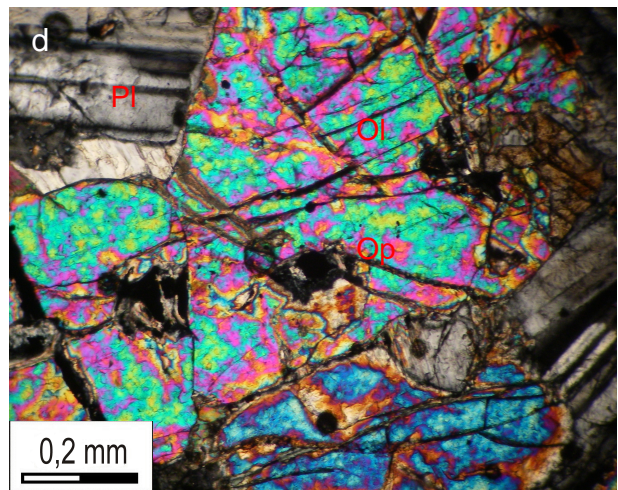
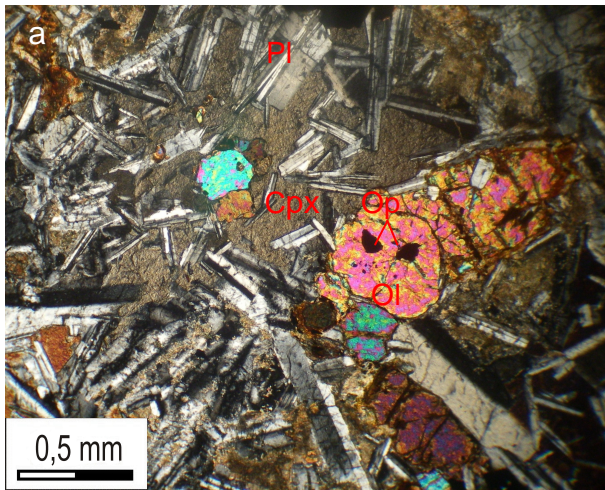
Photo b : Grand cristal poecilique d'augite (Cpx) dans le gabbro de l'intrusion d'Idemrane. Il englobe des lattes de plagioclase (Pl). Les cristaux d'oxydes ferrotitanés (Op) sont automorphes.

Photo c : Texture d'orthocumulat dans la troctolite de l'intrusion d'Atab. L'olivine (Ol) et le plagioclase (Pl) forment la phase cumulus, le clinopyroxène (Cpx), la biotite (Bio) et les oxydes ferrotitanés (Op) constituent la phase intercumulus.

Photo d : Un cristal d'olivine (Ol) inclut un cristal cubique d'oxyde ferrotitané (Op1) : magnétite ; et un autre de forme dendritique (Op2) : spinelle chromifère, dans la troctolite de l'intrusion d'Atab.

Photo e : Texture ophitique dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Atab. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxydes ferrotitanés.

Photo f : Texture sub-ophitique à intergranulaire dans le gabbro de la micro-intrusion d'Ichichi. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxydes ferrotitanés.



- *Le plagioclase* se présente sous formes des lattes automorphes, englobées poecilitiquement par des clinopyroxènes ou incluses dans des cristaux d'olivine. Elles sont rarement altérées. Le plagioclase est maclé polysynthétique avec une teneur en anorthite variant entre An_{66} et An_{74} . Il marque des figures de corrosion indiquant son contact direct avec le liquide résiduel. Nous notons l'existence d'une deuxième génération de plagioclase moins riche en anorthite (An_{55-60}), constituant avec les clinopyroxènes la phase intercumulus. Il englobe souvent des cristaux de plagioclase précoce. Les relations entre l'olivine et le plagioclase marquent la synchronisation des deux minéraux.

- *Le clinopyroxène* forme la phase intercumulus remplissant les interstices laissés par les minéraux de la phase cumulus. Il présente des cristaux poecilitiques englobant des cristaux d'olivine et de plagioclase.

- *La biotite* est de petite taille et de couleur brune rouge. Elle présente des formes subautomorphes à xénomorphes, occupant les interstices et constitue avec le clinopyroxène la phase intercumulus. Elle est souvent associée aux opaques ferrotitanés.

- *Les oxydes ferrotitanés* montrent deux générations : une précoce constituée de spinelle chromifère et magnétite inclus dans les cristaux d'olivine, et une tardive composée d'ilménite et quelques sulfures (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, etc.) qui se trouvent isolés ou associés aux intercumulats (clinopyroxènes et biotites).

L'ordre de cristallisation des minéraux dans le faciès de troctolite est :

spinelle → olivine et plagioclase précoce → clinopyroxène et plagioclase Tardif → biotite et oxydes ferrotitanés.

Le faciès des gabbros à olivine de la masse intrusive d'Atab, présente les mêmes caractéristiques précitées pour celui des gabbros à olivine de la masse intrusive d'Idemrane (Planche V, photo e).

I-1-3. Filons tardifs et poches ou filonnets irréguliers

Comme nous avons signalé précédemment, les intrusions sont intrudées par de venues tardives filoniennes isolées, et contiennent aussi des poches de forme irrégulière et de taille centimétrique à décimétrique.

II-2-1-a. Filons magmatiques

Ces filons sont de tailles différentes et d'épaisseurs décimétriques. Ils sont reconnaissables sur le terrain par leur couleur claire et leur texture grenue (parfois pegmatoïde). Au microscope, la roche montre une texture ophitique à intergranulaire,

rappelant celle des cumulats. Les proportions des minéraux sont variées avec 55 à 65% pour le plagioclase, 15 à 24% pour le clinopyroxène, 14 à 18% pour l'amphibole, 6 à 10% pour le feldspath potassique, 2 à 4% pour la biotite et 2 à 4% pour les opaques ferrotitanés. Il s'agit d'une roche monzo-dioritique (Planche VI, photo a).

- *Le plagioclase* est automorphe à macles polysynthétiques ou zoné. La teneur en anorthite varie entre An_{20} à An_{30} de type oligoclase. Il est, régulièrement, cimenté par des cristaux de clinopyroxène ou d'amphibole.

- *Le clinopyroxène* est généralement, poecilitique, et peut se présenter dans les espaces formés par les plagioclases. Il est de type augite.

- *L'amphibole* est représentée par l'hornblende verte (rarement brune). Il remplit, fréquemment, les interstices arrangés par les plagioclases.

- *Le feldspath potassique* forme des cristaux automorphe maclés Carlsbad. Il se présente généralement dans les interstices.

- *La biotite* est xénomorphe à subautomorphe, et s'associe aux opaques ferrotitanés et remplissent, avec l'amphibole les interstices.

- *Les oxydes ferrotitanés* sont soit automorphes dans les cristaux de clinopyroxène ou d'amphibole, soit xénomorphes et associés à la biotite.

II-2-1-b. Poches et filonnets irréguliers

Les poches ont des formes irrégulières au sein des faciès des gabbros à olivine des intrusions. Elles se composent essentiellement des mégacristaux de feldspath potassique altérés et de plagioclase, et en quantité faible de clinopyroxène et d'amphibole. La texture est grenue à grains grossiers (pegmatoïde). Il s'agit d'un faciès à composition syénitique (Planche VI, photo c). Les pourcentages des minéraux sont les suivants : 30 à 35% pour le plagioclase, 50 à 55% feldspath potassique, 3 à 5% clinopyroxène, 2 à 3% amphibole et biotite et des rares cristaux d'opaques ferrotitanés.

- *Le plagioclase* est automorphe et maclé polysynthétiquement. Il présente une teneur en anorthite variant aux alentours de An_{10} (plagioclase acide). Les produits d'altérations sont des séricites et des épidotes.

- *Le feldspath potassique* se présente sous une forme automorphe maclé Carlsbad (orthose) ou sous forme de grands cristaux xénomorphes. Il est généralement altéré en séricite.

- *Le clinopyroxène* présente avec l'amphibole et la biotite la phase minérale qui occupe les interstices.

- *L'amphibole* est représentée par l'hornblende verte,

I-1-4. Micro-intrusion d'Ichichi

Les roches caractérisent le faciès des gabbros. Elles sont de couleur verte sombre, montrant des cristaux en baguettes de plagioclase et des grains sombres de pyroxène. La texture est sub-ophitique à intergranulaire cumulative (Planche V, photo f). Le pourcentage des minéraux est en moyenne (60-64%) de plagioclase, (30-34%) de clinopyroxène et (4-6%) d'oxydes ferrotitanés.

- *Le plagioclase*, en cristaux automorphe, est de taille variée. Il présente des macles polysynthétiques ou Carlsbad-polysynthétiques. Il forme des agrégats de lattes jointives et englobées par des poecilo-cristaux de clinopyroxène, avec des teneurs en anorthite de l'ordre An_{56} à An_{60} de type labrador. Il est parfois inclus dans des plages de plagioclase en position intercumulus (An_{46-50}).

- *Le clinopyroxène* montre des poeciltes de taille millimétrique, englobant des lattes de plagioclase. Il peut être également, xénomorphe et tardif remplissant les vides interstitiels. Il s'agit, essentiellement, de l'augite.

- *Les minéraux opaques* se présentent sous forme de cristaux automorphes cubiques à subautomorphes isolés ou englobés par les clinopyroxènes.

En plus de cette paragenèse minéralogique, on note l'existence de quelques cristaux d'hornblende verte et brune et des rares et petits cristaux d'apatite.

L'ordre de cristallisation est :

plagioclase → clinopyroxène, amphibole et plagioclase intercumulus → oxydes ferrotitanés et minéraux accessoires.

I-2. Pétrographie des sills

L'étude pétrographique des trois sills, précités (sill d'Idemrane, sill d'Atab et sill d'Aït Boumaali), souligne des paragenèses variées.

Planche VI

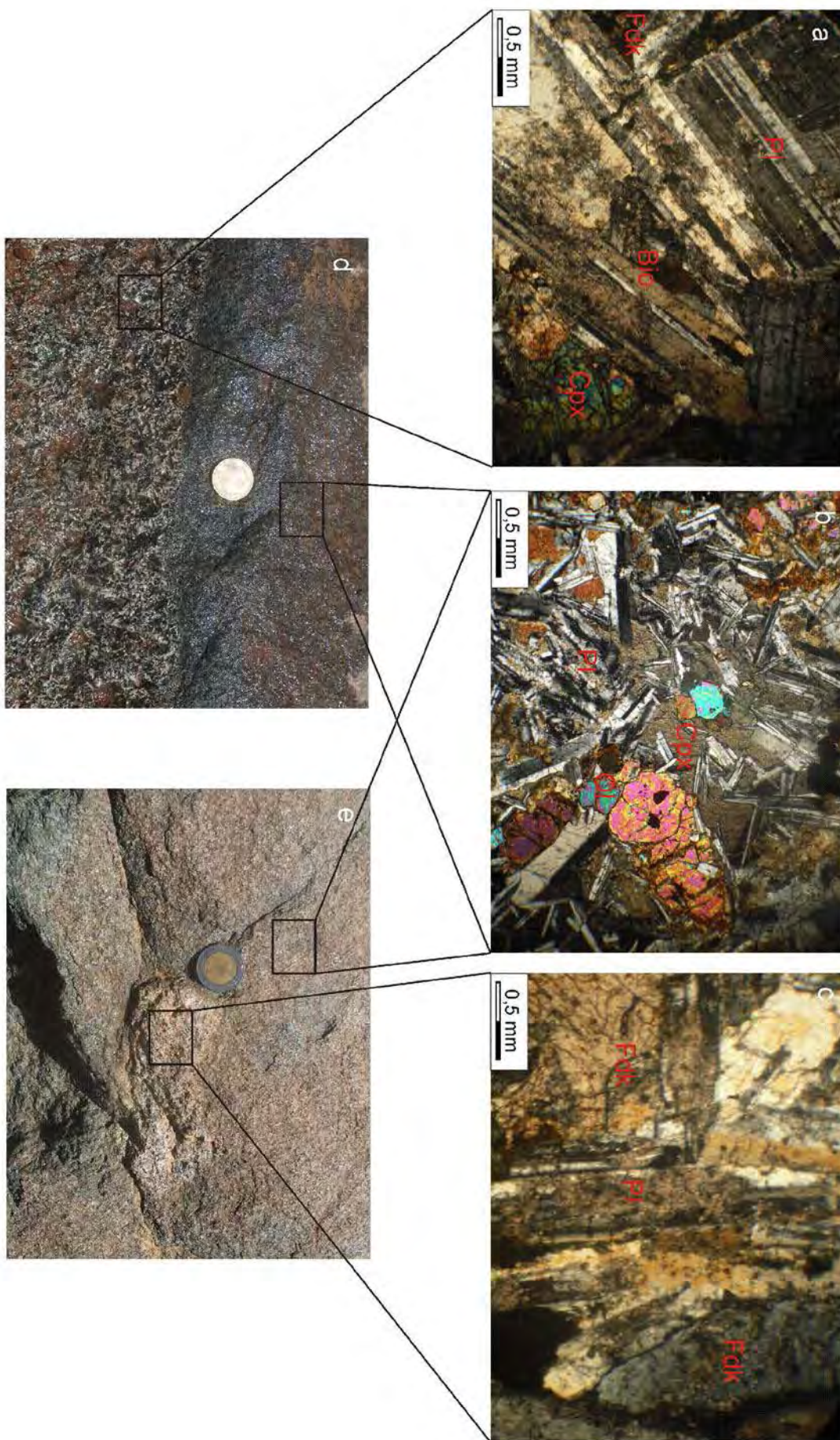
Photo a : La paragenèse des roches monzo-dioritiques, des filons tardifs, intrudant la masse intrusive d'Idemrane, est formée de plagioclase (Pl) ; clinopyroxène (Cpx) ; feldspath potassique (Fdk) ; biotite (Bio) et amphibole.

Photo b : Gabbro à olivine de la masse intrusive d'Idemrane. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène.

Photo c : Texture grenue à grains grossiers (pegmatoïde) du faciès syénitique des poches irrégulières au sein des roches de gabbro à olivine de la masse intrusive d'Idemrane. Le faciès est formé des mégacristaux automorphes et xénomorphes de feldspath potassique (Fdk) et de plagioclase (Pl), en plus de clinopyroxène et d'amphibole.

Photo d : Filon magmatique dans les gabbros à olivine de la masse intrusive d'Idemrane.

Photo e : Poche irrégulière dans les gabbros à olivine de la masse intrusive d'idemrane.



I-2-1. Sill d'Idemrane

Le sill d'Idemrane est formé d'une roche de couleur verdâtre, plus ou moins sombre (mésocrate), et grisâtre à cassure fraîche, avec une abondance relative en plagioclase. L'altération s'observe au niveau des baguettes de plagioclases et des taches sombres de pyroxène. La texture est grenue à grossière (pegmatoïde). Microscopiquement, la roche montre une structure sub-ophitique où des lattes de plagioclase sont englobées par des phénocristaux poecilites de clinopyroxène. Les proportions des phases minérales qui constituent la roche sont : plagioclase (52-56%), clinopyroxène (30-32%), feldspath potassique (4-6%), amphibole (2-4%) et les oxydes ferrotitanés (3-5%). La présence de feldspath potassique distingue ce faciès de celui des gabbros. Il s'agit d'un faciès monzo-gabbroïque (Planche VII, photo a).

- *Le plagioclase* se présente sous forme des lattes automorphes, de grande taille, englobées poecilitement par des grands cristaux de clinopyroxène. Les macles sont polysynthétiques avec une teneur en anorthite de l'ordre de An_{50-56} . Des plages, incluant de petits cristaux de plagioclase, sont observées. Elles sont faiblement enrichies en anorthite par rapport aux premiers et rarement zonés. Les minéraux d'altération sont divers, on note la séricite, la zéolite et l'épidote.

- *Le clinopyroxène* montre des formes poecilites, englobant les lattes de plagioclase. Il peut, également, renfermer des cristaux automorphes cubiques d'oxydes ferrotitanés. Il est, localement, ouralitisé. Les caractères optiques indiquent qu'il s'agit de l'augite.

- *Le feldspath potassique* est automorphe et maclé Carlsbad. Il se présente dans les interstices.

- *L'amphibole*, souvent xénomorphe à subautomorphe, inclut des cristaux de plagioclase, ou parfois des cristaux de clinopyroxène.

- *Les oxydes ferrotitanés* sont soit automorphes inclus dans les cristaux de clinopyroxène ou d'amphibole soit xénomorphes isolés.

Quelques cristaux de biotite sont observés. Leur quantité diffère d'un échantillon à un autre. Nous pouvons citer également de rares cristaux d'apatite.

Selon les relations mutuelles mises en évidence entre les phases minérales de ce faciès, nous pouvons noter l'ordre de cristallisation suivant :

plagioclase et oxydes automorphes → clinopyroxène, amphibole, plagioclase intercumulus et feldspath → oxydes ferrotitanés xénomorphes et minéraux accessoires.

I-2-2. Sill d'Atab

Le sill d'Atab présente un faciès, dont les caractéristiques minéralogiques ressemblent à celui des gabbros, cité ci-dessus. La texture se distingue par une structure doléritique intergranulaire. Les cristaux de clinopyroxène (augite) occupent les espaces interstitiels, aménagés par les lattes jointives de plagioclase (Planche VII, photo b). Ce dernier est régulièrement maclé polysynthétiquement, avec une teneur en anorthite de An_{54-60} de type labrador. La paragenèse est composée de (64-66%) de plagioclase, (28-30%) de clinopyroxène et (4-6%) d'oxydes ferrotitanés.

I-2-3. Sill d'Aït Boumaali

Le sill d'Aït Boumaali est formé de roches dures, de couleur noire sombre, qui montrent des petites baguettes de plagioclase et des grains, plus ou moins, globulaires d'olivine.

L'observation microscopique dévoile une texture ophitique bigarrée. Les agglomérats de plagioclase englobés par des grands cristaux de clinopyroxène se présentent sous différentes tailles (Planche VII, photo c). Les olivines, quant à eux, forment des cristaux, relativement, porphyriques, avec des aspects variés. Il s'agit d'un faciès doléritique à olivine. L'abondance des phases minérales est en moyenne : 20-22% en olivine, 50-54% en plagioclase, 20-26% en clinopyroxène et 3-4% en oxydes ferrotitanés.

- *L'olivine* se présente sous forme de cristaux subautomorphes, fissurés avec des formes globulaires et allongées. Sa taille peut atteindre 4 mm, donnant un aspect porphyrique. Elle présente, parfois, de minces liserés d'iddingsite. Elle est, englobée par les poecilites de clinopyroxène, ou, occasionnellement, incluse dans grandes plages de plagioclases. Des inclusions de minéraux opaques cubiques peuvent s'y présenter.

- *Le plagioclase* forme des lattes automorphes très fraîches, agglomérées et disposées au hasard dans les poecilocristaux d'augite. Comme il peut être inclus dans les cristaux d'olivine sous forme de microlites. Les macles sont polysynthétiques (parfois Carlsbad-polysynthétiques). Le plagioclase présente une teneur en anorthite variant entre An_{70} et An_{75} de type labrador-bytownite. Cependant, quelques grandes plages (tardifs) montrent des teneurs plus faibles (An_{50-52}).

- *Le clinopyroxène* forme des grands cristaux xénomorphes et poecilitiques, renfermant des lattes de plagioclase ou des petits cristaux d'olivine. Les caractères optiques indiquent qu'il s'agit d'une augite titanifère.

- *Les oxydes ferrotitanés* sont soit en inclusions automorphes dans les olivines ou dans les clinopyroxènes, soit isolés et xénomorphes dans les espaces interstitiels. Il s'agit, essentiellement, de spinelle chromifère, de magnétite et d'ilménite.

Certains échantillons montrent des cristaux d'apatite, inclus dans les cristaux d'augite et des rares cristaux de biotite.

L'ordre de cristallisation des phases minérales de ce faciès est résumé ainsi :

spinelle → olivine et plagioclase précoce → clinopyroxène et plagioclase Tardif → oxydes ferrotitanés.

I-3. Pétrographie des dykes

Les trois dykes étudiés sont : le dyke d'Aït Ouchen, situé au Nord du bassin de Taglef, le dyke de Tagleft et celui d'Ihatchaoun, situé Sud du village de Tagleft (cf. chapitre 3). Le premier est formé des roches, représentant un faciès riche en olivine. Les deux derniers montrent un faciès sans olivine.

I-3-1. Dykes à faciès sans olivine

Les dykes à faciès sans olivine représentent la majorité du réseau de dykes du bassin de Tagleft. La roche compacte et de couleur verte sombre est composée de cristaux dont la taille est plus ou moins fine. Les observations indiquent l'existence des cristaux de plagioclase et de pyroxène baignés dans un ciment finement cristallisé. La texture est, clairement, doléritique intergranulaire, où apparaissent quelques phénocristaux et des agrégats de plagioclase (Planche VII, photo d). Elle peut devenir sub-ophitique dans certains cas. L'abondance des phases minérales est suivante : 60 à 62% en le plagioclase, 30 à 32% en clinopyroxène, 4 à 6% en oxydes ferromagnésiens et environ 1% en amphibole. Il s'agit d'une roche doléritique sans olivine.

- *Le plagioclase* automorphe, constitue la phase minérale la plus abondante. Il se présente en grands cristaux (jusqu'à 3mm) ou sous forme de microlites. La teneur en anorthite indique qu'il est de type labrador (An_{56-60}). Les minéraux d'altération sont fréquents.

- Le *clinopyroxène* remplit, avec quelques cristaux d'amphibole, les interstices formés par les lattes de plagioclase. Il se présente sous forme des poecilo-cristaux englobant des microlites de plagioclase. Il s'agit principalement de l'augite.

- Les *oxydes ferrotitanés* correspondent à des cristaux automorphes à subautomorphes, inclus dans les cristaux de clinopyroxène ou isolés dans les espaces interstitiels.

I-3-2. Dyke à faciès à olivine

Il présente le seul dyke signalant une abondance relative en olivine. La roche est dure, de couleur noire sombre. Le faciès montre des baguettes de plagioclase allongées à côté des grains d'olivine plus ou moins globulaires. La texture révèle une structure doléritique intergranulaire à sub-ophitique (Planche VII, photo e). La taille des cristaux d'olivine peut distinguer, également, une structure porphyrique. Nous signalons aussi la tendance fluidale des microlites de plagioclase dans certains cas (Planche VII, photo f). La proportion des phases minérales est la suivante : 14 à 16% en olivine, 50 à 56% de plagioclase, 28 à 30% en clinopyroxène et 4 à 5% en oxydes ferrotitanés. Il s'agit d'une dolérite à olivine.

- L'*olivine*, subautomorphe, se présente en grains fins arrondie ou en phénocristaux et micro-phénocristaux. Elle est englobée par la pâte microlitique, comme elle peut être incluse dans certains grands cristaux de plagioclase. Les cristaux d'olivine sont, occasionnellement, regroupés en agglomérats de 2 à 3 individus. La fissuration est intense et l'altération est, plus ou moins, fréquente.

- Le *plagioclase* est automorphe et marque des formes de baguettes régulières de différentes tailles. Il se présente en agglomérats disposés de manière hasardeuse, comme il peut dessiner des structures planaires (structure fluidale). Le plagioclase est généralement, maclé polysynthétiquement, avec des rares zonations. Les teneurs en anorthite varient entre An₆₅ à An₇₄.

- Le *clinopyroxène*, de type augite, est xénomorphe et de petite taille. Il remplit les vides interstitiels formés par les lattes de plagioclase.

- Les *oxydes ferrotitanés* sont présentés par des cristaux automorphes à subautomorphes, inclus dans les cristaux d'olivine et de clinopyroxène ou isolés dans les espaces interstitiels.

L'ordre de cristallisation des phases minérales est le suivant :

olivine et plagioclase → clinopyroxène → oxydes ferrotitanés.

Planche VII

Photo a : Texture sub-ophitique dans le monzo-gabbro du sill d'Idemrane : les lattes de plagioclase (Pl) sont englobées par des phénocristaux poecilites de clinopyroxène (Cpx). Ce faciès est marqué par l'existence de feldspath potassique (Fdk) et l'amphibole (Amp).

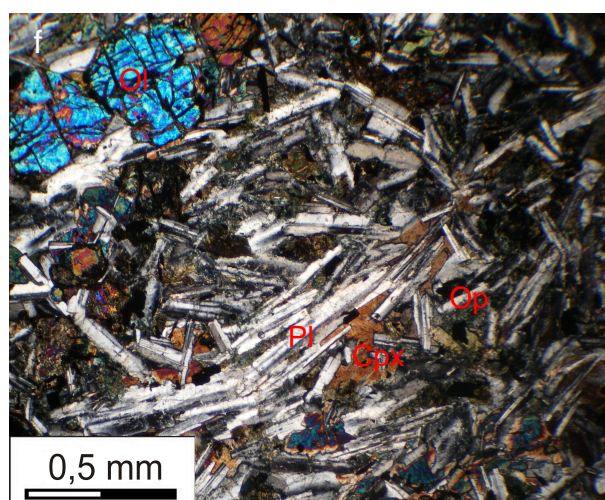
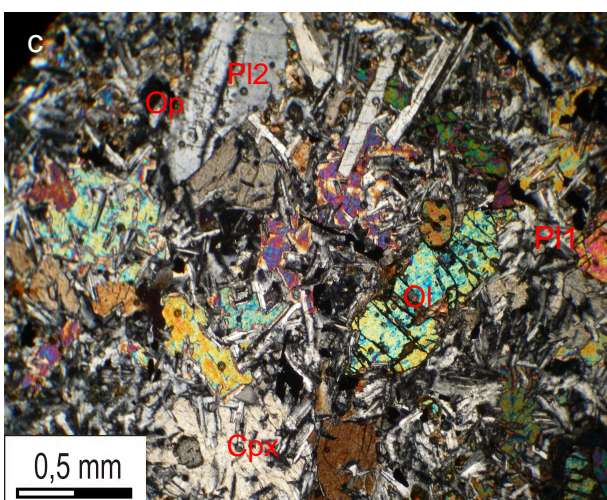
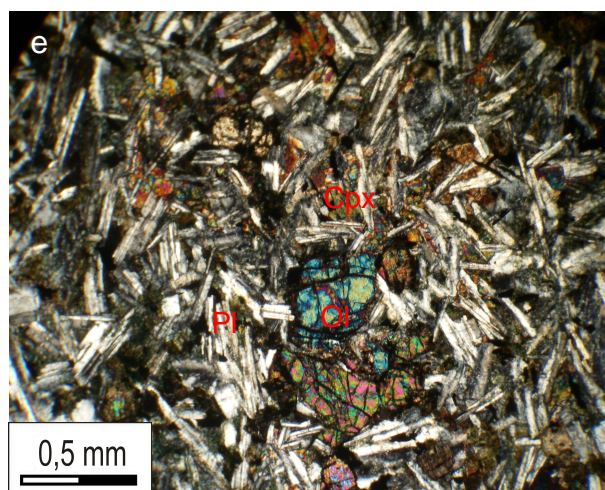
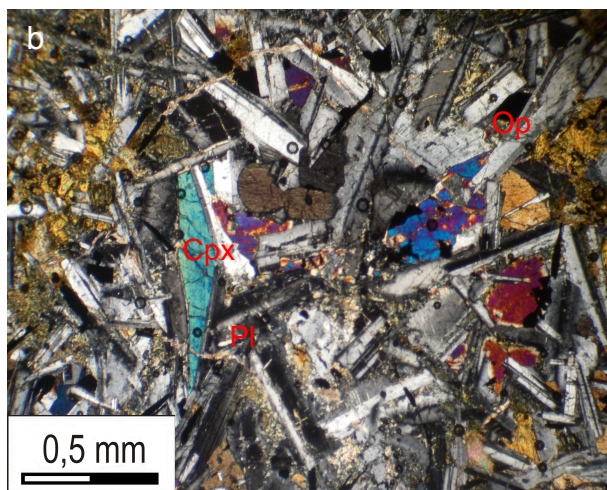
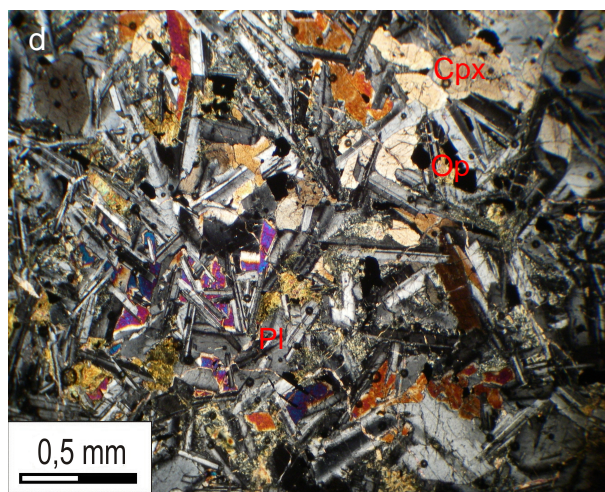
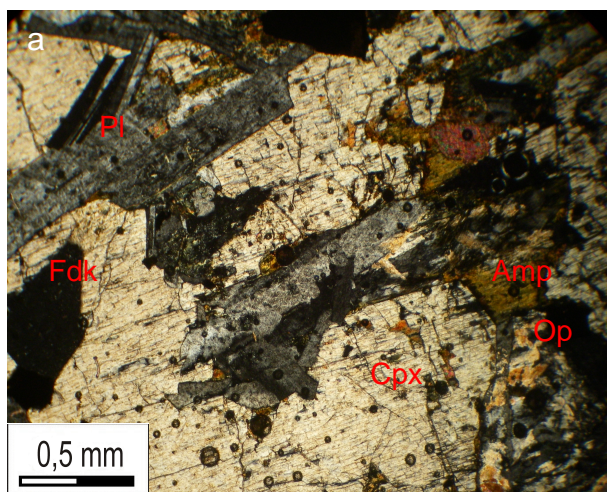
Photo b : Texture doléritique intergranulaire dans le gabbro du sill d'Atab. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané.

Photo c : Texture ophitique bigarrée dans la dolérite à olivine du sill d'Aït Boumaali. Les agglomérats de plagioclase (Pl1) englobés par des cristaux poecilites de clinopyroxène (Cpx). Le plagioclase forme également des grandes plages (Pl2), de teneur en anorthite plus faible. L'olivine (Ol) est globulaire ou allongée.

Photo d : Texture doléritique intergranulaire du faciès de dolérite sans olivine du dyke de Tagleft. Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané

Photo e : Texture doléritique intergranulaire à sub-ophitique du faciès de dolérite à olivine du dyke d'Aït Ouchen. Les cristaux d'olivine (Ol) sont regroupés en agglomérats de 2 à 3 individus. Les clinopyroxènes (Cpx) remplissent l'espace laissé par les lattes de plagioclase (Pl).

Photo f : Tendence fluidale des lattes de plagioclase dans la dolérite à olivine du dyke d'Aït Ouchen. Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané.



II. Pétrographie des basaltes

Comme nous avons cité dans le chapitre précédant, les roches volcaniques émies dans les différents bassins synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal, sont interstratifiées dans les « Couches Rouges » du Jurassique moyen-Crétacé inférieur. Les entablements basaltiques ne montrent pas de pillow-lavas. Les coulées sont subaériennes et d'origine fissurale. Ils forment deux horizons de successions basaltiques (B1 et B2), correspondant à deux épisodes d'éruption. Pour l'étude pétrographique de ces roches, un échantillonnage méthodique a été établi, à travers les épais bancs des coulées des deux horizons basaltiques dans les divers bassins du secteur.

Les roches basaltiques montrent une couleur rouge brune et grise sur cassure fraîche. Elles présentent des phénocristaux ferromagnésiens (olivine) altérés et des lattes, plus ou moins, allongées de plagioclase. Il s'agit d'un faciès de basaltes à olivine. Selon la texture, nous avons pu distinguer trois types de basalte :

- Un basalte porphyrique, reconnu, spécialement, dans la partie basale des coulées.
- Un basalte à tendance fluidale, remarqué à la base des coulées, mais s'intensifie dans la partie intermédiaire.
- Un basalte vacuolaire très fréquent aux sommets des coulées.

Les trois faciès basaltiques sont observés au niveau des entablements de l'horizon B1, alors que dans ceux de l'horizon B2, domine les basaltes porphyriques et vacuolaires.

II-1. Pétrographie des basaltes de l'horizon B1

Les coulées de l'horizon B1 sont plus importantes et signalées dans tous les bassins synclinaux du secteur. Ainsi, les structures porphyriques et à tendance fluidale sont plus étendues. La roche a un aspect bulleux au sommet des coulées et devient plus compacte vers le centre et la base où la texture peut être quasiment microgrenue.

II-1-1. Basalte porphyrique

Il domine la base des coulées basaltiques. La texture montre des grands phénocristaux d'olivine baignant dans une pâte de microlites de plagioclase et de pyroxène. La mésostase est moins représentée : la roche devient doléritique intersertale dans certains cas, où le clinopyroxène colmate les vides laissés par les lattes jointives de plagioclase (Planche VIII, photo a, b et c).

- *L'olivine* se présente soit en grands phénocristaux automorphes à subhexagonaux, soit en un ensemble d'individus de petite taille distribués dans toute la roche. Elle est fréquemment envahie par des produits de pseudomorphose, composés d'iddingsite ou d'oxydes rouges (richesse en fer). Les cassures sont généralement remplies de calcite.

- *Le plagioclase* est automorphe et se présente sous forme de microlites jointifs entre lesquels se développent des cristaux de clinopyroxène et de la mésostase. Nous pouvons également signaler l'existence, d'exceptionnelles grandes plages, incluant des petits cristaux d'olivine. Il est maclé polysynthétiquement et Carlsbad-polysynthétique. La teneur en anorthite varie entre An_{46} et An_{62} . La séricitisation marque, souvent, la périphérie des cristaux.

- *Le clinopyroxène* xénomorphe, est développé soit en reliques dispersées, soit dans les interstices. Il peut aussi englober des microlites de plagioclase au cas des textures doléritiques. Il est souvent altéré en calcite et épidote.

- *La mésostase* est de faible abondance, surtout au niveau des échantillons de roches bien cristallisées. Dans certains cas, elle totalement transformée en calcite.

- *Les oxydes ferrotitanés* sont moins abondants et sont inclus dans les cristaux d'olivine ou émaillés dans les espaces interstitiels.

L'olivine et le plagioclase sont précoces tandis que le clinopyroxène et les opaques sont mis tardivement.

II-1-2. Basalte à structure fluidale

Ce faciès est, surtout, localisé dans la partie médiane des coulées. On l'observe dans les entablements de Jbel Sgat, de Tabaroucht et d'Aït Attab. La roche est de couleur grise sur cassure. Macroscopiquement, nous distinguons des petits cristaux d'olivine, entourés des baguettes de plagioclase. Au microscope, les cristaux de plagioclase prennent des structures planaires, révélant une texture microlitique à tendance fluidale (Planche VIII, photo d et e). Dans certains cas, les deux textures, porphyrique et fluidale, sont observées dans le même échantillon.

- *L'olivine* est généralement automorphe à subautomorphe. Il forme des cristaux de moyenne et petite taille. Il inclut des microcristaux de plagioclase et d'oxydes ferrotitanés. Son abondance est beaucoup plus faible par rapport à celle connue au niveau du faciès porphyrique. L'altération est marquée par l'iddingsite et les oxydes rouges.

- Le *plagioclase*, automorphe, montre des macles polysynthétiques et des orientations préférentielles offrant à la roche une tendance fluidale, relativement, distincte.

- Le *clinopyroxène* se présente en reliques, plus ou moins, dispersées et en faible abondance.

- Les *oxydes ferrotitanés* sont plus abondants qu'au niveau du faciès précédant. Ils sont soit inclus dans les cristaux d'olivine soit liés aux cristaux de clinopyroxène ou à la mésostase.

L'ordre de cristallisation est identique à celui signalé dans le faciès porphyrique

II-1-3. Basalte vacuolaire

Ce faciès caractérise les sommets des entablements basaltiques (cf. chapitre 3, planche IV, photo c). La roche est de couleur brune, et a un aspect scoriacé. Les vacuoles ont des tailles variables et peuvent être centimétriques. Ils sont soit vides soit remplies par des produits d'altération (calcite et argiles). Au microscope, la texture est intersertale microlitique. Le faciès montre une paragenèse minéralogique, relativement, semblable à celle des faciès précédents. L'olivine, de faible abondance, montre des petits cristaux subautomorphes dispersé dans la mésostase. Elle est, totalement, envahie par l'iddingsite, oxydes rouges et le chlorite. Le plagioclase, plus abondant, est automorphe et forme des microlites disposées par hasard. La transformation en albite et séricite est fréquente. Le clinopyroxène est rare ou Totalement transformé en calcite. La mésostase est plus développée et souvent, transformée en calcite ou oxydes ferrotitanés (Planche VIII, photo c).

II-2. Pétrographie des basaltes de l'horizon B2

Les émissions de l'horizon B2 sont de faible ampleur (une seule coulée). Les coulées sont de faible épaisseur. Nous les trouvons dans les bassins synclinaux de Ouaouizeght, d'Ozoud et d'Aït Attab. Macroscopiquement, les roches présentent les mêmes caractéristiques signalées auparavant. Cependant, elles se distinguent par la dominance des basaltes porphyriques et vacuolaires. La texture à tendance fluidale est rare et est observée, dans certains cas, liée à la texture porphyrique.

Planche VIII

Photo a : Texture porphyrique dans un basalte des coulées de l'horizon B1 de Naour. Grand phénocristal hexagonal et pseudomorphosé d'olivine (Ol) baigne dans une pâte de microlites de plagioclase (Pl) et de clinopyroxène (Cpx). La mésostase (Mé) est faiblement représentée.

