

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY  
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

FACULTÉ : DES SCIENCES DE LA TERRE  
DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE  
LABORATOIRE : Laboratoire de Recherche et de Géologie (LRG)

Année : 2019

## THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat LMD

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

FILIÈRE : Géologie

SPÉCIALITÉ : GÉOCHIMIE ET DYNAMIQUE DU GLOBE

## THÈME

**PÉTROGÉOCHIMIE ET MINÉRALISATION DES ROCHES IGNÉES  
DE LA RÉGION DE JJEL : IMPLICATION GÉODYNAMIQUE ET  
ORIGINE DES FLUIDES MINÉRALISATEURS**

Présenté Par  
**HAMLAOUI Hanane**

**DIRECTEUR DE THÈSE**

**Pr. LAOUAR Rabah**

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

**DEVANT LE JURY**

**11/11/2019**

**PRÉSIDENT :**

**Pr. SALMI-LAOUAR Sihem**

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

**EXAMINATEURS :**

**Pr. TOUBAL Abderrahmane**

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

**Dr. DEFAFLIA Nabil**

Maître de Conférence A

Université de Tébessa

**Pr. MAZA Mustapha**

Professeur

Université de Béjaia

## REMERCIEMENTS

En préambule de ce travail de thèse, Je tiens à remercier sincèrement toutes personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de ce travail.

Mes premiers remerciements vont d'abord à mon directeur de thèse, le **Professeur Rabah LAOUAR** pour son encadrement efficace et généreux, pour la confiance qu'il m'a accordé, son investissement total dans ce travail a été pour moi une source de motivation. Je le remercie vivement pour m'avoir encouragé et soutenu tout au long de la réalisation de cette thèse avec patience et disponibilité.

Mes sincères remerciements s'adressent également aux membres de jury, **Pr. TOUBAL Abderrahmane**, **Dr. DEFAFLIA Nabil** et **Pr. MAZA Mustapha** pour avoir accepté de juger ce travail et qui me font l'honneur d'être parmi le jury de cette thèse.

Mes vifs remerciements vont aussi à **Mme. Sihem SALMI-LAOUAR**, professeur au Département de Géologie /Université d'Annaba, qui m'a apporté son soutien moral et qui m'a encouragé tout au long de ma démarche.

Je remercie très particulièrement **Dr. Abdelmalek LEKOU** pour son aide et ses conseils lors de nos discussions très fructueuses. Je tiens à exprimer ici ma sincère gratitude et ma profonde reconnaissance.

Un énorme merci s'adresse à mes très chers **parents** d'avoir toujours cru en moi, **mon frère, mes sœurs** d'avoir toujours été derrière moi et qui ont accepté avec sourire et compréhension mes longs moments d'absence au cours des temps durs traversés. Je vous aime tous mon adorable famille.

Enfin, je remercie mon cher époux pour son soutien quotidien indéfectible et son aide. Une chose est sûre, je n'aurais rien pu faire sans toi ! Alors du fond du cœur...merci.

## Résumé

L'activité magmatique miocène du nord-est de l'Algérie, qui s'est développée au sein de la chaîne des Maghrébides, est à l'origine de la mise en place d'importants gîtes métallifères. Dans la région d'El Aouana, cette activité est marquée par la mise en place de roches volcaniques (dacites, andésites, roches pyroclastiques et tufs) et de roches subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites). Ces roches ont été mises en place au sein des flyschs crétacés, oligo-miocènes et sédiments miocènes post-nappes. Deux principales unités magmatiques peuvent être distinguées : (1) une unité volcanique inférieure composée surtout de pyroclastites et comporte les minéralisations de l'Oued El Kebir et de Bou Soufa et (2) une unité volcanique supérieure représentée par des alternances de coulées andésitiques, de pyroclastites et de dômes andésitiques. Les andésites sont composées de phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène dans une mésostase microlithique. Les dacites sont plus riches en plagioclase avec de rares minéraux ferromagnésiens souvent altérés. Les microdiorites sont généralement à hornblende, plagioclase, pyroxène et rare biotite dans une mésostase microcristalline. Ces formations sont le plus souvent affectées par une altération hydrothermale. Les résultats géochimiques des roches les moins altérées montrent une affinité calco-alcaline avec un caractère type-I. Elles présentent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) et en éléments de terres rares légères (LREE) par rapport aux éléments à champ électrostatique élevé (HFSE) et aux éléments de terres rares lourds (HREE). Les anomalies négatives en Nb, P et Ti témoignent d'un magma de zones de subduction. Les observations de terrain, les données pétrographiques et géochimiques montrent que les granitoïdes miocènes d'El Aouana ont été mis en place dans un environnement post-collisionnel. Ces roches sont similaires aux granitoïdes métallumineux, post-collisionnels de l'Algérie du nord considérés comme dérivés d'une source mantellique métasomatisée suite au processus de 'slab break-off' sous la marge nord-africaine.

Les roches ignées d'El Aouana, en l'occurrence les dacites, encaissent une minéralisation polymétallique au niveau de l'Oued El Kebir et au niveau de l'unité inférieure de Bou Soufa. La morphologie de la minéralisation principale est de type 'amas sulfurés' d'ordre économique, surmontant une zone de stockwork à pyrite, chalcopryrite et quartz. L'existence des différentes textures telles que la texture collomorphe et la texture rubanée a été prouvée. Ces minéralisations sont séparées de l'encaissant par une zone à minéraux d'altération hydrothermale de nature argileuse. L'étude métallographique des minéralisations d'Oued El Kebir a permis de déterminer des associations paragenétiques globales à pyrite-chalcopryrite-sphalérite-galène-marcassite-cuivre gris et barytine. Deux stades principaux de minéralisations peuvent être définis : un stade précoce à pyrite-chalcopryrite-cuivre gris et un stade polymétallique marqué par l'association galène-chalcopryrite-sphalérite suivie par le dépôt de la barytine. L'étude métallographique montre que c'est une minéralisation à caractère épigénétique de type VHMS. L'origine des fluides serait une origine magmatique, comparable à celle des minéralisations limitrophes d'Oued Amizour (Béjaia).

**Mots clés :** Granitoïdes, Calco-alcalin, Magmatisme post-collisionnel, Minéralisation polymétallique, Altération hydrothermale, El Aouana.

## **ABSTRACT:**

In northeast Algeria, the Miocene magmatic activity which was developed in the Maghrebide chain is the source of emplacement of many, sometimes, giant ore deposits. In the El Aouana (Jijel region), this activity is marked by the emplacement of volcanic (dacites, andesites, pyroclastic rocks and tuffs) and subvolcanic lithologies (microdiorites and microgranodiorites). These rocks were emplaced within Cretaceous and Oligocene-Miocene flysch and post-nappe Miocene sediments. Two main igneous units might be distinguished: (1) a lower volcanic unit composed mainly of pyroclastic rocks and host the Oued El Kébir and Boussoufa ore deposits; and (2) an upper volcanic unit consisting of andesitic lava flows alternating with pyroclastic rocks, and massive andesites. Andesitic rocks are composed of plagioclase, amphibole and pyroxene phenocrysts set in a microlithic groundmass. The dacites are richer in plagioclase with rare ferromagnesian minerals, often highly altered. The microdiorites show hornblende, plagioclase, pyroxene and rare biotite phenocrystals in a microcrystalline groundmass. These rocks were often subject to severe hydrothermal alteration. Geochemical data obtained from the least altered rocks show calc-alkaline character with I-type affinity. They exhibit enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and in light rare earth elements (LREE) compared to high field strength elements (HFSE) and heavy rare earth elements (HREE). Nb, P and Ti negative anomalies are indicative of subduction zone magmas. Field observations, petrographic and geochemical data show that the igneous rocks of El Aouana were emplaced within a post-collisional regime. These rocks show many similarities with metaluminous post-collisional granitoids of north Algeria, considered to be derived from metasomatized mantle source resulting from 'slab break-off' process underneath the north African margin.

The igneous rocks of El Aouana, for instance, the dacites, host base-metal mineralization at Oued El Kebir and at Boussoufa. The morphology of the main mineralization is of 'massive sulphide'-type that is overlain by pyrite-, chalcopyrite- and quartz-bearing stockwork zone. Different mineralogical textures, such as colloform and banded textures were identified. An argillic hydrothermal alteration zone is observed between the main orebody and the host volcanic rocks. Metallographic observation of the Oued El Kebir mineralization shows general paragenetic association of pyrite-chalcopyrite-sphalerite-galena-marcasite-tetrahedrite and byrite. Two main stages of mineralization can be identified: an early stage with pyrite-chalcopyrite-tetrahedrite and a late stage with the deposition of galena-chalcopyrite-sphalerite followed by barite deposition. Metallogenic study show that the Oued El Kebir mineralization is epigenetic and classified as Volcanic Hosted Massive Sulphide (VHMS) deposit. The origin of the mineralizing fluids is believed to be of mainly magmatic sources, similar to that of the neighbouring Oued Amizour (Bejaia) Pb-Zn deposit.

**Keywords:** Granitoids, Calc-alkaline, Post-collisional magmatism, Base-metal mineralization, Hydrothermal alteration, El Aouana.