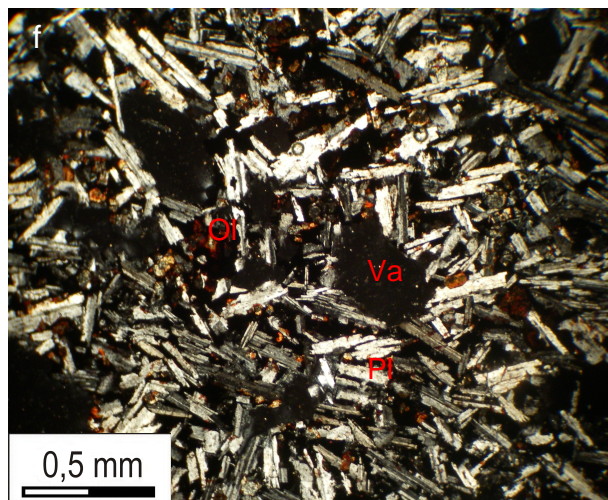
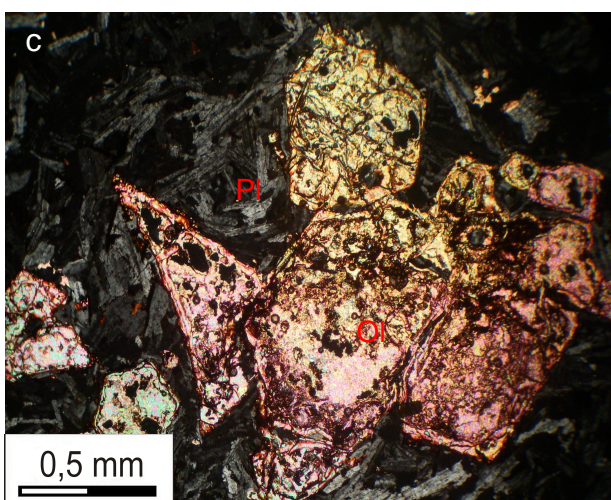
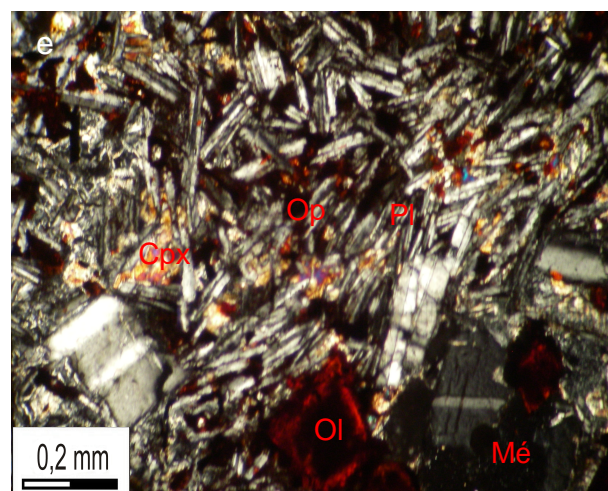
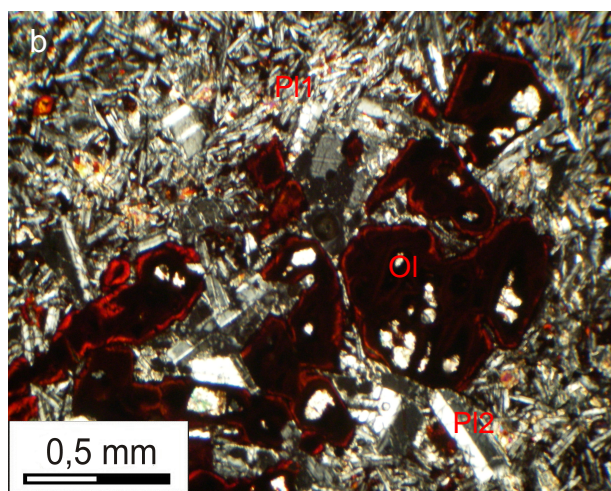
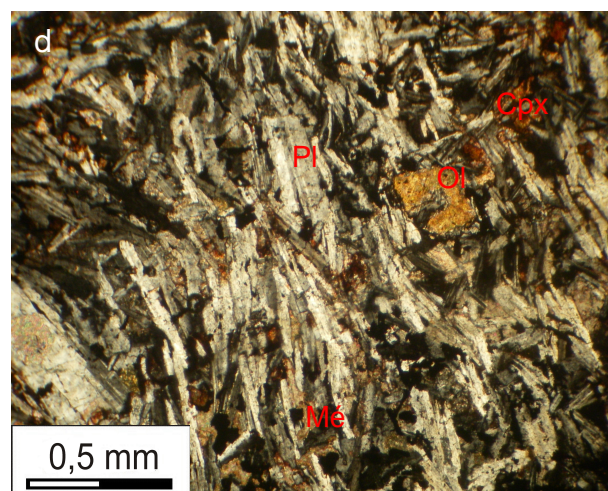
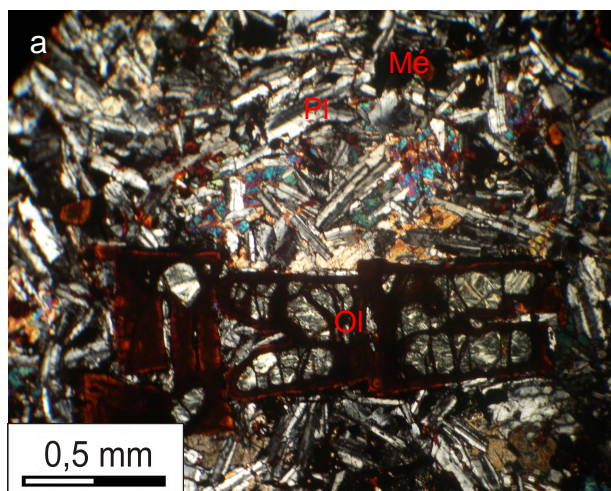
Photo b : Texture porphyrique dans un basalte des coulées de l'horizon B1 d'Aït Attab. Le plagioclase est marqué par des microlites jointifs (Pl1) ou par des grandes plages (Pl2). Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène.

Photo c : Grand phénocristal automorphe d'olivine (Ol) entouré par des microlites de plagioclase (Pl), dans un basalte de Ouauizeght (horizon B1).

Photo d : Texture fluidale dans le basalte des coulées de Tabaroucht. Mé : mésostase ; Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Pl : plagioclase.

Photo e : Texture fluidale dans un basalte des coulées d'Aït Attab (horizon B1). Ol : olivine ; Pl : plagioclase ; Cpx : clinopyroxène ; Op : oxyde ferrotitané ; Mé : mésostase.

Photo f : Texture vacuolaire dans un basalte de Jbel Sgat. Ol : olivine ; Va : vacuole ; Pl : plagioclase.



II-2-1. Basalte porphyrique

Ce faciès se situe à la base et dans la partie médiane des coulées. L'observation microscopique montre des phénocristaux d'olivine et de plagioclase baignant dans un moule de microlites de plagioclase. La mésostase est moins abondante. La texture est intergranulaire porphyrique (Planche IX, photo a et b).

- *L'olivine* est automorphe à subautomorphe, soulignant des phénocristaux, rassemblés en plusieurs individus. Elle peut, également, être incluse dans des phénocristaux de plagioclase (Planche IX, photo c). Elle est, fréquemment, altérée en produits de pseudomorphose, composés d'iddingsite ou d'oxydes rouges.

- *Le plagioclase* est automorphe et montre deux formes :

microlites jointifs où des cristaux de clinopyroxène et de la mésostase colmatent les espaces. Les macles sont polysynthétique et la teneur en anorthite est An_{46-54} ;

grandes plages fraîches, incluant des petits cristaux d'olivine, à zonation fréquente et à macle Carlsbad-polysynthétique. La teneur est An_{40-44} (Planche IX, photo a).

- *Le clinopyroxène* est xénomorphe et cristallise en reliques dispersées. Il est, altéré en calcite et épidote.

- *La mésostase* est parfois totalement transformée en calcite.

- *Les oxydes ferrotitanés* peuvent être inclus dans les cristaux d'olivine ou dans les espaces interstitiels.

L'ordre de cristallisation des phases minérales est :

olivine et plagioclase microlitique → clinopyroxène et phénocristaux de plagioclase → oxydes ferrotitanés.

II-2-3. Basalte vacuolaire

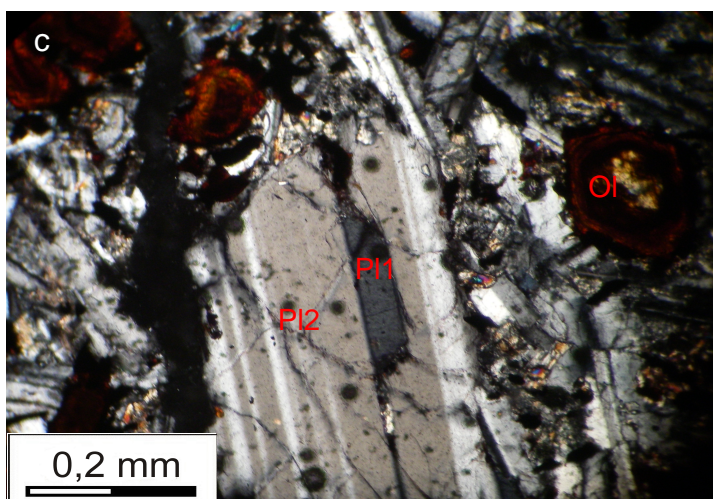
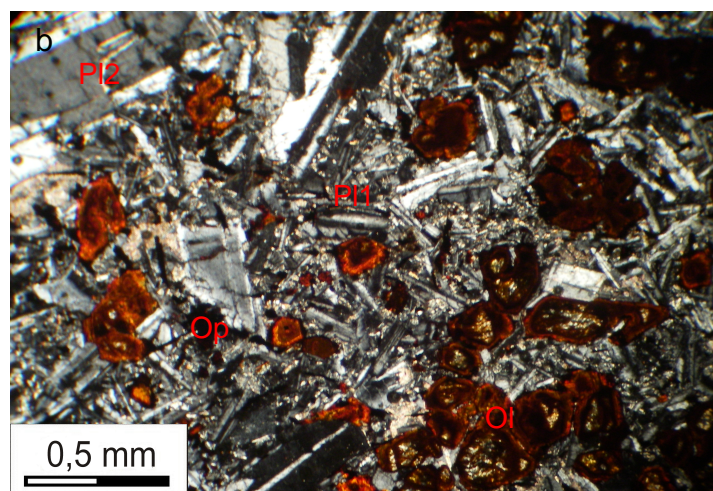
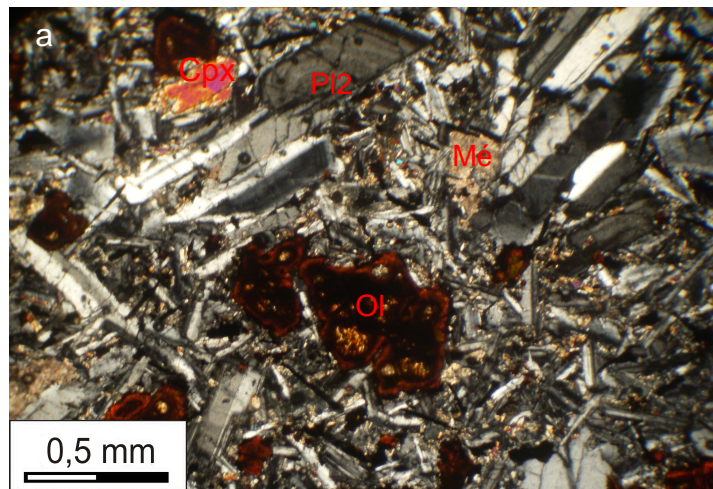
Le basalte vacuolaire domine la partie sommitale des entablements basaltiques. La roche est, souvent, scoriacée et bulleuse. La paragenèse minéralogique, est semblable à celle du faciès porphyrique de l'horizon B1.

Planche IX

Photo a : Texture porphyrique dans un basalte des entablements de l'horizon B2 d'Ozoud. Les grandes plages de plagioclase (PI2) sont plus abondantes. Elles sont zonées et ont de teneur en anorthite, relativement, faible par rapport au plagioclase microlitique (PI1). La mésostase (Mé) est, fréquemment, transformée en calcite. Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène.

Photo b : Texture porphyrique dans un basalte des coulées d'Aït Attab (horizon B2). L'olivine (Ol) est rassemblée en plusieurs individus. Pl : plagioclase ; Op : oxyde ferrotitané.

Photo c : Grand cristal du plagioclase (PI2) incluant un microlite de plagioclase (PI1). Ol : olivine.



III. Géochimie des phases magmatiques

Les analyses chimiques des minéraux magmatiques ont été réalisées à la microsonde électronique CAMECA SX100 de l'université de Montpellier. Les résultats des analyses sont mentionnés en annexes (1-15).

III-1. Roches intrusives

L'olivine : l'olivine est observée au niveau des roches de l'intrusion d'Idemrane et d'Atab, du sill d'Aït Boumaali et au niveau du dyke d'Aït Ouchen. Elle montre une composition chimique variant depuis Fo₆₀ jusqu'au Fo₄₅. Les teneurs des olivines des troctolites ne figurent pas dans les échantillons analysés, leur composition peuvent atteindre Fo₈₀ selon Zayane et al., 2002. Les teneurs en NiO (<0,2%) et en CaO (<0,3%) sont faibles et les rapports XMg (Mg/Mg+Fe) varie de 0,594 à 0,454.

Le plagioclase : la composition des plagioclases des roches varie depuis An₇₆ jusqu'au An₄₄ (Fig. 16). Cette variation est autant observée au sein de la même roche. Selon leur composition chimique, deux familles de plagioclase, celle riche en anorthite (An₆₈₋₇₆) située entre le pôle bytownite et labrador et celle de composition intermédiaire (An₄₄₋₅₄), située entre Andésine et Labrador.

Dans les rares cristaux zonés de plagioclase observés dans les roches de l'intrusion d'Idemrane, une zonation normale est aperçue. Avec diminution des teneurs en anorthite du cœur (An₆₅ Ab₃₄) au bord des cristaux (An₄₉ Ab₅₁) (Fig. 17).

La teneur en anorthite décroît régulièrement dans les monzo-gabbro du sill d'Idemrane, où la composition de plagioclases ne dépasse pas An₅₆.

Le clinopyroxène : la composition des clinopyroxènes se place dans le domaine de l'augite, à la limite du diopside, selon la classification de Morimoto et al., (1988) (Fig. 18). Les proportions en wollastonite sont plus ou moins constantes. Elles sont généralement comprises entre Wo₃₉ et Wo₄₆, dont la moyenne la plus faible est celle enregistrée au niveau des monzo-gabbros du sill d'Idemran (Wo₄₀) (Fig. 18).). Les clinopyroxènes des gabbros à olivine de l'intrusion d'Idemrane et du sill d'Aït Boumaali sont les plus calciques (respectivement Ca=0,838-0,913 et Ca=0,833-0,846).

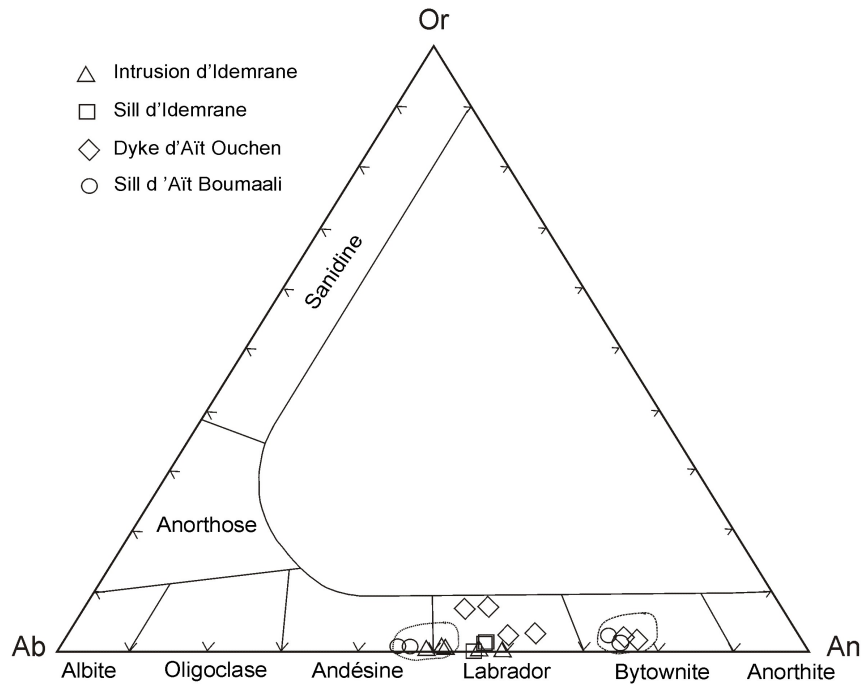


Fig. 16 – Evolution des plagioclases des différents faciès de roches intrusives dans le diagramme Or-An-Ab. (Nomenclature d'après Deer et al., 1963).

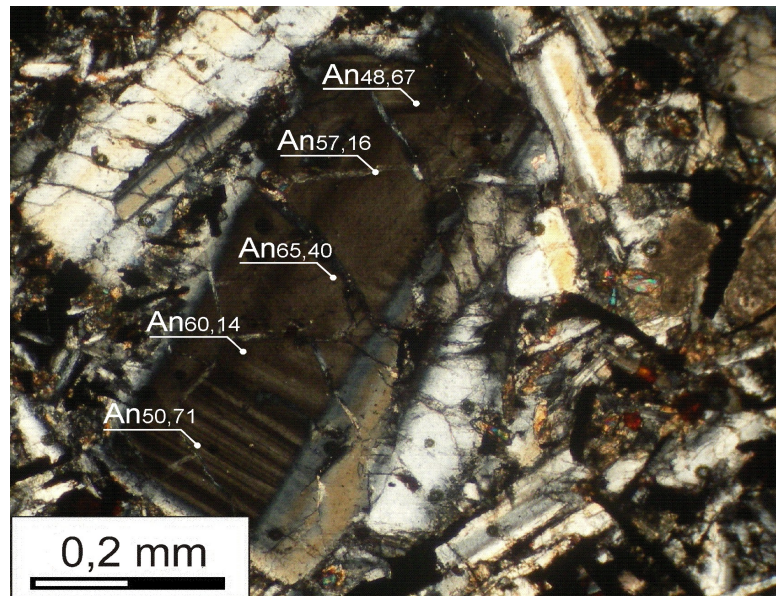


Fig. 17 – Cristal de plagioclase zoné dans le gabbro à olivine de l'intrusion d'Idemrane.

D'après les formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes, l'ensemble des clinopyroxènes montrent des teneurs cationiques de l'ordre de 0,030–0,137 en Al^{IV} , absence d' Al^{VI} (sauf celui des gabbros à olivine du sill d'Aït Boumaali : Al^{VI} 0,023-0,086 et des monzo-gabbros du sill d'Idemrane : Al^{VI} 0,032-0,084) et 0,015–0,050 en Ti (les teneurs les plus élevées en Ti sont marquées au niveau des roches monzo-gabbroïques du sill d'Idemrane). Ils sont dépourvus du potassium. Le rapport XMg décroît progressivement depuis les gabbros à olivine jusqu'aux monzo-gabbros, cela est accompagné par une augmentation en Na et Ti. Une décroissance en Mg et Ca est observé au sein du même cristal : la quantité de Mg et Ca diminue depuis le cœur du cristal vers la périphérie, avec un accroissement relatif en pourcentage du Ti et Na, en relation avec l'évolution du bain silicaté (cf. chapitre 5).

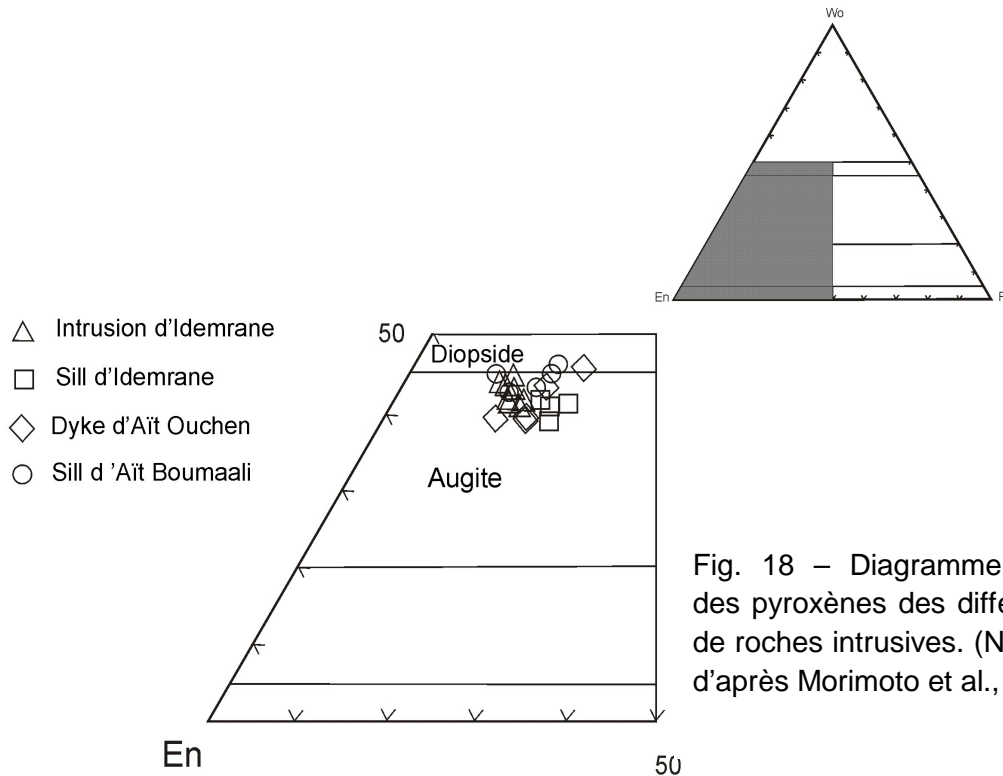


Fig. 18 – Diagramme triangulaire des pyroxènes des différents faciès de roches intrusives. (Nomenclature d'après Morimoto et al., 1988).

Les oxydes ferro-titanés : sont l'ilménite et la titano-magnétite. L'ilménite a une composition comprise $Ilm_{89,63}Hém_{10,37}$ et $Ilm_{97,04}Hém_{2,96}$, alors que celle des titano-magnétites varie de $Mt_{66,33}Usp_{33,67}$ à $Mt_{82,72}Usp_{17,28}$. La titano-magnétite a une teneur relativement faible en Cr ($\leq 4\%$). La teneur en TiO_2 et en Al de l'ilménite diminue depuis les gabbros à olivine jusqu'aux monzo-gabbros. Les teneurs en Mg des titano-magnétites accroissent dans les

monzo-gabbros, parallèlement aux teneurs en Mn. Alors que celles des ilménites des gabbros à olivine sont relativement variables.

III-2. Basaltes

L'olivine : l'olivine est abondante dans toutes les roches des laves basaltiques. Elle montre une teneur relativement commune en Mg (MgO=23-24%). Sa composition varie de Fo₅₀ à Fo₅₄.

Le plagioclase : les plagioclases des basaltes sont représentés par deux familles : des microlites (Pl1) qui forment la partie la plus abondante, ont une composition variant entre labrador-bitownite (An₆₈) et labrador (An₆₁) ; des grandes plages (Pl2), moins nombreuses et partiellement zonées (basaltes de l'horizon B2), montrent une teneur en anorthite évolue entre An₄₈ et An₅₂ (Fig. 19).

La quantité des plagioclases de la deuxième famille se développe relativement dans les basaltes de l'horizon B2. La teneur en anorthite des plagioclases de ce faciès est également réduite (An₅₂₋₅₇).

Le clinopyroxène : les clinopyroxènes des basaltes montrent une composition, relativement variable, se plaçant, dans le diagramme des pyroxènes (Morimoto et al., 1988), à la limite entre les deux domaines d'augite (clinopyroxènes de basaltes de l'horizon B1) et du diopside (clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B2) (Fig. 20).

Clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B1 : s'agissent d'une augite avec des proportions en wollastonite comprises entre Wo₃₉ et Wo₄₄. Les augites des basaltes de Naour sont, statiquement, plus enrichies en wollastonite (Wo_{38,77-39,90}En_{43,63-44,68}Fs_{16,47-16,55}), que celles des basaltes de Jbel Sgat (Wo_{42,63-43,98}En_{39,84-43,42}Fs_{13,94-16,18}). Ils ont des teneurs généralement plus faible en Ti (~0,015-0,017) et en Ca (~0,799-0,835). Tandis que le rapport XMg est plus élevé (XMg=0,78-0,81).

Clinopyroxènes des basaltes de l'horizon B2 : sont plus enrichis en wollastonite (Wo_{45,41-46,35}En_{36,11-38,95}Fs_{14,13-17,69}). Les teneurs en Ti et Ca sont plus élevées (respectivement 0,021-0,029 et 0,864-0,894), par contre le rapport XMg est plus bas (XMg=0,73-0,77).

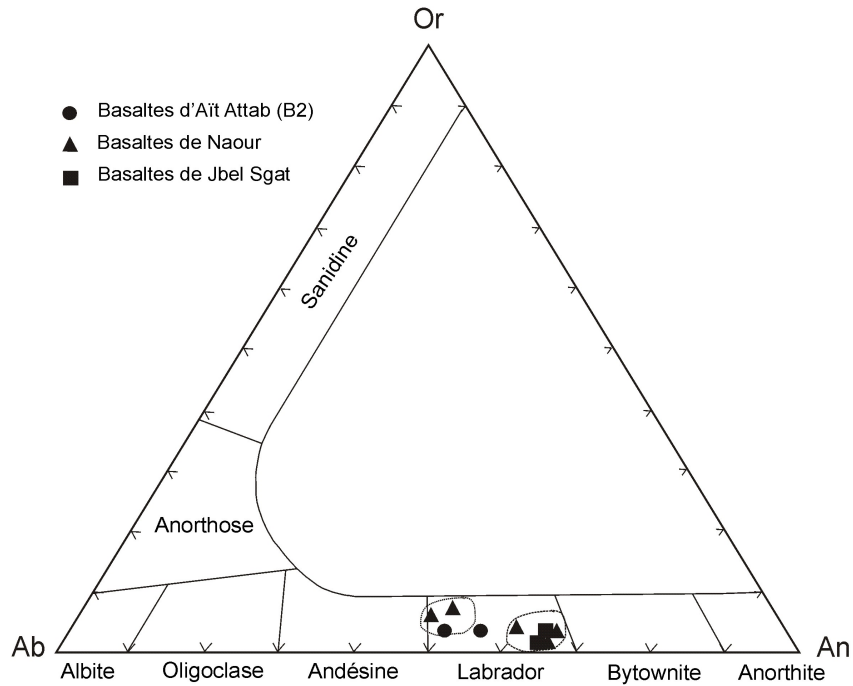


Fig. 19 – Evolution des plagioclases des basaltes dans le diagramme Or-An-Ab. (Nomenclature d'après Deer et al., 1963)

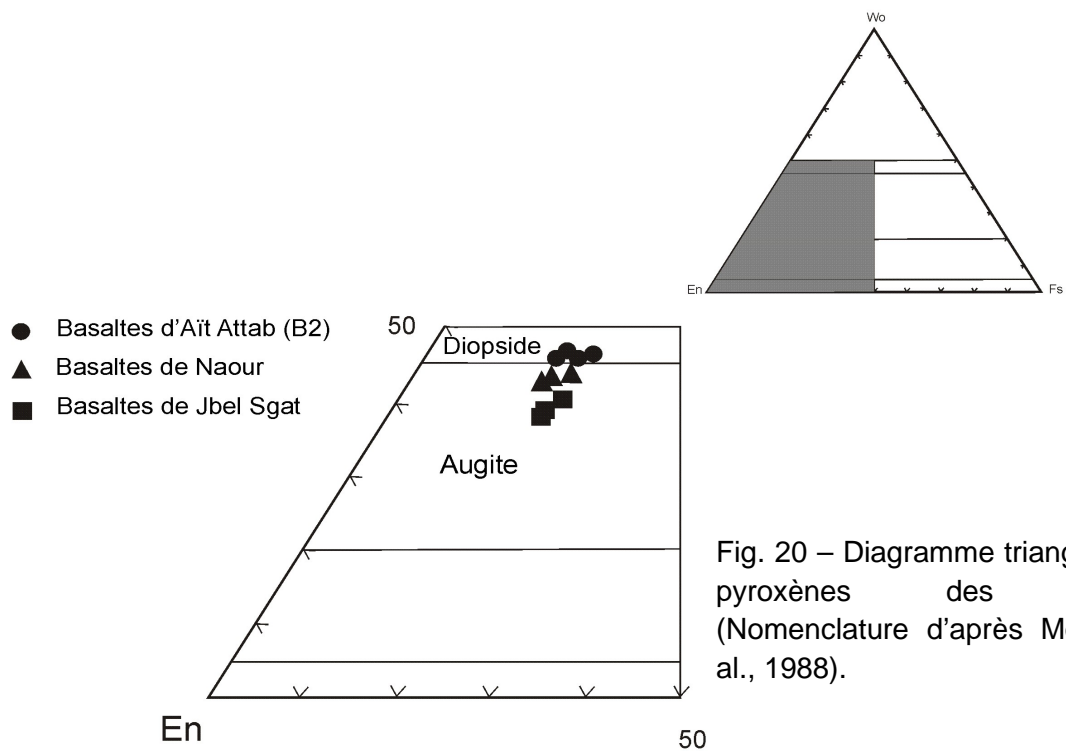


Fig. 20 – Diagramme triangulaire des pyroxènes des basaltes. (Nomenclature d'après Morimoto et al., 1988).

Les oxydes ferro-titanés : les oxydes opaques sont l'ilménite et la titano-magnétite. La composition de la titano-magnétite est $Mt_{82,84}Usp_{17,16}$ et celle de l'ilménite est $Ilm_{97,28}Hem_{2,72}$.

Gabbro à Olivine (Intrusion d'Idemrane)	15-20% Ol ($Fo_{52-59}Fa_{40-45}$); 50-56% Plg Pl1 ($An_{58-65}Ab_{34-41}$), Pl2 ($An_{48-56}Ab_{43-51}Or_{0-1}$); 25-30% Cpx ($Wo_{40-44}En_{43-45}Fs_{11-15}$); 3-4% Tmt ($Mt_{66}Usp_{34}$), Ilm ($Ilm_{95-97}Hem_{3-4}$).
Dolérite à olivine (Dyke d'Aït Ouchen-Tagleft)	14-16% Ol ($Fo_{47-51}Fa_{47-49}Te_{2-3}$); 50-56% Plg Pl1 ($An_{61-77}Ab_{22-34}Or_{1-4}$), Pl2 ($An_{53-58}Ab_{38-39}Or_{4-8}$); 28-30% Cpx ($Wo_{39-46}En_{34-48}Fs_{13-20}$); 4-5% Tmt ($Mt_{73}Usp_{27}$), Ilm.
Dolérite à olivine (Sill d'Aït Boumaali)	20-22% Ol ($Fo_{46-51}Fa_{49-54}Te_{0-2}$); 48-50% Plg Pl1 ($An_{74-76}Ab_{23-24}Or_{1-2}$), Pl2 ($An_{45-46}Ab_{52-54}Or_{1-2}$); 26-30% Cpx ($Wo_{42-46}En_{37-45}Fs_{11-16}$); 3-4% Tmt ($Mt_{82-83}Usp_{17-18}$), Ilm.
Monzo-gabbro (Sill d'Idemrane)	52-56% Plg ($An_{55-57}Ab_{42-44}Or_{0-1}$); 30-32% Cpx ($Wo_{39-42}En_{39-42}Fs_{17-20}$); 4-6% Fdk; 2-4 Amp; 3-5% Tmt ($Mt_{76}Usp_{24}$), Ilm ($Ilm_{90-95}Hem_{5-10}$).
Basalte à olivine (Naour, B1)	Ol ($Fo_{50-55}Fa_{45-48}Te_{0-1}$); Plg Pl1 ($An_{62-68}Ab_{29-35}Or_{2-4}$), Pl2 ($An_{48-50}Ab_{43-46}Or_{6-7}$); Cpx ($Wo_{43-44}En_{40-43}Fs_{14-16}$); Tmt ($Mt_{83}Usp_{17}$), Ilm ($Ilm_{97}Hem_3$).
Basalte à olivine (Aït Attab, B2)	Ol; Plg ($An_{52-57}Ab_{40-45}Or_{0-1}$); Cpx ($Wo_{45-46}En_{36-40}Fs_{11-16}$); Tmt, Ilm

Tab.1 – Tableau sommaire de la minéralogie des différentes roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal. Amp : amphibole ; Fdk : feldspath ; Cpx : clinopyroxène ; Ilm : ilménite ; Ol : olivine ; Plg : plagioclase ; Tmt : titano-magnétite.

IV. Conclusion

A la lumière de cette étude pétrographique et minéralogique, nous en ressortons que les roches magmatiques du Haut Atlas de Béni-Mellal caractérisées par une série essentiellement basique, présentent, en commun, plusieurs caractères texturaux, minéralogiques et pétrographiques. Ceci soutient l'ascendance incontestable de ces manifestations à un magma parrain mise en place lors du même événement.

Les roches intrusives montrent des faciès basiques à intermédiaires avec une minéralogie, plus ou moins, similaire. La diversité texturale est soulignée par des structures de cumulats, marquant les ensembles basiques, plus ou moins, lités, et des textures doléritiques intersertales à ophitiques qui caractérisent les roches magmatiques de sub-surface (dykes et sills).

Au sein des intrusions, le passage entre les différents faciès se traduit par un changement graduel en teneur d'olivine en allant depuis le faciès des troctolites jusqu'au faciès des gabbros. Ce changement s'accompagne par une évolution graduelle décroissante de point de vue teneur en anorthite des plagioclases. Les teneurs passent de An_{76} au niveau des dolérites à olivine du sill d'Aït Boumaali et des troctolites de l'intrusion d'Atab, à des teneurs An_{30} au niveau des venues tardives monzodioritiques de l'intrusion d'Idemrane. L'évolution des teneurs de plagioclase est marquée, également, au sein du même faciès, avec la cristallisation d'une deuxième génération (P2) de plagioclase dont les teneurs en anorthite, sont plus basses.

Le processus magmatique qui peut expliquer cette évolution pétrographique, est celui de la cristallisation fractionnée. Les roches étudiées forment ainsi, une série de différenciation minéralogique, se matérialisant par la cristallisation d'olivine et de plagioclase précoce et basique, et la richesse progressive en plagioclase moins calcique. Cette hypothèse est corroborée par la diminution progressive du rapport Mg des phases, notamment du clinopyroxène, et de la teneur en Ca.

La présence des ferromagnésiens hydratés (biotite et amphibole) illustre la richesse relative de ce magma en eau.

La cristallisation des différentes phases minérales de ces roches s'est établie selon un ordre précis : les oxydes de spinelle sont les premières phases à cristalliser, ils sont suivis d'olivine et de plagioclase, relativement, riche en anorthite. Le clinopyroxène cristallise généralement dans les espaces laissés par les minéraux précoces. Il est accompagné des plages de plagioclase de la deuxième génération. A la fin, apparaissent la biotite, l'amphibole et les oxydes ferro-titanés interstitiels.

Les poches et filonnets irréguliers de composition syénitique, observés au sein des faciès de gabbro à olivine des intrusions, évoquent vraisemblablement des figures d'immiscibilité.

Les roches des coulées basaltiques présentent généralement une minéralogie constante au niveau des différents entablements des deux horizons (B1 et B2). Pourtant, les basaltes de l'horizon B2 sont soulignés par une abondance en plagioclases porphyriques zonés, à teneur intermédiaire en anorthite et une diminution en proportion d'olivine. Toutefois, c'est au niveau de la minéralogie des clinopyroxènes que la dissemblance apparaît : les teneurs en Ca et Ti accroissent au niveau des basaltes de B2, alors que celles de Mg diminuent.

Chapitre V

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Chapitre V

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Introduction

Les caractéristiques géochimiques des roches magmatiques, sont de bonnes indications de leur affinité, de leur évolution ainsi que leurs sites géodynamiques de mise en place.

L'étude géochimique des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal est réalisée en se basant sur l'abondance et la distribution de quelques éléments majeurs et traces (SiO_2 , Na_2O , K_2O , MgO , TiO_2 , Nb, Zr, Ta, Y, REE...). Nous tenterons dans cette partie de ressortir les différents caractères géochimiques (classification, affinité et site géotectonique), en se basant sur le comportement des différents éléments et en tenant compte, avec précaution, de l'instabilité de certains éléments durant les phénomènes de l'altération subis par les roches.

Pour cela une vingtaine d'échantillons de roches des différents entablements basaltiques (horizon B1 et B2) et une trentaine de roches des différents corps intrusifs, ont été analysées. Les analyses de roches totales ont été effectuées par la méthode de fluorescence X pour les éléments majeurs et par la méthode d'émission ICP-AES pour les éléments traces et les terres rares. Les analyses admises sont celles dont la perte au feu est inférieure à 5% (Annexe 16-21).

I. Nomenclature et composition chimique

Les roches volcaniques et intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal, correspondent chimiquement à des roches basaltiques ($44,25\% \leq \text{SiO}_2 \leq 51,88\%$). La composition normative de ces roches montre une faible teneur en néphéline normative (< 8%).

I-1. Composition chimique

Les roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal montrent, approximativement, les mêmes champs d'évolutions des éléments majeurs et traces. Les rapports X_{mg} ($=100 \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]$) sont compris entre 47-60 pour les basaltes et 48-68 pour les roches

intrusives. Ces valeurs témoignent du caractère non primaire de ces roches qui ont subi un processus de différenciation. Les variations des teneurs peuvent être résumées comme suit :

- Les teneurs en SiO_2 des basaltes sont situées entre 45,18% et 51,01%, avec un léger enrichissement au sein des roches basaltiques de l'horizon B2 (basaltes d'Ozoud et d'Aït Attab (B2)). Au niveau des roches intrusives ces teneurs sont comprises entre 44,25% (troctolites) et 51,88% (filon monzo-dioritique) ;

- Les teneurs en TiO_2 varient entre 0,92% et 1,89%. Les fortes valeurs sont observées au niveau des basaltes et des roches du sill d'Idemrane ;

- Les teneurs en Al_2O_3 pour les basaltes et les roches intrusives sont respectivement, de l'ordre de 10,16% -18,26% et de 14,04 -16,44% ;

- Les teneurs en FeO total varient entre 9,60% et 12,98% pour les basaltes et entre 8,03% et 14,82% pour les roches intrusives ;

- Les concentrations en MgO sont élevées au niveau des troctolites, atteignant les 18,82% (richesse en olivine). Dans les roches basaltiques, elles sont comprises entre 5,64% et 9,97% ;

- Les teneurs en CaO sont comprises entre 5,35% et 7,18% pour les basaltes et 5,04% et 7,72% (richesse en plagioclases) dans les roches intrusives ;

- Les teneurs en Na_2O varient entre 2,02% (troctolites) et 5,02% (filon monzo-dioritique). Il montre également des concentrations, relativement hausses au niveau des roches du sill d'Idemran (monzo-gabbro) ;

- Le K_2O présentent des teneurs variant entre 0,35% et 1,87% ;

- Le MnO et Le P_2O_5 ont des teneurs relativement constantes dans l'ensemble des roches magmatiques de la zone d'étude. Les valeurs se répartissent entre 0,11% -0,28% pour le MnO et entre 0,18% - 0,56% pour le P_2O_5 .

- Les teneurs en Ni et Cr atteignent respectivement 307 ppm (richesse en olivine) et 205 ppm pour les roches intrusives. Elles accèdent 143 ppm et 205 ppm au niveau des basaltes ;

- La concentration en Nb présente une nette inégalité et oscille entre 10 ppm et 41 ppm ;

- Les teneurs en Sr atteignent 486 ppm en raison d'accumulation des plagioclases ;

- Les teneurs en Zr varient entre 79 ppm et 174 ppm au niveau des roches intrusives et entre 108 ppm et 203 ppm au niveau des basaltes.

I-2. Nomenclature

Les roches magmatiques ont été classées en se servant de quelques diagrammes de classification basés sur l'alcalinité des roches. En effet, nous avons utilisé le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Lebas et al., 1986) pour les roches des laves basaltiques et le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994) pour les roches intrusives. Chaque diagramme présente une ligne séparant le domaine des roches alcalines et celui des roches subalcalines (Irvine and Baragar, 1971).

La majorité des roches magmatiques étudiées montrent un caractère, moyennement, alcalin : $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2,50\%$ à 6% pour les roches intrusives et $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 3,5\%$ à 6% pour les basaltes.

I-2-1. Nomenclature des roches intrusives

Dans le diagramme TAS (Total alkalis silica) du Middlemost (1994), les échantillons analysés occupent différents champs (Fig. 21) qui sont :

- Le champ des gabbros-péridotites pour les échantillons des troctolites de la masse intrusive d'Atab ($\text{SiO}_2 < 45\%$)
- Le champ des gabbros pour la majorité des roches basiques (masses intrusives d'Atab, d'Idemrane et d'Ichichi, Sill d'Atab et d'Aït Boumaali et essaim de dykes de Tagleft) ;
- Le champ des monzo-gabbros pour les échantillons du sill d'idemrane ;
- Le champ des monzo-diorites pour l'échantillon du filon monzo-dioritique, qui intrude la masse intrusive d'Idemrane.

La majorité des échantillons évoluent le long la ligne séparant le domaine alcalin et le domaine subalcalin.

I-2-2. Nomenclature des basaltes

Les basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal se situent à la limite entre les champs des basaltes et des trachy-basaltes, selon la classification de Lebas et al. (1986) (Fig. 22).

Dans le diagramme de Winchester et Floyd (1976) (Fig. 23) qui fait intervenir des éléments réputés immobiles vis-à-vis de l'altération et du métamorphisme (Ti et Zr), les

roches des laves basaltiques étudiées se placent clairement dans le champ des basaltes subalcalins, à l'exception de deux analyses qui se mettent dans le champ des basaltes alcalins).

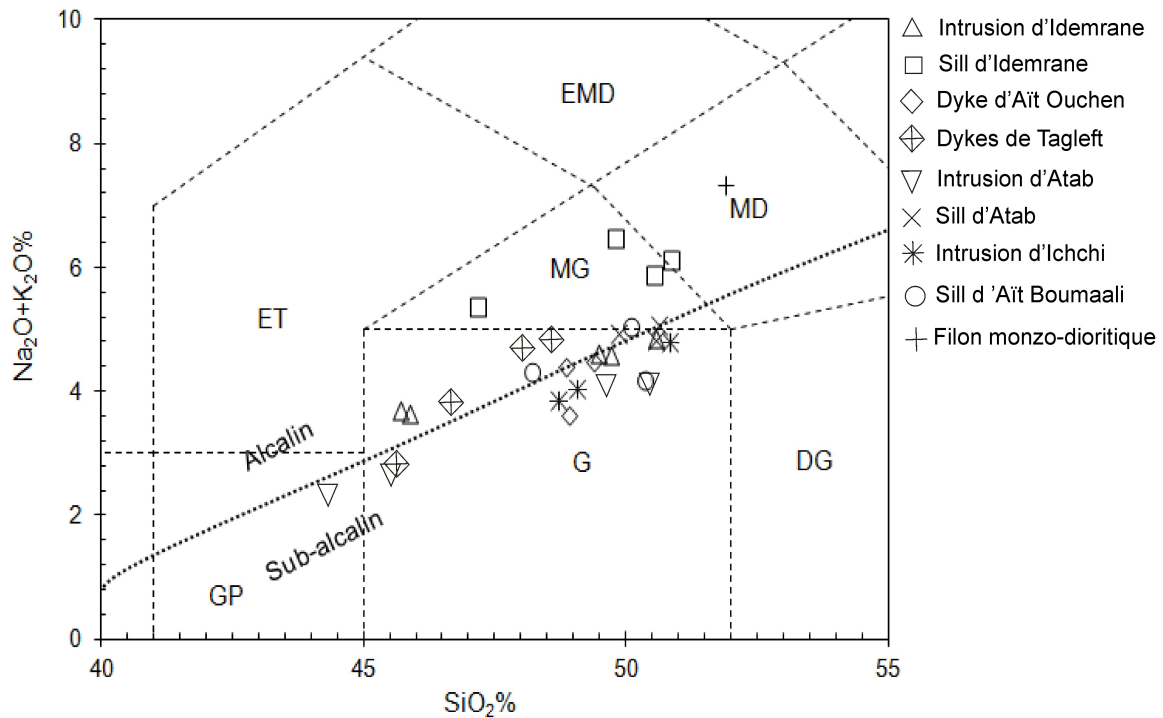


Fig. 21 – Nomenclature des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TAS ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) selon Middelmost, 1994. La ligne qui sépare le domaine alcalin et subalcalin, est selon Irvine and Baragar 1971. GP : gabbros-péridotites ; G : gabbros ; DG : diorites gabbroïques ; ET : essexites-téralites ; MG : monzo-gabbros ; MD : monzo-diorites ; EMD : essexites-monzo-diorites.

I-3. Comportement des éléments majeurs et traces

Pour l'étude du comportement des éléments majeurs et traces, nous avons adopté les diagrammes qui décrivent les variations des oxydes et éléments traces en fonction du MgO . Ces diagrammes sont considérés comme des indications de différenciation et permettent de comparer l'évolution de certains éléments majeurs et traces avec la tendance minéralogique.

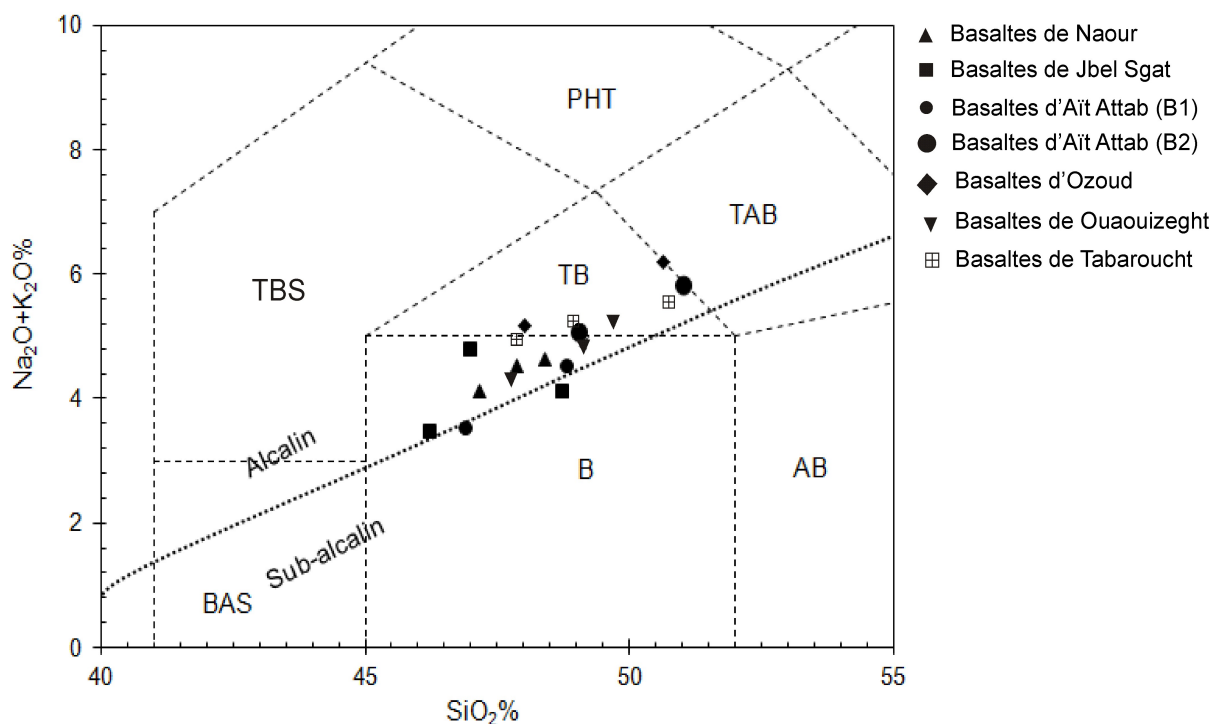


Fig. 22 – Nomenclature des roches basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TAS (SiO₂-Na₂O+K₂O) selon Lebas, 1986. La ligne qui sépare le domaine alcalin et subalcalin, est selon Irvine and Baragar (1971). BAS : basanites ; B : basaltes ; TB : trachy-basaltes ; TBS : téphrites-basanites ; AB : andésites basaltiques ; TAB : trachy-andésites basaltiques ; PHT: phonolites téphritiques.

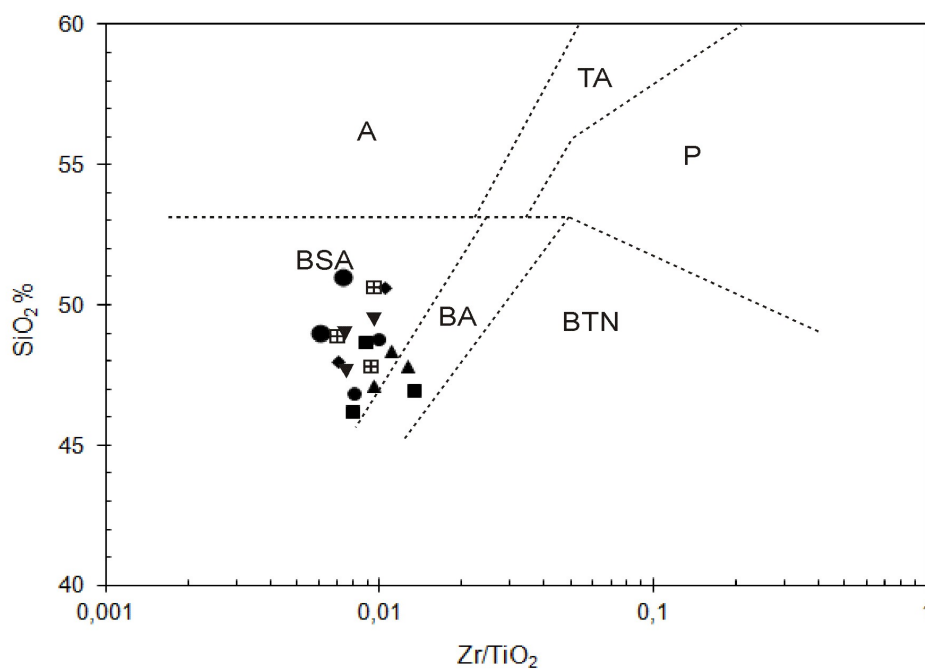


Fig. 23 – Classification des roches basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme Zr/TiO₂-SiO₂ selon Winchester et Floyd, 1976. BSA : basaltes sub-alcalin ; BA : basaltes alcalin ; BTN : basaltes-trachytes néphélinique ; P : phonolites ; TA : trachy-andésites ; A : andésites.

I-3-1. Eléments majeurs

Les diagrammes binaires montrant la variation des éléments majeurs en fonction du MgO des roches basaltiques et intrusives, indiquent que (Fig. 24 et 25) :

- Les teneurs en SiO_2 , Na_2O et K_2O montrent une corrélation négative avec celles du MgO que ce soit au niveau des basaltes ou des roches intrusives. Cela s'expliquerait par l'augmentation des proportions des plagioclases alcalins durant l'évolution ;

- FeO total, CaO et MnO présentent une corrélation positive avec MgO. Le comportement de ces oxydes renseigne sur le fractionnement des minéraux ferromagnésiens dont ils rentrent dans leurs réseaux cristallins (olivine et clinopyroxène) ;

- Al_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 ont généralement des corrélations négatives avec MgO. Ceci s'explique par une augmentation des pourcentages des oxydes ferro-titanés et minéraux alumineux dans les faciès plus ou moins évolués, à savoir les monzo-gabbros et les monzo-diorites.

I-3-2. Eléments traces

Les teneurs des éléments de transition Ni, Cr et Co s'étendent sur une gamme semblable et montrent une forte corrélation positive avec MgO. Ces éléments rejoignent, classiquement, la tendance des oxydes ferromagnésiens et participent à la formation des minéraux d'olivine et de clinopyroxène.

Les éléments incompatibles (Ba, Rb, Sr, Ce et Zr) sont corrélés négativement avec MgO, malgré leur dispersion au niveau des roches intrusives. Ceci serait dû à la richesse progressive en plagioclases sodiques et potassiques et en Ilménite (Fig. 26 et 27).

II. Affinité magmatique et variations des éléments traces

II-1. Affinité magmatique des roches magmatiques

Les roches magmatiques basiques de l'Atlas de Béni-Mellal ont des teneurs en TiO_2 , K_2O et P_2O_5 modérées, voire faibles. Beaucoup d'arguments plaident en faveur d'un caractère transitionnel de ces roches.

II-1-1. Diagrammes SiO_2 -alcalin

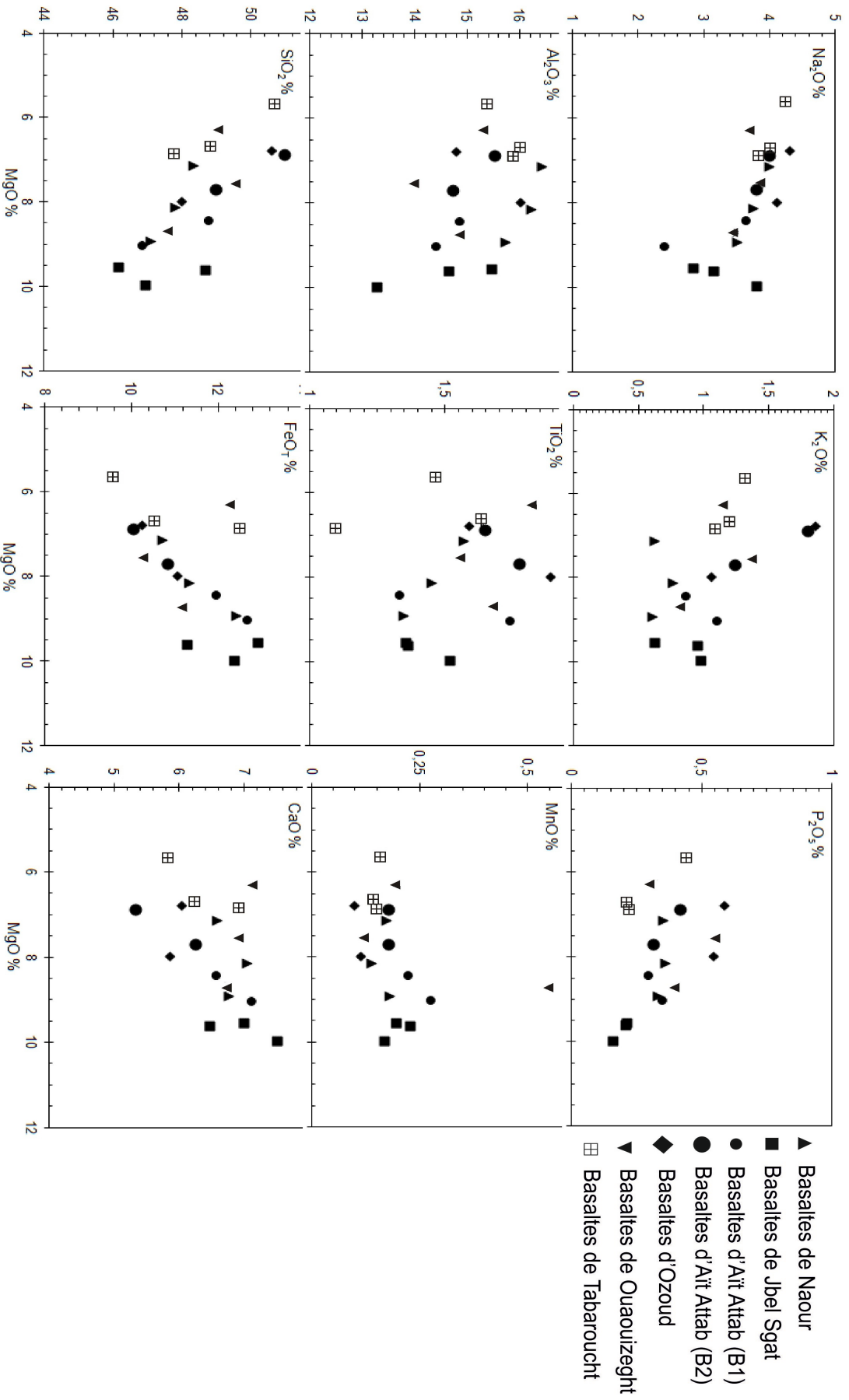
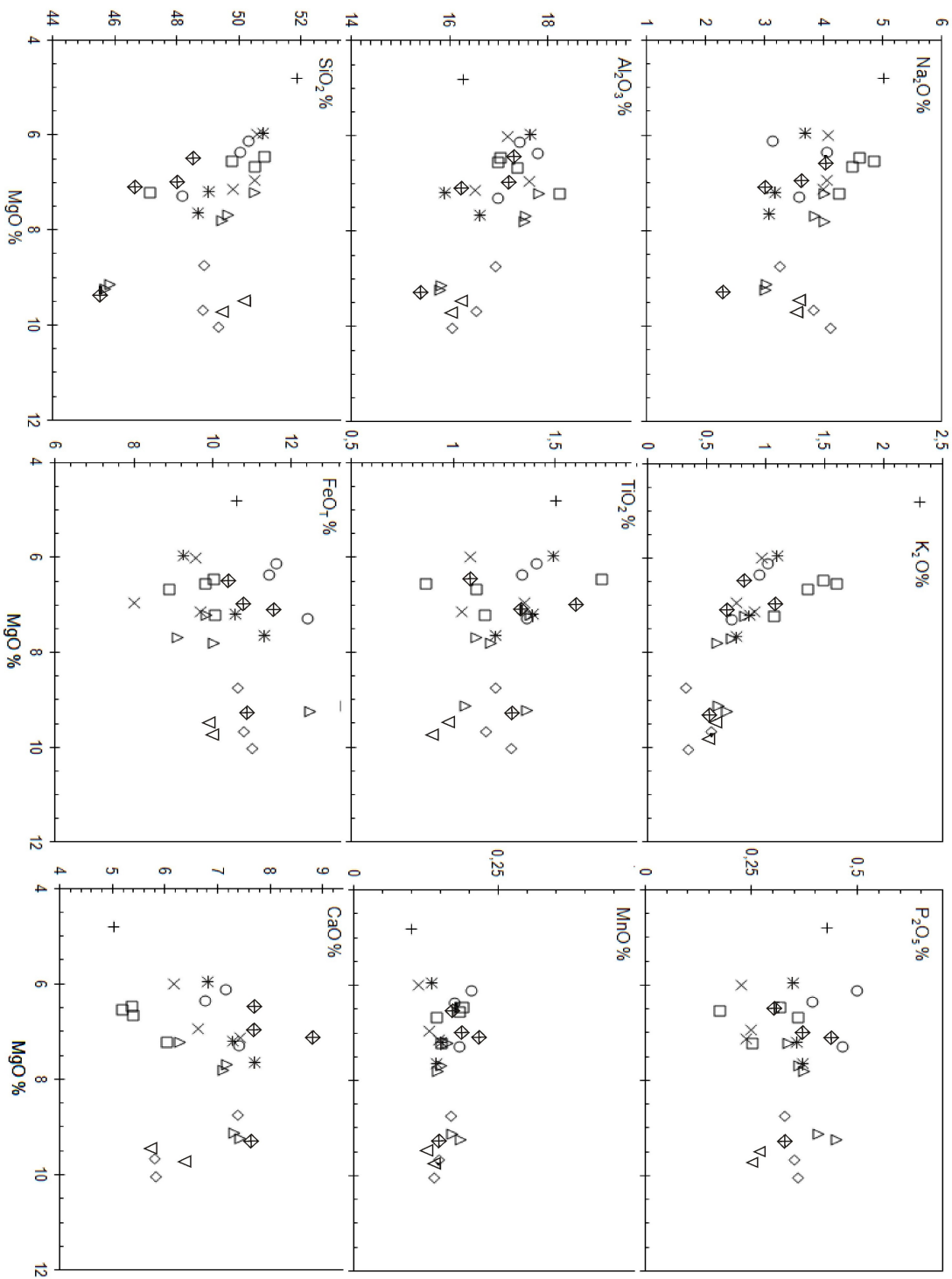


Fig. 24 – Diagrammes binaires montrant la variation des éléments majeurs (wt%) Vs MgO (wt%) des basaltes.



- △ Intrusion d'Idemrane
- Sill d'Idemrane
- ◇ Dyke d'Ait Ouchen
- ◊ Dykes de Tagleft
- ▽ Intrusion d'Atab
- × Sill d'Atab
- * Intrusion d'Ichchi
- Sill d'Ait Boumaali
- + Filon monzo-dioritique

Fig. 25 – Diagrammes binaires montrant la variation des éléments majeurs (wt%) Vs MgO (wt%) des roches intrusives.

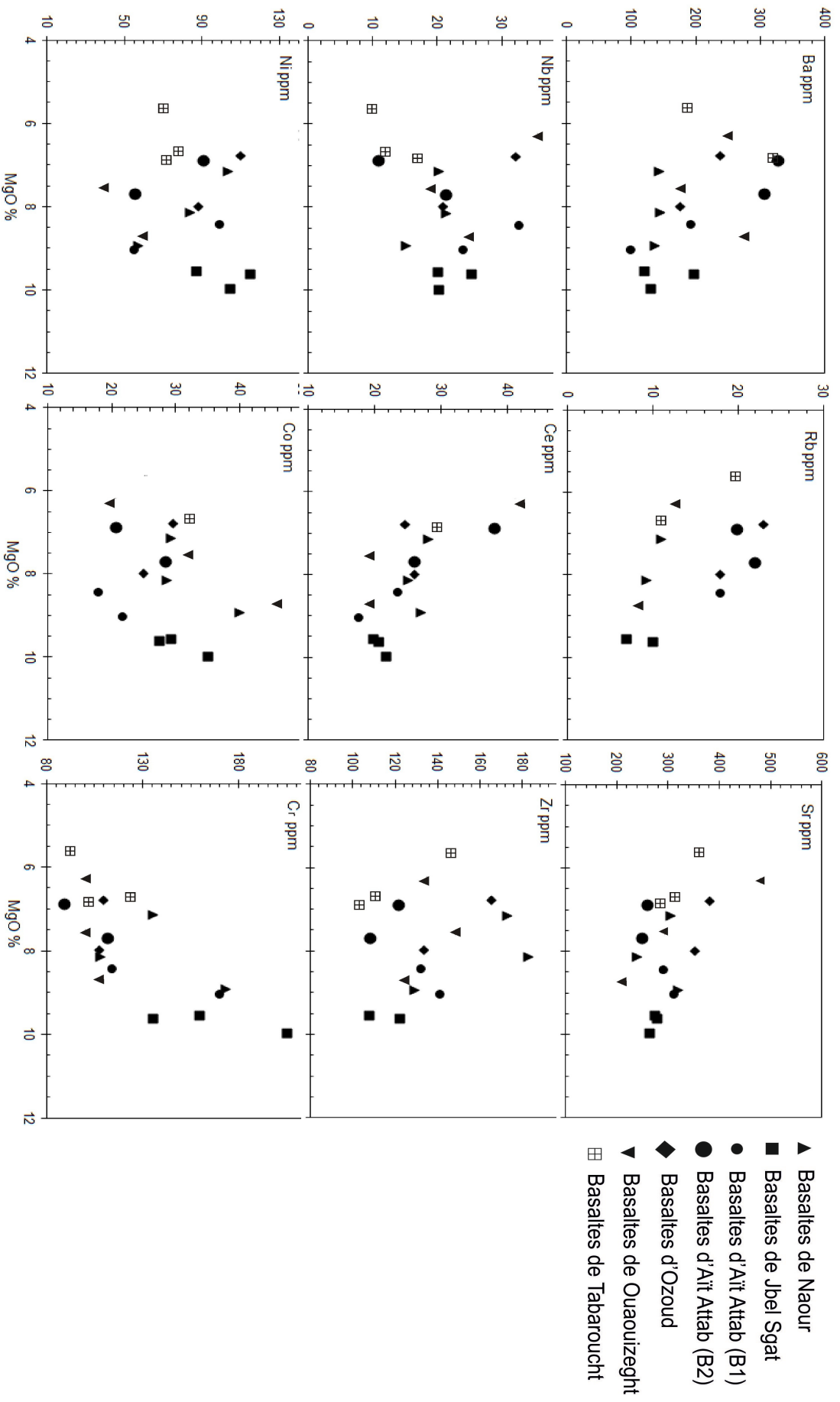


Fig. 26 – Diagrammes binaires montrant la variation des éléments traces (ppm) Vs MgO (wt%) des basaltes.

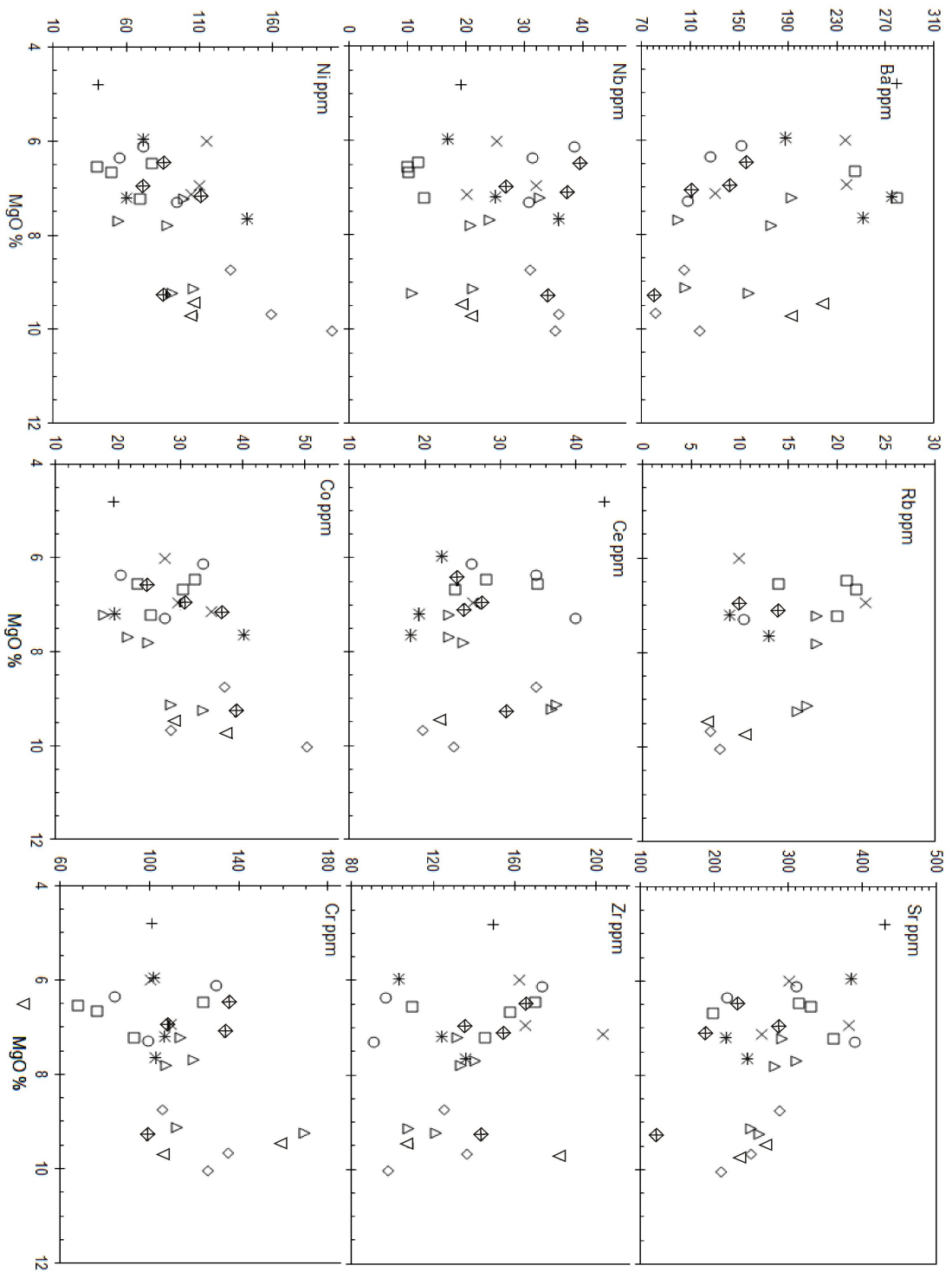


Fig. 27 – Diagrammes binaires montrant la variation des éléments traces (ppm) Vs MgO (wt%) des roches intrusives.

- △ Intrusion d'Idemrane
- Sill d'Idemrane
- ◇ Dyke d'Ait Ouchen
- ◇ Dykes de Tagleft
- ▽ Intrusion d'Atab
- × Sill d'Atab
- * Intrusion d'Ichchi
- Sill d'Ait Boumaali
- + Filon monzo-dioritique

Dans les diagrammes utilisés précédemment pour la classification des roches volcaniques et intrusives (TAS) (Fig. 21 et 22), les points représentatifs des échantillons se placent juste dans la zone de recouvrement des champs alcalin et subalcalin, le long la ligne séparant les deux domaines. Cela confirmerait l'affinité transitionnelle des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal. A cela, s'ajoute l'emplacement de la majorité des analyses des basaltes dans le domaine subalcalin, sur le diagramme de Winchester et Floyd (1976) (Fig. 23).

D'autre coté, les diagrammes de variation de K_2O et Na_2O en fonction de la SiO_2 (Middlemost, 1975), confirment ces résultats. Middlemost (1975) précise clairement que les basaltes transitionnels sont identifiables par le fait qu'ils se mettent généralement dans le champ subalcalin dans l'un de ces deux diagrammes et dans le champ alcalin dans l'autre (Fig. 28).

II-1-2. Teneurs en Nb

D'une façon générale les basaltes transitionnels sont caractérisés par de faibles teneurs en Nb. Les teneurs en Nb, des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, sont inférieures à 40 ppm (Fig. 29). Cela se traduit par des rapports élevés en K/Nb (250–600), Y/Nb (0,6–2), Zr/Nb (4–14) comme pour les basaltes transitionnels éocènes du Cameroun (Fosso et al., 2005 ; Moundi et al., 2007), ces rapports sont supérieurs à ceux des roches alcalines, éocènes de Tamazert (Bouabdli et Liotard, 1992 ; Beraaouz, 1995 ; Bouabdellah, 2010).

II-1-3. Composition des clinopyroxènes

Plusieurs travaux ont dévoilé la relation entre l'affinité et le parentage des laves basaltiques avec la composition des clinopyroxènes qu'ils contiennent (Kushiro, 1960 ; Lebas, 1962 ; Barberi et al., 1971 ; Nisbet et Pearce, 1977 ; Leterier et al., 1982).

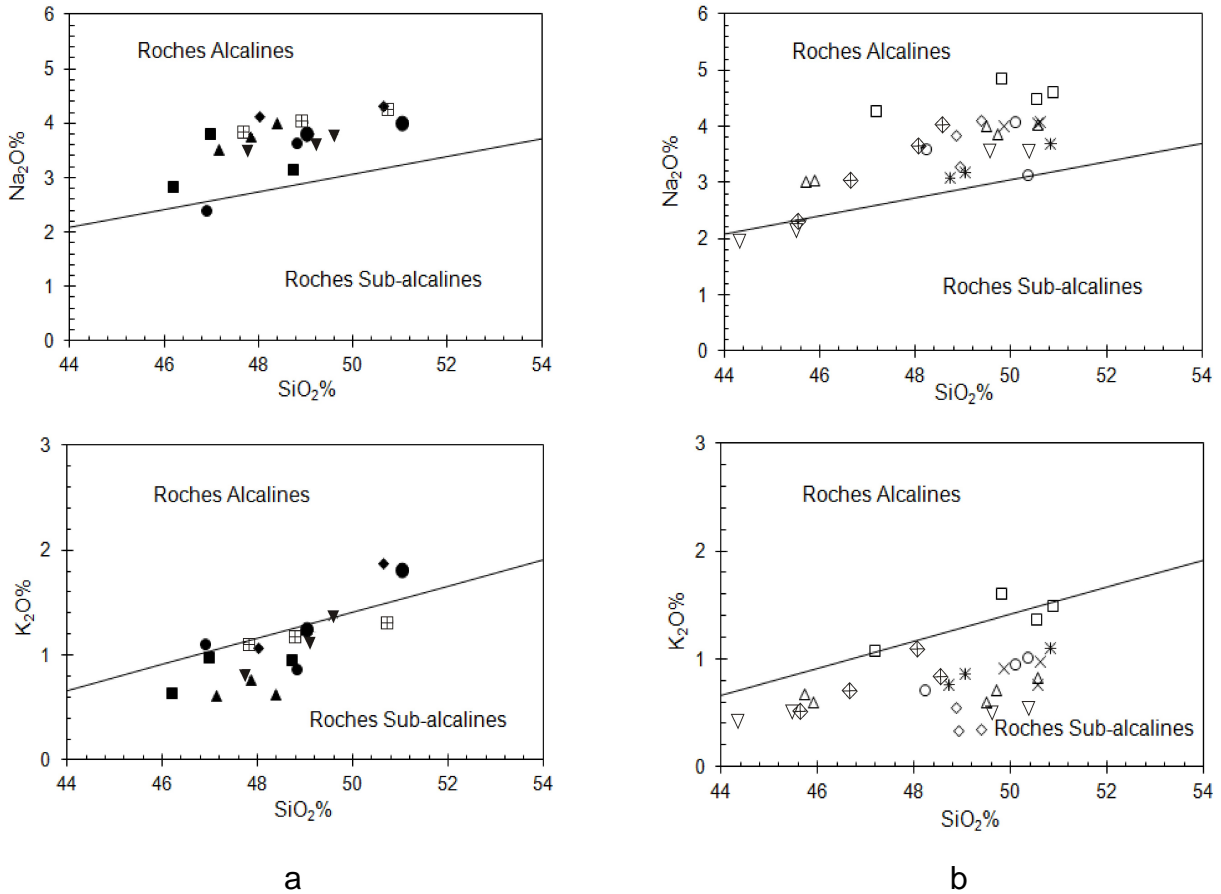


Fig. 28 – Diagrammes binaires de variation de Na₂O et K₂O en fonction de SiO₂ (Middlemost, 1975), des roches de l'Atlas du Béni-Mellal. a : basaltes ; b : roches intrusives.