## ملخص

النشاط الماغماطي الميوسيني الذي عرفه شمال شرق الجزائر، والذي نشأ وتطور وسط السلسلة المغربية، هو أصل نشوء الرواسب المعدنية بمنطقة العوانة. هذا النشاط نشأ عنه ظهور مجموعة من الصخور البركانية (الدايسيت، الاندزيت) والفوق البركانية (المكروديوريت، الميكروغرانوديوريت والصخور البيروكلاستيكية). هذه الصخور نشأت وسط التكوينات الرسوبية الكريتاسية، الاوليغو-ميوسينية والتكوينات ما بعد الطبقات. تنقسم الكتلة الجبلية لمنطقة العوانة إلى وحدتين بركانيتين: وحدة بركانية سفلى متكونة من صخور بيروكلاستيكية والتي تحتوي على أهم الرواسب الخام لمنطقة واد الكبير ومنطقة بو سوفة، ووحدة بركانية عليا والمعروفة بتعاقب الحمم الانديزيتية، البيروكلاستيت و القرب الانديزيتية. تتكون الصخور الانديزيتية من بلورات البلاجيوكلاز، الانفيبول مع ظهور بعض البلورات الفيروماغنيزيومية. الميكروديوريت تتكون بصفة عامة من الهورنبلاند، البلاجيوكلاز، البيروكسين والبيوتيت المتواجدة جميعا في ميزوستاز ميكروبلورية. هذه التكوينات تعرضت في غالب الأحيان إلى فعل حر مائي. النتائج الجيوكيميائية لهذه الصخور أنها ذات انجذاب للاحماض القلوية وذات طبيعة صهارية نوع 1. كما أن هذه الصخور تظهر غنى للعناصر ذات قطر ايوني كبير والعناصر الأرضية النادرة الخفيفة وكذا نقص في العناصر ذات المجال الكهربائي العالي و كذا في العناصر الأرضية النادرة الثقيلة. الشذوذ السلبي لعناصر النيوبيوم، الفوسفور والتيتانيوم هي من خصائص ماغما مناطق الاندساس. الملاحظات الميدانية، المعطيات البتروغرافية والجيوكيميائية تدل على أن الصخور الغرانيتية الميوسينية لمنطقة العوانة قد نشأت في محيط ما بعد التصادم الجيوديناميكي.

الصخور النارية لمنطقة العوانة، وعلى رأسها الدايسيت، تحتضن راسب خام على مستوى واد الكبير والوحدة البركانية السفلى 'بو سوفة'. مورفولوجيا الراسب الخام الأساسي هي من نوع 'كومة كبريتية' ذات قيمة اقتصادية، تعلق منطقة متمثلة في كتلة صخرية متشابكة العروق متكونة من كبريتات الحديد، كبريتات الحديد النحاسية والكوارتز. هذا الراسب الخام مفصول عن الصخور المحيطة به بطبقة متغيرة، نتيجة عملية حرمانية، ذات طبيعة طينية. دراسة المعادن للراسب الخام لمنطقة واد الكبير سمحت بالتجمعات البراجينيتية المتمثلة في كبريتات الحديد- كبريتات الحديد النحاسية- السفاليريت- كبريت الرصاص- ماركاسيت- النحاس الرمادي- الباريت. يمكن تحديد مرحلتين أساسيتين لتوضع الراسب الخام: مرحلة قبلية تتميز بتوضع كبريتات الحديد- كبريتات الحديد النحاسية والنحاس الرمادي، ومرحلة ثانية متعددة المعادن والمتمثلة في توضع كبريت الرصاص- كبريتات الحديد النحاسية- السفاليريت يتلواها توضع الباريت. إن دراسة المعادن تدل على أن الراسب الخام لمنطقة واد الكبير هو راسب خام ذو صفة ايبيجينية ومن نوع راسب خام متصل بالصخور البركانية VHMS. وعليه فإن أصل السوائل الممعدنة سيكون أصل ماغماتي، مقارنة بسوائل المنطقة المجاورة واد اميزور (بجاية).

**الكلمات المفتاحية:** الغرانيتويد، الاحماض القلوية، ماغما ما بعد التصادم، راسب خام متعدد المعادن، التغير الحر مائي، العوانة.

# SOMMAIRE

---

Remerciements.....	i
Résumé .....	ii
Abstract .....	iii
ملخص .....	iv
LISTE DES FIGURES .....	xi
LISTE DES TABLEAUX .....	xvii

INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
----------------------------	---

## CHAPITRE I

### GÉNÉRALITÉS

I. 1. Nature et répartition du magmatisme tertiaire périméditerranéen .....	9
sources probables des magmas post-collisionnels.....	13
I. 2. Genèse des magmas calco-alcalins en zone de subduction-collision .....	13
I. 2. 1 Caractéristiques du magmatisme des zones de subduction .....	15
I.2.2 Caractéristiques du magmatisme post-collisionnel et sources probables.....	16

## CHAPITRE II

### CADRE GÉOLOGIQUE

II. 1. Caractéristiques du magmatisme tertiaire de la marge Maghrébine.....	19
II. 2. Aperçu sur le magmatisme miocène du nord de l'Algérie .....	22
II. 3. Cadre géologique de la région de Jijel et du massif d'El Aouana .....	24
II. 3. 1. Cadre géologique de la région de Jijel .....	24
Le socle Kabyle .....	25

Les unités telliennes .....	27
Les formations oligo-miocènes kabyles (OMK) .....	27
Les formations post-nappes.....	28
II. 3. 2. Géologie du massif d'El Aouana .....	28
II. 3. 2. 1. Les formations sédimentaires.....	28
II. 3. 2. 2. Les formations magmatiques.....	29
□ Les formations volcaniques .....	29
□ Les formations subvolcaniques .....	30
II. 3. 3. Tectonique.....	30

## **CHAPITRE III**

### **ETUDE PÉTROLOGIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES D'EL AOUANA**

III.1 Pétrographie des granitoïdes d'El Aouana .....	37
III.1.1 Les andésites.....	37
Les minéraux essentiels .....	38
□ Plagioclase .....	38
□ Amphibole.....	39
□ Pyroxène .....	39
□ Biotite.....	40
□ L'orthose .....	41
Les minéraux accessoires.....	42
□ Les minéraux opaques.....	42
□ Apatite.....	42
□ Zircon.....	42
Les minéraux d'altération .....	42
□ Séricite .....	42
□ Calcite .....	42
□ Zéolites.....	43
Les enclaves .....	43

III.1.2 Les dacites .....	44
Les minéraux essentiels .....	45
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	45
<input type="checkbox"/> Les minéraux ferromagnésiens .....	46
<input type="checkbox"/> Quartz.....	47
Les minéraux accessoires.....	47
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	47
Les minéraux d'altération .....	48
<input type="checkbox"/> Calcite .....	48
<input type="checkbox"/> Chlorite .....	48
<input type="checkbox"/> Céladonite .....	49
III. 1. 3 Les roches pyroclastiques .....	49
III. 1. 3. 1 Les tufs .....	49
III. 1. 3. 2 Les laves volcaniques .....	51
Les minéraux essentiels .....	52
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	52
<input type="checkbox"/> Pyroxène .....	52
<input type="checkbox"/> Quartz.....	53
Les minéraux accessoires.....	53
<input type="checkbox"/> Apatite.....	53
<input type="checkbox"/> Minéraux opaques.....	53
Les minéraux d'altération .....	54
<input type="checkbox"/> Silice amorphe .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<input type="checkbox"/> Zéolites.....	54
III.1.4 Les microdiorites .....	55
Les minéraux essentiels .....	55
<input type="checkbox"/> Plagioclase .....	55
<input type="checkbox"/> Amphibole.....	57
<input type="checkbox"/> Pyroxène .....	57
<input type="checkbox"/> Biotite.....	58
<input type="checkbox"/> Quartz.....	59
Les minéraux accessoires.....	59
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	59



□ Apatite.....	59
Les minéraux d'altération .....	60
□ Calcite .....	60
□ Séricite .....	60
Les enclaves .....	60
III. 3 Les altérations.....	61

## CHAPITRE IV

### ETUDE GÉOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES D'EL AOUANA

IV.2 Résultats .....	65
IV.2.1 Eléments majeurs .....	65
Diagramme de classification et de nomenclature .....	65
Diagramme d'alcalinité.....	69
Diagramme AFM + diagramme de discrimination $K_2O$ (%) vs $SiO_2$ (%).....	70
Diagrammes binaires pour les oxydes .....	72
□ Les alcalins ( $Na_2O$ et $K_2O$ ) .....	72
□ L'aluminium ( $Al_2O_3$ ) .....	72
□ Le calcium ( $CaO$ ).....	73
□ Les éléments ferromagnésiens ( $Fe_2O_3$ et $MgO$ ).....	73
□ Le titane ( $TiO_2$ ) .....	74
IV.2.2 Les éléments traces.....	76
Diagrammes binaires.....	77
Les éléments de terres rares et les diagrammes multi-éléments .....	78
IV.3. Discussion .....	82
IV.3.1 Cristallisation fractionnée et assimilation crustale .....	82
IV.3.2 Source des magmas .....	84
IV.3.3 Environnement géotectonique .....	87
Diagramme Zr vs $(Ta/Zr)_N$ .....	87

Diagramme Rb/Zr vs SiO <sub>2</sub> .....	87
Diagrammes Ta vs Yb et Rb vs Y+Nb .....	88
Diagrammes La/Yb vs Th/Yb .....	89
IV.3.4 Modèle pétrogénétique .....	90