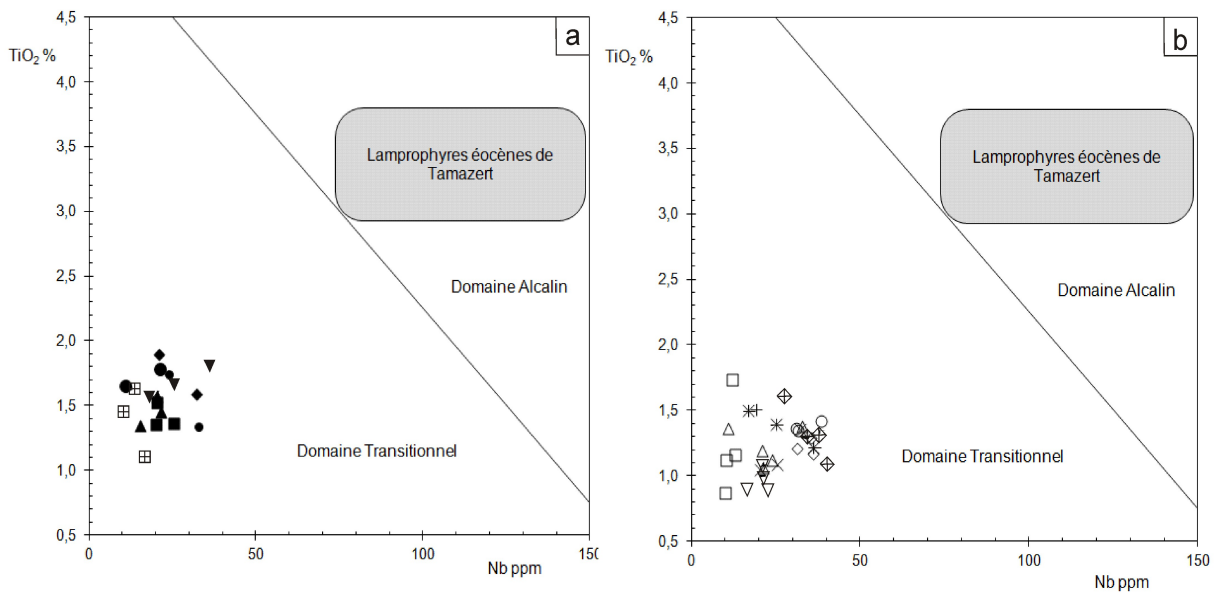


Fig. 29 – Distribution des roches basaltiques (a) et intrusives (b) transitionnelles de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme TiO₂ (wt %) versus Nb (ppm), selon Middlemost, 1975. Les données des lamprophyres éocènes sont d'après Beraaouz, 1995.

Dans le diagramme Al_z en fonction de Ti (Lebas, 1962), les points des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal se situent dans le domaine transitionnel (Fig. 30). Selon Lebas (1962), la teneur du titane des clinopyroxènes des roches du type subalcalin est, communément, inférieure ou égale à 1% ($0,20\% \leq TiO_2 \leq 1,00\%$ pour les roches intrusives ; $0,37\% \leq TiO_2 \leq 1,02\%$ pour les roches basaltiques). Quant au Al_z , il accroît généralement avec le fractionnement, dans les roches à affinité alcaline, alors qu'il diminue en cas des roches subalcalines. Dans notre cas, Al_z des roches basaltiques, présente une partielle diminution, tandis que dans le cas des roches intrusives, il baisse progressivement.

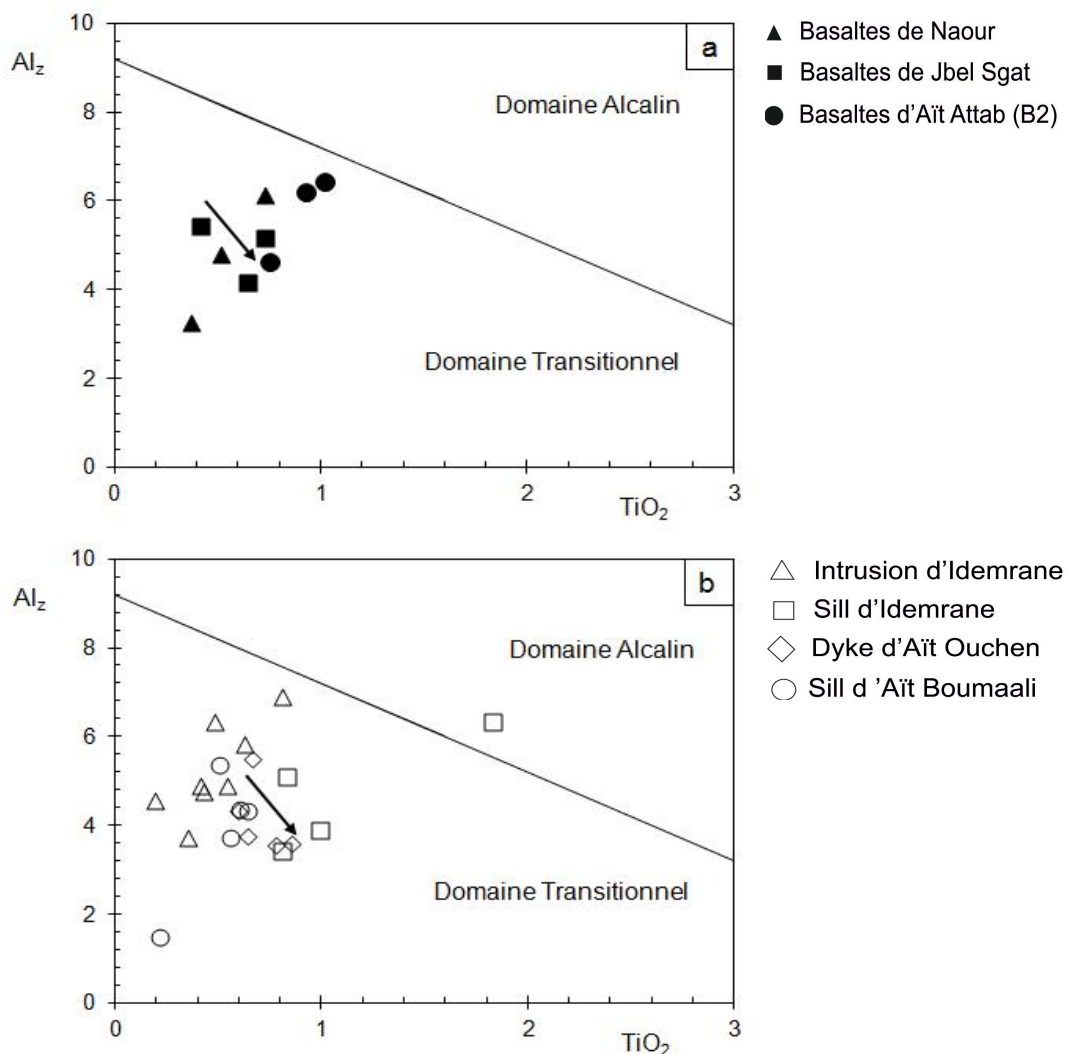


Fig. 30 – Diagramme $Al_z (=Al_{IV} \cdot 100/2)$ (a.f.u) Vs de TiO_2 % montrant la répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme selon Lebas, 1962.

Dans le digramme Al_2O_3 en fonction de SiO_2 (Nisbet et Pearce, 1977), les roches basaltiques et intrusives occupent le champ du domaine transitionnel (Fig. 31).

Les analyses des clinopyroxènes des roches basaltiques et intrusives sont, également, projetées dans le diagramme Ti en fonction de Ca+Na (Leterier et al., 1982) (Fig. 32). L'emplacement des points confirme l'appartenance des roches au domaine transitionnel.

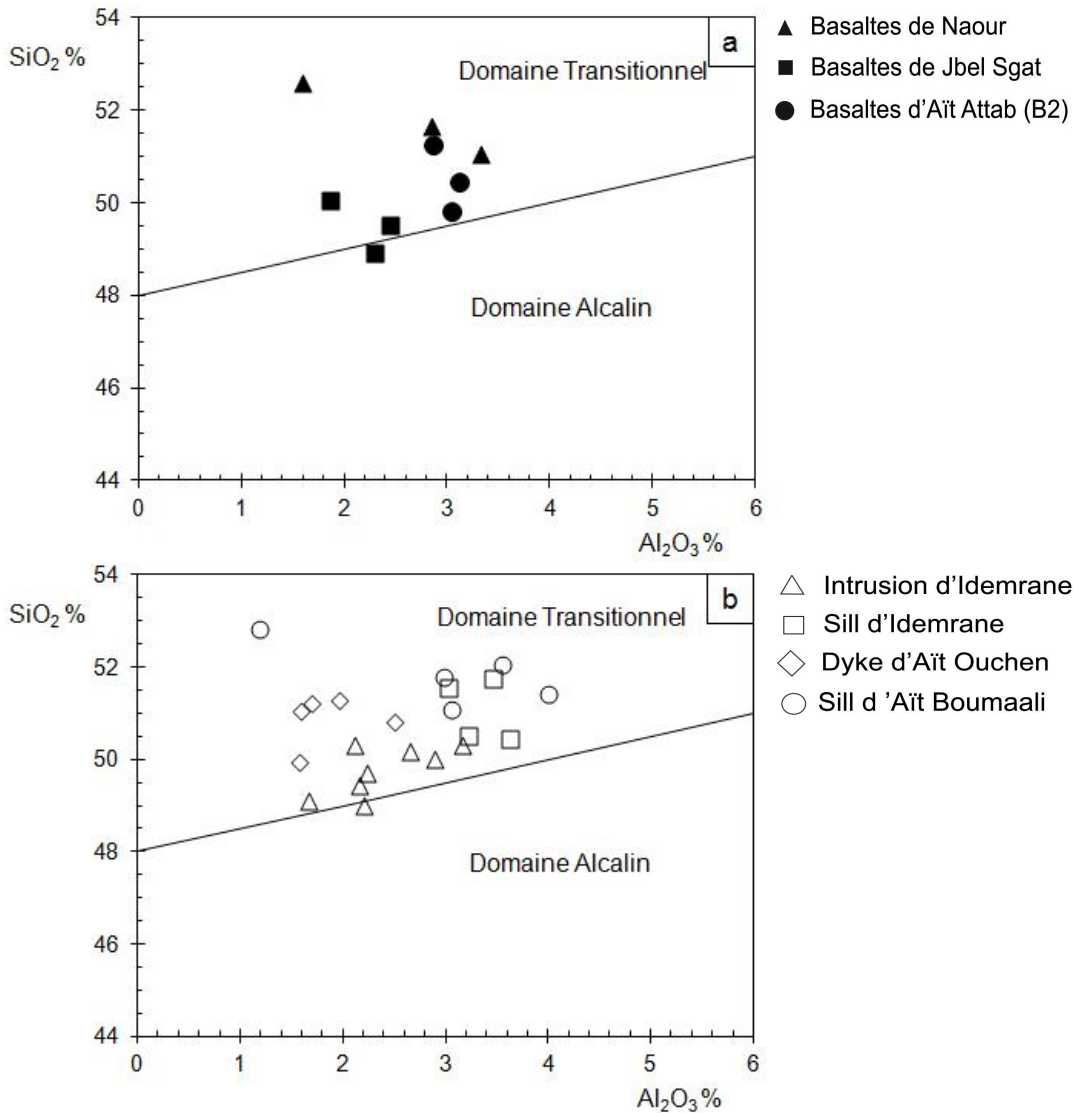


Fig. 31 – Répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal, dans le diagramme SiO_2 % Vs Al_2O_3 %, selon Nisbet et Pearce, 1977.

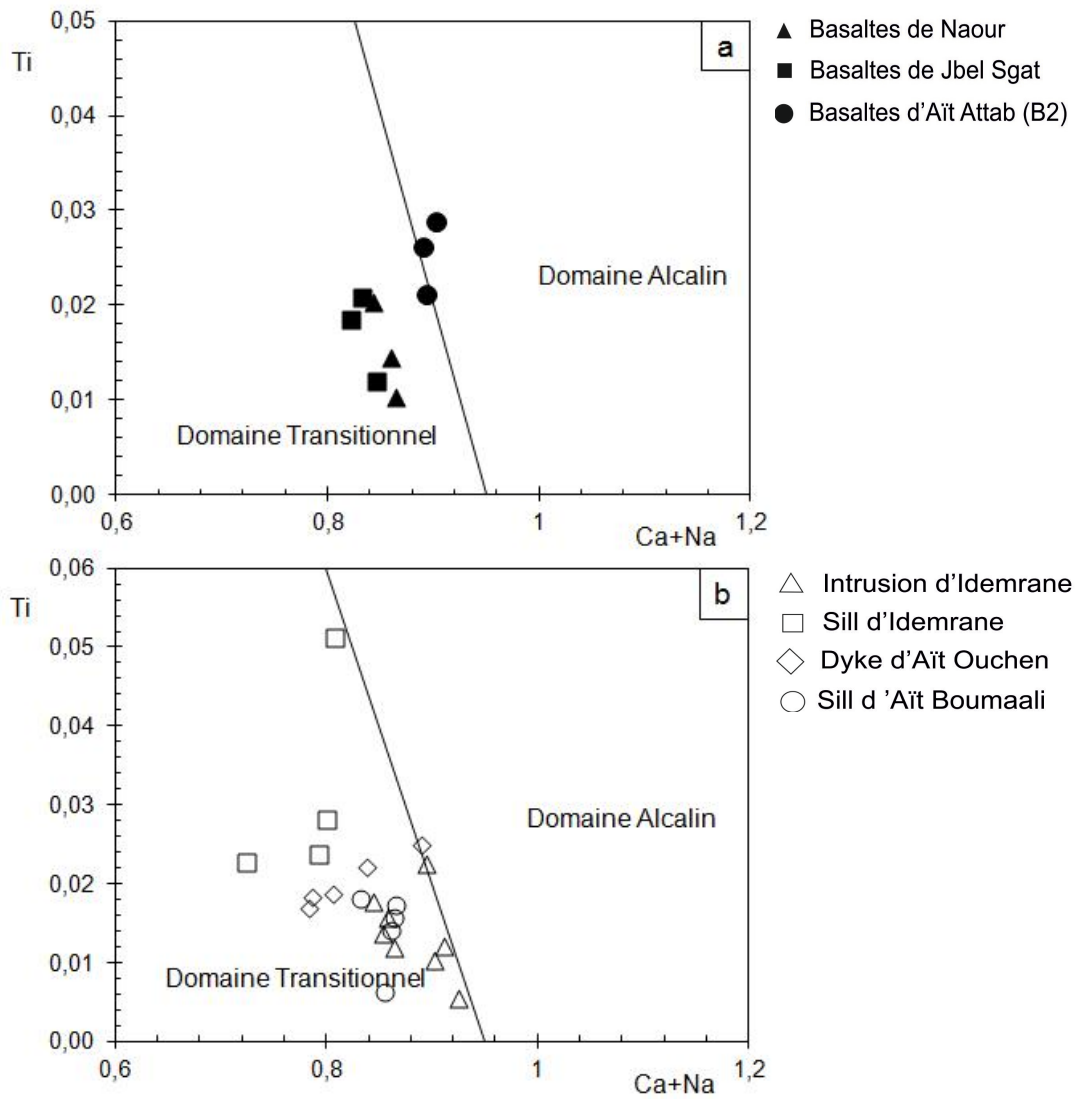


Fig. 32 – Répartition des clinopyroxènes des roches basaltiques (a) et intrusives (b) de l'Atlas de Béni-Mellal, dans le diagramme Ti (a.f.u) Vs Ca+Na (a.f.u), selon Leterier et al., 1982.

II-2. Spectres des terres rares

Les spectres des terres rares de roches magmatiques du Haut Atlas de Béni-Mellal sont présentés dans la figure 33, pour les laves basaltiques, et dans la figure 34, pour les roches intrusives. Les valeurs sont normalisées par rapport aux météorites chondritiques d'après Sun et McDonough (1989) (Annexe 22).

Les teneurs des terres rares montrent un léger enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) pour toutes les roches.

Une anomalie négative en Eu apparaît au niveau des roches relativement évoluées (monzogabbros et gabbros sans olivine). Elle témoigne d'un fractionnement des plagioclases. L'anomalie disparaît ou devient légèrement positive, pour les faciès à composition primitive (troctolites et gabbros riches en olivine).

Le parallélisme des spectres des différents faciès des roches (basaltiques et intrusifs) entre eux, témoigne du cogénéisme de la série magmatique et sa soumission aux mêmes processus d'évolution.

Les rapports LREE/HREE (terres rares légères/terres rares lourdes) sont bas et remarquablement constants pour tous les termes de roches, ce qui se traduit par une pente plus faible : avec une moyenne $(La/Yb)_N = 7,22$ et $(Ce/Yb)_N = 4,50$ pour les basaltes, et $(La/Yb)_N = 4,90$ et $(Ce/Yb)_N = 4,80$ pour les roches intrusives. Cependant, nous signalons l'accroissement de ces rapports au sein des basaltes de l'horizon B2 où ils atteignent $(La/Yb)_N = 12,00$ et $(Ce/Yb)_N = 7,00$ (Tableau 2 et 3).

Ces rapports sont du même ordre que ceux des basaltes transitionnels des rifts est africains $(La/Yb)_N = 8,70$ et $(Ce/Yb)_N = 7,3$ (Weaver et Tarney, 1981) ; ils sont nettement moins enrichis que ceux des séries alcalines $(La/Yb)_N = 25,36$ et $(Ce/Yb)_N = 17,26$ (Kay et Gast, 1973).

Basaltes	Naour		Ozoud (B2)		Aït Attab (B1)		Aït Attab (B2)		Ouaouizeght		Tabaroucht
$(La/Yb)_N$	5,56	5,33	8,06	14,22	4,45	3,13	17,55	8,08	3,83	5,16	6,06
$(Ce/Yb)_N$	4,05	3,23	4,25	8,28	2,96	2,48	5,70	5,04	2,71	6,68	4,31

Tab. 2 – Moyennes des rapports $(La/Yb)_N$ et $(Ce/Yb)_N$ (normalisés selon Sun et McDonough, 1989) des roches basaltiques.

Roches	Attab		Idemrane				Tagleft		Aït Boumaali		
Intrusives	Masse intrusive	Sill	Masse intrusive	Sill	Dykes	Sill	Dykes	Sill	Dykes	Sill	
$(La/Yb)_N$	5,16	6,09	7,01	6,24	5,54	6,85	9,93	5,11	7,35	5,68	7,83
$(Ce/Yb)_N$	4,47	4,19	5,89	3,51	3,82	5,72	6,21	2,87	4,72	5,69	5,25

Tab. 3 – Moyennes des rapports $(La/Yb)_N$ et $(Ce/Yb)_N$ (normalisés selon Sun et McDonough, 1989) des roches intrusives.

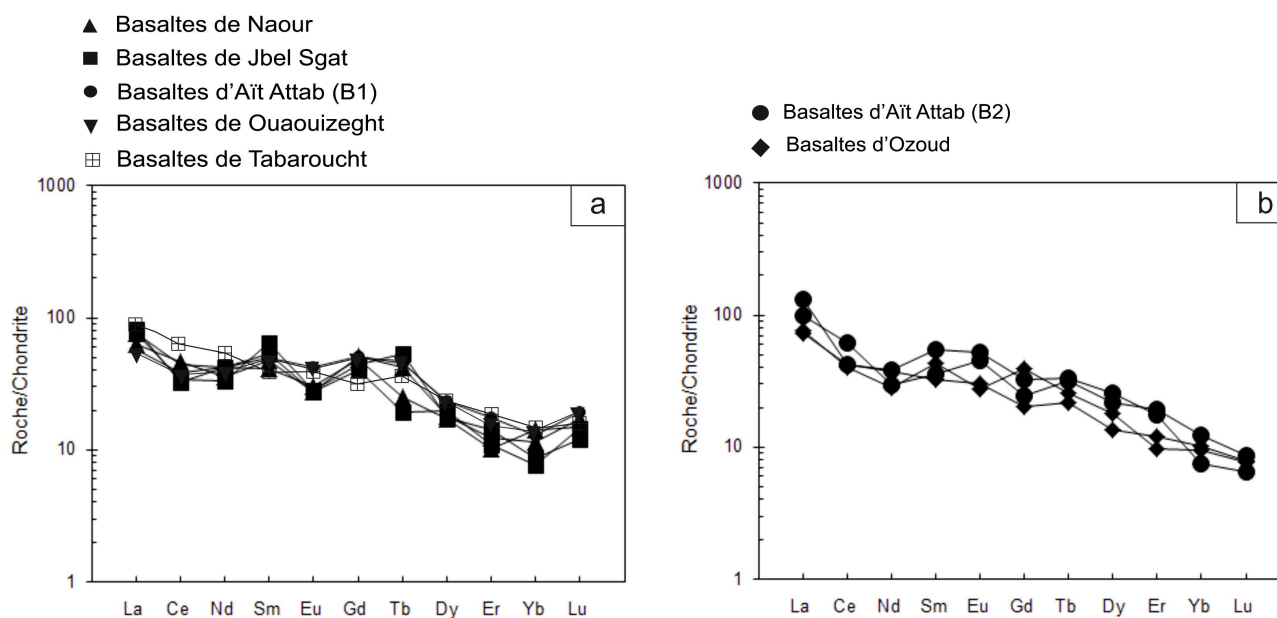


Fig. 33 – Spectres des terres rares des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a : basaltes de l'horizon B1 ; b : basaltes de l'horizon B2. Les valeurs de normalisation par rapport aux chondrites sont d'après Sun et McDonough, 1989.

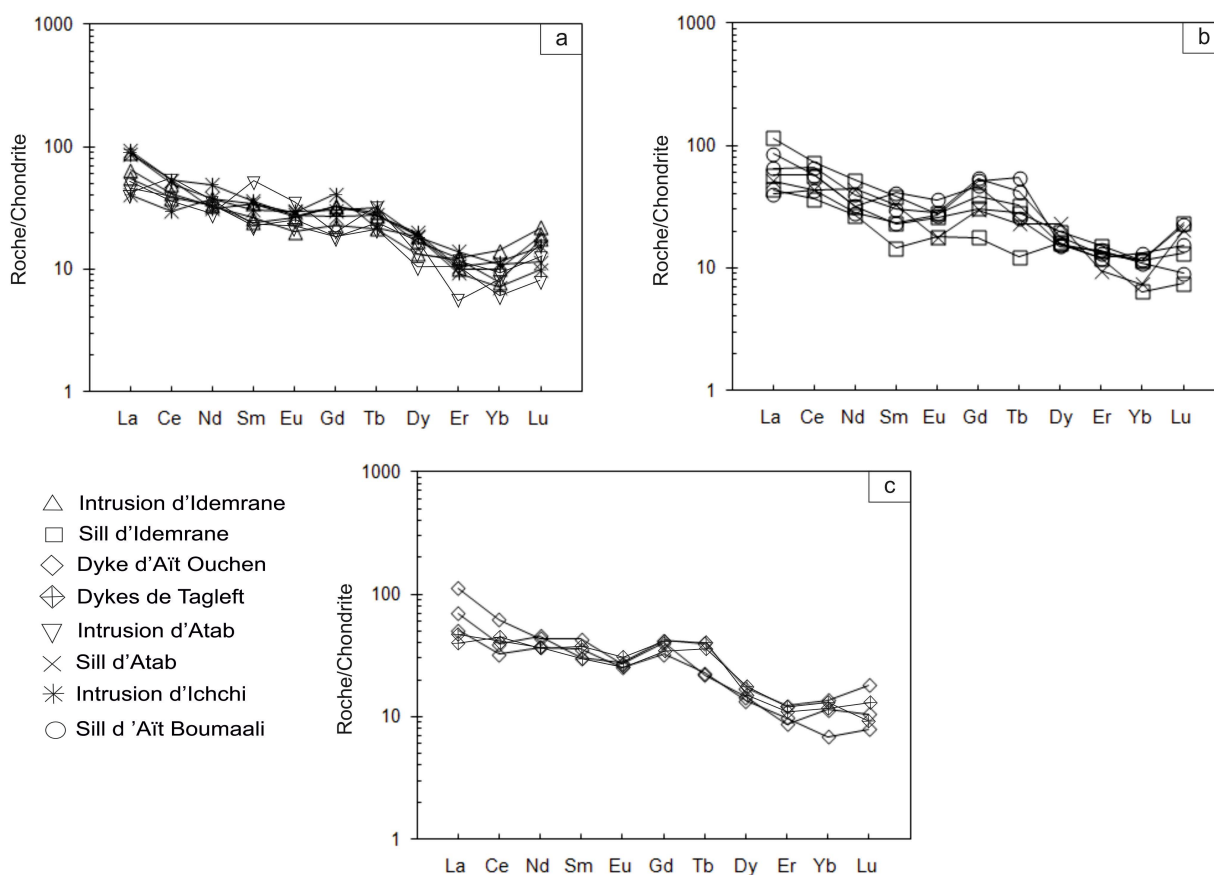


Fig. 34 – Spectres des terres rares des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal. a : masses intrusives ; b : sills ; c : dykes. Les valeurs de normalisation par rapport aux chondrites sont d'après Sun et McDonough, 1989.

II-3. Diagrammes multiéléments

Les diagrammes multiéléments normalisés offrent des informations imminentes sur l'ensemble des éléments chimiques les plus discriminants. Dans ce travail, nous nous sommes servis de l'adaptation des éléments et de leur normalisation par rapport au manteau primitif proposées par Sun et McDonough, 1989 (Annexe 22). Les éléments traces utilisés ont, tous un comportement incompatible. Le classement des éléments sur les diagrammes se fait selon un ordre croissant d'incompatibilité (Sun et McDonough, 1989).

Les spectres des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal présentent, les mêmes allures. Ils montrent, en général, un enrichissement en LILE (Large Ion Lithophile Elements :

Rb, Ba, La et Ce) et en HFSE (High Field Strength Elements : Nb, Ta, Zr, P et Ti), et un appauvrissement en Y, Yb et Lu (Fig. 35 et 36).

Pour les laves basaltiques, les spectres révèlent des allures de basaltes intraplaques, avec de légères dissimilitudes entre les basaltes de l'horizon B1 et ceux de l'horizon B2. En effet les roches basaltiques de B2 montrent des anomalies positives en Rb, K, P et Eu et négatives en Nb, par rapport à celles de B1 qui ne présentent pas d'anomalie au niveau de ces éléments, à l'exception, de celle qui apparaît pour l'échantillon du basalte de Tabaroucht et de l'enrichissement relatif au niveau de Lu (Fig. 35).

Les spectres des roches intrusives présentent des anomalies négatives en Nb au niveau des roches plus ou moins évoluées, et des anomalies négatives en Zr, dans les roches d'Aït Boumaali (Fig. 36).

Les anomalies négatives en Nb, les teneurs élevées en éléments incompatibles (Ba, Rb et K) et la pente négative entre Ti et Yb, éloignent ces roches de l'affinité alcaline et les rapprochent des tholéïtes continentales (Dupuy et Dostal, 1984 ; Bertrand et al., 1982). Toute fois, l'enrichissement en éléments incompatibles y est plus important.

Les spectres des roches étudiées sont, en gros, comparables aux suites des basaltes des îles océaniques (OIB) qui sont généralement riches en éléments incompatibles (à la différence des MORB moins enrichis), et ne se distinguent de ces derniers que par l'absence d'un enrichissement en Nb (Fig. 37). Les OIB sont reconnus par leur hétérogénéité géochimique, dû au mélange des trois pôles : HIMU (long-term high U/Pb : rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ élevé), EMI et EMII (Manteau enrichi de type 1 et 2) (Hart, 1988).

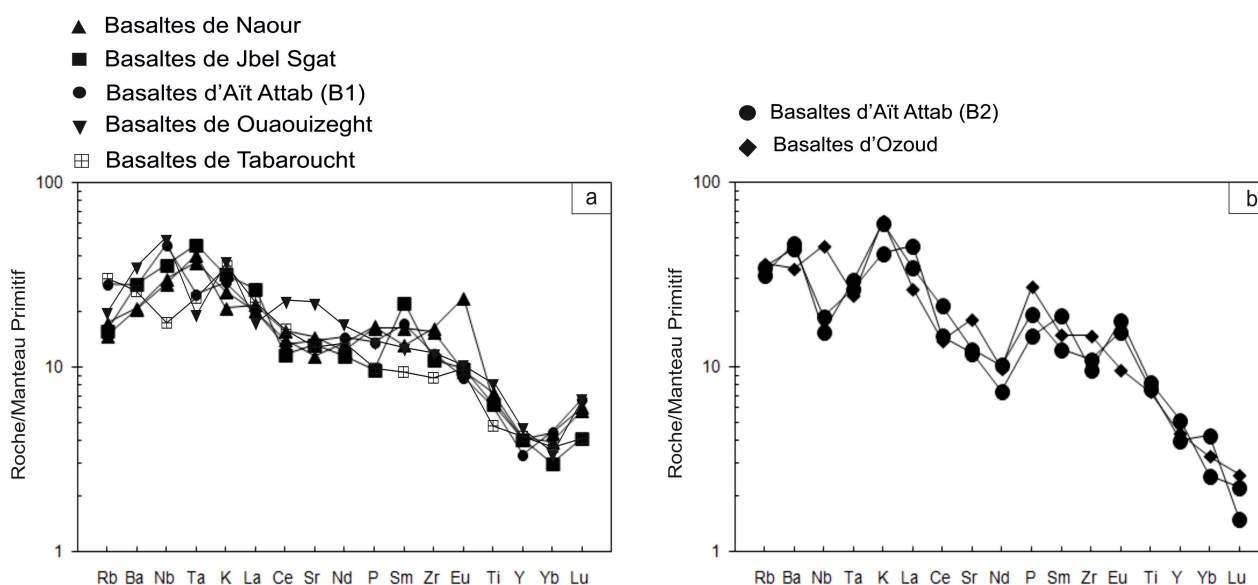


Fig. 35 – Diagrammes multiéléments des basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal. a : basaltes de l'horizon B1 ; b : basaltes de l'horizon B2. Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 1989.

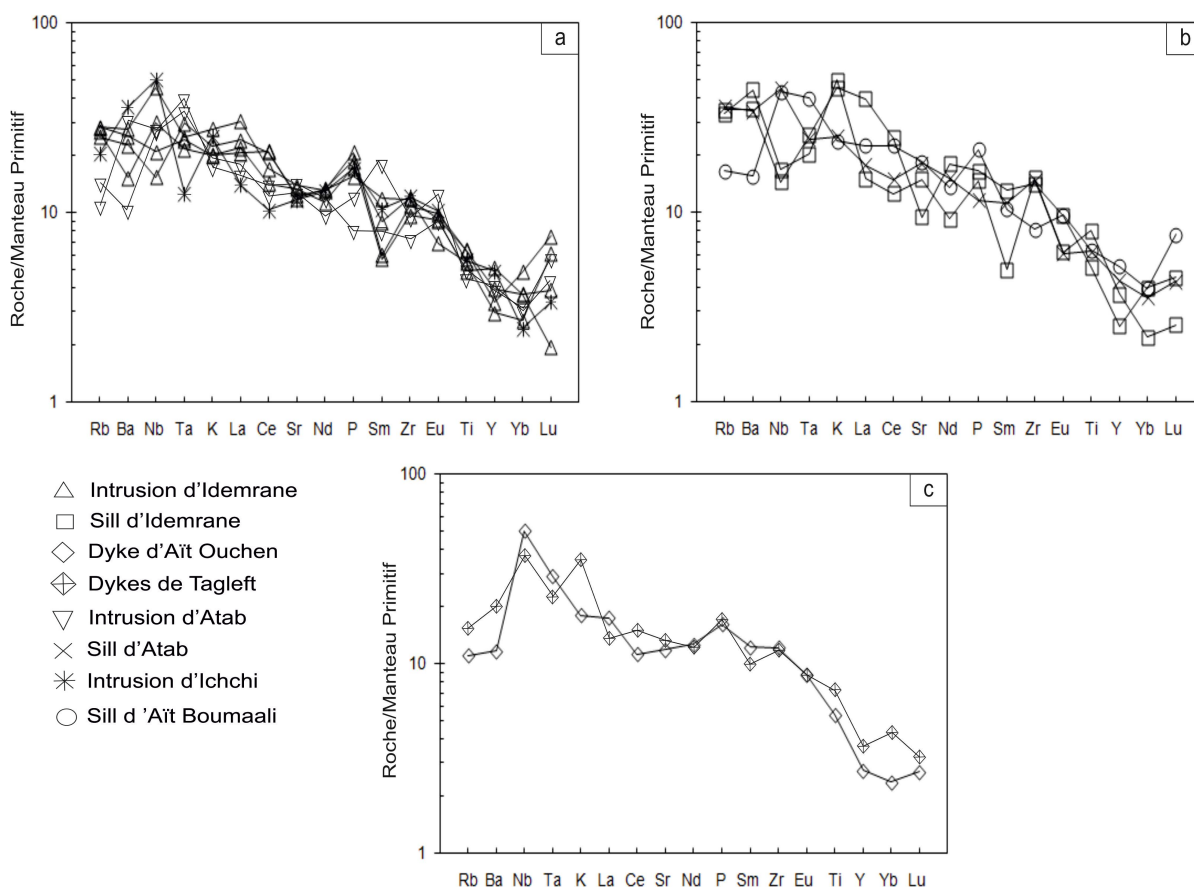


Fig. 36 – Diagrammes multiéléments des roches intrusives de l'Atlas de Béni-Mellal. a : masses intrusives ; b : sills ; c : dykes. Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 1989.

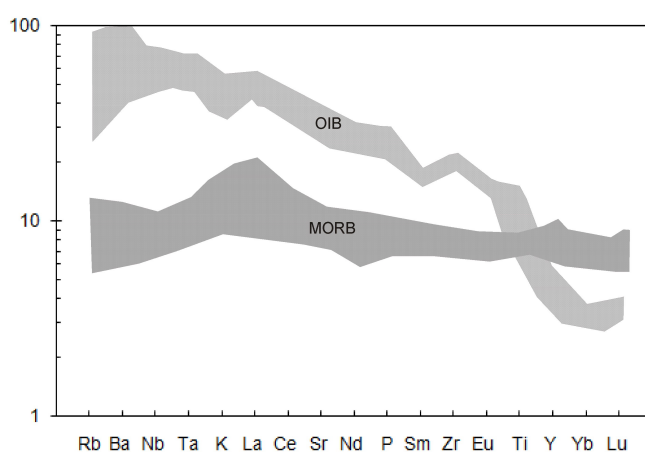


Fig. 37 – Les diagrammes multiéléments des certains basaltes des OIB et des MORB. Les données sont selon White et Hofmann, 1982 ; Palacz et Saunders, 1986 ; Sun et McDonough, 1989 ; Weaver, 1991 ; Zou et al., 2000 ; Cook et al., 2005, Les valeurs de normalisation par rapport au manteau primitif sont d'après Sun et McDonough, 1989.

	Basaltes	Intrusives	EMI	EMII	HIMU	MP
K/Nb	250 – 500	190 – 540	140 – 520	160 – 600	40 – 260	350
Zr/Nb	4 – 9	4 – 14	3 – 14	5 – 9	0,5 – 7,5	15,70
La/Nb	0,4 – 2	0,3 – 1,5	0,7 – 2	0,6 – 1,7	0,2 – 0,9	0,96

Tab. 4 – Moyennes des rapports de quelques éléments incompatibles des laves basaltiques et des roches intrusives étudiées et des sources EMI, EMII (Manteau enrichi de type 1 et 2 : enriched mantle type 1 and type 2), HIMU (long-term high U/Pb : rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ élevé) et PM (manteau primitif). Les valeurs des différentes sources du manteau sont selon Zindler et hart, 1986 et Sun et MacDonough, 1989.

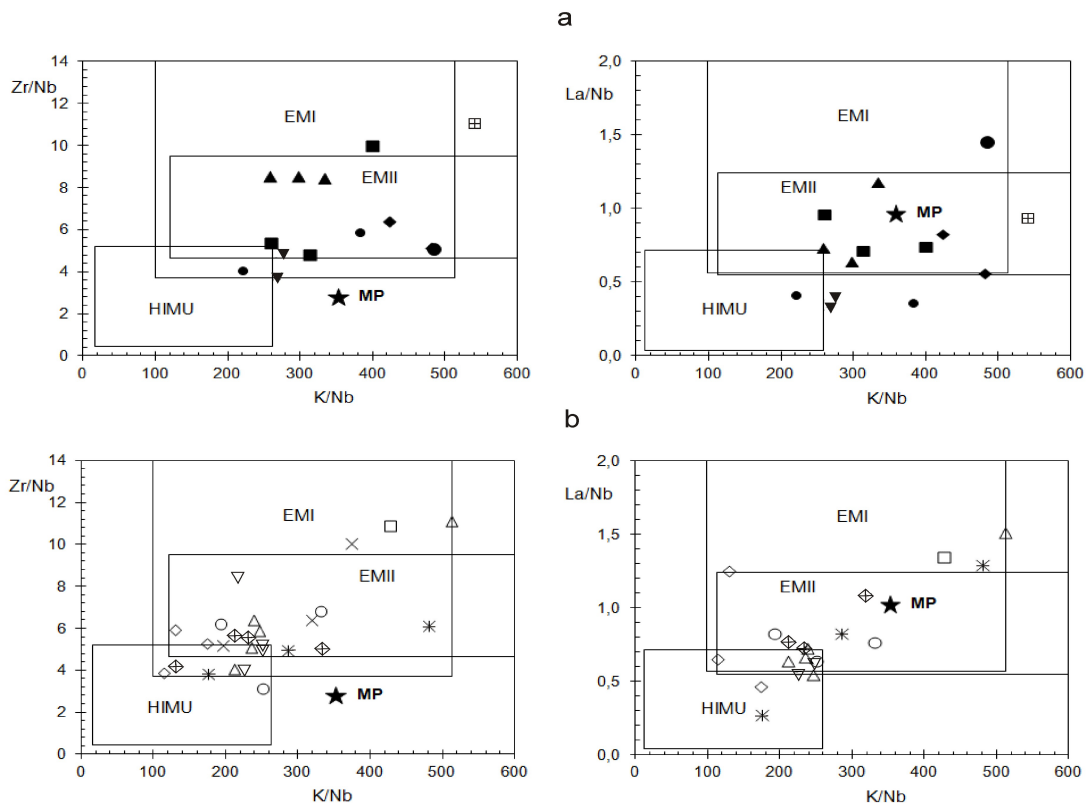


Fig. 38 – Diagrammes des rapports Zr/Nb et La/Nb en fonction du rapport K/Nb, illustrant les caractéristiques géochimiques des sources mantelliques des roches basaltiques (a) et intrusives (b) étudiées. Les champs des EMI, EMII et HIMU sont d'après Zindler et Hart, 1986 ; Saunders et al., 1988 ; Weaver, 1991 et Lanyon et al., 1993.

Les rapports K/Nb, Zr/Nb et La/ Nb d'un côté, et ceux de Nb/Ta de l'autre côté (Kalfoun, 2001), sont quasiment, semblables à ceux des OIB. En effet, les valeurs de K/Nb (moyenne 340 – 430) se placent dans les zones des sources EMII et partiellement EMI. Alors que, les valeurs de Zr/Nb et La/ Nb (respectivement 6 à 7 et 0,80 à 0,90) rapprochent les roches à une source HIMU et du manteau primaire (Fig. 38).