## **CHAPITRE V**

### **ETUDE DES MINERALISATIONS DU MASSIF D'EL AOUANA : GISEMENT D'OUED EL KEBIR**

V. 1 Echantillonnage et bilan des travaux antérieurs .....	96
V. 2 Morphologie du corps minéralisé .....	98
<input type="checkbox"/> L'amas sulfuré .....	100
<input type="checkbox"/> La zone à stockwork .....	100
<input type="checkbox"/> L'encaissant .....	101
V.3 Généralités sur les sulfures massifs volcanogènes .....	101
V.3.1 Historique des VMS .....	101
V.3.2 Définition et morphologie .....	102
V.3.3 Classification des amas sulfurés volcanogènes .....	103
V.3.4 Formation des Amas Sulfurés Volcanogènes .....	110
V.4 Etude des minéralisations d'Oued El Kebir .....	112
V.4.1 Description microscopique .....	113
Les sulfures .....	113
<input type="checkbox"/> La marcassite .....	113
<input type="checkbox"/> La pyrite .....	114
<input type="checkbox"/> La chalcopryrite .....	115
<input type="checkbox"/> La galène .....	116
<input type="checkbox"/> La sphalérite .....	117
<input type="checkbox"/> Le cuivre gris .....	117
Minéraux de gangue (barytine) .....	118
V. 4. 2 Succession paragénétique .....	119

V.5 Est-il le gisement d'Oued El Kebir de type Kuroko ?.....	120
V.5.1 Les principales caractéristiques des dépôts kuroko .....	120
V.5.2 Typologie du gisement d'Oued El Kebir .....	121
V. 6 Origine des fluides minéralisateurs .....	123
V.6.1 Les grands réservoirs de fluides de la lithosphère .....	123
V. 6. 2 Comparaison entre les minéralisations du gisement d'El Aouana et les autres gisements des régions l'Algérie du nord (exemple du gisement d'Oued Amizour).....	126
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>	<b>128</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>131</b>

# LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE I

- Fig. I.1. Carte tectonique de la Méditerranée montrant les différents bassins marginaux ainsi que les principales chaînes de montagne (d'après [Facenna et al. \(2014\)](#))..... 8
- Fig. I. 2. Carte montrant la distribution des roches volcaniques de la Méditerranée occidentale ([Rosenbaum et al., 2002a](#))..... 9
- Fig. I. 3. Carte de l'évolution des séries magmatiques tertiaires et quaternaires de la Méditerranée occidentale (d'après [Bellon & Brousse \(1977\)](#))..... 11
- Fig. I. 4. Nomenclature géodynamique (d'après [Liégeois, 1998](#))..... 14

## CHAPITRE II

- Fig. II.1. Coupes schématiques montrant l'évolution tectono-magmatique de la marge maghrébine (d'après [Maury et al., 2000](#) ; modifié)..... 19
- Fig. II.2. Caractéristiques géochimiques des roches magmatiques de la marge maghrébine (d'après [Maury et al., 2000](#) ; modifié)..... 20
- Fig. II.3. Diagramme multiélément montrant l'allure des spectres des éléments de terre rare des roches magmatiques représentatives de la marge maghrébine. (D'après [El Azzouzi et al., 2003](#) ; modifié). Normalisation au manteau primitif de [Sun & McDonough \(1989\)](#). .... 21
- Fig. II.4. Esquisse géologique simplifiée du Nord Est algérien montrant la localisation du complexe magmatique d'El Aouana (la zone d'étude est encadrée). ([Durand-Delga, 1980](#) ; [Vila, 1980](#) ; modifiée). BAC: Bejaïa-Oued Amizour; EMC: El-Milia ; CBC: Cap Bougaroun; BTC: Beni Touffout ; FP: Filfila ; CDFC: Chétaibi-Cap de Fer..... 24
- Fig. II.5. Esquisse géologique de la région de Jijel-El Aouana (d'après [Vila, 1980](#) ; modifiée)..... 25
- Fig. II.6. Schéma volcano-tectonique du massif d'El Aouana ([Robin, 1970](#))..... 32

## CHAPITRE III

- Fig. III.1. Carte géologique du Massif d'El Aouana (d'après SGA, 2009 ; modifiée).  
..... 35
- Fig. III.2. Aspect macroscopique des andésites d'El Aouana. A : aspect des andésites massives ; B : enclaves sombre-verdâtre riche en minéraux ferromagnésiens..... 37
- Fig. III.3. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une andésite. Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Op : opaque ; Qz : quartz. .... 38
- Fig. III.4. Photomicrographie montrant des phénocristaux automorphes à subautomorphes d'amphibole. Amp : amphibole ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ..... 39
- Fig. III.5. Photomicrographie montrant des phénocristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène. .... 40
- Fig. III.6. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique des andésites où on peut observer de fines paillettes de biotite. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque, Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite. .... 41
- Fig. III.7. Photomicrographie montrant un phénocristal d'orthose perthitique. Bi : biotite ; Op : opaque ; Or : orthose ; Qz : quartz. .... 41
- Fig. III.8. Photomicrographie montrant le remplissage des vides par de la calcite et des zéolites. Cal : calcite ; Cpx : clinopyroxène ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites. .... 43
- Fig. III.9. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une enclave. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Op : opaque ; Qz : quartz ; Zrn : zircon..... 44
- Fig. III.10. Aspect macroscopique des dacites d'El Aouana. a) aspect massive des dacites ; b) dacite de couleur verdâtre due à la présence des minéraux d'altération.  
..... 44
- Fig. III.11. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une dacite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Chl : chlorite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.  
..... 45
- Fig. III.12. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase d'une dacite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz..... 46
- Fig. III.13. Photomicrographie montrant l'altération du plagioclase en calcite et en séricite. Cal : calcite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite. .... 46

Fig. III.14. Photomicrographie montrant la présence des minéraux opaques dans les dacites. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Op : opaque, Pl : plagioclase ; Qz : quartz. ....	47
Fig. III.15. Photomicrographie montrant le remplissage des vides par de la chlorite et de la calcite. Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz. ....	48
Fig. III.16. Photomicrographie montrant le remplissage des microfissures par de la calcite et de la céladonite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz. ....	49
Fig. III.17. Aspect macroscopique des tufs volcaniques d'El Aouana. ....	50
Fig. III.18. Photomicrographie montrant les cristaux de plagioclase fragmentés. Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite ; Zeo : zéolites.....	50
Fig. III.19. Aspect macroscopique des laves volcaniques d'El Aouana.....	51
Fig. III.20. Photomicrographie montrant a) le plagioclase sous forme de petits cristaux et de microlithes orientés ; b) une micro-enclave composée de phénocristaux de plagioclases et de microlithes maclés et de minéraux ferromagnésiens altérés. Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites.....	52
Fig. III.21. Photomicrographie montrant des phénocristaux de pyroxène dans une lave volcanique. Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites.....	53
Fig. III.22. Photomicrographie montrant le remplissage des microfissures par de la silice amorphe tardive. Qz : quartz ; Zeo : zéolites. ....	54
Fig. III.23. Aspect macroscopique des microdiorites d'El Aouana. a) Cristaux prismatiques d'amphibole et de plagioclase de taille millimétrique ; b) La présence d'enclave et de xénolite dans le faciès microdioritique.....	55
Fig. III.24. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase dans une microdiorite. Bi : biotite ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite. ....	56
Fig. III.25. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase saussuritisé. Cal : calcite ; Pl : plagioclase.....	56
Fig. III.26. Photomicrographie montrant des phénocristaux de la hornblende verte d'une microdiorite ainsi que la texture enchevêtrée. Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Zeo : zéolites. ..	57
Fig. III.27. Photomicrographie montrant un phénocristal d'augite automorphe ainsi que la texture 'en tamis' de l'amphibole. Amp : amphibole ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque ; Qz : quartz ; LPA : lumière polarisée analysée ; LPNA : lumière polarisée non analysée. ....	58

- Fig. III.28. Photomicrographie montrant la présence de la biotite en petits cristaux dans le faciès microdioritique. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase. .... 58
- Fig. III.29. Photomicrographie montrant des agrégats de minéraux opaques. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz. .... 59
- Fig. III.30. Aspect microscopique des enclaves associées aux microdiorites. Amp : amphibole, Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque ; Pl : plagioclase. .... 60

## CHAPITRE IV

- Fig. IV.1. Diagramme de classification chimique et de nomenclature de [Le Bas et al. \(1986\)](#) montrant la position des échantillons du massif d'El Aouana. .... 68
- Fig. IV.2. Diagramme de classification chimique et de nomenclature de [Winchester & Floyd \(1977\)](#) des roches magmatiques d'El Aouana. Mêmes symboles que la Figure IV-1. .... 68
- Fig. IV.3. Diagramme binaire Nb (ppm) vs Zr (ppm). Mêmes symboles que la Figure IV-1. .... 69
- Fig. IV.4. Diagramme A/CNK (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) vs A/NK (mol. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) des roches ignées d'El Aouana (d'après [Maniar & Piccoli, 1989](#)). Mêmes symboles que la figure IV-1. .... 70
- Fig. IV.5. Diagramme AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ) d'[Irvine & Baragar \(1971\)](#) montrant le caractère calco-alkalin des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1. .... 71
- Fig. IV.6. Diagramme binaire  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) vs  $\text{SiO}_2$  (wt%) avec les différents domaines de [Peccerillo & Taylor \(1976\)](#) montrant le caractère moyennement potassique des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV.1. .... 71
- Fig. IV.7. Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice (%). Mêmes symboles que la figure IV.1. .... 75
- Fig. IV.8. Variations des éléments en trace en fonction du Zr (ppm). Mêmes symboles que la figure IV.1. .... 78
- Fig. IV.9. (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (d'après [Taylor & McLennan, 1985](#)) et (b) les spectres des éléments en traces normalisés au manteau primitif (d'après [Sun & McDonough, 1989](#)) des échantillons d'El Aouana. .... 81