III. Environnement géotectonique

Afin de déterminer l'environnement géotectonique de mise en place des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, les analyses des roches basaltiques et intrusives ont été projetées dans des diagrammes de discrimination géotectonique à champs prédéfinis qui utilisent les éléments traces réputés inertes et, en relation avec les sites géotectoniques.

III-1. Diagramme Ti – Zr – Y

Les analyses des roches basaltiques et intrusives projetées dans le diagramme Ti–Zr–Y (Pearce et Cann, 1973) montrent que la quasi-totalité de roches se situent dans le champ des basaltes intraplaques (WPB : within plate basalts) (Fig. 39). Les WBP regroupent basaltes des Trapps (continental flood basalt : CFB), les basaltes de rifts continentaux (continental rift basalts) et les basaltes des îles océaniques (oceanic island basalts : OIB).

III-2. Diagramme Nb – Y – Zr

Le diagramme Nb–Y–Zr (Meschede, 1986) semble plus efficace pour classer les roches étudiées. Les points représentatifs sont placés dans le champ des basaltes alcalins intraplaques (WPA) et dans celui des basaltes tholéïitiques intraplaques (WPT) (Fig.40). Meschede (1986) démontre que l'alcalinité des roches, chute vers le pôle WPT. Les basaltes transitionnels sont reconnus par la migration de leurs points sur le diagramme depuis le champ WPA vers le champ WPT.

III-3. Diagramme Ti/Y – Nb/Y

Dans le diagramme Ti/Y Vs Nb/Y (Pearce, 1982), les rapports des éléments incompatibles Ti/Y et Nb/Y des basaltes étudiés, affirment la transitionnalité de ces roches (Fi. 41).

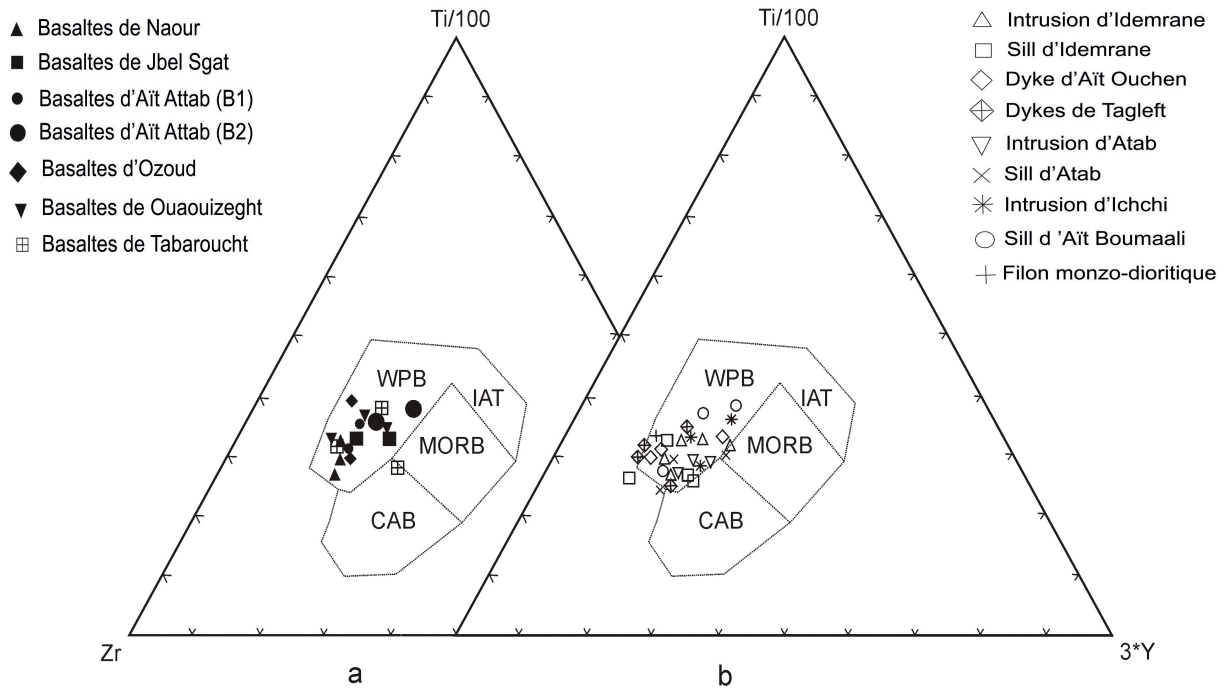


Fig. 39 – Répartition des laves basaltiques (a) et des roches intrusives (b) de l’Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Ti/100-Y*3-Zr de Pearce et Cann, 1973. WPB : basaltes intraplaques ; IAT : tholéiites d’arc insulaire ; MORB : basaltes des rides médio-océaniques ; CAB : basaltes calco-alcalins.

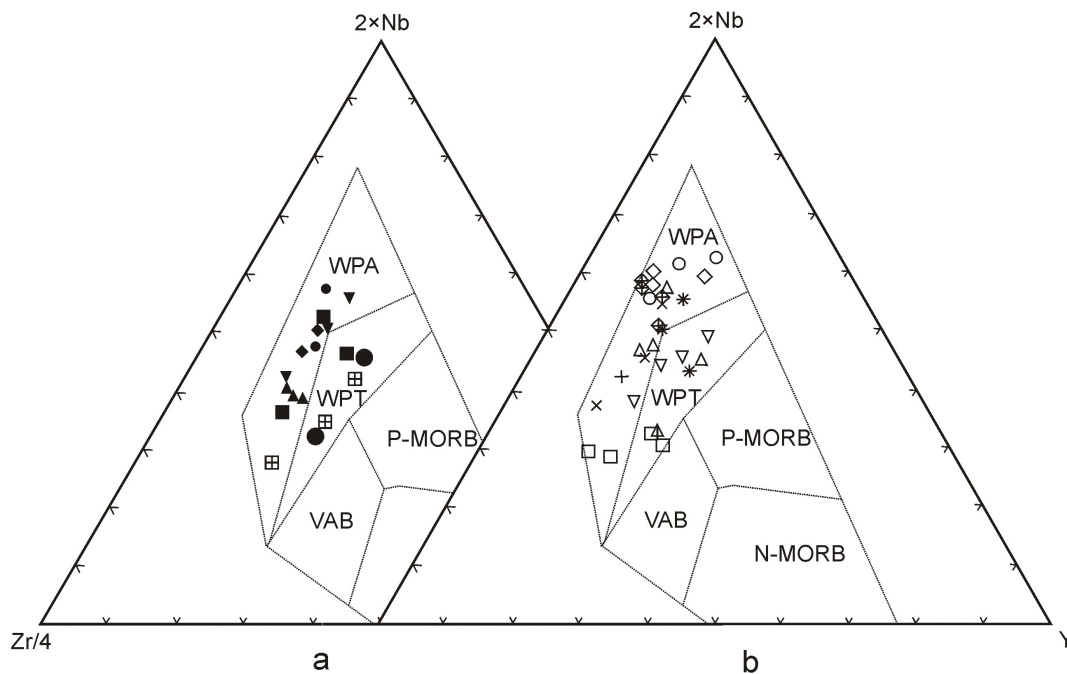


Fig. 40 – Répartition des laves basaltiques (a) et des roches intrusives (b) de l’Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Nb*2-Y-Zr/4 de Meschede, 1986. WPA : basaltes alcalins intraplaques ; WPT : basaltes tholéiitiques intraplaques ; P-MORB : basaltes des rides médio-océaniques de type P ; N-MORB : basaltes des rides médio-océaniques de type N ; VAB : basaltes d’arc volcanique.

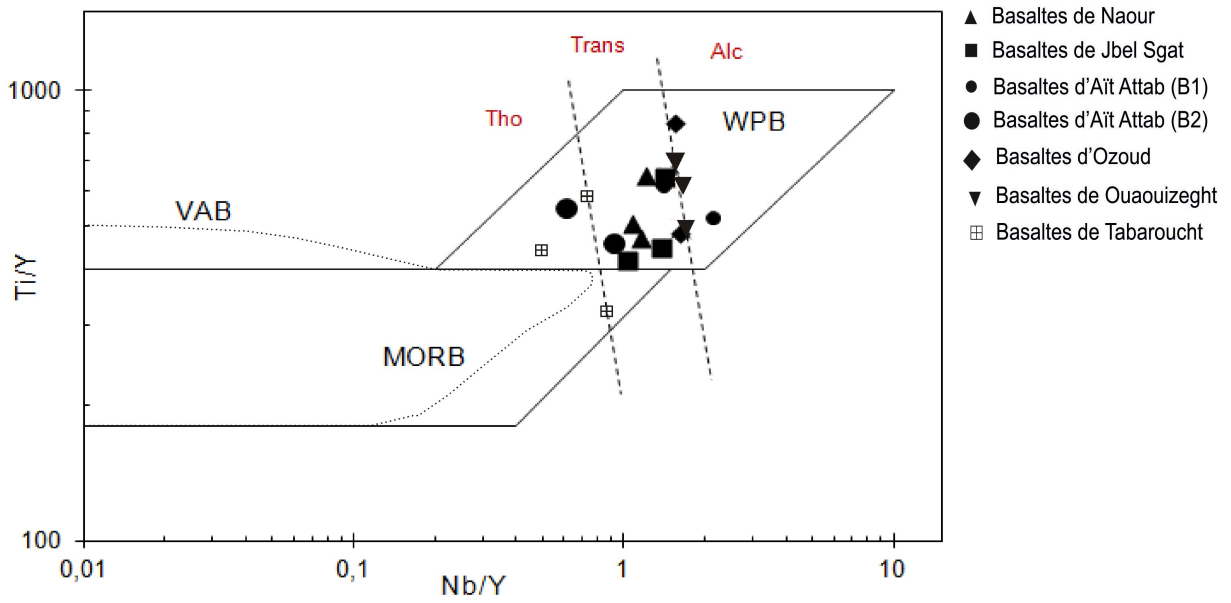


Fig. 41 – Répartition des laves basaltiques de l'Atlas de Béni-Mellal dans le diagramme triangulaire Ti/Y-Nb/Y de Pearce, 1982. WPB : basaltes intraplaques ; MORB : basaltes des rides médio-océaniques ; VAB : basaltes d'arc volcanique. Tho : tholéiitique ; Trans : transitionnel ; Alc : alcalin.

IV. Conclusion

A l'issue de l'étude géochimique des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, nous concluons que ces roches sont toutes issues de la même roche mère.

Le chimisme des roches témoignent d'une composition basaltique non primitive, à faible teneur en néphéline normative. L'évolution des éléments majeurs et traces montre, que l'enrichissement en SiO_2 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , Rb et Sr est compensé par un décroissement en MgO, FeO, CaO, Ni et Co. Cela se traduit minéralogiquement, par un fractionnement, précoce, des minéraux silicatés ferromagnésiens et calciques.

L'ensemble des faciès rencontrés (basaltiques ou intrusifs), forment une série d'affinité transitionnelle dont les teneurs en TiO_2 , K_2O , P_2O_5 et Nb sont modérées. En effet, les spectres des terres rares, quasi-parallèles et suffisamment moins enrichis, et la composition des clinopyroxènes peu titanifères, soutiennent cette conception.

L'enrichissement en éléments incompatibles (LILE et HFSE) témoigne de l'appartenance des roches magmatiques de Béni-Mellal aux séries des basaltes intraplaques transitionnelles. Les variations des rapports K/Nb, Zr/Nb, La/N et Nb/Ta, rapprochent l'origine de ces roches à une source mantellique de type OIB. Effectivement, le manteau lithosphérique apparaît comme une source importante des magmas de ces roches transitionnelles, Le réservoir est proche du pôle EM (plus particulièrement EMII), c'est à dire un manteau enrichi, sans oublier la contribution de la source HIMU.

Tous les comportements des éléments majeurs et traces et les caractères géochimiques des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, indiquent que le processus majeur de différenciation à l'intérieur de cette série est la cristallisation fractionnée. Néanmoins, les anomalies négatives en Nb détectées au niveau des roches étudiées, font penser à une contamination crustale du magma mantellique.

Chapitre VI

ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Chapitre VI

ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ATLAS DE BÉNI-MELLAL

Introduction

Les descriptions des différents gisements magmatiques, la nature pétrographique, les caractérisations et l'affinité géochimique des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, nous amènent à comprendre et expliquer les processus majeurs qui interviennent lors de la formation de ces roches et les conditions de leur mise en place.

L'ensemble des résultats présentés antérieurement dévoilent le fait que les roches étudiées sont régies par l'intervention du processus de la cristallisation fractionnée. En effet, les variations des compositions chimiques des éléments majeurs ou traces et l'évolution minéralogique à l'intérieur de chacune des roches et dans l'ensemble des roches, soutiennent cette proposition. Or, des critères pétrographiques et notamment géochimiques plaident en faveur d'une contribution de la croûte continentale dans la genèse de ces roches.

I. Processus de cristallisation fractionnée au sein des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal

La cristallisation fractionnée est le processus essentiel pour expliquer les changements chimiques et minéralogiques des roches de l'Atlas de Béni-Mellal. De nombreux arguments plaident en faveur de l'intervention de ce processus durant l'évolution.

I-1. Evolution minéralogique

Les résultats pétrographiques signalent une tendance régulière dans l'évolution minéralogique, menant à une différenciation depuis les faciès troctolitiques riches en olivine jusqu'aux faciès monzo-gabbroïques et monzo-dioritiques. Cette évolution est signée par le fractionnement hâtif de l'olivine et des plagioclases calciques, suivi par la cristallisation des clinoproxènes, des minéraux ferro-titanés et en fin de feldspath potassique (cf. Chapitre 4).

La tendance de la composition des phases minérales primaires est autant régulière durant cette différenciation. Effectivement, les plagioclases s'enrichissent, progressivement,

de plus en plus en Na, simultanément qu'ils s'appauvrissent en Ca, depuis les faciès basiques (An_{76}) jusqu'aux faciès évolués (An_{30}). Cette distinction est observée également au sein de la même roche (les générations de plagioclases PI1 et PI2) ou, encore, dans la même phase minérale (plagioclases zonés) (Fig. 16, 17 et 19 ; Chapitre 4). L'olivine, quant à elle, présente une réduction au niveau des teneurs en forstérite en allant des faciès riches en olivine (Fo_{60}) aux faciès moins riches (Fo_{46}). Les teneurs diminuent aussi durant la différenciation (Fig. 42). Les clinopyroxènes, deviennent de plus en plus ferrifères parallèlement au décroissement progressif du rapport XMg.

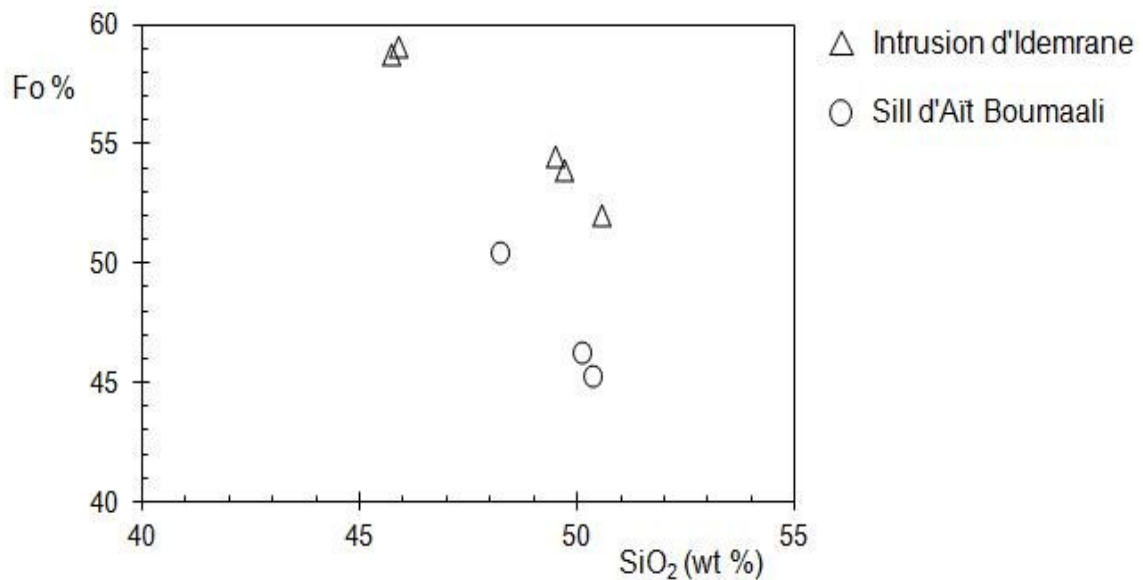


Fig. 42 – Teneurs de la forstérite des olivines en fonction de la SiO_2 au niveau de la masse intrusive d'Idemrane et du sill d'Aït Boumaali.

I-2. Evolution géochimique

Le processus de la cristallisation fractionnée des roches magmatiques étudiées, est signalé par les changements des différents éléments majeurs et traces et les corrélations inter-éléments (Fig. 24, 25, 26, 27 ; Chapitre 6). Les teneurs en MgO, FeO et CaO, Na_2O , K_2O , TiO_2 et SiO_2 évoluent constamment, depuis les roches basiques jusqu'aux roches évoluées. Les corrélations positives qui relient le MgO, CaO, FeO, Ni, Cr et Co sont en relation avec la cristallisation des minéraux de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase

calcique. La diminution de Na_2O , K_2O , SiO_2 , TiO_2 , Rb et Sr par rapport au MgO correspondent au fractionnement des plagioclases alcalins et des minéraux ferro-titanés.

Dans les digrammes de type élément de transition Ni en fonction du rapport d'éléments incompatibles Nb/Y, les teneurs des éléments de transition (compatible) varient en fonction des variations des taux de cristallisation fractionnée et de fusion (Fig. 43). Une tendance sensiblement verticale suggère que ces roches résulteraient d'un processus de cristallisation fractionnée ou C.F. (Rapports Nb/Y presque constants pour des valeurs décroissantes de l'élément Ni).

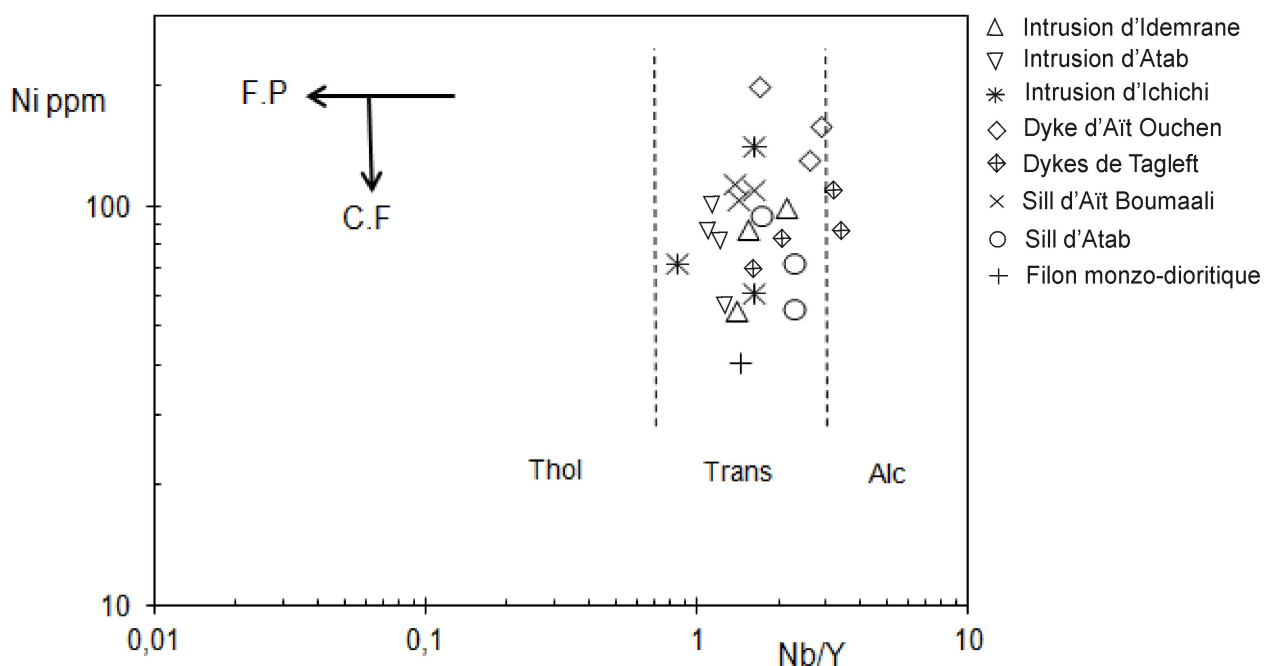


Fig. 43 – Diagramme de distribution du Ni (élément de transition) Vs Nb/Y. F.P : fusion partielle ; C.F : cristallisation fractionnée ; Thol : tholéiitique ; Trans : transitionnel ; Alc : alcalin.

Egalement, les spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) présentent une similitude approchée des différents faciès, qui suggère que le processus majeur de différenciation, est la cristallisation fractionnée.

Le processus de cristallisation fractionnée est présenté dans les diagrammes pétrogénitiques de Pearce et Norry (1979), qui tracent l'évolution de TiO_2 et Nb des roches en fonction de Zr (Fig. 44). Le premier diagramme (a) montre dans un premier temps, une

corrélation positive correspondant au vecteur de fractionnement de l'olivine et de plagioclase, suivie par une tendance parallèle au fractionnement du clinopyroxène et une autre comparable au fractionnement des minéraux ferro-titanés. Le deuxième diagramme (b) confirme les résultats.

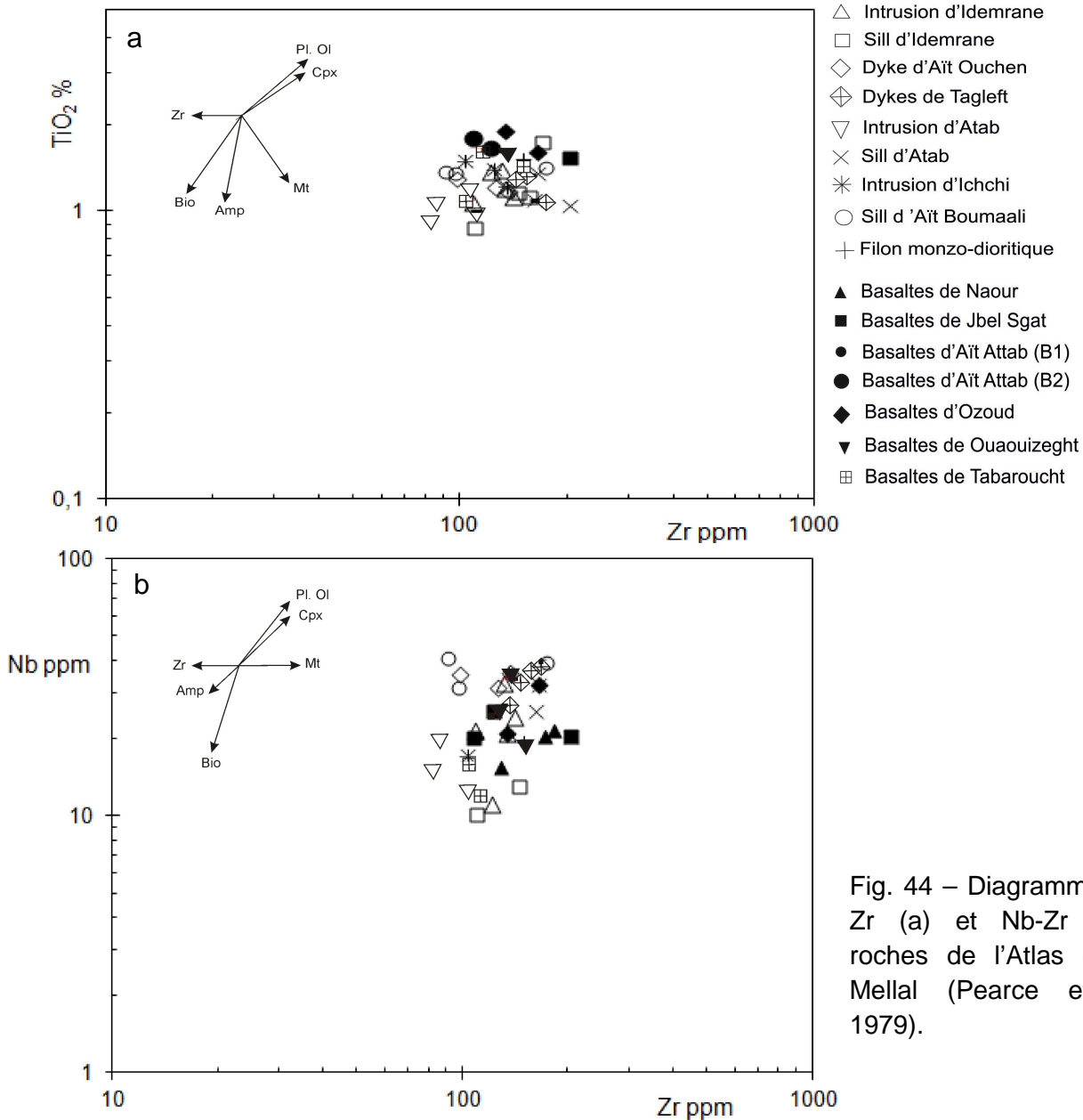


Fig. 44 – Diagrammes TiO₂-Zr (a) et Nb-Zr (b) des roches de l'Atlas de Béni-Mellal (Pearce et Norry, 1979).

II. Arguments en faveur d'une intervention crustale

La contribution crustale dans la genèse des complexes magmatiques intraplaques appartenant à des sites anorogéniques, a été décrite par plusieurs auteurs (Lustrino &

Wilson, 2007 ; Rankenburg et al., 2005 ; Jung et al., 2011). Pour le magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal, en plus de la contribution de la cristallisation fractionnée, de nombreux arguments militent en faveur de l'intervention de la croûte continentale par le processus : assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée (AFC) (DePaolo, 1981).

II-1. Evocations pétrographiques et minéralogiques

L'existence, dans les masses intrusives et les sills précitées, des poches et des filonnets, de taille centimétrique à décimétrique, ne peut être expliquée par le processus de cristallisation fractionnée. Les poches, de composition syénitique, sont formées essentiellement des mégacristaux de feldspath potassique et de plagioclase, avec une quantité, relativement, faible de clinopyroxène et d'amphibole (cf. Planche XI, chapitre 4). Elles s'exposent, d'une façon hétérogène, au sein des roches composées de gabbro ou de gabbro riche en olivine.

II-2. Arguments géochimiques

Le critère le plus avéré, pour le processus de l'assimilation, est la présence des anomalies négatives en Nb sur les spectres multiéléments (Fig. 35 et 36 ; chapitre 5). Les anomalies négatives sont notamment observées au niveau des faciès relativement évolués (monzo-gabbros) et des basaltes de l'horizon B2. Parallèlement, les spectres montrent une augmentation en teneur de Rb et K.

D'autre côté, la projection des analyses chimiques dans le diagramme Y – Nb – La, de Cabanis et Lécolle (1989) (Fig. 45), soutient le concept de contamination crustale. La majorité des échantillons se situe dans le domaine anorogénique (C). Cependant l'évolution des points, plus proche du pôle croûte continentale supérieure (UCC), confirme l'hypothèse d'une contamination crustale et éloigne celle de l'intervention d'un constituant orogénique dans la source.

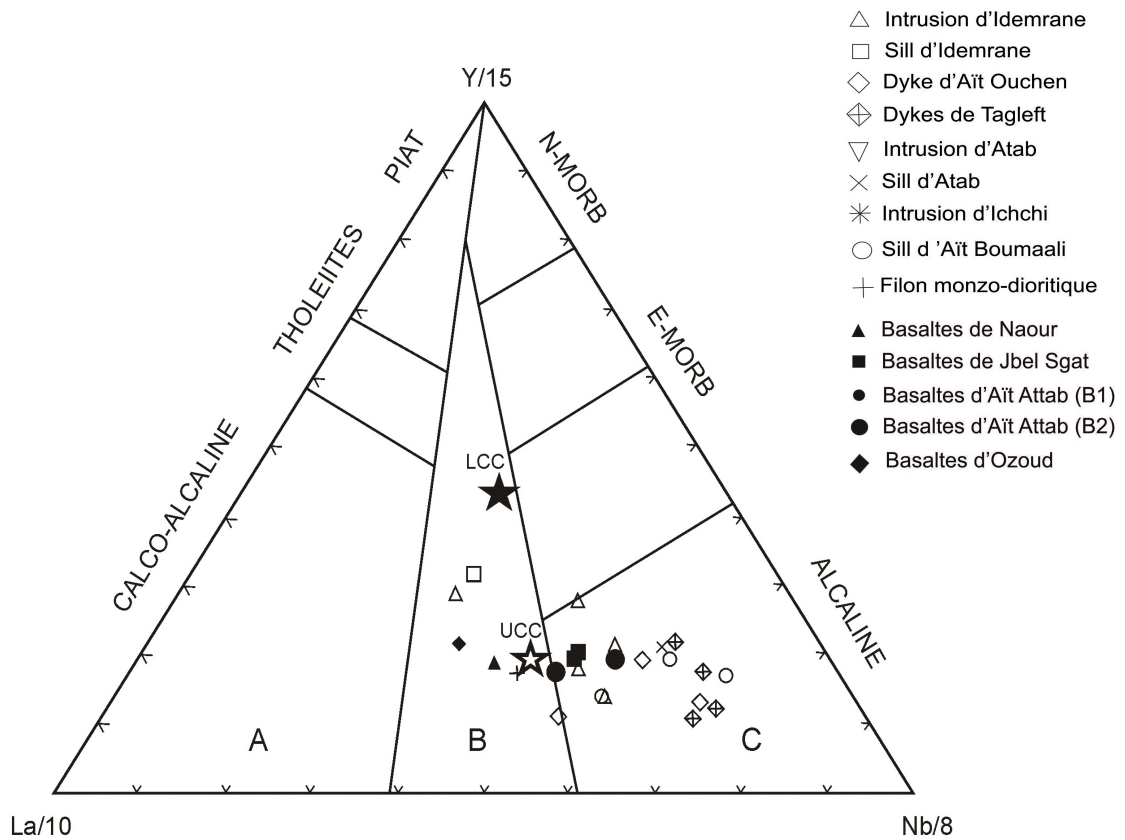


Fig. 45 – Répartition des roches étudiées dans le diagramme Y-Nb-La de Cabanis et Lécalle, 1989. A : domaine orogénique ; B : domaine intermédiaire ; C : domaine anorogénique ; LCC : croûte continentale inférieure ; UCC : croûte continentale supérieure ; PIAT : tholéiites d'arc insulaire immature (primitive island-arc tholeiite).

Plusieurs travaux suggèrent l'effet de la contamination crustale sur le rapport Ti/Yb durant la différenciation (Leeman et Hawkesworth, 1986 ; Hart et al., 1989 ; Hildreth et al. 1991 ; Coish et Sinton, 1992). Les teneurs en Ti sont bas tant dans le matériel de la croûte crustale inférieure ou supérieure, ainsi les roches magmatiques contaminées devraient enregistrer cet appauvrissement des teneurs en Ti. Le diagramme de l'évolution du rapport Ti/Yb en fonction de MgO (Fig. 46) montre une augmentation normale des teneurs en Ti, accompagnée d'une diminution anormale, durant la différenciation magmatique des roches étudiées. Un rapport Ti/Yb bas ne prouve pas nécessairement que la contamination crustale ait affecté une suite de roche, mais associé à une anomalie négative en Nb, il plaide en faveur d'une contribution crustale (Coish et Sinton, 1992).

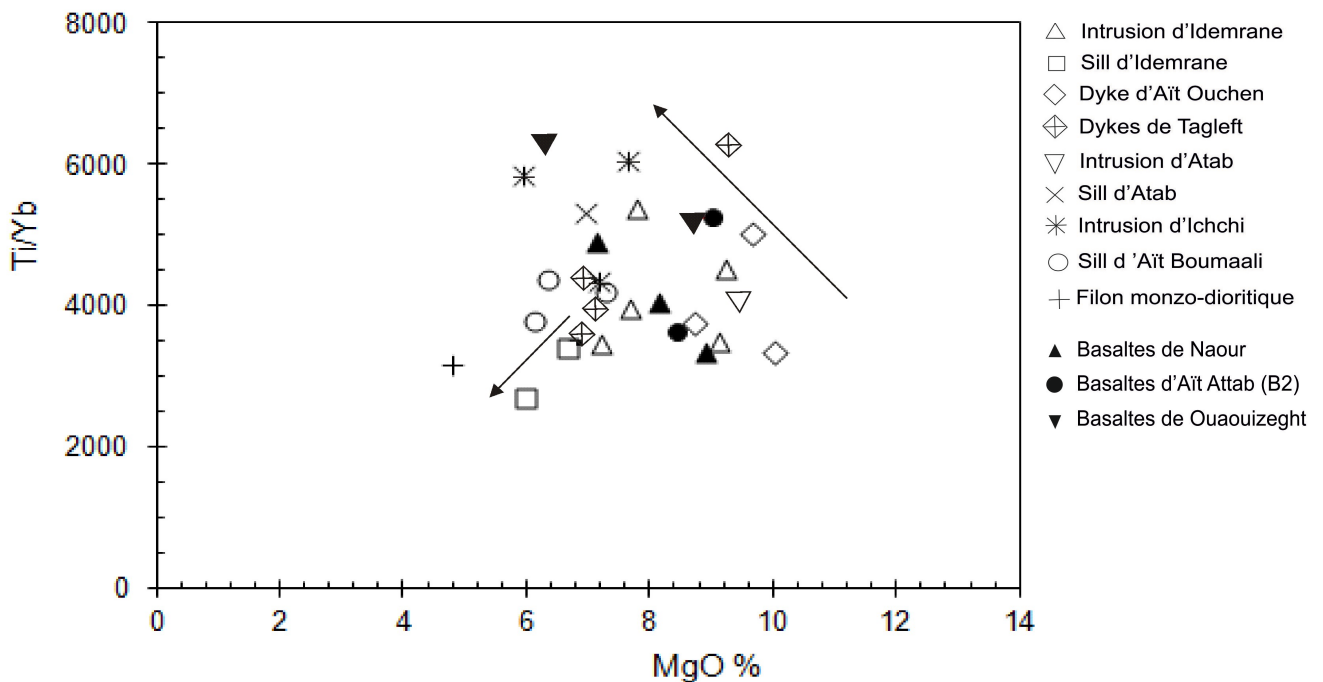


Fig. 46 – Distribution des roches magmatiques étudiées dans le diagramme Ti/Yb Vs MgO%, au cours de l'évolution magmatique.

Les anomalies et les caractérisations, précitées au dessus, peuvent provenir d'une contamination crustale, difficile à évaluer par les éléments traces, en raison du fonctionnement plausible et concomitant de la cristallisation fractionnée. Cependant les teneurs importantes en éléments les plus incompatibles (K et Rb) et les résultats du diagramme du Cabanis et lécolle, 1986, suggèrent que le contaminant peut correspondre à la croûte continentale supérieure ou un constituant issu de sa fusion.

III. Estimation des conditions thermodynamiques de formation du magma

Les compositions chimiques et minéralogiques des roches magmatiques et leur évolution ont une relation directe avec la nature et l'origine des magmas, mais aussi avec les conditions thermodynamiques de formation et cristallisation de ces derniers (température, pression, quantité d'eau disponible dans les liquides et fugacité d'oxygène)

Les analyses à la microsonde des phases minérales disponibles, nous ont permis de rechercher et utiliser le géothermobaromètre, dans le but de déterminer les conditions thermodynamiques dominantes lors de la formation et la cristallisation des magmas des roches étudiées. Cette étude se base sur l'estimation des températures et pressions de cristallisation, l'évaluation des conditions d'oxydation (fO_2) des liquides et ainsi l'approximation de la profondeur de la formation des magmas.

L'évaluation de ces conditions se réalise à partir des méthodes expérimentales basées sur les équilibres entre les minéraux ou entre minéraux et liquides. Les calculs thermobarométriques ont été faits à partir des moyennes d'analyses, ce qui augmente certes les imprécisions des chiffres donnés.

III-1. Thermobarométrie des oxydes ferro-titanés

Cette méthode est basée sur le couple magnétite-ilménite, utilisé pour évaluer les conditions de cristallisation des magmas, en déterminant la température et la fugacité d'oxygène. Le calcul s'est réalisé à partir d'un programme ILMAT (Lepage, 2003), la méthode utilisée est celle selon Andersen et al., 1993. Les études sont effectuées sur un couple magnétite-ilménite en contact dans la même roche, qui signifie, à point de vue, un couple en équilibre.

Le couple d'un échantillon du basalte de Naour a donné des températures allant de 680 à 760°C et des fugacités, relativement, faibles de 10^{-22} à 10^{-20} bars.

Le couple d'un échantillon du gabbro à olivine de la masse intrusive d'Idemrane a livré des températures de 720 à 840°C et des fugacités de 10^{-21} à 10^{-19} bars, alors que celui du monzo-gabbro du sill d'Idemrane a donné des températures de 670 à 860°C et des fugacités de 10^{-20} à 10^{-19} .

Les températures sont données avec une incertitude de $\pm 40^\circ\text{C}$ et les fugacités d'une unité près.

III-2. Thermobarométrie basée sur équilibre minéraux-liquides

Ce mode de géothermobarométrie est basé sur l'équilibre entre minéral en question et liquide. Il existe plusieurs méthodes pour ce genre de calcul. Dans notre travail nous avons utilisé la méthode olivine-liquide (Putirka, 2008) et plagioclase-liquide (Putirka, 2005), pour estimer la température de cristallisation et la méthode clinopyroxène-liquide (Putirka et al., 2003) pour évaluer la température et la pression.

La méthode olivine-liquide a donné des températures de 1180 à 1260°C pour les basaltes et des températures de 1160 à 1280°C pour les roches intrusives.

La méthode plagioclase-liquide a livré des températures de 1120 à 1300°C pour les basaltes et des températures de 1190 à 1230°C pour les roches intrusives.

La méthode clinopyroxène-liquide a donné des températures d'environ 1290°C et des pressions de 15 Kbar pour les basaltes et des températures d'environ 1380°C et des pressions de 18 Kbar pour les roches intrusives.

III-3. Températures et pressions totales de formation des liquides

A partir des travaux expérimentales sur la fusion des péridotites, Albarade, 1992, relie les compositions des liquides de fusion et la température et pression et propose deux équations expérimentales fondamentales :

$$T (\text{°C}) = 2000 * \frac{\text{MgO}}{\text{MgO}+\text{SiO}_2} + 969$$

$$\text{Ln } P (\text{Kbar}) = 0,00252 * T - 0,12 * \text{SiO}_2 + 5,027$$

Les pressions trouvées peuvent être converties en profondeurs (Km), en utilisant la relation (Scarrow et Cox, 1994) :

$$\text{Prof (Km)} = 3,02 * P (\text{Kbar}) + 5$$

Les températures, les pressions et les profondeurs obtenues sont représentées dans le tableau 5.

	Basaltes Naour	Basaltes Ozoud	Gabbro à Olivine Idemrane	Troctolites Atab	Dolérites Tagleft	Dolérites Aït Boumaali
T°C	1226	1205	1241	1524	1307	1232
P(Kbar)	10	7	9	31	11	10
Prof(Km)	36	27	33	97	38	37

Tab. 5 – Températures, pressions et profondeurs de formation des liquides des quelques roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal.

IV. Sources mantelliques du magma

La nature minéralogique et chimique du manteau est déterminée par les études expérimentales produisant des hautes températures et pression, comparables à celles régnant en profondeur et les études des échantillons de roches péridotitiques remontés du manteau à la surface.

Les sources mantelliques des roches magmatiques sont généralement formées des lherzolites à plagioclase, à spinelle ou à grenat. La stabilité de chaque phase minérale est liée à la pression et la profondeur (les lherzolites à grenat, par exemple, sont stables à des profondeurs d'environ 80 Km).

Ellam, 1992, indique que dans le cas des zones continentales à lithosphère épaisse, seules les sources composées des lherzolites à spinelle ou à grenat, rentrent dans la formation des magmas (Fig. 47).

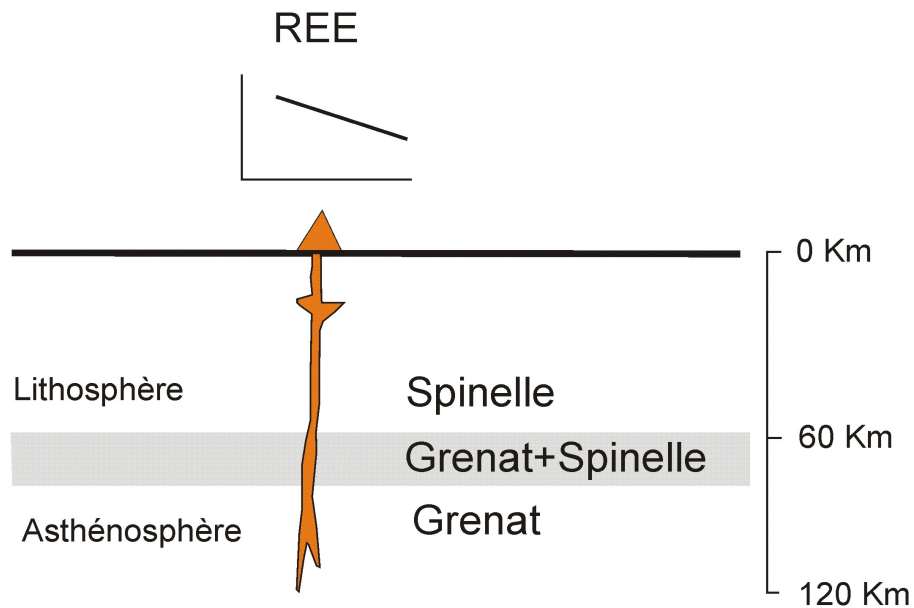


Fig. 47 – Les sources mantelliques en profondeur dans les régions continentales en relation avec les rapports des terres rares (Ellam, 1992).

IV-1. Sources probables du magma de l'Atlas de Béni-Mellal

Les spectres des terres rares peuvent renseigner sur la composition des sources possibles. La fusion, par exemple, d'une lherzolite à grenat livre des liquides relativement appauvris en terres rares lourdes (HREE), tandis, qu'une fusion dans le champ de stabilité de lherzolite à spinelle devrait créer des liquides riches en terres rares légères (LREE), les spectres sont alors aplatis. (Fig. 47).

Ellam, 1992 a utilisé des rapports des terres rares pour évaluer la source des magmas. Le diagramme $(Sm/Yb)_N$ en fonction de Sm (Fig. 48) (Ellam, 1992), montre que les roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, sont issues de la fusion partielle de deux sources mantelliques composées de lherzolite à grenat et lherzolite à phase intermédiaire entre grenat et spinelle (source à grenat et spinelle).

La figure 48 permet également d'estimer l'ordre de la valeur des taux de fusion partielle pour les magmas ayant donnés les roches étudiées : la majorité des points se situent entre un taux de fusion de 4 % à 8%.

IV-2. Profondeur d'extraction du magma

D'après les travaux de Ellam, 1992, il est possible de déterminer la profondeur et l'épaisseur de la lithosphère à laquelle sont formés les magmas. Les rapports Ce/Yb et Sm/Yb peuvent servir à les estimer. Nous avons pu examiner nos données aux modèles de Ellam, 1992 (Fig. 49 et 50). Les diagrammes montrent que les profondeurs de fusion des magmas parents de roches étudiées se situent, approximativement, entre 60 et 90 Km. Ce qui situe leur source dans la zone à lherzolite à grenat et la zone à lherzolite à grenat et spinelle.

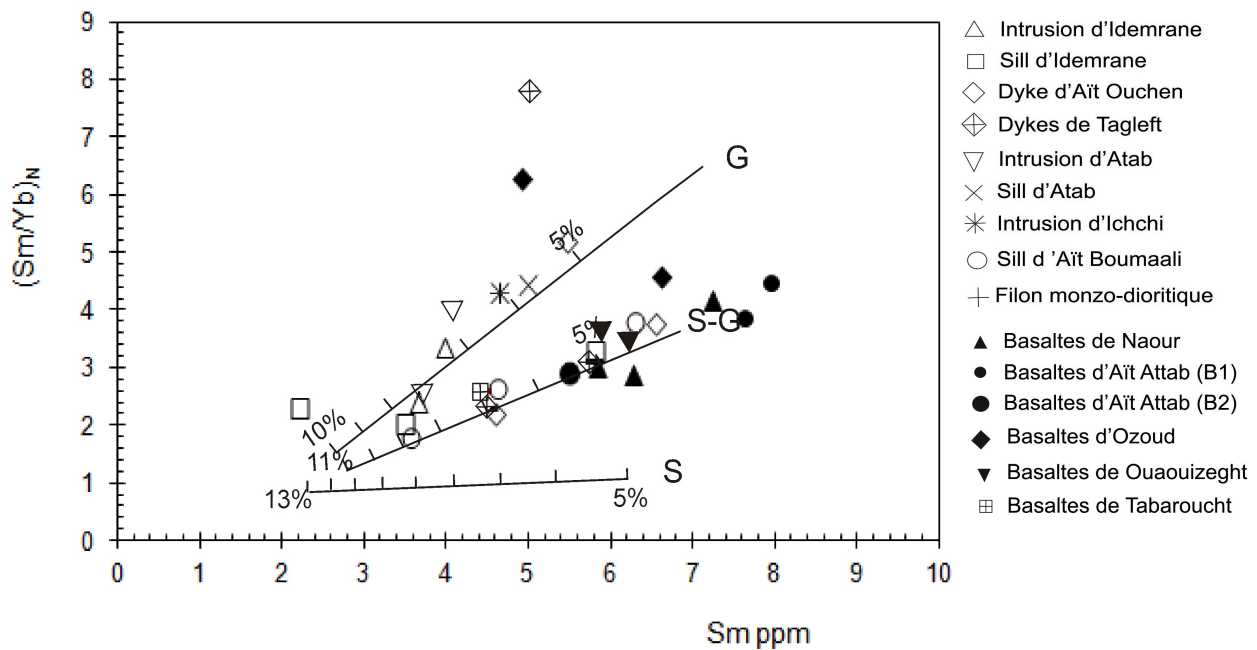


Fig. 48 – Rapport de Sm/Yb normalisé par rapport aux chondrites de sun et McDonough, 1989, en fonction de Sm. G : lherzolite à grenat ; S-G : lherzolite à grenat (50%) et spinelle (50%) ; S : lherzolite à spinelle ; 5%, 10% : taux de fusion partielle (Ellam, 1992).

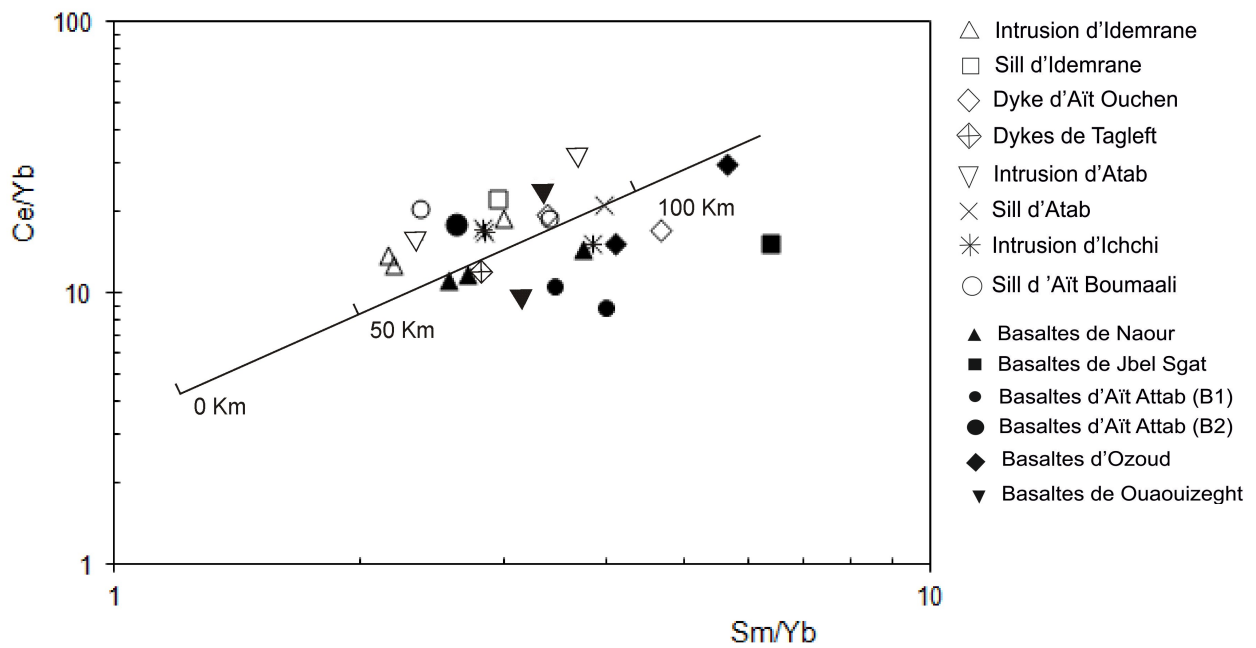


Fig. 49 – Rapport de Ce/Yb en fonction du rapport Sm/Yb. Les chiffres sur la ligne indiquent la profondeur. (Ellam, 1992).

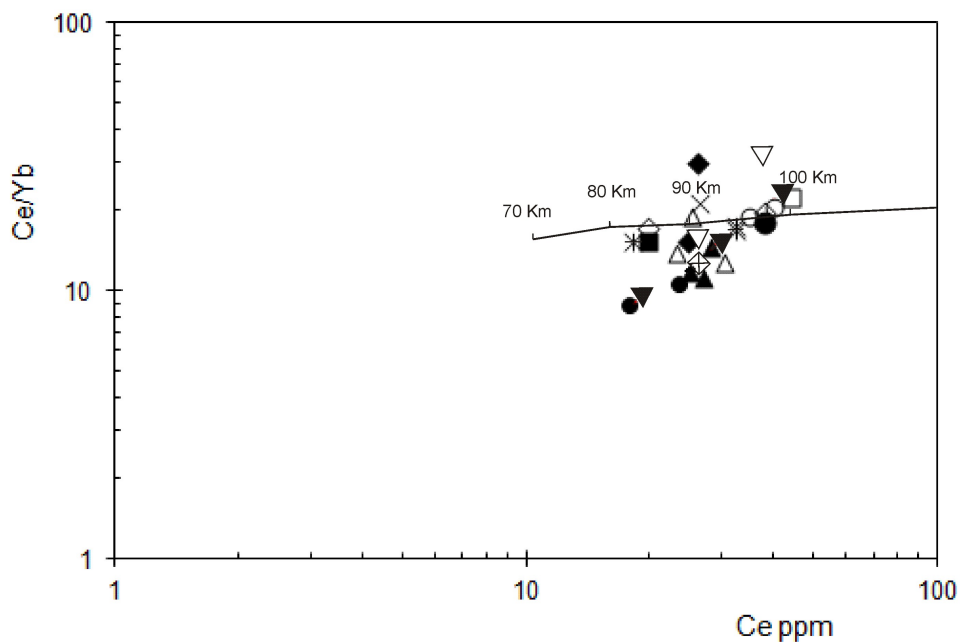


Fig. 50 – Rapport de Ce/Yb en fonction de Ce. Les chiffres sur la ligne indiquent l'épaisseur de la lithosphère. (Ellam, 1992).

V. Conclusion

Les roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal évoluent généralement par cristallisation fractionnée. La conception pétrographique, impliquant le fractionnement de l'olivine, du plagioclase, du clinopyroxène, des oxydes ferro-titanés et dans une moindre importance l'amphibole et la biotite, et l'évolution de la composition des minéraux (teneur en forstérite des olivines diminue, plagioclase devient de plus en plus alcalin et clinopyroxène de plus en plus ferrifère), plaident en faveur de ce processus. Cela est simultanément associé à un comportement des éléments majeurs et traces, signalé par une diminution en MgO, CaO, FeO, Cr et Ni, une augmentation en SiO₂, Na₂O, Rb et Sr et un parallélisme des spectres des terres rares.

Pourtant, ce processus n'a pas pu expliquer les épreuves anormales, distinguées au niveau des roches étudiées (apparition poches syénitiques dans des gabbros à olivine). Ce qui fait penser à une contribution de la croûte continentale dans la genèse de ces roches. En effet plusieurs arguments défendent cette supposition. L'anomalie négative en Nb détectée au niveau des roches, sans relation certaine avec celle en Zr suggère une contamination crustale, éventuellement par la croûte supérieure, d'un magma mantellique dans un contexte éloigné de l'influence d'une zone de subduction.

Les estimations des conditions thermodynamiques de formation des magmas, élaborées, à partir des géothermobaromètres de couple de minéraux ou de minéraux-liquides, indiquent des valeurs de fugacité plutôt basses et des intervalles des températures et des pressions un peu vastes. Les résultats les plus admis sont les températures dépassant les 1200°C et les pressions supérieures à 15 Kbar.

La source probable des magmas des roches étudiées, soutenue par la modélisation des terres rares, semble être une zone lherzolite à grenat et une zone de transition lherzolite à grenat et spinelle, avec un taux de fusion variant entre 4% à 8% (Fig. 51).

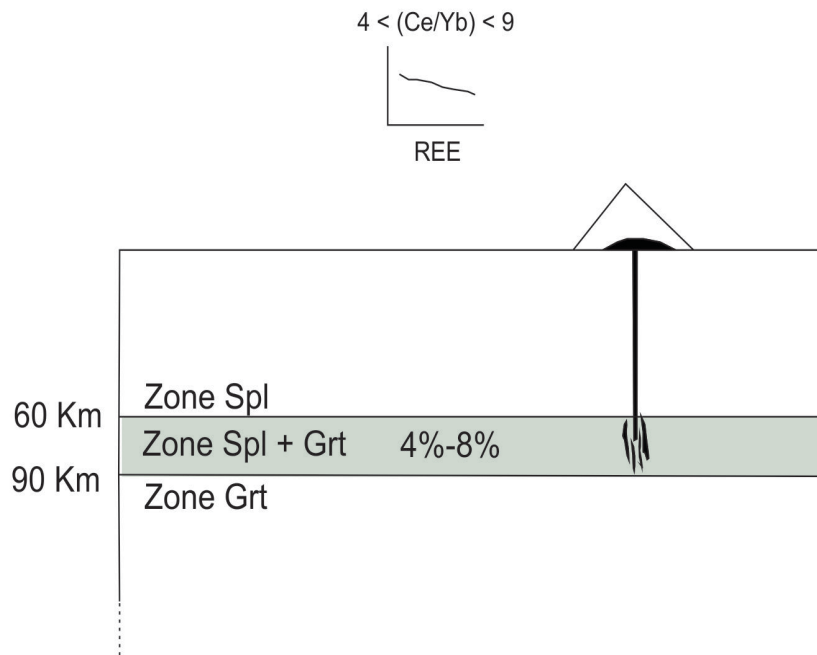


Fig. 51 – Genèse du magma de l'Atlas de Béni-Mellal. Spl : champ de stabilité du spinelle ; Spl+Grt : champs de transition grenat-spinelle ; Grt : champ de stabilité du grenat.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'Atlas de Béni-Mellal a connu une activité magmatique importante, d'âge Jurassique-Crétacé. Cette activité magmatique s'est manifestée par la mise en place d'un matériel basique, exposé en interdépendance et en relation, dans sa position, avec la structuration des différents bassins de la région. Les roches magmatiques affleurent sous forme de gisements variés. Elles sont étroitement liées à l'ensemble des stades géodynamiques de la région, initiés par le rifting de l'Océan Atlantique.

Magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal

Les roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal, présentent différents corps magmatiques, en interrelation spatiale et géométrique, et qui appartiennent au même événement magmatique. Quatre modes de gisements ont été distingués, qui sont les suivants :

- Les noyaux intrusifs : mis en place dans les bassins de Tagleft (intrusion d'Idemrane et d'Ichichi) et d'Aghzif-Naour (intrusion d'Atab). Ils sont, généralement, intrudés par des filons tardifs de composition monzo-dioritique.
- Les sills : situés dans les bassins de Tagleft (sill d'Idemrane), d'Aghzif-Naour (sill d'Atab) et d'Aït Attab (sill d'Aït Boumaali).
- Les dykes : représentés par l'essaim de dykes de forme radiaire dans le bassin de Tagleft
- Les laves basaltiques : ne contenant pas de structures en pillow-lavas. Elles sont manifestées dans la majorité des bassins synclinaux de la région du Béni-Mellal : bassin d'Aghzif-Naour (basaltes de Naour), bassin de Tagleft (basaltes de Jbel Sgat et de Tabaroucht), bassin de Ouaouizeght (basaltes de Ouaouizeght), bassin d'Aït Attab (basaltes d'Aït Attab) et cuvette d'Ozoud (basaltes d'ozoud). selon leur position stratigraphique, elles sont divisées en deux horizons :

Horizon B1, dont le matériel éruptif est plus important. Il se présente sous forme de plusieurs entablements basaltiques et s'observe dans l'ensemble des bassins.

Horizon B2, de moindre importance (une seule venue magmatique), il apparaît dans les bassins de Ouaouizeght, d'Aït Attab et dans la cuvette d'Ozoud.

Les roches magmatiques se sont mises en place, durant une période allant du Bathonien supérieur-Callovien (Jurassique moyen) jusqu'à la base de l'Aptien (Crétacé inférieur).

Les unités de roches magmatiques étudiées dévoilent un assemblage pétrographique, minéralogique et textural relativement commun, en relation intime avec les modes de gisements et les effets de différenciation.

Les roches intrusives basiques font partie des familles des troctolites, des gabbros et des dolérites, qui se distinguent par la richesse ou l'absence en l'olivine. Les structures texturales varient des textures orthocumulats poecilitiques, textures ophitiques et sub-ophitiques aux textures doléritiques intergranulaire. La paragenèse primaire est composée de l'olivine (Fo_{45-60}) avec un pourcentage allant de 14% (dolérites à olivine) à 42% (troctolites), plagioclase (An_{44-76}), clinopyroxène (Wo_{38-46} En_{35-45} Fs_{11-20}), minéraux ferro-titanés (ilménite et magnétite), amphibole (monzo-gabbros et monzo-diorites) et biotite (troctolites).

Les laves basaltiques sont caractérisées par un faciès des basaltes à olivine. Les textures sont diverses, elles varient depuis la texture porphyrique, texture fluidale, en bas et au centre des coulées, où la phase vitreuse est moins représentée, et la texture vacuolaire au sommet des coulées. La paragenèse est formée de l'olivine (Fo_{50-54}), plagioclase (An_{50-68}), clinopyroxène (Wo_{39-46} En_{36-45} Fs_{14-18}) et les minéraux ferro-titanés.

La composition des clinopyroxènes des basaltes montre deux tendances :

Horizon B1 : il s'agit d'une augite avec des proportions en wollastonite comprises entre Wo_{39} et Wo_{44} . Elle a des teneurs, plus faible en Ti et en Ca, le rapport XMg est plus élevé.

Horizon B2 : il s'agit d'un diopside, relativement riches en Ti et Ca, alors que le rapport XMg est plus bas.

A l'opposé des séries alcalines intraplaques qui sont caractérisées par des teneurs en TiO_2 , K_2O et P_2O_5 assez élevées, la majorité des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal ont des teneurs en TiO_2 , K_2O et P_2O_5 modérées et un faible pourcentage en néphéline normative. Ce qui témoigne du caractère transitionnel de ces roches. En plus des variations des alcalins en fonction de la silice, qui certifie son appartenance aux séries transitionnelles, les roches magmatiques étudiées font partie des domaines transitionnels sur les diagrammes de compositions des clinopyroxènes. Les teneurs réduites en Nb, ne dépassant pas 50 ppm et les rapports Ti/Y et Nb/Y caractérisent, aussi, les roches transitionnelles.

Les rapports LREE/HREE des spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) sont bas, avec une pente moins forte que celle connue pour les séries alcalines (Kay et Gast, 1973).

Les diagrammes de normalisation multiéléments sont communément semblables aux suites des basaltes des îles océaniques (OIB), Ils montrent en général un enrichissement en LILE, en HFSE et un appauvrissement en Y, Yb et Lu. Les spectres se caractérisent aussi par des anomalies négatives en Nb et positives en Rb, K et P, au niveau des faciès relativement évolués, ainsi qu'au niveau des basaltes de l'horizon B2.

Les roches basaltiques de l'horizon B1 et celles de l'horizon B2 sont issues d'un magma commun, elles ne sont pas d'origines distinctes (Bensalah, 2006, 2013). Cependant, nos travaux sont certainement du même avis sur la diminution du caractère transitionnel des laves de l'horizon B2 (Bensalah, 2006). Deux hypothèses se posent ainsi, pour expliquer cette diversité :

- L'évolution régulière de la composition des roches magmatiques, en rapport avec le changement de la nature des événements magmatiques, lié aux processus géotectoniques régionaux (nature magmatique change depuis un magmatisme tholéiitique au Trias jusqu'au magmatisme purement alcalin à partir à l'Eocène) (Zayane, 2002) ;
- Une contamination crustale ou un mélange de magmas soutenus par les anomalies mises en évidence au niveau des laves B2 (anomalie négative en Nb), et la transition augite-diopside dans les roches volcaniques de l'horizon B2 (Clocchiatti, 1981).

Les variations des rapports K/Nb, Zr/Nb, La/N et Nb/Ta, rapprochent l'origine de ces roches à une source mantellique de type OIB (basaltes des îles océaniques), avec une contribution importante du réservoir du pôle EM (Manteau enrichi) (plus particulièrement EMII) et une participation, de moindre effet, d'une source de type HIMU (long-term high U/Pb : rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ élevé).

Le comportement des différents éléments majeurs et traces au cours de l'évolution magmatique et les corrélations inter-éléments, appuient un processus de différenciation par cristallisation fractionnée.

Les teneurs en éléments SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O et Rb accroissent, progressivement avec la différenciation, alors que MgO , FeO , CaO , Ni et Cr diminuent. Le parallélisme entre les spectres des terres rares, soutient ce processus.

Cela s'accompagne par une évolution progressive au niveau de la composition des phases minérales, depuis les faciès les plus basiques jusqu'aux faciès évolués (monzo-gabbros et monzo-diorites). Les olivines montrent une diminution des teneurs en forstérite depuis les gabbros riches en olivine aux gabbros moins riches, les plagioclases sont de plus en plus sodiques, avec l'apparition d'une deuxième famille de plagioclase à composition intermédiaire (An_{44-54}). Le XMg des clinopyroxènes décroît régulièrement depuis les gabbros à olivine jusqu'aux monzo-gabbros, cette variation est accompagnée par un enrichissement en Fe et en Ti et une diminution en Ca.

En plus de la cristallisation fractionnée, plusieurs arguments plaident en faveur d'une intervention de la croûte continentale dans la genèse des roches magmatiques de l'Atlas de Béni-Mellal par le processus AFC (assimilation couplée à la cristallisation fractionnée). Ce phénomène permet d'expliquer l'existence des poches et filonnets très évolués (syénitiques) dans les roches des gabbros à olivine. Il permet également d'expliquer l'anomalie en Nb des spectres multiéléments. En absence des données isotopiques, il sera un peu difficile d'évaluer l'ampleur de cette contamination, cependant les variations des éléments Y, Nb et La sur le diagramme de Cabanis et Lécalle, 1989, indique qu'il s'agit d'un contaminant proche de la croûte supérieure.

La modélisation qui utilise les rapports des terres rares normalisées (Ellam, 1992), a permis d'avoir une idée sur la nature de la source du magma parent des roches étudiées : il s'agit d'une source située dans la zone lherzolite à grenat et une zone de transition lherzolite à grenat et spinelle, à une profondeur avoisinant 60 à 90 Km et avec un taux de fusion variant entre 4% à 8%.

Magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal dans son contexte géotectonique

Le Haut-Atlas Central, dont l'Atlas de Béni-Mellal fait parti, a connu une activité magmatique, en outre du magmatisme étudié dans ce travail, représentée par un magmatisme tholéiitique manifesté dès le Trias et durant infra-Lias (Beraâouz, 1995 ; Youbi et al., 2003 ; Marzoli et al., 2004) et par un magmatisme alcalin d'âge Eocène (Kchit, 1990 ; Beraâouz, 1995 ; Bouabdellah et al., 2010).

- Le magmatisme tholéiitique : les études géochimiques témoignent de l'appartenance de ce magmatisme aux séries MORB (Bertrand et al., 1982 ; Aït Chayeb et al., 1998 ; Youbi et al., 2003). Les basaltes tholéiitiques sont issus d'un taux de fusion,

atteignant, les 10% (Beraâouz, 1995) et d'une source lherzolite, essentiellement, à spinelle ou à spinelle-grenat.

- Le magmatisme purement alcalin à l'Eocène : représenté par les roches éruptives de la région de Taourirt, les lamprophyres et le complexe sub-volcanique de Tamazert. Selon Beraâouz, 1995, les associations des roches alcalines de la région de Tamazert sont originaires d'une source lherzolite à grenat avec un taux de fusion qui ne dépasse pas le 1%.
- Le magmatisme transitionnel d'âge Jurassico-Crétacé : souligné par ensemble de roches volcaniques, subvolcanique et intrusives. Les calculs des taux de fusion ont livré des valeurs variant entre 4 et 8%. Il est issu d'une source où interviennent lherzolite à grenat et lherzolite à grenat-spinelle.

Le magmatisme de l'Atlas de Béni-Mellal rentre donc dans le cadre de l'évolution géodynamique du domaine atlasique et ainsi dans la variation dans le temps de la nature de magmatisme. L'extension triasique liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique, est responsable de l'édifice du magmatisme tholéiitique. Durant le Jurassique moyen-Crétacé inférieur, et sous l'influence d'une convergence continentale Afrique-Europe (Laville et Piqué, 1992), le régime tectonique devient transpressif, le magmatisme est, alors, transitionnel. A l'Eocène le régime compressif s'installe, la nature du magmatisme est, par conséquent, alcaline. Ce schéma est contemporain à un épaissement lithosphérique et à une diminution progressive du taux de fusion depuis le Trias jusqu'à l'Eocène.

RÉFÉRENCES BIBIOLGRAPHIQUES

Références bibliographiques

A

- Aghchmi M.**, 1984. Les carbonatites filoniennes de l'oued Tamazeght et leur relations avec les métasyénites (H. A. de Midelt, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, univ. Toulouse, 150 p.
- Aït Addi A.**, 1994. Sédimentologie, biostratigraphie et diagenèse carbonatée des faciès du Lias supérieur-Dogger du Haut Atlas central. Thèse 3^{ème} cycle, univ. Tunis II, 211 p.
- Albarede F.**, 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *J. Geophys. Res.* 97, p 10997-11009.
- Andersen D. J., Lindsley D. H. & Davidson P. M.**, 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe–Mg–Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers & Geosciences* 19 (9), p1333–1350.
- Andreu B.**, 1991. Les Ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata* 2, p 1–765.
- Andreu B., Colin J. P., Haddoumi H. & Charrière A.**, 2003. Les Ostracodes des «Couches rouges» du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas Central. Maroc : systématique, biostratigraphie, paléocéologie, paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie* 46, p 193–216.
- Armando G.**, 1999. Intracontinental alkaline magmatism : geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Jbel Halim massif (Central High Atlas, Morocco). *Mém. Géol., Lausanne*, N°31, 106 p.

B

- Barberi F., Bizouard H. & Varet J.**, 1971. Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.* 33, p 93-107.
- Bardon C., Bossert A., Hamzeh R. & Westphal M.**, 1978. Paléomagnétisme des formations paléovolcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Béni-Mellal (Maroc), *Notes Serv. Géol. Maroc*, t. 39, N° 272, p 7-26.
- Benckroun M. S.**, 1985. Les séries triasiques du Maroc (Domaines mésétien et atlasique) : évolution minéralogique et géochimique. Thèse de 3^{ème} cycle, univ. Strasbourg, 237 p.
- Bensalah M. K., Martins L. T., Youbi N., Mata J., Madeira J., Munhá J.M., Beraâouz E. H., Marzoli A., Bertrand H., Bellieni G., Verati C. & Ibouh H.**, 2006. Preliminary data on the Upper Jurassic-Early Cretaceous magmatism of the Oued El-Abid synclinal zone (Central High Atlas,

- Morocco): volcanology, geochemistry and geodynamic implications. Sociedade Geologica de Portugal, VII Congresso National de geologia. p 143-146.
- Bensalah M. K.**, 2012. De la fin du cycle orogénique hercynien à l'ouverture et l'évolution de l'Atlantique Central : les marqueurs magmatiques de cette transition. Etude pétrologique et géochimique. Exemple d'application dans le Permien, le Trias-Jurassique et le Jurassique-Crétacé du Maroc. Thèse d'état, univ. Marrakech, 358 p.
- Bensalah M. K., Youbi N., Mata J., Madeira J., Martins L., El Hachimi H., Bertrand H., Marzoli A., Bellieni G., Doblaz M., Font E., Medina F., Mahmoudi A., Beraâouz E. B., Miranda R., Veratim C., De Min A., Ben Abbou M. & Zayane R.**, 2013. The Jurassic–Cretaceous basaltic magmatism of the Oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): Physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences* 81, p 60-81.
- Beraâouz E. H.**, 1989. Contribution à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique du magmatisme alcalin Jurassico-Crétacé du Haut-Atlas Central (région d'Imilchil-Aït Attab), Thèse de 3^{ème} cycle, univ. Marrakech, 154 p.
- Beraâouz E. H.**, 1995. Episode magmatique associés au rift atlasique et ouverture de l'Atlantique central, thèse d'état, univ. Casablanca, 221 p.
- Beraâouz E. H & Bonin B.**, 1993. Magmatisme alcalin intracontinental en contexte de décrochement : le massif plutonique mésozoïque de Tirrhist, haut Atlas central, Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, série II, p 643-657.
- Beraâouz E. H. Platevoet B. & Bonin B.**, 1994. Le magmatisme mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) et l'ouverture de l'atlantique central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p 1079-1085.
- Bernasconi R.**, 1983. Géologie du Haut Atlas de Rich, Maroc. Thèse Es-Sci. Univ. Neuchâtel, 117 p.
- Bertrand H.**, 1991. The Mesozoic province of Northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, in : A.B. Kampunzu, R.T. Lubala (Eds.), *Magmatism in extensional structural setting*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p 147–188.
- Bertrand H. & Prioton J. M.**, 1975. Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. Thèse de 3^{ème} cycle, univ. Lyon, 321 p.
- Bertrand H., Dostal J. & Dupuy C.**, 1982. Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco, *Earth Planet. Sci. Lett.* 58, p 225–239.
- Bouabdeli A.**, 1987. Étude pétrologique et géochimique des lamprophyres et roches associées de la région de Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc). Thèse, univ. Montpellier, 162 p.
- Bouabdli A. & Liotard J. M.**, 1992. Affinité kimberlitique des lamprophyres ultrabasiques du massif carbonatitique de Tamazert (Haut Atlas marocain). *C. R. Acad. Sci., Série II* 314, p 351-357.
- Bouabdellah M., Hoernle K., Kchit A., Duggen S., Hauff F., Kluegel A., Lowry D. & Beaudoin G.**, 2010. Petrogenesis of the Eocene Tamazert continental carbonatites (central high Atlas,

- Morocco): implication for a common source for Tamazert and canary and cape verde island carbonatites. In : Journal of Petrology, Vol. 51, N° 8, p 1655-1686.
- Boucart J. & Roch E.**, 1942. Carte géologique provisoire des régions de Ouaouizeght et Dadès. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N° 54.
- Bouchouata A., Canérot J., Souhel A. & Almeras Y.**, 1995. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique dans la région de Talmest-Tazoult (Haut Atlas central, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris 320, 2a, p 749 - 756.
- Bougadir B.**, 1991. Les complexes plutoniques alcalins de la ride de Tassent (Haut Atlas central, Maroc). Pétrographie, minéralogie, mécanisme et cinématique de mise en place. Thèse 3^{ème} cycle, univ. Marrakech, 165 p.
- Bougadir B.**, 1998. Évolutions magmatiques, métamorphiques et hydrothermales anté-phase compressive dans la région d'Imilchil (Haut Atlas central, Maroc). Implications géodynamiques. Thèse d'État, univ. Marrakech.
- Brechbühler Y. A.**, 1984. Etude structurale du haut Atlas calcaire entre Jbel Ayachi et Rich, Maroc. Thèse Es-Sci. Univ. Neuchâtel, 128 p.
- Bred R., Hauptmann M. & Herbig H. G.**, 1992. Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco, the Mesozoic-Cenozoic development of the Central Haigh Atlas and the Middle Atlas. Geol. Rdsch., 81/1, p 127-141.

C

- Cabanis B. et Lécolle M.**, 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. 309, p 2023-2029.
- Caïa J.**, 1968. Roches éruptives basiques et minéralisation en Pb, Zn et Sr de la région de Tirrhist. (Haut Atlas de Midelt). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N° 206, p 6-35.
- Chafiki D.**, 1994. Dynamique sédimentaire à l'articulation plate-forme-bassin : exemple du Lias de la région de Béni-Mellal (Haut Atlas central, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, univ. Marrakech, 185 p.
- Charrière A., Haddoumi H. & Mojon, P. O.**, 2005. Découverte du Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les « Couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain : implications paléogéographiques et structurales. Comptes Rendus Palevol 4, p 385–394.
- Chèvremont P.**, 1975. Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tasent et Tasraft et leurs indices métallifères dans leur cadre géologique (Haut Atlas Central, Maroc). Thèse univ. Claude Bernard, Lyon I, 148 p.

- Choubert G. & Faure-Muret A.**, 1960–1962. Évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, in: Livre à la mémoire du Pr. Paul Fallot. Bull. Soc. Géol. France 1, Mém. HS, p 447–527.
- Choubert G., & Marçais J.**, 1952. Géologie du Maroc. Première partie : aperçus structural. Not. Mem., p 100.
- Clocchiatti R.**, 1981. La transition augite-diopside et les liquids silicatés intracristallins dans les pyroclastes de l'activité actuelle de Stramboli : témoignage de la réinjection et du mélange magmatique. Bull. Volcanol. Vol. 44-3, p 339-357.
- Coish R. A. & Sinton C. W.**, 1992. Geochemistry of mafic dikes in the Adirondack mountains: implications for late Proterozoic continental rifting. Contrib. Mineral Petrol. 110 p 500-514.
- Cook C., Briggs R. M., Smith I. E. M & Maas R.**, 2005. Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. Journal of petrology, Vol. 46, N° 3, p 473-503.
- Cornée J. J.**, 1989. Le Haut Atlas occidental paléozoïque : un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental. Thèse Sci. Univ. Marseille, 375 p.

D

- De Paolo D. J.**, 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization, Earth Planet. Sci. Lett. 84 p 59–68.
- Deer W. A, Howie R. A & Zussman J.**, 1963. Rock-Forming Minerals. Volume 4, Framework Silicates. Longmans, p 435.
- Du Dresnay R.**, 1979. Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du maroc. In : Symposium « Sédimentation jurassique w. européen ». Publ. Spéc. A.S.F., I, p 345-365.
- Dubar G.**, 1938. Sur la formation de ride à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 206, p 525-527.
- Dubar G.**, 1943. Sur le Lias supérieur du Haut Atlas de Midelt au 1/200000. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 49, p 82-91.
- Dupuy C. & Dostal J.**, 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites, Earth Planet. Sci. Lett. 67, p 61–69.