- Fig. IV.10. Diagrammes La/Sm vs La (Blein *et al.*, 2001) et Ce/Yb vs Ce (Ajaji *et al.*, 1998) montrant les tendances des échantillons d'El Aouana. FC : cristallisation fractionnée ; AFC: assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée. Mêmes symboles que la figure IV.1..... 84
- Fig. IV.11. Diagrammes de discrimination a) A/CNK (mole.  $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ ) vs  $SiO_2$  (Chappell & white, 1992) ; b)  $Na_2O$  (% poids) vs  $K_2O$  (% poids) (Chappell & white (1974) permettant d'identifier le caractère I-type des granitoïdes d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1..... 86
- Fig. IV.12. Diagrammes de discrimination tectonique a) Zr vs  $(Ta/Zr)_N$  (d'après Thiéblemont & Téguyey, 1994); b) Rb/Zr vs  $SiO_2$  (d'après Harris *et al.*, 1986); c) Ta vs Yb (d'après Pearce *et al.*, 1984); d) Rb vs  $(Y+Nb)$  (d'après Pearce *et al.*, 1984) des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV.1..... 88
- Fig. IV.13. Diagramme La/Yb vs Th/Yb (d'après Condie, 1989) montrant l'affinité d'arc continental des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1. .... 90
- Fig. IV.14. Model pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du Nord-Est algérien durant le Miocène (Laouar *et al.*, 2005)..... 92

## CHAPITRE V

- Fig. V.1. Carte schématique montrant la localisation du gisement polymétallique d'Oued El Kebir (Galerie de recherche) dans le massif d'El Aouana..... 96
- Fig. V.2. Coupe illustrant la succession des différentes formations lithologiques du massif d'El Aouana (SO.NA.RE.M., 1978). UVS: unité volcanique supérieur; UVI: unité volcanique inférieure. .... 99
- Fig. V.3. Coupe géologique montrant la localisation des minéralisations d'Oued El Kebir d'après les sondages réalisés par la SO.NA.RE.M (1978) (Villemaire, 1987). .... 99
- Fig. V.4. Morphologie du corps de minerai d'après un sondage effectué par la SO.NA.RE.M (1978) (Villemaire, 1987). .... 100
- Fig. V.5. Caractéristiques essentielles d'un dépôt idéalisé de sulfures massifs volcanogènes (Lydon, 1984 ; modifié)..... 103
- Fig. V.6. Classification des amas sulfurés volcanogènes mondiaux selon la teneur en métaux de base (Galey *et al.*, 2007). .... 104



Fig. V.7. Classification des VMS basée sur leur contenu relatif en métaux de base (Cu + Zn + Pb) en fonction de leur contenu en métaux précieux (Au, Ag) (Hannington <i>et al.</i> , 1999).....	105
Fig. V.8. Classification lithologique des gisements types VMS par Barrie & Hannington (1999).....	108
Fig. V.9. Aspect macroscopique des échantillons minéralisés du gisement de l'Oued El Kebir montrant la texture massive de la minéralisation (a, b, c et d). Ba : barytine ; Cpy : chalcopryrite ; Gn : galène ; Py : pyrite ; Sph : sphalérite.....	112
Fig. V.10. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la présence de la marcassite en masse concrétionnée.....	114
Fig. V.11. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant de gros cristaux de pyrite. ....	114
Fig. V.12. Photomicrographie montrant le remplacement pénétratif de la pyrite par la chalcopryrite. La galène elle recoupe les deux. ....	115
Fig. V.13. Photomicrographie en LN montrant la texture massive de la chalcopryrite. ....	115
Fig. V.14. Photomicrographie en LN montrant la chalcopryrite également dans les fractures et dans les vides. ....	116
Fig. V.15. Photomicrographie en LN montrant la galène cristalline en plage larges cimentant la sphalérite et la chalcopryrite.....	116
Fig. V.16. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la formation de la sphalérite dans les espaces inter-cristallins de la chalcopryrite. ....	117
Fig. V.17. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la présence du cuivre gris (Cgr) en inclusions dans la galène (Gn). ....	118
Fig. V.18. Photomicrographie en LN montrant la barytine remplacée par les sulfures de fer de la deuxième génération. Des cristaux fins tabulaires de barytine s'observent dans la phase sulfurée. ....	118
Fig. V.20. Coupe présentant les principaux réservoirs fluides, les circulations des solutions hydrothermales et leurs compositions dans la croûte terrestre (Boiron <i>et al.</i> , 2010).....	124

# **LISTE DES TABLEAUX**

## **CHAPITRE II**

Tab. II.1. Principaux corps magmatiques avec leurs âges radiométriques, les minéralisations, la morphologie des corps minéralisés et les principaux indices ou gîtes.....	23
---	----

## **CHAPITRE IV**

Tab. IV.1. Teneurs en éléments majeurs (pds %) et en éléments en trace (ppm) des roches magmatiques d'El Aouana. ....	66
---	----

## **CHAPITRE V**

Tab. V.1. Classification des sulfures massifs volcanogènes selon la nomenclature de Franklin <i>et al.</i> (1997).....	110
Tab. V.2. Tableau comparatif montrant les différentes caractéristiques des deux gisements polymétalliques du NE de l'Algérie et le gisement de type Kuroko.....	123

# **Introduction générale**

## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

**L**a chaîne alpine et les bassins de la Méditerranée occidentale constituent la zone frontière de plaques séparant l’Afrique de l’Eurasie. Cette frontière de plaque est caractérisée par une grande complexité géologique et structurale, fruit d’une histoire géologique pluriphasée. L’histoire de la Méditerranée occidentale a alterné des évènements et des épisodes d’extension permettant la naissance de nouveaux océans et des épisodes de convergence donnant naissance à des phénomènes de subduction et à la création de chaîne de collision. Durant le Cénozoïque, un magmatisme prononcé a été développé autour de la Méditerranée occidentale. Il est lié principalement à la tectonique profonde du bassin méditerranéen de l’Ouest (ex : [Auzende et al., 1973](#) ; [Carminati et al., 1998a et b](#) ; [Carminati et al., 2012](#)). Afin de retracer l’évolution pétrologique et géochimique de ce magmatisme néogène, plusieurs travaux ont été effectués dans différents pays de ce bassin : au SE de l’Espagne (ex: [De Larouzière et al., 1988](#) ; [Crespo-Blanc et al., 1994](#) ; [Zeck, 1996](#) ; [Zeck et al., 1998](#) ; [Benito et al., 1999](#)); en Italie centrale et méridionale (ex: [Peccerillo, 1999](#)); au Maroc (ex: [Hernandez & Bellon, 1985](#) ; [El Azzouzi et al., 1999](#) ; [El Bakkali et al., 1998](#)); en Algérie du nord (ex: [Coulon et al., 1986](#) ; [Louini-Hacini et al., 1995](#); [Hilly, 1962](#) ; [Villemaire, 1987](#) ; [Ahmed-Said, 1993](#) ; [Ouabadi, 1994](#) ; [Semroud, 1994](#) ; [Fourcade et al., 2001](#) ; [Laouar et al., 2002](#) ; [Laouar et al., 2005](#) ; [Bosch et al., 2014](#) ; [Abbassene et al., 2016](#) ; [Laouar et al., 2016](#) ; [Chazot et al., 2017](#) ; [Laouar et al., 2018](#) ; [Abbassene et al., 2019](#)) et en Tunisie septentrionale: (ex: [Rekhiss, 1984](#) ; [Talbi et al., 2005](#) ; [Belayouni et al., 2010](#) ; [Decrée et al., 2013](#) ; [Decrée et al., 2014](#)).

De nombreux auteurs affirment que la subduction-collision et le « slab roll-back » sont les principaux mécanismes contribuant à la restructuration du manteau sous le littoral de l’Afrique nord-occidentale (ex : [Carminati et al., 1998a](#) ; [Maury et al., 2000](#) ; [Laouar et al.,](#)

2005 ; Bouyahiaoui *et al.*, 2015), mais ces processus restent toujours un sujet de débat. Dans cette région et à proximité de la côte actuelle, qui s'étend de Ras Tarf (Maroc) jusqu'au Mogod et à l'archipel de la Galite (Tunisie), le magmatisme tertiaire est représenté par des formations ignées incorporant une chaîne d'environ 1200 km de long et 50 km de large. Il s'agit essentiellement de formations plutoniques et volcaniques appartenant à deux séries magmatiques distinctes (Maury *et al.*, 2000) : (1) une série calco-alcaline à shoshonitique, relativement ancienne, généralement volcano-plutonique dont les âges diminuent de l'est de l'Algérie (16 Ma-15 Ma) vers la Tunisie (14- 8 Ma) d'une part, et de l'est de l'Algérie vers le Maroc (12-5 Ma) d'autre part; et (2) une série alcaline plus jeune, représentée principalement par des basaltes et des basanites, qui affleure en Tunisie et au Maroc, dont l'âge est de 8 Ma (Bellon, 1981a) et s'est poursuivie jusqu'au Pléistocène en Oranie (Louni-Hacini *et al.*, 1995) et au Maroc (El Azzouzi *et al.*, 1999). Dans cette chaîne, la nature des processus tectoniques complexes ainsi que la position et l'origine des magmas mantelliques et/ou crustaux sont largement débattues (Maury *et al.*, 2000 ; Lustrino *et al.*, 2011 ; Carminati *et al.*, 2012).

Il est maintenant connu que la diversité pétro-géochimique des produits magmatiques est l'une des particularités du magmatisme post-collisionnel, traduit par la succession temporelle des magmas calco-alcalins (moyennement à hautement potassiques, parfois shoshonitiques) à des magmas alcalins intraplaques (Harris *et al.*, 1986 ; Turner *et al.*, 1996 ; Lustrino *et al.*, 2007). Dans ce contexte géodynamique de subduction-collision, la série (andésite-dacite-rhyolite) des roches volcaniques calco-alcalines est un produit typique. Elles sont caractérisées par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) et un appauvrissement en éléments à champ électrostatique élevé (HFSE) déterminé par des anomalies négatives en Nb et Ta dans les diagrammes multi-éléments (Pearce, 1983 ; Pearce & Parkinson, 1993). Ces signatures géochimiques sont reliées à un magma généré suite à la fusion d'un manteau métasomatisé par les fluides issus de la déshydratation de la plaque

océanique plongeante, parfois combiné avec le flux de fusion des sédiments subductés (Gill, 1981 ; Grove & Kinzler, 1986 ; Tatsumi, 1989 ; Hawkesworth *et al.*, 1993 ; Elliott *et al.*, 1997).

Au nord-est algérien, ce magmatisme est représenté par des granitoïdes métalumineux (ex : Edough, Cap de Fer, El Aouana, Bejaia-Amizour) à hyperalumineux (ex : Filfila, Cap Bougaroun) qui ont été mis en place durant la période Burdigalien-Langhien inférieur (17 Ma-15 Ma) (Penven & Zimmermann, 1986 ; Mitchell *et al.*, 1988 ; Belanteur *et al.*, 1995 ; Abbassene *et al.*, 2016 ; Abbassene *et al.*, 2019). Il a fait l'objet de plusieurs études géologiques, géochimiques, isotopiques et gîtologiques. Ce magmatisme est, le plus souvent, accompagné par la mise en place des minéralisations assez complexes et de degré économique parfois important (ex : Oued Amizour, Ain Barbar, El-Aouana) (Bellon, 1976 ; Bellon & Semroud, 1978 ; Glaçon, 1971 ; Laouar *et al.*, 2002 ; Laouar *et al.*, 2018 ; Lekoui, 2019).

### **Objectifs de ce travail**

Le massif montagneux d'El Aouana, objet de cette étude, fait partie de la chaîne alpine de l'Algérie du nord. Il est limité à l'est par les nappes de flyschs du massif de petite Kabylie et au sud par les nappes telliennes des Babors. Malgré leur potentialité minière (important gisement de grande envergure de Cu-Pb-Zn de Oued El Kebir – Bous soufa), les granitoïdes d'El Aouana restent mal étudiés. A part l'étude géologique faite par Robin (1970), les travaux de Benali *et al.* (2003) sur la pétrologie des dômes périphériques du massif, et le travail de Villemaire (1987) sur les amas sulfurés du massif, aucune étude géochimique détaillée de l'ensemble du complexe igné n'y a été établie. Sur ce lot, une étude pétro-géochimique détaillée des granitoïdes d'El Aouana a été faite, dans le cadre de cette thèse. L'utilisation des données de terrains, de pétrographie et de géochimie (éléments majeurs, éléments en trace et éléments de terres rares) ont permis de donner des lueurs sur les liens génétiques qui existent

entre les différents faciès, de ressortir la nature de la source du magma et de reconstituer l'environnement géodynamique de leur mise en place.

En outre, le gisement d'Oued El Kebir constitue le plus grand gisement de minéralisations polymétalliques à Cu-Pb-Zn du NE de l'Algérie après le gisement zincifère d'Oued Amizour. Ces minéralisations ont été étudiées par [Ranoux \(1958\)](#), [Glaçon \(1967, 1971\)](#) et par la Division de Recherche de la [SO.NA.RE.M \(1978\)](#) (Société Nationale de Recherche Géologique et Minière). S'opposant à l'hypothèse d'un contrôle des minéralisations par des failles ([Villemaire, 1987](#)), [Glaçon \(1967\)](#) a signalé que ces minéralisations se présentent en amas stratoïdes. D'après les travaux effectués par la SO.NA.RE.M (sondages et galerie de recherche), le gisement d'Oued El Kebir correspond à un ensemble d'amas polymétalliques localisé dans un niveau volcano-sédimentaire. Le mode de mise en place de type exhalativo-sédimentaire a été bien défini par [Glaçon \(1967\)](#).

Le contexte géodynamique ainsi que la typologie du gisement n'ont pas été étudiés en détail. Ce travail vise, donc, en premier lieu à étudier les minéralisations d'Oued El Kebir du point de vue métallogénique et de définir sa typologie gîtologique. Les résultats obtenus pourront ensuite être utilisés, dans une étude plus large, pour définir la source des fluides minéralisateurs et établir un modèle de mise en place des roches magmatiques et ses minéralisations associées.

Dans ce dessin, les objectifs de cette thèse se résument à : (1) faire une étude pétrologique et une étude géochimique détaillées des roches volcaniques et subvolcaniques d'El Aouana; (2) définir l'origine du magma ; (3) comparer ces données avec celles des différentes roches ignées du NE de l'Algérie; (4) proposer un modèle pétrogénétique de mise en place de roches d'El Aouana dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, en tenant compte des travaux déjà publiés ; (5) faire une étude

métallogénique détaillée des minéralisations du gisement d'Oued El Kebir; et (6) déterminer la typologie du gisement d'Oued El Kebir.

## **Méthodologie**

### ➤ **Approche générale**

La réalisation de cette thèse a impliqué des travaux de terrain et de laboratoire. Les travaux de terrain consistaient en les observations géologiques et pétrologiques, et la récolte d'échantillons représentatifs des différents faciès et des minéralisations polymétalliques, tandis que les travaux de laboratoire consistaient principalement en l'analyse et le traitement des échantillons récoltés.

### ➤ **Travaux de terrain en affleurements**

Les travaux de terrains sont concentrés sur les roches magmatiques d'El Aouana ainsi que sur les minéralisations du gisement d'Oued El Kebir. L'identification et la description macroscopique des différents faciès rencontrés ont été faites. Suite à leur identification, les faciès les plus importants, reconnus d'après la littérature, ont été échantillonnés. Les échantillons récoltés ont servi de matériel d'étude pour les parties pétrographique, géochimique et métallographique.

### ➤ **Travaux de laboratoire**

L'étude pétrographique a été faite dans l'optique d'identifier les caractéristiques des roches volcaniques et subvolcaniques. Pour cette partie, environ soixante dix lames minces ont été confectionnées au laboratoire du département de géologie de l'Université Badji Mokhtar Annaba. Ces lames ont été étudiées dans le but de décrire les différentes caractéristiques des faciès rencontrés. Une vingtaine de lames polies a été également préparée pour l'étude métallographique, particulièrement déterminer les textures et les paragenèses minérales des sulfures et gangues.



L'étude géochimique a été effectuée sur l'ensemble de formations lithologiques rencontrées pour en faire la caractérisation. Au total, vingt cinq analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) ont été faites aux laboratoires ALS en Espagne.

# **Chapitre I.**

## **Généralités**

## **CHAPITRE I**

### **GÉNÉRALITÉS**

La méditerranée occidentale se compose d'une mosaïque de bassins marginaux (bassin Tyrrhénien, Algéro-Provençal, bassin d'Alboran) (Fig. I.1) formés lors des phases distensives néogènes qui ont affecté la région (Auzende *et al.*, 1973 ; Boccaletti & Guazzone, 1974 ; Rehault *et al.*, 1984). Au cours de cette période, se sont également formées les marges continentales du pourtour méditerranéen occidental. La formation des bassins est mise en relation avec la cinématique des plaques. La convergence Afrique–Europe, depuis l'Oligocène, induit l'ouverture du bassin algéro-provençal, en position de bassin d'arrière arc, la migration des blocs AlKaPeCa d'origine européenne vers le sud (ex : Andrieux *et al.*, 1971 ; Coutelle & Duée, 1984 ; Bouillin, 1986), l'accrétion des flyschs, le charriage des nappes telliennes et finalement celui des blocs AlKaPeCa sur la marge africaine (ex : Rehault *et al.*, 1984 ; Lonergan & White, 1997 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Frizon De Lamotte *et al.*, 2000 ; Michard *et al.*, 2002 ; Rosenbaum *et al.*, 2002a ; Mauffret *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2006 ; Schettino & Turco, 2006 ).

Malgré le manque de contrainte concernant la cinématique, notamment l'ampleur du mouvement vers l'ouest du domaine d'Alborán, la nature et l'âge des bassins associés, les auteurs s'accordent sur la prédominance des processus de recul des subductions (slab rollback) et d'extension arrière arc pendant le rapprochement des plaques Afrique et Eurasie (Rehault *et al.*, 1984 ; Lonergan & White, 1997). Différents modèles cinématiques sont proposés expliquant tout ou une partie des observations (ex : Mauffret *et al.*, 2004 ; Duggen *et al.*, 2004 ; Schettino & Turco, 2006). D'autres mécanismes comme l'effondrement de la croûte continentale préalablement épaissie pendant la phase alpine (Dewey, 1988 ; Platt & Vissers, 1989) ou la délamination lithosphérique (Seber *et al.*, 1996 ; Platt *et al.*, 1998 ; Roure

*et al.*, 2012) sont proposés, notamment dans le domaine d'Alboran. Néanmoins, le concept du retrait de la subduction (rollback) reste le processus le plus généralement admis comme moteur à l'origine de l'ouverture des bassins de la méditerranée occidentale.