E

- El Bchari F. & Souhel A.**, 2008. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique (Sinémurien terminal - Aalénien) d'Ait Bou Guemmez (Haut Atlas central, Maroc). *Estudios Geol.*, 64(2), p 151-160.
- El Hariri K., Neige P. & Dommergues J. L.**, 1996. Morphométrie des côtes chez les Harpoceratinae (Ammonitina) pliensbachiens. Comparaison des formes du Haut-Atlas (Maroc) avec celles de l'Apennin Central (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris (série II a)* 322, p 693–700.
- Ellam R. M.**, 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geol.* 20, p 153-156.

F

- Fiechtner P.**, 1992. Geochemistry and geochronology of early Mesozoic tholeiites from central Morocco. *Geol. Rdsch.* 81/1, Stuttgart, p 45-62.
- Fosso J., Ménard J. J., Bardintzeff J. M., Wandji P., Tchoua F. M. & Bellon H.**, 2005. Les laves du mont Bangou : une première manifestation volcanique éocène, à affinité transitionnelle, de la Ligne du Cameroun. *C. R. Geoscie.* 337, p 315–325.
- Fraissinet C., Zouine E., Morel J. L., Poisson A., Andrieux J. & Faure-Mauret A.**, 1988. Structural evolution of the Southern and Northern Central High Atlas in Paleocene and Mio-Pliocene times. In "The Atlas system of the Morocco". Jacobshagen , V. H. (Editor), Springer-Verlag, Berlin, 15, p 273-291.
- Frizon De Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O. & guillocheau F.**, 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia) : An overview. *Tectonophysics*, 475, p 9-28.

G

- Görler K., Helmdach F. F., Gaemers P., Heissig K., Hinsch W., Mädler K., Schwarzhaus W. & Zucht M.**, 1988. The uplift of the Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In : The Atlas system of the Morocco. Jacobshagen, V. H. Edit. Springer-Verlag, Berlin, 15, p 361-404.
- Guezal J., El Baghdadi M., Barakat A. & Raïs J.**, 2011. Le magmatisme jurassique-crétacé de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc) : géochimie et signification géodynamique. *Bull. Inst. Sci. Rabat, Sci. Terre*, N° 33, p 17-23.

H

- Haddoumi, H.**, 1988. Les Couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut Atlas central, Maroc) ; étude sédimentologique et stratigraphique. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I. (inédite).
- Haddoumi H., Charrière A., Feist M. & Andreu B.**, 2002. Nouvelles datations (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) dans les « Couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain ; conséquences sur l'âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. C. R. Palevol 1, p 259–266.
- Haddoumi H., Charrière A. & Mojon P.O.**, 2010. Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques. C. R. Geobios, 43, p 431-451.
- Hailwood E. A. & Mitchell J. G.**, 1971. Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 24, p 351–364
- Hart S. R.**, 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet. Sci. Lett. 90, p 273-296.
- Hildreth W., Halliday A. N. & Christiansen R. L.**, 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field. J. Petrol 32, p 63-138.

I

- Ibouh H.**, 1995. Tectonique en décrochement et intrusions magmatiques. Tectogenèse polyphasée des rides jurassiques d'Imilchil. Haut Atlas central, Maroc. . Thèse 3^{ème} cycle, univ. Marrakech, 267p.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A.**, 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, p 523–548.

J

- Jenny J.**, 1983. Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut Atlas Central, Maroc), prolongation orientale de la zone de décrochements du Tizi'n'Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Eclogae. geol. Helv. 76/1, p 243-251.
- Jenny J.**, 1988. Mémoire explicative de la carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille d'Azilal, Haut Atlas central. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, N° 339 bis, 104, p 47.

- Jenny J.**, 1989. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100.000 (feuille d'Azilal, Haut- Atlas central). Notes et Mem. Serv. Géol. Rabat, 339 bis 104 p.
- Jenny J., Le Marrec A. & Monbaron M.**, 1981. Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central, Maroc : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire. Bull. Soc. Géol. France (7), XXIII, 6, p 627-239.
- Jenny J. & Monbaron M.**, 1981. Carte géologique de la région d'Azilal, échelle 1/50000. Rapp. Int. Serv. Carte géol. Maroc. Inédit.
- Jossen J.A.**, 1988. Carte géologique de Zawiya Ahançal 1/100.000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, N° 355.
- Jung S., Pfänder J. A., Brauns M. & Maas R.**, 2011. Crustal contamination and mantle source characteristics in continental intra-plate volcanic rocks : Pb, Hf and Os isotopes from central European volcanic province basalts. Geochim. Cosmochim. Acta 75, p 2664-2683.

K

- Kadar M.**, 1984. Minéralogie et implications pétrologiques des pegmatites et des syénites néphéliniques du massif alcalin du Tamazeght (H. A. de Midelt, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, univ. Toulouse.
- Kalfoun F.**, 2001. Géochimie du Niobium et du Tantale : distribution et fractionnement de ces deux éléments dans les différents réservoirs terrestres. Thèse Doct. Univ. Montpellier II, 273 p.
- Kay R. W., & Gast P. W.**, 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts, J. Geol., 81 p 653–682.
- Kchit A.**, 1990. Le plutonisme alcalin de Tamazert (H. A. de Midelt, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, univ. Toulouse. 287 p.
- Kushiro I.**, 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks, Am. J. Sci. 258, p 548-554.

L

- Lanyon R., Varne R. & Crawford A. J.**, 1993. Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny plume, and opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean). Geol. 21, p 555–558.
- Laville E.**, 1978. Indice des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut Atlas central, Maroc. Bull. Soc. Géol. France, 7, t. XX, N° 3, p 329-337.
- Laville E.**, 1985. Évolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements, thèse d'État, univ. Montpellier, 185 p.
- Laville E.**, 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike slip basin of the central High Atlas (Morocco). In "Triassic-Jurassic rifting, continental breakup and the origin

- of the Atlantic Ocean and passive margins". Part A., W. Manspeizer Edit., developments in geotectonics, 22, Elsevier, New York, ch. 21, p 499-523.
- Laville E. & Piqué A.**, 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejeu des structures hercyniennes. *Bulle. Soci. Géol. France* 162(6) p 1161-1171.
- Laville E. & Piqué A.**, 1992. Jurassic penetrative deformation and cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and Orogenic inversions, Geol. Rundsch.* 81, p 157–170.
- Laville E., Piqué A., Amrhar M. & Charroud M.**, 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 38: p 145-153.
- Laville E., Zayane R., Honnorez J. & Piqué A.**, 1994. Le métamorphisme jurassique du Haut Atlas central (Maroc) ; épisodes synschisteux et hydrothermaux, *C. R. Acad. Sci. Paris, série II* 318, p1349–1356.
- Le Marec A. & Jenny J.**, 1980. L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXII, N°3, p 421-427.
- Le Bas M. J.**, 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.* 260, p 267-288.
- 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, p 745–750.
- Leeman W. P. & Hawkesworth C. J.**, 1986. Open magma systems: trace element and isotopic constraints. *J. Geophys. Res.* 91, p 5901- 5912.
- Lepage L. D.**, 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences* 29, p 673–678.
- Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. & Marchal M.**, 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth Planet. Sci. Lett.* 59 p 139–154.
- Lhachmi A.**, 1992. Pétrologie de l'intrusion alcaline et des roches magmatiques associées de la région d'Anemzi (Haut Atlas Central, Maroc). Thèse Musée National d'Histoire Naturelle, Paris, 153 p.
- Lhachmi A., Lorand J. P. & Fabries J.**, 2001. Pétrologie de l'intrusion alcaline mésozoïque de la région d'Amenzi, Haut Atlas Central, Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 32, No. 4, p 741-764.
- Löwner R.**, 2009. Recherches sédimentologiques et structurales à l'articulation entre Haut et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc. Thèse univ. Technique de Berlin, 201 p.

Lustrino M. & Wilson M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth sci. Rev.* 81, p 1-65.

M

Marzoli A., Bertrand H., Knight K. B., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P. R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L. & Bellieni G., 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology* 32, p 973–976.

Mattauer M., Tapponnier P. & Proust F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. géol. France* (3) XIX 521–526.

Meschede M., 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56, p 207-218.

Michard A., 1976. *Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 252, p 408.

Middlemost E. A. K., 1975. The Basalt Clan, *Earth. Sci. Rev.* 11, p 337–364.

Middlemost E. A. K., 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Sci. Rev.* 37, p 215-224.

Monbaron M., 1980. Le magmatisme basique de la région de Tagleft, dans son contexte géologique régional (Haut Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 290, p 1337-1340.

Monbaron M., 1981. Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Béni Mellal (Maroc) au cours du mésozoïque ; ses indices sur la tectonique tertiaire. *Eclogae. geol. Helv.* 74/3, p 625-638.

Monbaron M., 1982. Précisions sur la chronologie et la tectognèse atlasique : exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 294, p 883-886.

Monbaron M., 1985. Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Béni-Mellal. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 341.

Monbaron M., 1988. Un relief anté-bathonien enfoui sur l'emplacement de la ride du Jbel La'bbadine (Haut Atls central, Maroc) ; conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique. *Notes Serv. Géol. Maroc*, t. 44, N° 334, p 87-98.

Monbaron M. & Just E., 1980. Les roches magmatiques basiques de la region de Tagleft (Haut Atlas central) : relations spatiales et génétiques. *Mines, géol. & Energ.* N° 48, Rabat, p 45-50.

Monbaron M., Kubler B. & Zweidler D., 1990. Detrital rubified sedimentation in the High Atlas through in the Mesozoic: attempt at lateral correlations using correspondence factor analysis. *Journal of African earth Sci.* Vol. 10, N°. 1/2 p 369-384.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K. & Gottardi D., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Min.*, Vol. 73, p 1123-1133.

Mouguina M., 1992. Minéralisations polyphasées (Zn, Pb, Cu, Fe, As) liées au magmatisme d'un rift avorté au Jurassique, région de Talmest-Tazoult : Haut Atlas central, Maroc. . Thèse 3^{ème} cycle, univ. Tunis II, 186 p.

Moundi A., Wandji P., Bardintzeff J. M., Menard J. J., Okomo Atouba L. C., Mouchero O. F., Reusser E., Bellon H. & Tchoua F. M., 2007. Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *C. R. Geosci.*, 339, p 396-406.

N

Nisbet E. G. & Pearce J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings, *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, p 149-160.

P

Palacz Z. N. & Saunders A. D., 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 79, p 270-280.

Pearce J. A., 1982. Trace element characteristic of lavas destructives plate boundaries. In: *Andesites-Orogenic Andesites and Related Rocks.* (Edited by Thorpe, R. S.), John Wiley and Sons, New York, p 525-549.

Pearce J. A. & Cann J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 19, p 290–300.

Pearce J. A. & Norry M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, p 33–47.

Petit J. P., 1976. La zone de décrochement de Tizi'n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse spécialité. Univ. Languedoc-Montpellier, 99 p.

Petit J. P., Raynaud S. & Cautru J. P., 1985. Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Moi-Pliocène du Haut Atlas-Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, t. I, n° 3, p 415-421.

Piqué A., 1994. Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Ed. Pumag. Marrakech, 284 p.

Piqué A., Aït Brahim L., Aït Ouali R., Amrhar M., Charroud M., Gourmelen C., Laville E., Rekhiss F. & Tricart, P., 1998. Évolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-

Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bull. Soci. géol. France 169 (6), p 797–810.

Putirka K., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: test of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, Vol. 90, p 336-346.

Putirka K., 2008. Excess Temperatures at Ocean Islands: Implications for Mantle Layering and Convection. *Geol.*, Vol. 36, p 283-286.

Putirka K., Ryerson F. J., & Mikaelian H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist*, Vol. 88, p 1542-1554.

R

Rankenburg K., Lassiter J. C. & Brey G., 2005. The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon Volcanic Line lavas: Constraints from isotopic variations in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux, *J. Petrol.* 46 p 169–190.

Roch E., 1950. Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc N) 51.

Rolley J. P., 1978. Carte géologique du Maroc u 1/100000, feuille Afouer (Haut Atlas Central). Notice explicative. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 247 et 247 bis. p 103.

S

Sadki D. & El Hariri K., 1989. Précisions stratigraphiques et évolution sédimentaire de la bordure nord du Haut Atlas central (Maroc), au cours du Lias- Dogger. *Sci. géol. Strasbourg, Mém.* 83, 1, p 133-142.

Samir M., 1991. Les complexes plutoniques alcalins de la ride Tazoult (Haut Atlas central, Maroc), pétrographie, minéralogie, géochimie et mécanisme de mise en place. Thèse 3^{ème} cycle, univ. Marrakech, 163 p.

Saunders A. D., Norry M. J. & Tarney J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, p 415–445.

Scarrow J. H. & Cox K. G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye. *J. Petrol.* 36, p 3-22.

- Schaer J. P. & Persoz F.**, 1976. Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt, Maroc. Bull. Soc. Géol. France, Paris, 7, 18, p 1239-1250.
- Septfontaine, M.**, 1986. Milieux de dépôt et foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. Revue de Micropaléontologie 28(4), p 255-289.
- Souhel A.**, 1987. Dynamiques sédimentaires des couches rouges intercalaires (Bathonien-Cénomanién) dans l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas central, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, univ. Toulouse, Strata 2/8, 173 p.
- Souhel A.**, 1996. Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. Thèse d'État, univ. Marrakech, 235 p.
- Souhel A., Beaudoin B., Canerot J. & Pinault M.**, 1995. Analyse quantitative de la subsidence durant le Jurassique inférieur dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal (Maroc). 16th. I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Abstracts, Publication de l'Association des sédimentologues français, 22, 136 p.
- Souhel A., Canerot J., El Bchari F., Chafiki D., Gharib A., El Hariri K. & Bouchouata A.**, 2000. The Liassic carbonate platform on the western part of the central High Atlas (Morocco): Stratigraphic and paleogeographic patterns. In: Peri-Tethys Memoir 5. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 182 (Barrier, E. & Crasquin-Soleau, S., eds.), p 39-56.
- Souhel A. & El Hariri K.**, 1998. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Lias Sinémurien terminal – Toarcien moyen de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas central, Maroc). Bull. Soc. Géol. France 169, p 527-536.
- Studer A. M.**, 1980. Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas central, Maroc, essai d'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 291, série D, p 475-460.
- Studer A. M.**, 1987. Tectoniques et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région Toufnit-Tirrhist (Haut Atlas mésozoïque, Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 321, p 65-197.
- Subra A.**, 1977. Mise en évidence d'une structure géologique favorable à des concentrations cuprifères stratiforme dans l'Atlas de Béni-Mellal (Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N° 38-268, p 205-208.
- Subra A.**, 1980. Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, remplissage paléokarstique cuprifère. Mines, géol. Et Energ. 47, p 43-70.
- Sun S. S., McDonough W. F.**, 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts : implications of mantle composition and processes. in : A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), Magmatism in Ocean Basins, Geol. Soc. Spec. Publ., Vol. 42, p 313–345.

T

Termier H., 1936. Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional (4 tomes). Notes et Mém. Serv. Min. et carte Géol. Maroc, N° 33, p 1566.

V

Verati C., Rapaille C., Féraud G., Marzoli A., Bertrand H. & Youbi N., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, p 308-325.

Verset Y., 1988. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille de Qasba-Tadla. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, 340bis, p 1–131.

W

Weaver B. L., 1991. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geol.* 19, p 123–126.

Weaver B. L. & Tarney J., 1981. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, p 171–180.

Westphal M., Montigny R., Thuizat R., Bardon C., Bossert A., Hamzeh R. & Rolley J., 1979. Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et créacé du Maroc. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, p 2150–2164.

White W. & Hofmann A. W., 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* 296, p 821-825.

Winchester J. A. & Floyd P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, p 325–343.

Y

Youbi N., Martins L. T., Munhá J. M., Ibouh H., Madeira J., Aït Chayeb E. H. & El Boukhari A., 2003. The late triassic-early jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the central atlasic magmatic province. in Hames, W.E., et al., eds., *The Central Atlantic magmatic province: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 136, p. 179–207.

Z

- Zayane R.**, 1992. La série plutonique du Haut Atlas central marocain (région d'Imilchil) : pétrographie et géochimie ; aspects métamorphiques et structuraux de sa mise en place, thèse, univ. Bretagne occidentale, Brest, 201 p.
- Zayane R.**, 2002. Magmatisme intraplaque et hydrothermalisme associé : le cas du Haut Atlas Central (Maroc). Thèse d'état, univ. Marrakech, 215 p.
- Zayane R. & Ibouh H.**, 1999. Sépiolite et smectite : témoins de l'altération hydrothermale d'âge jurassique dans la série sédimentaire du Trias du Haut Atlas central. 2^{ème} réunion du groupe marocain du Permien au Trias, Marakech, 22-26 novembre 1999, p 52.
- Zayane R., Essaïfi A., Maury C. R., Piqué A., Laville E. & Bouabdelli M.**, 2002. Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc). C. R. Acad. Geoscience 334, p 97–104.
- Zayane R., Saïdi A., Essaïfi A. & Bouabdelli M.** Minéralogie des altérations hydrothermales des intrusions jurassiques du Haut Atlas central (Maroc), Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc 408.
- Zindler A. & Hart S.**, 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth and Planetary Sci. 14, p 493–571.
- Zou H., Zindler A., Xu X. & Qi Q.**, 2000. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. Chem. Geol. 171, p 33–47.

ANNEXE

	Id1	Id2	Id3	Id4	Id5
SiO ₂	36,44	36,26	35,44	32,60	37,26
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
FeO _t	38,39	34,89	39,39	38,99	34,19
MnO	0,46	0,43	0,46	0,45	0,33
MgO	25,55	28,69	24,25	26,76	27,69
CaO	0,00	0,00	0,04	0,25	0,05
NiO	0,08	0,10	0,08	0,10	0,10
Total	100,93	100,40	99,68	99,18	99,62
Si	1,015	1,001	1,009	0,942	1,029
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	0,895	0,805	0,938	0,942	0,790
Mn	0,011	0,010	0,011	0,011	0,008
Mg	1,061	1,180	1,029	1,152	1,140
Ca	0,000	0,000	0,001	0,008	0,001
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Fo	53,96	59,15	52,00	54,54	58,80
Fa	45,49	40,35	47,38	44,58	40,73
Te	0,55	0,50	0,56	0,52	0,40
Ca-Ol	0,00	0,00	0,06	0,37	0,08
Mg/Mg+Fe²⁺	54,26	59,45	52,32	55,02	59,08

	DAO1	DAO2	DAO3	DAO4
SiO ₂	35,33	34,31	34,22	36,31
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO _t	39,04	39,52	40,59	38,54
MnO	2,25	2,20	2,11	1,22
MgO	23,60	22,79	22,10	22,96
CaO	0,22	0,22	0,21	0,22
NiO	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	100,45	99,04	99,23	99,28
Si	1,005	0,996	0,997	1,035
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000
Fet	0,929	0,960	0,989	0,918
Mn	0,054	0,054	0,052	0,029
Mg	1,001	0,987	0,960	0,975
Ca	0,007	0,007	0,007	0,007
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000
Fo	50,28	49,15	47,81	50,54
Fa	46,66	47,81	49,27	47,59
Te	2,72	2,70	2,59	1,53
Ca-Ol	0,34	0,34	0,33	0,35
Mg/Mg+Fe²⁺	51,87	50,69	49,25	51,50

Annexe 1 : Compositions chimiques et formules structurales des olivines de l'Intrusion d'Idemrane (Id) et du Dyke d'Aït Ouchen (DAO).

	SAB1	SAB2	SAB3
SiO ₂	37,96	39,40	37,34
TiO ₂	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
FeO _t	39,04	41,54	40,94
MnO	0,20	0,30	1,20
MgO	22,43	19,43	20,43
CaO	0,01	0,00	0,09
NiO	0,01	0,01	0,01
Total	99,65	100,69	100,02
Si	1,068	1,104	1,063
Ti	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000
Fet	0,918	0,973	0,975
Mn	0,005	0,007	0,029
Mg	0,941	0,811	0,867
Ca	0,000	0,000	0,003
Ni	0,000	0,000	0,000
Fo	50,46	45,29	46,28
Fa	49,27	54,32	52,03
Te	0,26	0,40	1,54
Ca-Ol	0,02	0,00	0,15
Mg/Mg+Fe²⁺	50,60	45,47	47,08

Annexe 2 : Compositions chimiques et formules structurales des olivines du Sill d'Aït Boumaali.

	BNR1	BNR2
SiO ₂	35,23	38,26
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00
FeO _t	39,66	36,10
MnO	0,90	0,33
MgO	23,25	24,62
CaO	0,10	0,10
NiO	0,00	0,10
Total	99,15	99,51
Si	1,013	1,064
Ti	0,000	0,000
Al	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000
Fet	0,953	0,839
Mn	0,022	0,008
Mg	0,996	1,020
Ca	0,003	0,003
Ni	0,000	0,002
Fo	50,45	54,55
Fa	48,28	44,87
Te	1,11	0,42
Ca-Ol	0,16	0,16
Mg/Mg+Fe²⁺	51,10	54,87

Annexe 3 : Compositions chimiques et formules structurales des olivines des Basaltes de Naour.

	ld1	ld2	ld3	ld1.1	ld1.2	ld1.3	ld1.4	ld1.5
SiO ₂	55,88	54,80	53,79	53,64	52,76	52,26	52,97	53,85
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,43	29,06	29,12	29,95	28,84	29,54	28,70	30,05
FeO _t	0,03	0,12	0,10	0,10	0,30	0,10	0,30	0,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	10,86	11,64	12,67	10,73	13,35	13,23	12,05	9,51
Na ₂ O	5,91	4,99	4,89	5,73	4,89	3,87	4,99	5,53
K ₂ O	0,07	0,16	0,15	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	100,19	100,78	100,72	100,20	100,14	99,02	99,01	99,06
Si	2,516	2,456	2,423	2,419	2,400	2,392	2,425	2,441
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Al	1,455	1,535	1,546	1,592	1,546	1,593	1,548	1,605
Fe	0,001	0,004	0,003	0,003	0,010	0,003	0,010	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,524	0,559	0,612	0,518	0,651	0,649	0,591	0,462
Na	0,516	0,434	0,427	0,501	0,431	0,343	0,443	0,486
K	0,004	0,009	0,009	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001
An	50,19	55,80	58,39	50,71	60,14	65,39	57,16	48,67
Ab	49,43	43,29	40,78	49,01	39,86	34,61	42,84	51,21
Or	0,39	0,91	0,82	0,28	0,00	0,00	0,00	0,12

Annexe 4 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases de l'Intrusion d'Idemrane.

	DO1	DO2	DO3	DO4	DO5	DO6
SiO ₂	48,88	51,77	53,29	49,1	54,72	52,29
TiO ₂	0,09	0,23	0	0,09	0	0,01
Al ₂ O ₃	30,52	29,88	29,41	31,7	28,21	29,52
FeO _t	0,41	0,68	0,47	0,53	0,21	0,32
MnO	0,03	0,04	0,01	0,04	0	0,01
MgO	0,06	0,1	0,11	0,09	0,06	0,04
CaO	17,31	12,98	12,14	15,4	10,51	13,04
Na ₂ O	2,72	3,64	3,76	2,56	4,21	4,76
K ₂ O	0,24	0,32	0,68	0,29	1,38	0,68
Total	100,26	99,64	99,87	99,8	99,3	100,67
Si	2,250	2,363	2,417	2,253	2,489	2,374
Ti	0,003	0,008	0,000	0,003	0,000	0,000
Al	1,656	1,607	1,572	1,715	1,512	1,579
Fe	0,014	0,023	0,016	0,018	0,007	0,011
Mn	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,004	0,007	0,007	0,006	0,004	0,003
Ca	0,854	0,635	0,590	0,757	0,512	0,634
Na	0,243	0,322	0,331	0,228	0,371	0,419
K	0,014	0,019	0,039	0,017	0,080	0,039
An	76,87	65,07	61,46	75,57	53,16	58,05
Ab	21,86	33,02	34,44	22,73	38,53	38,35
Or	1,27	1,91	4,10	1,69	8,31	3,60

Annexe 5 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases du Dyke d'Aït Ouchen.

	SB1	SB2	SB3	SB4
SiO2	53,98	49,5	53,89	50,6
TiO2	0,01	0,01	0	0
Al2O3	29,8	30,79	30,45	30,49
FeOt	0,01	0,00	0,00	0,02
MnO	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0
CaO	8,98	16,32	9,43	15,34
Na2O	5,95	2,93	6,01	2,6
K2O	0,32	0,45	0,23	0,2
Total	99,05	100,00	100,01	99,25
Si	2,450	2,275	2,426	2,324
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,594	1,668	1,616	1,650
Fe	0,000	0,000	0,000	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,437	0,804	0,455	0,755
Na	0,524	0,261	0,525	0,231
K	0,019	0,026	0,013	0,012
An	44,61	73,65	45,82	75,63
Ab	53,49	23,93	52,85	23,20
Or	1,89	2,42	1,33	1,17

	Sid1	Sid2	Sid3
SiO2	52,60	54,34	53,24
TiO2	0,02	0,01	0,00
Al2O3	29,37	29,06	29,63
FeOt	0,05	0,15	0,10
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,03	0,00	0,00
CaO	12,89	12,14	11,55
Na2O	5,65	5,04	4,79
K2O	0,00	0,16	0,10
Total	100,61	100,90	99,41
Si	2,384	2,439	2,419
Ti	0,001	0,000	0,000
Al	1,569	1,537	1,587
Fe	0,002	0,005	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000
Mg	0,002	0,000	0,000
Ca	0,626	0,584	0,562
Na	0,496	0,439	0,422
K	0,000	0,009	0,006
An	55,77	56,59	56,79
Ab	44,23	42,52	42,62
Or	0,00	0,89	0,59

Annexe 6 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases du Sill d'Aït Boumaali (SB) et du Sill d'Idemrane (Sid).

Annexes

	NR1	NR2	NR3	NR4	NR5		SG1	SG2		AA2	AA3
SiO ₂	50,40	49,88	51,24	54,30	53,89	SiO ₂	51,57	52,78	SiO ₂	51,96	53,24
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	TiO ₂	0,01	0,03	TiO ₂	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	31,70	30,50	29,88	29,02	28,54	Al ₂ O ₃	30,17	29,65	Al ₂ O ₃	29,66	28,85
FeO _t	0,52	0,60	0,55	0,40	0,01	FeO _t	0,3	0,17	FeO _t	0,22	0,10
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MnO	0	0,00	MnO	0	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	MgO	0,02	0,01	MgO	0,04	0,00
CaO	13,76	14,43	12,84	10,32	10,34	CaO	13,9	13,44	CaO	12,31	11,51
Na ₂ O	3,48	3,34	4,04	4,87	5,57	Na ₂ O	3,68	3,40	Na ₂ O	4,72	5,53
K ₂ O	0,30	0,54	0,74	1,23	1,06	K ₂ O	0,28	0,52	K ₂ O	0,58	0,62
Total	100,16	99,29	99,29	100,14	99,41	Total	99,93	100,00	Total	99,53	99,85
Si	2,294	2,301	2,355	2,455	2,458	Si	2,351	2,396	Si	2,377	2,424
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Ti	0,000	0,001	Ti	0,001	0,000
Al	1,701	1,658	1,618	1,547	1,534	Al	1,621	1,586	Al	1,599	1,548
Fe	0,018	0,021	0,019	0,014	0,000	Fe	0,010	0,006	Fe	0,008	0,003
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Mn	0,000	0,000	Mn	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	Mg	0,001	0,001	Mg	0,003	0,000
Ca	0,671	0,713	0,632	0,500	0,505	Ca	0,679	0,654	Ca	0,603	0,562
Na	0,307	0,299	0,360	0,427	0,493	Na	0,325	0,299	Na	0,419	0,488
K	0,017	0,032	0,043	0,071	0,062	K	0,016	0,030	K	0,034	0,036
An	67,40	68,33	61,05	50,10	47,69	An	66,53	66,50	An	57,14	51,72
Ab	30,85	28,62	34,76	42,79	46,49	Ab	31,87	30,44	Ab	39,65	44,97
Or	1,75	3,04	4,19	7,11	5,82	Or	1,60	3,06	Or	3,21	3,32

Annexe 7 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases des Basaltes. NR : Naour ; SG : Jbel Sgat ; AA : Aït Attab (B2).

	CPI1	CPI2	CPI3	CPI4	CPI5	CPI6	CPI7	CPI8
SiO ₂	49,01	50,02	49,70	50,30	49,45	50,16	50,30	49,11
TiO ₂	0,55	0,49	0,42	0,20	0,43	0,63	0,81	0,36
Al ₂ O ₃	2,20	2,89	2,23	2,11	2,16	2,65	3,16	1,67
Cr ₂ O ₃	0,00	0,30	0,18	0,77	0,10	0,06	0,24	0,43
Fe ₂ O ₃	2,15	2,12	2,68	2,55	2,96	3,33	3,54	2,89
FeO	7,95	6,72	6,64	5,35	5,61	6,68	4,65	6,39
MnO	0,23	0,18	0,19	0,17	0,13	0,26	0,22	0,53
MgO	16,36	16,56	17,03	17,27	16,88	15,63	15,35	16,38
CaO	20,91	21,10	21,51	23,29	22,49	20,69	21,97	21,78
Na ₂ O	0,18	0,23	0,11	0,17	0,18	0,27	0,37	0,33
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,54	100,61	100,69	102,18	100,39	100,36	100,61	99,87
Formule Structurale (6 Oxygènes)								
Si	1,850	1,853	1,847	1,841	1,842	1,866	1,857	1,849
Ti	0,016	0,014	0,012	0,006	0,012	0,018	0,022	0,010
Al _{IV}	0,098	0,126	0,098	0,091	0,095	0,116	0,137	0,074
Al _{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,009	0,005	0,022	0,003	0,002	0,007	0,013
Fe ³⁺	0,061	0,059	0,075	0,070	0,083	0,093	0,098	0,082
Fe ²⁺	0,251	0,208	0,206	0,164	0,175	0,208	0,144	0,201
Mn	0,007	0,006	0,006	0,005	0,004	0,008	0,007	0,017
Mg	0,920	0,915	0,943	0,942	0,937	0,867	0,845	0,919
Ca	0,846	0,838	0,856	0,913	0,898	0,824	0,869	0,879
Na	0,013	0,017	0,008	0,012	0,013	0,019	0,026	0,024
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	4,062	4,044	4,056	4,067	4,062	4,021	4,013	4,068
Wo	40,69	41,47	41,15	43,71	42,89	41,39	44,43	42,22
En	44,30	45,29	45,33	45,09	44,79	43,50	43,20	44,18
Fs	15,01	13,24	13,52	11,20	12,32	15,11	12,37	13,60
Mg/Mg+Fe ²⁺	78,58	81,46	82,05	85,19	84,29	80,66	85,47	82,04

Annexe 8 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes de l'intrusion d'Idemrane.

	CPD1	CPD2	CPD3	CPD4	CPD5
SiO ₂	51,20	51,05	50,82	49,95	51,29
TiO ₂	0,65	0,78	0,67	0,86	0,60
Al ₂ O ₃	1,70	1,60	2,51	1,58	1,96
Cr ₂ O ₃	0,15	0,40	0,06	0,61	0,34
Fe ₂ O ₃	2,76	3,87	2,65	3,87	2,20
FeO	7,58	6,81	7,78	7,97	6,20
MnO	0,29	0,36	0,22	0,39	0,34
MgO	15,38	13,96	15,54	11,29	16,77
CaO	19,17	20,87	19,48	20,79	19,09
Na ₂ O	0,23	0,01	0,42	0,42	0,29
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,11	99,71	100,15	97,73	99,08
Formule Structurale (6 Oxygènes)					
Si	1,921	1,913	1,891	1,926	1,911
Ti	0,018	0,022	0,019	0,025	0,017
Al _{IV}	0,075	0,071	0,109	0,072	0,086
Al _{VI}	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,004	0,012	0,002	0,019	0,010
Fe ³⁺	0,078	0,109	0,074	0,112	0,062
Fe ²⁺	0,238	0,213	0,242	0,257	0,193
Mn	0,009	0,011	0,007	0,013	0,011
Mg	0,860	0,780	0,862	0,649	0,931
Ca	0,770	0,838	0,776	0,859	0,762
Na	0,017	0,001	0,030	0,031	0,021
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	3,991	3,970	4,013	3,963	4,004
Wo	39,59	43,18	39,73	45,75	39,11
En	44,19	40,19	44,09	34,57	47,81
Fs	16,22	16,62	16,18	19,67	13,08
Mg/Mg+Fe ²⁺	78,34	78,51	78,07	71,63	82,82

Annexe 9 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes de Dyke d'Aït Ouchen.

	CPSA1	CPSA2	CPSA3	CPSA4	CPSA5
SiO2	51,42	52,05	51,08	52,82	51,78
TiO2	0,51	0,56	0,61	0,22	0,65
Al2O3	4,01	3,56	3,06	1,19	2,99
Cr2O3	0,19	0,16	0,01	0,01	0,06
Fe2O3	0,75	2,15	2,72	0,57	0,93
FeO	5,84	7,77	7,28	9,10	7,21
MnO	0,14	0,19	0,32	0,55	0,21
MgO	15,44	12,43	13,01	14,36	15,38
CaO	21,44	21,37	21,09	20,85	20,47
Na2O	0,21	0,24	0,27	0,30	0,31
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,95	100,48	99,45	99,97	99,99
Formule Structurale (6 Oxygènes)					
Si	1,893	1,926	1,913	1,970	1,914
Ti	0,014	0,016	0,017	0,006	0,018
Al _{IV}	0,107	0,074	0,087	0,030	0,086
Al _{VI}	0,067	0,081	0,048	0,023	0,044
Cr	0,006	0,005	0,000	0,000	0,002
Fe ³⁺	0,021	0,060	0,077	0,016	0,026
Fe ²⁺	0,180	0,240	0,228	0,284	0,223
Mn	0,004	0,006	0,010	0,017	0,007
Mg	0,847	0,686	0,726	0,799	0,848
Ca	0,846	0,847	0,846	0,833	0,811
Na	0,015	0,017	0,020	0,022	0,022
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	4,000	3,957	3,973	4,000	4,000
Wo	44,66	46,22	45,08	43,14	42,51
En	44,75	37,40	38,69	41,34	44,44
Fs	10,59	16,38	16,23	15,52	13,04
Mg/Mg+Fe2+	82,50	74,04	76,11	73,77	79,18

	CPSI1	CPSI2	CPSI3	CPSI4
SiO2	51,74	51,53	50,51	50,43
TiO2	0,81	1,00	0,84	1,83
Al2O3	3,46	3,03	3,23	3,63
Cr2O3	0,07	0,15	0,06	0,05
Fe2O3	2,84	2,32	2,99	2,10
FeO	8,45	8,50	9,25	8,11
MnO	0,13	0,34	0,38	0,25
MgO	13,65	13,43	12,96	13,93
CaO	17,53	18,58	19,20	19,41
Na2O	0,32	0,79	0,28	0,50
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,00	99,67	99,70	100,24
Formule Structurale (6 Oxygènes)				
Si	1,932	1,923	1,898	1,874
Ti	0,023	0,028	0,024	0,051
Al _{IV}	0,068	0,077	0,102	0,126
Al _{VI}	0,084	0,056	0,041	0,032
Cr	0,002	0,004	0,002	0,001
Fe ³⁺	0,080	0,065	0,085	0,059
Fe ²⁺	0,264	0,265	0,291	0,252
Mn	0,004	0,011	0,012	0,008
Mg	0,760	0,747	0,726	0,772
Ca	0,701	0,743	0,773	0,773
Na	0,023	0,057	0,020	0,036
K	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	3,940	3,976	3,974	3,984
Wo	38,86	40,81	41,24	41,65
En	42,10	41,04	38,74	41,60
Fs	19,04	18,15	20,02	16,75
Mg/Mg+Fe2+	74,22	73,80	71,41	75,38

Annexe 10 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes du Sill d'Aït BOumaali (CPSA) et du Sill d'Idemrane (CPSI).