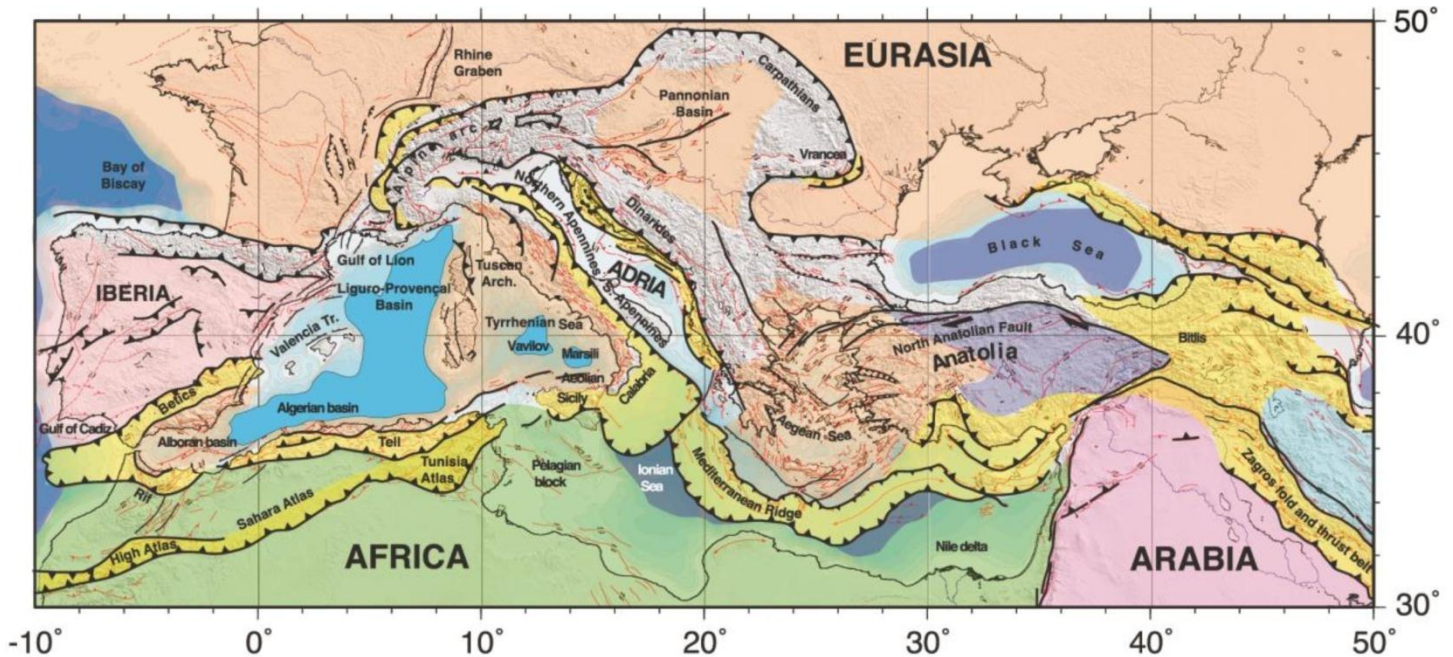


Fig. I.1. Carte tectonique de la Méditerranée montrant les différents bassins marginaux ainsi que les principales chaînes de montagne (d'après [Facenna et al. \(2014\)](#)).

En méditerranée occidentale, la chaîne alpine constitue le trait majeur du fait que celle-ci est présente sur l'ensemble du pourtour méditerranéen. C'est ainsi que sur la rive Européenne, elle est constituée par les édifices suivants : la chaîne des Bétiques en Espagne, la chaîne des Alpes en France et en Italie, la chaîne des Apennins en Italie et en Yougoslavie. Sur la partie Africaine s'identifie à la chaîne des Maghrébides formée par le Rif au Maroc ainsi que la chaîne Tellienne en Algérie et en Tunisie.

Tout au long de cette chaîne, des événements magmatiques importants ont été enregistrés. Les roches magmatiques résultantes sont souvent connues par un potentiel minier divers (Pb, Zn, Cu, Ag, Au, W, Sn ...etc.).

## I. 1. Nature et répartition du magmatisme tertiaire périméditerranéen

Le magmatisme néogène du pourtour méditerranéen (Fig. I.2) a fait l'objet de plusieurs études. Le but est d'établir les relations entre les caractères spatio-temporels et typologiques de formations ignées. On va dresser, dans ce qui suit, un inventaire rapide des produits magmatiques et des données actuellement disponibles sur les principaux domaines (essentiellement ceux de l'Espagne et de l'Afrique du nord), en se référant aux quelques synthèses établies récemment (Marignac, 1976 ; Bellon, 1976 ; Bellon & Brousse, 1977 ; Girod, 1977 ; De Larouzière, 1988 ; Wortel & Spakman, 1992 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995 ; Zeck *et al.*, 1998 ; El-Azzouzi *et al.*, 1999).

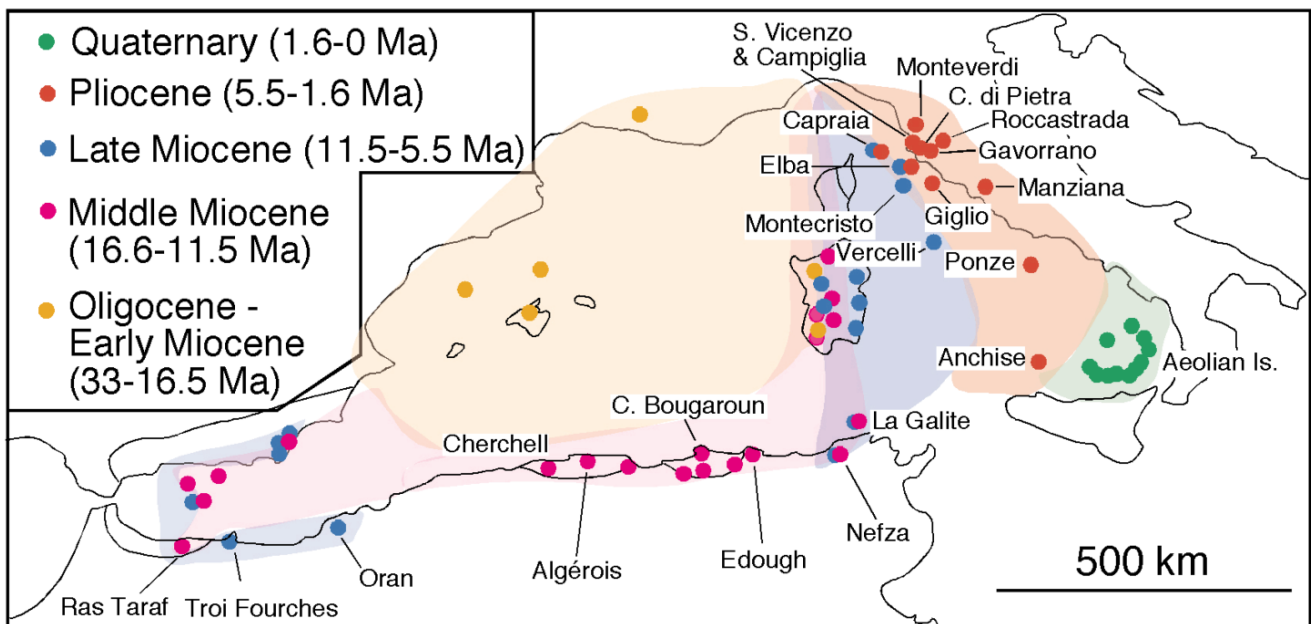


Fig. I. 2. Carte montrant la distribution des roches volcaniques de la Méditerranée occidentale (Rosenbaum *et al.*, 2002a).

### ✚ En Espagne

Le magmatisme montre au début un caractère calco-alcalin (De Larouzière, 1988 ; Benito *et al.*, 1999 ; Zeck *et al.*, 1998) qui passe par la suite à un magmatisme potassique et finalement à des produits franchement alcalins. Il est représenté essentiellement dans les provinces d'Almeria et de Murcia (Fig. I.3), en position interne par rapport à la chaîne bétique dont l'âge est Miocène inférieur (17 à 18 Ma) dans la région du Cabo de Gata, et se poursuit

sans grandes interruptions jusqu'à la fin du Messinien (6 à 7 Ma). Dans la province de Murcia, l'activité volcanique a repris entre 2 et 3 Ma.

Dans l'île d'Alboran, deux séries magmatiques sont bien distinguées : une série relativement ancienne (25 Ma), pauvre en potassium et une autre plus jeune (20 Ma), plus potassique, composée d'andésites et de basaltes. Ce caractère est observé dans les secteurs géographiques avoisinants où l'activité volcanique s'est poursuivie 17,8 à 13 Ma. Selon [Bellon & Brousse \(1977\)](#), cette polarité d'augmentation de K depuis l'Alboran jusqu'à l'Espagne suggère un plongement de l'Afrique sous l'Espagne durant le Miocène moyen et supérieur.

#### **Au Maroc**

Le volcanisme néogène du Rif septentrional, comme en Algérie nord-occidentale (Oranais), est en position externe dans la chaîne Maghrébine. Il montre des âges de 16 à 5 Ma dans le Rif et entre 12 et 8 Ma en Oranais. Ces régions sont caractérisées par la diversité des produits émis, en se comparant avec le domaine espagnol ; ils s'étalent en composition entre potassique, fortement potassique, alcaline à shoshonitique dans le Maroc ([El-Azouzi et al., 1999](#)) et généralement alcaline dans l'Oranais ([Louni-Hacini et al., 1995](#)).

Le magmatisme marocain montre une certaine évolution, d'un point de vue géochimique, dans l'espace et dans le temps ([El Azouzi et al., 1999](#)). Il présente un passage progressif d'un volcanisme calco-alcalin à un volcanisme alcalin (Fig. I.3), qui s'échelonne du 13 Ma où le magmatisme calco-alcalin et transitionnel est cantonné dans le Nord du Maghreb ; par contre, l'alcalin devient prédominant au centre puis exclusif dans le sud. Cette évolution a été mise en parallèle avec le passage d'un régime de compression à un régime d'extension dû à un effet de poinçon.

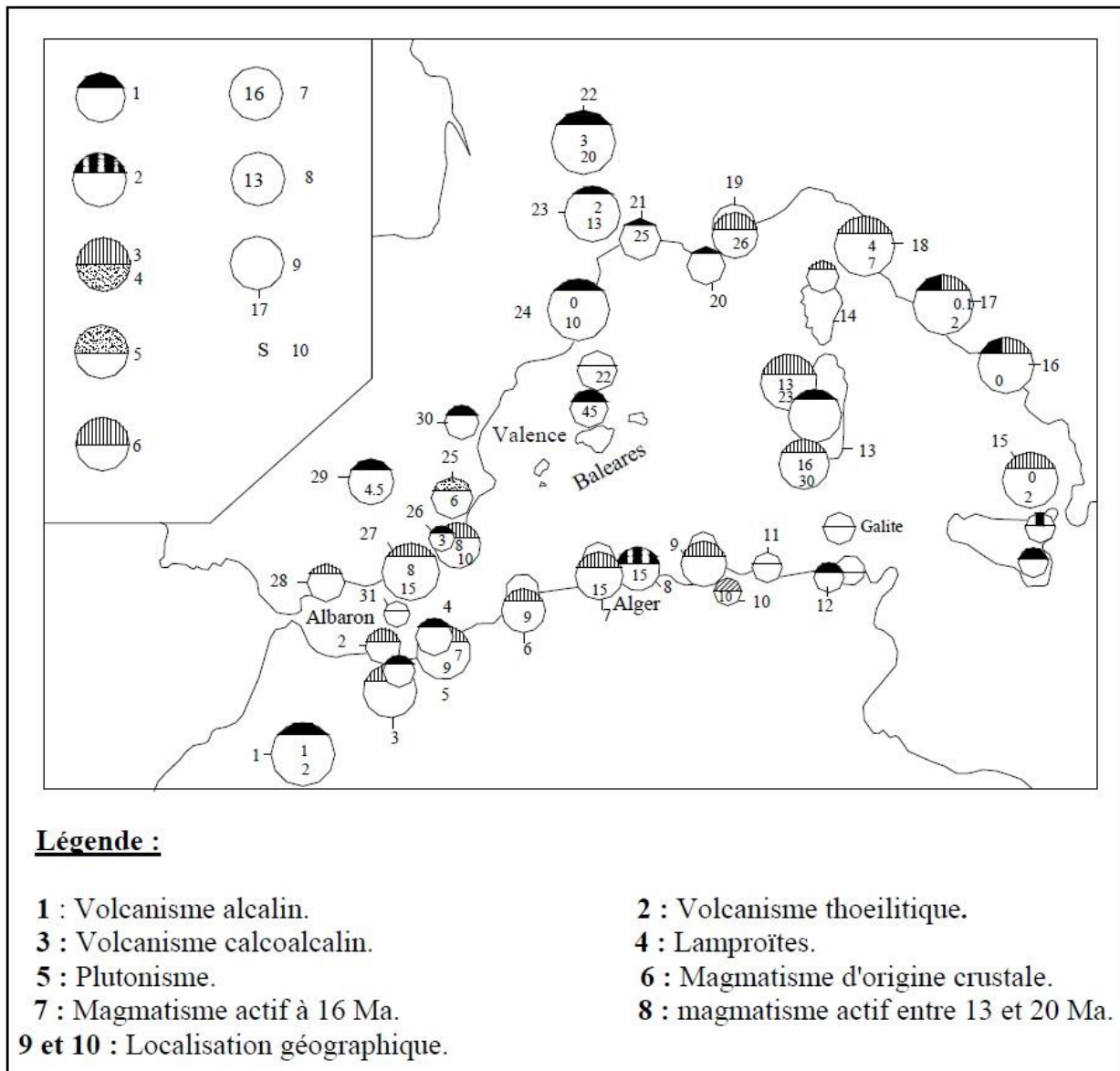


Fig. I. 3. Carte de l'évolution des séries magmatiques tertiaires et quaternaires de la Méditerranée occidentale (d'après Bellon & Brousse (1977)).

### ✚ En Italie

Le magmatisme est bien représenté au niveau de la microplaque Corse-Sardaigne (Fig. I.3). Au Sud-Ouest de la Sardaigne, ce magmatisme, d'âge Oligo-Miocène, a pris naissance sous forme de petits centres volcaniques, au niveau du complexe volcanique montagneux d'Arcuentu. Il est constitué de formations plus ou moins riches en potassium (basaltes, andésites et des ignimbrites). Les séries magmatiques de ce complexe volcanique, produit typique d'une subduction datée du Miocène, montrent des rapports entre les termes de  $K_2O$  et  $SiO_2$  qui ressemblent aux laves calco-alcalines. Au nord de la Sardaigne, le magmatisme est

caractérisé par une série tardi-tertiaire calco-alcaline formée de basaltes, de dacites et des rhyolites qui couvrent de grandes surfaces de la région (Coulon *et al.*, 1973 ; Dostal *et al.*, 1976 ; Dupuy *et al.*, 1975 ; Coulon, 1977 ; Morra *et al.*, 1997). Dans le centre et le sud de la Sardaigne, les roches volcaniques à affinité tholéiitique, liées à la subduction, ont des âges compris entre 13 et 30 Ma (Coulon *et al.*, 1974 ; Coulon et Dupuy, 1977 ; Dostal *et al.*, 1976).

#### ✚ **En Tunisie**

Le magmatisme est représenté essentiellement dans l'archipel de la Galite et dans la région de Nefza (Fig. I. 3). Dans cette dernière, les formations ignées montrent un caractère franchement alcalin (Bellon, 1976 ; Halloul, 1989 ; Mauduit, 1978 ; Decrée *et al.*, 2014). Il s'agit de formations granodioritiques et des volcanites intermédiaires à basiques dont l'âge est de 7 Ma à 8 Ma. Dans l'archipel, les formations ignées (microdiorites et diorites) sont recoupées par des filons microgranitiques à caractère plus alcalin d'âge Tortonien (vers 10 Ma) (Bellon, 1976 ; Juteau *et al.*, 1986 ; Belayouni *et al.*, 2009).

#### ✚ **En Algérie**

En Algérie, le magmatisme néogène est assez développé. Il s'agit de formations volcaniques et plutoniques de nature pétrologique, géochimique et chronologique variée.

##### ➤ **En Algérie occidentale**

Le magmatisme est similaire à celui du Maroc septentrional et de l'Espagne (Fig. I.3). Les manifestations éruptives ont été débutées au cours du Miocène supérieur, donnant naissance à certains massifs magmatiques (ceux de la région de M'Sirda, Tifraouine). Ces massifs sont représentés essentiellement par des laves andésitiques, des rhyodacites, des tufs, etc. Des épanchements basaltiques et labradoritiques, d'âge Paléocène à Quaternaire, ont été également enregistrés.



➤ **En Algérie centrale**

Le magmatisme apparaît en divers points de la zone côtière, entre Tenès et Cherchell, et à l'Est d'Alger, au Cap Djinet (Fig. I.3). Dans cette région, le volcanisme est accompagné par des intrusions subvolcaniques et plutoniques. L'essentiel de ce magmatisme est de type calco-alcalin à tendance potassique à l'Ouest d'Alger ; par contre, il est à caractère tholéïitique au Cap Djinet (Glangeaud, 1932, 1952 ; Popov, 1969).

➤ **En Algérie orientale**

Dans la région qui s'étend de Bejaïa à Annaba (Fig. I.3), le magmatisme néogène est bien développé. Il est représenté par des massifs magmatiques (ex : Edough-Cap de fer, El Aouana, Oued Amizour) dont les termes intermédiaires à acides sont les plus abondants. Ces massifs renferment une quantité d'indices et de gisements polymétalliques, qui a incité à développer la recherche minière dans cette région plus qu'ailleurs en Algérie du Nord. Le magmatisme est de caractère calco-alcalin moyennement à fortement potassique (Maury *et al.*, 2000).

Il est à noter que le magmatisme calco-alcalin, mis en place dans le contexte de subduction-collision, serait post-collisionnel, car il recoupe ou surmonte soit les unités géologiques de la plaque africaine, soit le socle Kabyle ou bien les nappes du Tell (Maury *et al.*, 2000). Dans ce qui suit, on va donner un aperçu général sur la genèse des magmas calco-alcalins en zone de subduction-collision ainsi que les sources probables des magmas post-collisionnels.