Annexes

	NR1	NR2	NR3
SiO2	51,64	52,60	51,06
TiO2	0,52	0,37	0,73
Al2O3	2,85	1,60	3,33
Cr2O3	0,15	0,02	0,00
Fe2O3	3,09	2,21	2,89
FeO	7,24	7,09	6,14
MnO	0,20	0,49	0,28
MgO	13,84	15,06	15,27
CaO	21,26	21,39	20,86
Na2O	0,28	0,30	0,29
K2O	0,00	0,00	0,00
Total	101,07	101,13	100,85
Formule Structurale (6 Oxygènes)			
Si	1,905	1,935	1,878
Ti	0,014	0,010	0,020
Al _{IV}	0,095	0,065	0,122
Al _{VI}	0,029	0,004	0,022
Cr	0,004	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,086	0,061	0,080
Fe ²⁺	0,223	0,218	0,189
Mn	0,006	0,015	0,009
Mg	0,761	0,826	0,837
Ca	0,840	0,843	0,822
Na	0,020	0,021	0,021
K	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	3,984	4,000	4,000
Wo	43,98	43,27	42,63
En	39,84	42,39	43,42
Fs	16,18	14,34	13,94
Mg/Mg+Fe2+	77,31	79,11	81,59

	SG1	SG2	SG3
SiO2	49,50	50,06	48,66
TiO2	0,42	0,65	0,73
Al2O3	2,45	1,87	2,31
Cr2O3	0,10	0,04	0,04
Fe2O3	2,69	3,03	3,04
FeO	8,24	7,88	8,10
MnO	0,21	0,35	0,38
MgO	15,84	16,06	16,27
CaO	20,16	19,39	20,02
Na2O	0,48	0,60	0,33
K2O	0,00	0,00	0,00
Total	100,09	99,93	99,88
Formule Structurale (6 Oxygènes)			
Si	1,858	1,877	1,835
Ti	0,012	0,018	0,021
Al _{IV}	0,108	0,083	0,103
Al _{VI}	0,000	0,000	0,000
Cr	0,003	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,076	0,085	0,086
Fe ²⁺	0,259	0,247	0,255
Mn	0,007	0,011	0,012
Mg	0,886	0,898	0,915
Ca	0,811	0,779	0,809
Na	0,035	0,044	0,024
K	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	4,054	4,042	4,061
Wo	39,90	38,77	39,17
En	43,63	44,68	44,29
Fs	16,47	16,55	16,55
Mg/Mg+Fe2+	77,41	78,42	78,17

	AA1	AA2	AA3	AA4
SiO2	49,83	51,26	50,44	49,96
TiO2	1,02	0,75	0,93	0,82
Al2O3	3,05	2,87	3,13	2,56
Cr2O3	0,31	0,03	0,31	0,06
Fe2O3	1,99	2,43	1,84	3,06
FeO	7,24	7,78	7,10	7,98
MnO	0,21	0,20	0,32	0,30
MgO	13,42	13,06	14,02	12,29
CaO	22,22	21,59	22,02	21,88
Na2O	0,51	0,45	0,34	0,46
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,80	100,42	100,45	99,37
Formule Structurale (6 Oxygènes)				
Si	1,872	1,908	1,876	1,893
Ti	0,029	0,021	0,026	0,023
Al _{IV}	0,128	0,092	0,124	0,107
Al _{VI}	0,007	0,034	0,014	0,007
Cr	0,009	0,001	0,009	0,002
Fe ³⁺	0,056	0,068	0,052	0,087
Fe ²⁺	0,227	0,242	0,221	0,253
Mn	0,007	0,006	0,010	0,010
Mg	0,751	0,725	0,778	0,694
Ca	0,894	0,861	0,878	0,888
Na	0,037	0,032	0,025	0,034
K	0,000	0,000	0,000	0,000
M1+M2+T	4,018	3,990	4,011	3,999
Wo	46,35	45,41	45,53	46,20
En	38,95	38,22	40,34	36,11
Fs	14,70	16,36	14,13	17,69
Mg/Mg+Fe2+	76,77	74,95	77,88	73,30

Annexe 11 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des Basaltes (B1). NR : Naour ; SG : Jbel Sgat .

Annexe 12 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des Basaltes d'Aït Attab (B2).

	ID2.4	ID2		SID2.1	SID2.3
SiO ₂	0,00	0,02	SiO ₂	0,00	0,00
TiO ₂	52,12	51,22	TiO ₂	48,60	50,49
Al ₂ O ₃	0,02	0,04	Al ₂ O ₃	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,19	0,09	Cr ₂ O ₃	0,01	0,10
FeO _t	44,83	46,04	FeO _t	48,84	46,50
MnO	0,23	0,42	MnO	0,34	0,31
MgO	2,52	1,92	MgO	2,31	1,74
CaO	0,03	0,04	CaO	0,00	0,01
NiO	0,01	0,02	NiO	0,00	0,03
Total	99,95	99,81	Total	100,10	99,18
Si	0,000	0,000	Si	0,000	0,000
Ti	0,970	0,958	Ti	0,901	0,952
Al	0,001	0,001	Al	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,056	0,080	Fe ³⁺	0,198	0,095
Cr	0,004	0,002	Cr	0,000	0,002
Fe ²⁺	0,871	0,877	Fe ²⁺	0,809	0,880
Mn	0,005	0,009	Mn	0,007	0,007
Mg	0,093	0,071	Mg	0,085	0,065
Ca	0,001	0,001	Ca	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	Ni	0,000	0,001
Ilménite	97,04	95,83	Ilménite	89,63	95,09
Hématite	2,96	4,17	Hématite	10,37	4,91

Annexe 13 : Compositions chimiques et formules structurales des ilménites des quelques roches intrusive. ID : Intrusion d'Idemrane ; SID : Sill d'Idemrane.

	BNR2		BN1
SiO ₂	0,00	SiO ₂	0,00
TiO ₂	6,00	TiO ₂	52,24
Al ₂ O ₃	0,45	Al ₂ O ₃	0,06
Cr ₂ O ₃	0,15	Cr ₂ O ₃	0,00
FeO _t	85,88	FeO _t	45,42
MnO	0,52	MnO	0,48
MgO	0,48	MgO	2,02
CaO	0,05	CaO	0,00
NiO	0,05	NiO	0,00
Total	93,58	Total	100,22
Si	0,000	Si	0,000
Ti	0,173	Ti	0,973
Al	0,020	Al	0,002
Fe ³⁺	1,628	Fe ³⁺	0,052
Cr	0,005	Cr	0,000
Fe ²⁺	1,126	Fe ²⁺	0,888
Mn	0,017	Mn	0,010
Mg	0,027	Mg	0,075
Ca	0,002	Ca	0,000
Ni	0,002	Ni	0,000
Ulvospinel	17,16	Ilménite	97,28
Magnétite	82,84	Hématite	2,72

Annexe 14 : Compositions chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés et ilménites des basaltes de Naour.

ID1		DA2		SAM2		SAM3		SID1		
SiO2	0,00	SiO2	0,00	SiO2	0,00	0,00	SiO2	0,00	SiO2	0,00
TiO2	9,54	TiO2	9,07	TiO2	6,20	6,20	TiO2	7,01	TiO2	7,01
Al2O3	2,32	Al2O3	0,87	Al2O3	0,34	0,39	Al2O3	2,63	Al2O3	2,63
Cr2O3	4,21	Cr2O3	1,64	Cr2O3	1,40	0,17	Cr2O3	3,21	Cr2O3	3,21
FeOt	78,26	FeOt	84,18	FeOt	85,56	85,28	FeOt	79,96	FeOt	79,96
MnO	0,41	MnO	0,21	MnO	0,23	0,49	MnO	0,51	MnO	0,51
MgO	0,32	MgO	0,43	MgO	0,41	1,01	MgO	0,82	MgO	0,82
CaO	0,00	CaO	0,02	CaO	0,05	0,01	CaO	0,01	CaO	0,01
NiO	0,15	NiO	0,01	NiO	0,05	0,03	NiO	0,17	NiO	0,17
Total	95,21	Total	96,43	Total	94,24	93,58	Total	94,32	Total	94,32
Si	0,000	Si	0,000	Si	0,000	0,000	Si	0,000	Si	0,000
Ti	0,270	Ti	0,255	Ti	0,178	0,178	Ti	0,199	Ti	0,199
Al	0,103	Al	0,038	Al	0,015	0,018	Al	0,117	Al	0,117
Fe ³⁺	1,228	Fe ³⁺	1,404	Fe ³⁺	1,586	1,620	Fe ³⁺	1,387	Fe ³⁺	1,387
Cr	0,125	Cr	0,048	Cr	0,042	0,005	Cr	0,096	Cr	0,096
Fe ²⁺	1,238	Fe ²⁺	1,223	Fe ²⁺	1,145	1,104	Fe ²⁺	1,135	Fe ²⁺	1,135
Mn	0,013	Mn	0,007	Mn	0,007	0,016	Mn	0,016	Mn	0,016
Mg	0,018	Mg	0,024	Mg	0,023	0,058	Mg	0,046	Mg	0,046
Ca	0,000	Ca	0,001	Ca	0,002	0,000	Ca	0,000	Ca	0,000
Ni	0,005	Ni	0,000	Ni	0,002	0,001	Ni	0,005	Ni	0,005
Ulvospinel	33,67	Ulvospinel	27,29	Ulvospinel	18,43	17,28	Ulvospinel	23,78	Ulvospinel	23,78
Magnétite	66,33	Magnétite	72,71	Magnétite	81,57	82,72	Magnétite	76,22	Magnétite	76,22

Annexe 15 : Compositions chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés des quelques roches intrusive. ID : Intrusion d'Idemrane ; DA : Dyke d'Aït Ouchen ; SAM : Sill d'Aït Boumaali ; SID : Sill d'Idemrane.

	IAT1	IAT2	GAT1	GAT2
SiO2	45,42	44,25	49,51	50,30
TiO2	1,09	0,92	0,91	1,00
Al2O3	10,43	10,16	16,10	16,30
FeO*	14,52	14,82	10,09	9,97
MnO	0,20	0,22	0,15	0,13
MgO	17,46	18,82	9,66	9,40
CaO	6,52	6,76	6,43	5,80
Na2O	2,22	2,04	3,62	3,63
K2O	0,54	0,45	0,55	0,59
P2O5	0,18	0,16	0,25	0,27
P.F	0,32	0,88	2,60	2,70
Total	98,90	99,48	99,87	100,09

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	5,81	5,27	5,86	6,10
Albite	18,78	14,27	30,63	30,72
Anorthite	15,59	15,93	24,75	25,13
Néphéline	0,00	1,62	0,00	0,00
Diopside	12,53	13,31	4,46	1,52
Hypersthène	0,15	0,00	8,39	15,14
Olivine	39,28	42,03	18,26	13,69
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,07	1,75	1,73	1,90
Magnétite	3,16	3,22	2,19	2,17
Hématite	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,42	0,37	0,58	0,63
XMg	68,19	69,36	63,05	62,70

Eléments traces

Ba	74	68	196	221
Co	29	40	38	29
Cr	136	173	108	160
Cu	140	88	320	-
Nb	20	15	21	20
Ni	303	327	108	107
Rb	9	-	11	7
Sr	307	320	241	275
Ta	1,67	-	1,52	-
Y	19	13	19	19
Zn	117	134	115	104
Zr	83	79	183	108

Terres rares

La	11,22	10,60	-	12,66
Ce	25,12	36,24	-	22,48
Nd	16,42	18,33	-	13,50
Sm	3,62	4,00	-	8,23
Eu	1,55	1,36	-	2,16
Gd	4,02	3,82	-	4,25
Tb	1,25	0,92	-	0,90
Dy	3,51	2,81	-	4,41
Er	2,02	1,86	-	0,98
Yb	1,56	1,10	-	1,49
Lu	0,33	0,22	-	0,43

	SAT1	SAT2	SAT3
SiO2	50,60	49,84	50,55
TiO2	1,09	1,05	1,35
Al2O3	17,20	16,54	17,63
FeO*	9,59	9,72	8,03
MnO	0,11	0,15	0,13
MgO	5,99	7,13	6,94
CaO	6,19	7,44	6,64
Na2O	4,08	4,01	4,06
K2O	0,98	0,92	0,76
P2O5	0,23	0,24	0,25
P.F	3,20	3,01	3,43
Total	99,25	100,04	99,78

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	8,41	8,05	7,11
Albite	34,52	32,93	34,52
Anorthite	24,42	23,11	26,24
Néphéline	0,00	0,54	0,00
Diopside	3,92	9,97	4,10
Hypersthène	9,02	0,00	7,89
Olivine	10,70	17,39	11,37
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,07	1,99	2,56
Magnétite	2,09	2,12	1,74
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,53	0,56	0,58
XMg	52,68	56,66	60,64

Eléments traces

Ba	238	131	239
Co	28	35	30
Cr	101	205	110
Cu	72	132	79
Nb	25	20	32
Ni	115	105	110
Rb	10	-	23
Sr	303	264	383
Ta	1,88	-	1,00
Y	18	14	20
Zn	90	146	80
Zr	162	203	166

Terres rares

La	-	-	12,22
Ce	-	-	26,52
Nd	-	-	20,47
Sm	-	-	4,98
Eu	-	-	1,02
Gd	-	-	6,14
Tb	-	-	0,86
Dy	-	-	5,85
Er	-	-	1,56
Yb	-	-	1,25
Lu	-	-	0,52

Annexes

	IDEM2	IDEM6	IDEM7	ID2-1	ID2-2	VET
SiO2	49,47	50,54	49,70	45,88	45,70	51,88
TiO2	1,19	1,38	1,12	1,06	1,37	1,51
Al2O3	17,55	17,84	17,56	15,84	15,83	16,30
FeO*	10,04	9,86	9,14	13,42	12,50	10,62
MnO	0,15	0,16	0,15	0,17	0,19	0,10
MgO	7,79	7,21	7,68	9,13	9,23	4,80
CaO	7,12	6,31	7,20	7,34	7,45	5,04
Na2O	4,02	4,03	3,87	3,04	3,02	5,02
K2O	0,60	0,83	0,72	0,61	0,68	2,31
P2O5	0,38	0,34	0,36	0,41	0,45	0,43
P.F	1,47	0,90	1,95	3,16	3,70	2,03
Total	99,77	99,40	99,44	100,06	100,12	100,04

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	6,16	4,90	6,87	6,22	6,63	16,27
Albite	34,02	34,10	32,75	25,70	25,31	36,46
Anorthite	26,76	28,14	27,11	26,47	26,32	13,83
Néphéline	0,00	0,00	0,00	1,01	0,83	3,26
Diopside	4,94	0,77	5,02	5,94	6,27	6,93
Hypersthène	0,80	13,44	6,22	0,00	0,00	0,00
Olivine	19,89	10,75	12,41	25,99	24,77	14,54
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,26	2,62	2,13	2,01	2,60	2,87
Magnétite	2,19	2,15	3,97	2,91	2,73	2,31
Hématite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,88	0,79	0,83	0,95	1,04	1,00
XMg	58,04	56,59	59,97	54,81	56,83	44,62

Eléments traces

Ba	178	194	101	107	158	280
Co	25	18	22	29	34	19
Cr	108	114	120	112	170	101
Cu	-	-	-	44	-	72
Nb	21	33	24	21	11	19
Ni	88	100	55	106	91	41
Rb	18	18	-	17	16	-
Sr	283	292	312	251	261	431
Ta	-	1,02	-	0,89	1,22	-
Y	13	15	17	23	18	13
Zn	161	116	115	96	87	80
Zr	134	132	141	108	122	150

Terres rares

La	15,13	20,88	13,12	14,19	16,66	19,67
Ce	25,24	30,32	23,35	37,53	36,94	49,80
Nd	15,29	17,68	15,64	18,15	17,81	28,12
Sm	3,98	5,27	3,67	1,65	1,65	6,86
Eu	1,16	1,56	1,51	1,53	1,65	2,23
Gd	4,65	6,69	6,66	6,41	6,43	8,90
Tb	0,80	1,08	1,02	0,82	1,45	-
Dy	3,38	4,29	4,77	3,54	-	6,72
Er	2,00	2,05	1,65	-	-	2,98
Yb	1,33	2,40	1,70	1,83	1,81	2,86
Lu	0,45	0,56	0,48	0,29	0,14	1,00

	SIDM2	SIDM3	SIDM5	SIDM
SiO2	50,86	47,16	50,53	49,80
TiO2	1,73	1,16	1,12	0,87
Al2O3	17,04	18,26	17,38	17,00
FeO*	10,04	10,09	8,92	9,84
MnO	0,19	0,15	0,14	0,18
MgO	6,46	7,21	6,66	6,54
CaO	5,38	6,04	5,40	5,20
Na2O	4,62	4,28	4,50	4,86
K2O	1,50	1,08	1,36	1,61
P2O5	0,32	0,25	0,36	0,18
P.F	2,10	4,50	4,30	3,60
Total	100,24	100,17	100,68	99,67

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	11,48	9,00	8,04	9,51
Albite	37,46	26,35	38,08	36,24
Anorthite	20,02	22,97	23,21	19,82
Néphéline	1,89	8,56	0,00	2,65
Diopside	3,74	4,37	1,00	3,93
Hypersthène	0,00	0,00	5,60	0,00
Olivine	16,17	19,75	14,79	18,89
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	3,29	2,20	2,13	1,65
Magnétite	2,19	2,19	1,94	2,15
Hématite	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,74	0,58	0,83	0,42
XMg	53,42	56,02	57,10	54,23

Eléments traces

Ba	-	280	245	-
Co	32	25	30	23
Cr	124	93	77	68
Cu	-	56	-	71
Nb	12	13	10	10
Ni	78	70	50	40
Rb	21	20	22	14
Sr	315	362	199	332
Ta	0,33	-	-	1,15
Y	17	20	11	18
Zn	92	-	91	112
Zr	170	146	158	110

Terres rares

La	10,32	-	27,26	13,59
Ce	22,25	-	44,03	34,95
Nd	12,45	-	24,35	14,79
Sm	2,21	-	5,81	3,49
Eu	1,04	-	1,61	1,49
Gd	3,62	-	7,90	6,27
Tb	0,46	-	1,20	1,05
Dy	4,08	-	3,98	5,02
Er	1,98	-	2,24	2,51
Yb	1,08	-	1,97	1,94
Lu	0,19	-	0,34	0,59

	ICH12	ICH14	ICH16
SiO ₂	49,04	48,71	50,81
TiO ₂	1,40	1,21	1,50
Al ₂ O ₃	15,92	16,64	17,65
FeO*	10,58	11,33	9,27
MnO	0,15	0,15	0,14
MgO	7,19	7,64	5,95
CaO	7,30	7,73	6,83
Na ₂ O	3,18	3,09	3,70
K ₂ O	0,87	0,76	1,10
P ₂ O ₅	0,36	0,37	0,35
P.F	3,83	2,07	2,84
Total	99,82	99,70	100,15
Composition Normative Fe ₂ O ₃ /FeO _t =0,15			
Orthose	7,76	7,11	9,11
Albite	26,91	26,15	31,31
Anorthite	25,29	27,98	27,00
Néphéline	0,00	0,00	0,00
Diopside	6,99	6,49	3,75
Hypersthène	14,15	10,59	13,29
Olivine	8,64	13,18	6,82
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,66	2,30	2,85
Magnétite	2,31	2,46	2,02
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,83	0,86	0,81
XMg	54,78	54,59	53,36
Eléments traces			
Ba	276	252	189
Co	20	40	-
Cr	107	103	102
Cu	42	-	58
Nb	25	36	17
Ni	61	143	72
Rb	9	13	-
Sr	217	246	385
Ta	-	0,52	-
Y	16	22	20
Zn	99	-	137
Zr	125	136	104
Terres rares			
La	20,80	9,64	21,96
Ce	32,35	18,25	32,40
Nd	22,88	17,60	14,60
Sm	5,48	4,65	5,22
Eu	1,61	1,72	1,68
Gd	5,48	6,20	8,42
Tb	1,04	1,20	0,82
Dy	5,04	4,66	4,71
Er	1,73	1,55	2,30
Yb	1,93	1,21	1,85
Lu	0,39	0,25	0,29

	SAB1	SAB2	SAB4
SiO ₂	50,34	48,21	50,08
TiO ₂	1,41	1,37	1,34
Al ₂ O ₃	17,44	17,01	17,80
FeO*	11,65	12,43	11,44
MnO	0,21	0,18	0,18
MgO	6,11	7,29	6,35
CaO	7,17	7,43	6,78
Na ₂ O	3,15	3,61	4,08
K ₂ O	1,02	0,72	0,96
P ₂ O ₅	0,50	0,47	0,40
P.F	0,75	1,08	1,06
Total	99,75	99,78	100,46
Composition Normative Fe ₂ O ₃ /FeO _t =0,15			
Orthose	8,64	6,87	8,29
Albite	26,65	30,55	34,52
Anorthite	29,13	26,78	26,11
Néphéline	0,00	0,00	0,00
Diopside	2,61	5,75	4,03
Hypersthène	12,91	1,14	1,76
Olivine	10,04	20,64	18,20
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,68	2,60	2,54
Magnétite	2,54	2,70	2,49
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	1,16	1,09	0,93
XMg	48,32	51,11	49,74
Eléments traces			
Ba	152	109	127
Co	34	28	21
Cr	130	100	84
Cu	83	-	58
Nb	40	41	32
Ni	73	95	56
Rb	-	11	-
Sr	311	391	219
Ta	-	1,64	-
Y	17	24	14
Zn	115	175	145
Zr	174	91	97
Terres rares			
La	9,48	15,46	20,14
Ce	26,25	40,04	34,87
Nd	13,05	18,39	14,94
Sm	3,55	4,63	6,30
Eu	1,55	1,63	2,08
Gd	10,56	11,07	9,54
Tb	2,04	1,57	0,95
Dy	3,96	4,53	3,80
Er	1,98	2,16	2,32
Yb	2,24	1,95	1,85
Lu	0,39	0,57	0,23

Annexe 18 : Compositions chimiques et normes CIPW des roches de l'Intrusion d'Ichichi (ICH) et du Sill d'Aït Boumaali (SAB).

	DAO1	DAO2	DAO3
SiO ₂	48,91	49,38	48,86
TiO ₂	1,21	1,29	1,17
Al ₂ O ₃	16,96	16,06	16,55
FeO*	10,66	11,04	10,80
MnO	0,17	0,14	0,15
MgO	8,74	10,03	9,67
CaO	7,41	5,85	5,82
Na ₂ O	3,28	4,12	3,85
K ₂ O	0,33	0,35	0,54
P ₂ O ₅	0,33	0,36	0,35
P.F	1,99	2,25	2,31
Total	99,99	100,87	100,06

Composition Normative Fe₂O₃/FeO_t=0,15

Orthose	1,95	2,07	3,19
Albite	27,75	34,86	32,58
Anorthite	30,58	24,29	26,28
Néphéline	0,00	0,00	0,00
Diopside	3,27	1,92	1,25
Hypersthène	17,59	9,23	10,78
Olivine	10,57	19,61	18,38
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,30	2,45	2,22
Magnétite	2,32	2,41	2,35
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,76	0,83	0,81
XMg	59,37	61,82	61,48

Eléments traces

Ba	106	119	82
Co	37	50	29
Cr	106	126	135
Cu	45	73	-
Nb	31	35	36
Ni	132	201	160
Rb	-	8	7
Sr	289	210	250
Ta	-	-	1,19
Y	12	21	12
Zn	129	97	98
Zr	126	98	137

Terres rares

La	26,52	16,51	11,99
Ce	37,79	23,97	19,89
Nd	20,35	21,27	17,11
Sm	6,55	4,59	5,46
Eu	1,55	1,59	1,46
Gd	8,20	8,57	6,61
Tb	0,82	1,47	0,85
Dy	3,66	4,32	3,43
Er	1,43	2,03	1,62
Yb	1,94	2,32	1,17
Lu	0,27	0,46	0,20

	TGW2	TGW4	TGF1	TGF2
SiO ₂	48,55	48,05	46,65	45,58
TiO ₂	1,09	1,61	1,33	1,29
Al ₂ O ₃	17,33	17,22	16,27	15,42
FeO*	10,42	10,82	11,57	10,90
MnO	0,18	0,19	0,22	0,15
MgO	6,47	6,97	7,10	9,27
CaO	7,72	7,70	8,83	7,65
Na ₂ O	4,04	3,64	3,04	2,31
K ₂ O	0,83	1,09	0,70	0,53
P ₂ O ₅	0,31	0,37	0,44	0,33
P.F	3,20	2,10	4,04	6,15
Total	100,14	99,76	100,19	99,59

Composition Normative Fe₂O₃/FeO_t=0,15

Orthose	7,52	9,06	6,75	5,75
Albite	30,17	28,12	25,72	19,55
Anorthite	25,39	26,12	27,37	28,83
Néphéline	2,17	1,45	0,00	0,00
Diopside	8,91	7,89	11,10	5,64
Hypersthène	0,00	0,00	0,44	14,73
Olivine	17,27	18,28	18,15	12,86
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,07	3,06	2,53	2,45
Magnétite	2,26	2,35	2,51	2,38
Hématite	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,72	0,86	1,02	0,76
XMg	54,39	53,45	52,28	60,25

Eléments traces

Ba	157	143	111	81
Co	24	30	37	39
Cr	136	109	134	99
Cu	-	94	33	40
Nb	40	27	38	34
Ni	84	71	111	88
Rb	-	10	14	-
Sr	231	288	188	121
Ta	-	0,94	-	-
Y	19	17	12	10
Zn	-	131	-	127
Zr	165	136	155	144

Terres rares

La	11,78	9,48	11,26	12,66
Ce	24,46	27,09	25,21	30,85
Nd	21,32	16,71	16,63	16,23
Sm	5,00	4,51	5,79	1,78
Eu	1,79	1,51	1,79	1,78
Gd	6,61	7,18	8,58	8,20
Tb	1,72	1,34	1,47	3,70
Dy	4,00	4,47	3,88	-
Er	-	2,00	1,78	0,90
Yb	0,71	2,20	2,07	1,25
Lu	0,49	0,24	0,32	0,47

	NAR1	NAR2	NAR3
SiO ₂	48,37	47,13	47,83
TiO ₂	1,57	1,35	1,45
Al ₂ O ₃	16,44	15,74	16,23
FeO*	10,72	12,44	11,36
MnO	0,17	0,18	0,14
MgO	7,14	8,92	8,13
CaO	6,59	6,78	7,06
Na ₂ O	4,01	3,51	3,76
K ₂ O	0,63	0,61	0,77
P ₂ O ₅	0,35	0,34	0,36
P.F	3,84	3,62	2,86
Total	99,84	100,62	99,96
Composition Normative Fe ₂ O ₃ /FeO _t =0,15			
Orthose	3,72	3,60	7,16
Albite	33,93	29,70	30,23
Anorthite	25,00	25,39	23,83
Néphéline	0,00	0,00	0,86
Diopside	4,41	4,91	7,21
Hypersthène	7,95	5,94	0,00
Olivine	13,95	20,34	21,23
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,98	2,56	2,75
Magnétite	2,33	2,71	2,46
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,81	0,79	0,83
XMg	54,28	56,11	56,06
Eléments traces			
Ba	144	138	146
Co	29	40	29
Cr	136	173	108
Cu	24	-	-
Nb	20	15	21
Ni	103	57	84
Rb	9	-	11
Sr	307	320	241
Ta	1,67	-	1,52
Y	19	13	19
Zn	114	181	143
Zr	173	129	183
Terres rares			
La	14,94	18,10	13,83
Ce	28,11	26,97	25,05
Nd	16,66	19,62	18,22
Sm	7,23	6,27	5,83
Eu	1,61	1,74	4,00
Gd	10,44	9,88	7,99
Tb	1,58	0,93	1,29
Dy	4,56	4,32	-
Er	2,02	1,68	2,05
Yb	1,93	2,44	2,15
Lu	0,43	0,38	0,45

	BSG1	BSG2	BSG4
SiO ₂	46,18	48,70	46,96
TiO ₂	1,36	1,37	1,52
Al ₂ O ₃	15,48	14,67	13,29
FeO*	12,93	11,31	12,38
MnO	0,20	0,23	0,17
MgO	9,55	9,61	9,97
CaO	7,01	6,49	7,52
Na ₂ O	2,85	3,16	3,81
K ₂ O	0,63	0,96	0,98
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,16
P.F	4,09	3,02	4,04
Total	100,49	99,72	100,80
Composition Normative Fe ₂ O ₃ /FeO _t =0,15			
Orthose	6,34	8,29	8,41
Albite	19,04	26,74	22,31
Anorthite	28,97	21,70	14,96
Néphéline	0,00	0,00	5,38
Diopside	3,56	7,40	17,29
Hypersthène	16,91	9,40	0,00
Olivine	14,44	17,12	21,85
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,58	2,60	2,89
Magnétite	2,81	2,46	2,70
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,51	0,49	0,37
XMg	56,83	60,23	58,94
Eléments traces			
Ba	121	198	131
Co	29	28	35
Cr	160	136	205
Cu	72	-	89
Nb	20	25	20
Ni	87	115	105
Rb	7	10	-
Sr	275	280	264
Ta	-	1,88	-
Y	19	18	14
Zn	108	111	134
Zr	108	122	203
Terres rares			
La	19,36	18,21	15,11
Ce	19,85	20,68	21,75
Nd	10,66	15,61	16,34
Sm	8,23	9,85	7,32
Eu	1,61	1,64	2,60
Gd	8,23	9,19	9,02
Tb	0,72	2,01	0,72
Dy	5,08	4,41	-
Er	1,80	2,33	1,79
Yb	1,29	1,48	1,04
Lu	0,37	0,31	0,35

	BW3	BW5	BW6
SiO ₂	49,59	47,71	49,07
TiO ₂	1,57	1,69	1,83
Al ₂ O ₃	14,04	14,89	15,30
FeO*	10,29	11,21	12,33
MnO	0,13	0,55	0,20
MgO	7,54	8,70	6,28
CaO	6,94	6,79	7,18
Na ₂ O	3,86	3,52	3,73
K ₂ O	1,39	0,83	1,16
P ₂ O ₅	0,56	0,40	0,31
P.F	3,38	3,20	2,20
Total	99,28	99,50	99,59
Composition Normative Fe ₂ O ₃ /FeO _t =0,15			
Orthose	10,83	7,52	9,47
Albite	32,66	29,79	31,56
Anorthite	15,57	21,07	20,27
Néphéline	0,00	0,00	0,00
Diopside	12,36	8,13	10,96
Hypersthène	1,43	2,47	1,86
Olivine	16,12	20,23	15,78
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,98	3,21	3,48
Magnétite	2,23	2,44	2,68
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	1,30	0,93	0,72
XMg	56,64	58,04	47,59
Eléments traces			
Ba	180	276	252
Co	32	46	20
Cr	101	107	103
Cu	88	-	45
Nb	19	25	36
Ni	41	61	143
Rb	-	9	13
Sr	298	217	486
Ta	-	-	0,52
Y	13	16	22
Zn	198	201	174
Zr	150	125	136
Terres rares			
La	10,93	10,50	12,53
Ce	19,96	19,20	41,87
Nd	17,81	15,81	24,03
Sm	3,47	6,24	5,84
Eu	1,74	1,64	1,80
Gd	6,60	8,53	7,35
Tb	2,35	1,50	0,85
Dy	3,01	5,05	-
Er	1,54	2,40	1,77
Yb	1,04	1,97	1,74
Lu	0,42	0,41	0,52

Annexe 20 : Compositions chimiques et normes CIPW des basaltes. NAR : B. Naour ; BSG : B. Jbel Sgat ; BW : B. Ouauizeght.

	BTBI1	BTBI2	BTBI11
SiO2	47,80	48,90	50,70
TiO2	1,10	1,64	1,47
Al2O3	15,90	16,01	15,40
FeO*	12,50	10,50	9,60
MnO	0,15	0,15	0,16
MgO	6,86	6,68	5,64
CaO	6,92	6,25	5,83
Na2O	3,84	4,02	4,26
K2O	1,11	1,21	1,32
P2O5	0,23	0,21	0,44
P.F	3,00	3,66	4,60
Total	99,40	99,23	99,42

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	9,32	9,95	10,60
Albite	25,55	32,19	36,05
Anorthite	20,44	20,17	17,10
Néphéline	3,76	0,99	0,00
Diopside	10,19	7,73	7,32
Hypersthène	0,00	0,00	5,98
Olivine	19,46	17,41	10,70
Wollastonite	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,09	3,11	2,79
Magnétite	2,73	2,29	2,09
Hématite	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,53	0,49	1,02
XMg	49,45	53,14	51,15

Eléments traces

Ba	189	-	320
Co	-	32	25
Cr	102	124	93
Cu	45	-	22
Nb	17	12	10
Ni	72	78	70
Rb	-	11	20
Sr	285	315	362
Ta	-	0,33	-
Y	20	17	20
Zn	-	104	-
Zr	104	111	146

Terres rares

La	16,05	-	-
Ce	29,50	-	-
Nd	19,10	-	-
Sm	4,44	-	-
Eu	1,71	-	-
Gd	4,90	-	-
Tb	1,01	-	-
Dy	4,56	-	-
Er	2,31	-	-
Yb	1,90	-	-
Lu	0,31	-	-

	BAA1	BAA5	BAA3(B2)	BAA4(B2)
SiO2	48,79	46,87	49,01	51,01
TiO2	1,33	1,74	1,78	1,65
Al2O3	14,87	14,42	14,75	15,55
FeO*	11,96	12,68	10,85	10,06
MnO	0,22	0,28	0,18	0,18
MgO	8,42	9,02	7,69	6,88
CaO	6,58	7,12	6,26	5,35
Na2O	3,65	2,41	3,81	4,01
K2O	0,87	1,11	1,25	1,81
P2O5	0,30	0,35	0,32	0,42
P.F	3,06	3,57	3,82	2,83
Total	100,06	99,57	99,72	99,75

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	7,76	9,17	10,00	13,31
Albite	30,89	20,39	32,24	33,93
Anorthite	20,31	23,94	16,78	17,78
Néphéline	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	8,46	7,41	7,25	4,90
Hypersthène	3,85	13,76	7,08	7,06
Olivine	19,33	13,81	14,42	13,23
Wollastonite	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilémnite	2,53	3,30	3,38	3,13
Magnétite	2,60	2,75	2,36	2,19
Hématite	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,70	0,81	1,90	0,97
XMg	55,65	55,91	55,82	54,94

Eléments traces

Ba	194	101	307	328
Co	18	22	28	21
Cr	114	170	112	90
Cu	14	-	-	32
Nb	33	24	21	11
Ni	100	55	56	91
Rb	18	-	22	20
Sr	292	312	251	261
Ta	1,02	-	0,89	1,22
Y	15	17	23	18
Zn	275	98	123	-
Zr	132	141	108	122

Terres rares

La	13,65	8,67	31,05	23,66
Ce	23,49	17,70	26,03	38,10
Nd	19,72	13,37	18,01	13,80
Sm	7,63	7,95	8,46	5,50
Eu	2,47	1,81	3,01	2,62
Gd	10,57	9,21	6,68	5,04
Tb	1,71	1,81	1,25	1,18
Dy	5,88	2,90	6,51	5,52
Er	2,90	-	2,92	3,22
Yb	2,20	1,99	1,27	2,10
Lu	0,50	0,62	0,16	0,22

	BOZ2	BOZ3
SiO2	50,62	48,00
TiO2	1,59	1,89
Al2O3	14,81	16,03
FeO*	10,26	11,08
MnO	0,10	0,11
MgO	6,78	7,98
CaO	6,05	5,87
Na2O	4,33	4,12
K2O	1,87	1,07
P2O5	0,59	0,55
P.F	3,01	3,03
Total	100,01	99,74

Composition Normative Fe2O3/FeOt=0,15

Orthose	13,66	8,94
Albite	34,66	33,15
Anorthite	14,14	20,78
Néphéline	1,07	0,93
Diopside	9,80	3,86
Hypersthène	0,00	0,00
Olivine	16,62	21,28
Wollastonite	0,00	0,00
Ilémnite	3,02	3,59
Magnétite	2,23	2,41
Hématite	0,00	0,00
Apatite	1,37	1,27
XMg	54,09	56,21

Eléments traces

Ba	239	178
Co	30	25
Cr	110	108
Cu	41	-
Nb	32	21
Ni	110	88
Rb	23	18
Sr	383	353
Ta	1,00	-
Y	20	13
Zn	248	148
Zr	166	134

Terres rares

La	18,14	17,35
Ce	24,71	26,10
Nd	13,31	17,44
Sm	6,62	4,92
Eu	1,62	1,75
Gd	8,07	4,20
Tb	0,97	0,82
Dy	4,56	3,41
Er	1,60	2,00
Yb	1,62	1,75
Lu	0,19	0,20

Annexe 21 : Compositions chimiques et normes CIPW des basaltes. BTB : B. Tabarouch ; BAA : B. Aït Attab (B1) ; BAA (B2) : B. Aït Attab (B2) ; BOZ : B. Ozoud (B2).

Elements	C1 Chondrite	Primitive Mantle	N-Type MORB	E-Type MORB	OIB
Cs	0,1880	0,0320	0,0070	0,0630	0,3870
Tl	0,1400	0,0050	0,0014	0,0130	0,0770
Rb	2,3200	0,6350	0,5600	5,0400	31,0000
Ba	2,4100	6,9890	6,3000	57,0000	350,0000
W	0,0950	0,0200	0,0100	0,0920	0,5600
Th	0,0290	0,0850	0,1200	0,6000	4,0000
U	0,0080	0,0210	0,0470	0,1800	1,0200
Nb	0,2460	0,7130	2,3300	8,3000	48,0000
Ta	0,0140	0,0410	0,1320	0,4700	2,7000
K	545,0000	250,0000	600,0000	2100,0000	12000,0000
La	0,2370	0,6870	2,5000	6,3000	37,0000
Ce	0,6120	1,7750	7,5000	15,0000	80,0000
Pb	2,4700	0,1850	0,3000	0,6000	3,2000
Pr	0,0950	0,2760	1,3200	2,0500	9,7000
Mo	0,9200	0,0630	0,3100	0,4700	2,4000
Sr	7,2600	21,1000	90,0000	155,0000	660,0000
P	1220,0000	95,0000	510,0000	620,0000	2700,0000
Nd	0,4670	1,3540	7,3000	9,0000	38,5000
F	60,7000	26,0000	210,0000	250,0000	1150,0000
Sm	0,1530	0,4440	2,6300	2,6000	10,0000
Zr	3,8700	11,2000	74,0000	73,0000	280,0000
Hf	0,1066	0,3090	2,0500	2,0300	7,8000
Eu	0,0580	0,1680	1,0200	0,9100	3,0000
Sn	1,7200	0,1700	1,1000	0,8000	2,7000
Sb	0,1600	0,0050	0,0100	0,0100	0,0300
Ti	445,0000	1300,0000	7600,0000	6000,0000	17200,0000
Gd	0,2055	0,5960	3,6800	2,9700	7,6200
Tb	0,0374	0,1080	0,6700	0,5300	1,0500
Dy	0,2540	0,7370	4,5500	3,5500	5,6000
Li	1,5700	1,6000	4,3000	3,5000	5,6000
Y	1,5700	4,5500	28,0000	22,0000	29,0000
Ho	0,0566	0,1640	1,0100	0,7900	1,0600
Er	0,1655	0,4800	2,9700	2,3100	2,6200
Tm	0,0255	0,0740	0,4560	0,3560	0,3500
Yb	0,1700	0,4930	3,0500	2,3700	2,1600
Lu	0,0254	0,0740	0,4550	0,3540	0,3000

Annexe 22 : Valeurs de Normalisation d'après Sun et McDenough, 1989