## **I. 2. Genèse des magmas calco-alcalins en zone de subduction-collision**

Les granitoïdes, et plus particulièrement les granitoïdes calco-alcalins, sont les constituants les plus abondants de la croûte continentale terrestre (Clarke, 1992). Ils ont été

reconnus dans des différents sites géodynamiques, en particulier dans les zones de subduction, les zones de collision et les sites intra-plaques. La transition entre les périodes collisionnelles et intra-plaques est souvent mal décrite et de nombreux termes sont souvent utilisés, sans significations précises, comme tardi- à post-collisionnel, tardi- à post-tectonique. Le schéma proposé par Liégeois (1998) permet de situer ces différentes étapes et termes les uns par rapports aux autres (Fig. I.4) :

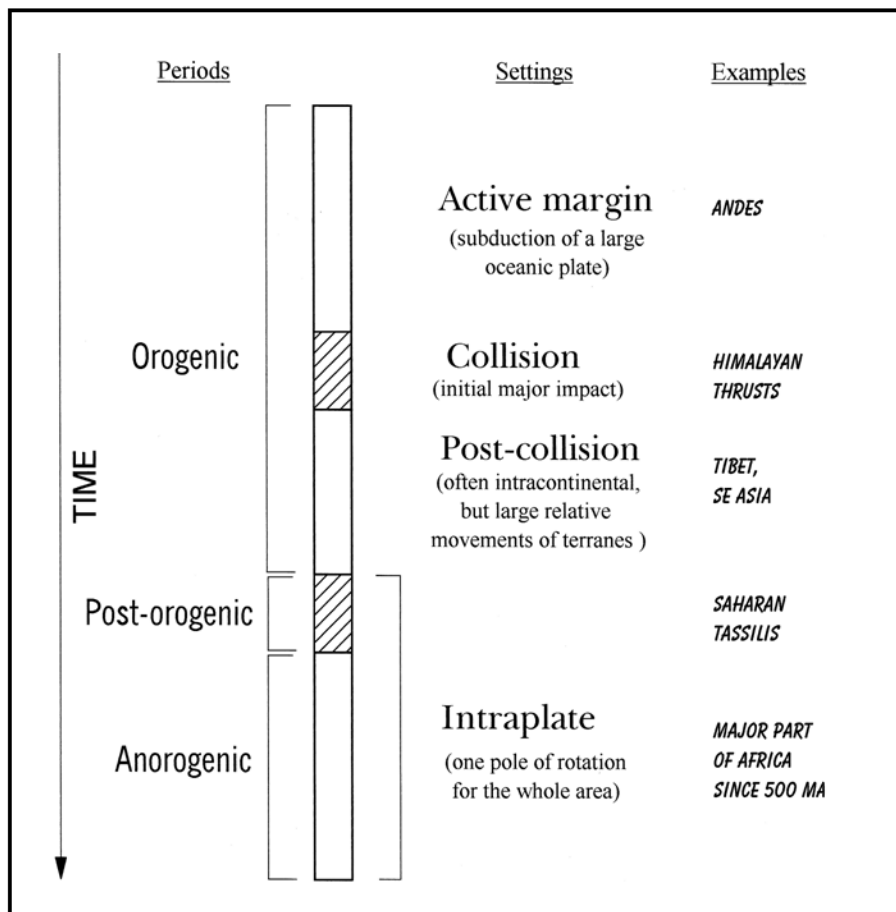


Fig. I. 4. Nomenclature géodynamique (d'après Liégeois, 1998).

- ✓ La période de subduction correspond à une marge active avec la subduction d'une croûte océanique sous une croûte continentale (ou sous une autre croûte océanique) en réponse à une convergence des plaques. Les granites produits durant ce type de contexte sont fort susceptibles d'être transformés en orthogneiss au cours de la collision.

- ✓ La période de collision est limitée à l'impact initial majeur de deux ou plusieurs plaques continentales. Elle se caractérise par des chevauchements à grande échelle et un métamorphisme de haute pression. Ceci différencie l'événement de la collision proprement dit de la période de la convergence de plaques qui est beaucoup plus longue qui survient tout au long de la fermeture de l'océan. Cette période n'est pas favorable à l'ascension des magmas.
- ✓ La période de post-collision correspond à la période de convergence. Le préfixe « post » indique que cette période est plus récente que la collision, mais elle est toujours liée à cette dernière. Cette période commence généralement dans un environnement intra-continental - l'océan majeur est fermé - mais il y a encore de larges mouvements horizontaux de terrain le long des « mégazones » de cisaillement. Cette configuration est très favorable à la genèse des granitoïdes. Dans les anciens, la plupart des granites qui sont préservés appartiendraient à cette période post-orogène - collisionnelle.
- ✓ La période intra-plaque commence avec la fin de ces mouvements, au moment où la zone entière acquiert un pôle de rotation unique et constitue une seule plaque. Cette période se caractérise par une intense activité magmatique. La transition post-collision - intra-plaque marque la fin de la période orogénique. La période de subduction, de collision et post-collision constituent la période syn-orogénique. La période anorogénique correspond à la période intra-plaque dont le début peut être considéré comme post-orogénique dans le sens défini. Comme pour la période de post-collision, peu ou pas de magma se mettent en place durant cette phase.

### **I. 2. 1 Caractéristiques du magmatisme des zones de subduction**

Les zones de subduction, limites de plaques convergentes où l'une des deux plaques (de nature océanique dans la grande majorité des cas) plonge sous l'autre (de nature

océanique ou continentale), représentent le piège d'une partie de l'activité volcanique terrestre ou se forment les arcs volcaniques.

Les laves d'arcs sont différentes des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) ou de ceux des points chauds (OIB). Elles sont appauvries en éléments à fort potentiel ionique (« High Field Strength Elements » ou HFSE, tels que Ti, Nb, Ta, Zr, Hf) et enrichies en éléments alcalins et alcalino-terreux (« Large Ion Lithophile Elements » ou LILE, tels que K, Rb, Ba, Sr, U, Pb, Th, Cs) par rapport aux MORB. Elles sont aussi enrichies en terres rares légères (« Light Rare Earth Elements » ou LREE) par rapport aux terres rares lourdes (« Heavy Rare Earth Elements » ou HREE): leurs spectres en éléments traces sont plus fractionnés que ceux des MORB. Ces caractéristiques indiquent la participation d'un composé riche en eau, permettant de fractionner les éléments mobiles dans les fluides aqueux des éléments immobiles dans ces mêmes fluides (Gill, 1981 ; Hawkesworth *et al.*, 1993 ; Arculus, 1994).

### **I.2.2 Caractéristiques du magmatisme post-collisionnel et sources probables**

Dans les zones post-collisionnelles, le magmatisme présente un certain nombre de caractéristiques communes dont on peut citer :

- ✓ Un caractère potassique, c'est généralement un magmatisme d'affiliation calco-alcaline fortement potassique avec une quantité subordonnée de roches shoshonitiques.
- ✓ Il est généralement lié à des larges mouvements horizontaux le long des zones de cisaillements majeurs.
- ✓ La source de ce magmatisme a été générée durant la période de subduction et de collision. Cette source contient généralement une grande composante juvénile, manteau ou croûte récemment formée de caractère igné ou sédimentaire.

La complexité du magmatisme post-collisionnel exige la connaissance précise de la source des magmas. Les deux sources principales des magmas syn- à post-collisionnels sont généralement : (1) le manteau supérieur sub-océanique ou plus fréquemment sub-continental, généralement enrichi en éléments incompatibles par les fluides hydratés provenant de la lithosphère subduite ; et/ou (2) la croûte continentale supérieure ou inférieure, qui intervient soit comme le contaminant de magmas d'origine mantellique (Benito *et al.*, 1999 ; Miller *et al.*, 1999), soit comme le protolithe de magmas anatectiques acides.

Le magmatisme syn- à post-collisionnel est caractérisé par la remarquable diversité pétrologique et géochimique de ses produits : (a) séries calco-alcalines potassiques à shoshonitiques ; (b) séries alcalines potassiques voire ultrapotassiques, plus ou moins contaminées par la croûte continentale ; (c) produits d'anatexie de la croûte continentale supérieure ou inférieure ; et (d) basaltes alcalins, basanites et roches associées, qui se mettent en place notamment dans les épisodes finaux de l'histoire des chaînes de collision (Pearce *et al.*, 1984 ; Benito *et al.*, 1999).

## **Chapitre II.**

### **Cadre géologique**

## **CHAPITRE II**

### **CADRE GÉOLOGIQUE**

Durant le Cénozoïque, un magmatisme prononcé a été mis en place tout au long de la marge nord-africaine. Dans cette région et à proximité de la côte actuelle qui s'étend de Ras Tarf (Maroc) jusqu'au Mogod et à l'archipel de la Galite (Tunisie), le magmatisme tertiaire est représenté par des formations ignées incorporant une chaîne d'environ 1200 km de long et de 50 km de large : c'est la chaîne des Maghrébides.

L'histoire de la formation et l'évolution de cette chaîne a commencé au Crétacé supérieur (Fig. II.1), quand les blocs continentaux ainsi que les bassins partiellement océaniques bordant cette dernière ont été affectés par la convergence N-S entre les deux plaques africaine et européenne (Dewey *et al.*, 1989). Cette convergence, qui s'est amplifiée durant l'Eocène, a été accompagnée d'une subduction qui est à l'origine du métasomatisme du manteau lithosphérique sous-jacent au Rif et aux Kabylies. La collision provoquée par ce régime de convergence a conduit à la naissance de la future marge maghrébine vers l'Eocène supérieur (Auzende *et al.*, 1975). C'est au Miocène que cet événement de collision a atteint un stade ultime et que les nappes rifaines et les nappes telliennes ont été mise en place (Courme-Rault, 1984). Selon Aïte & Gélard (1997), cette collision a été succédée d'une distension post-collisionnelle qui était à l'origine du magmatisme calco-alcalin de la marge maghrébine. Donc, l'évolution de cette chaîne maghrébine est inscrite dans le cadre de subduction-collision qu'a connu la marge nord-africaine suite au régime de convergence des deux plaques Afrique et Europe.

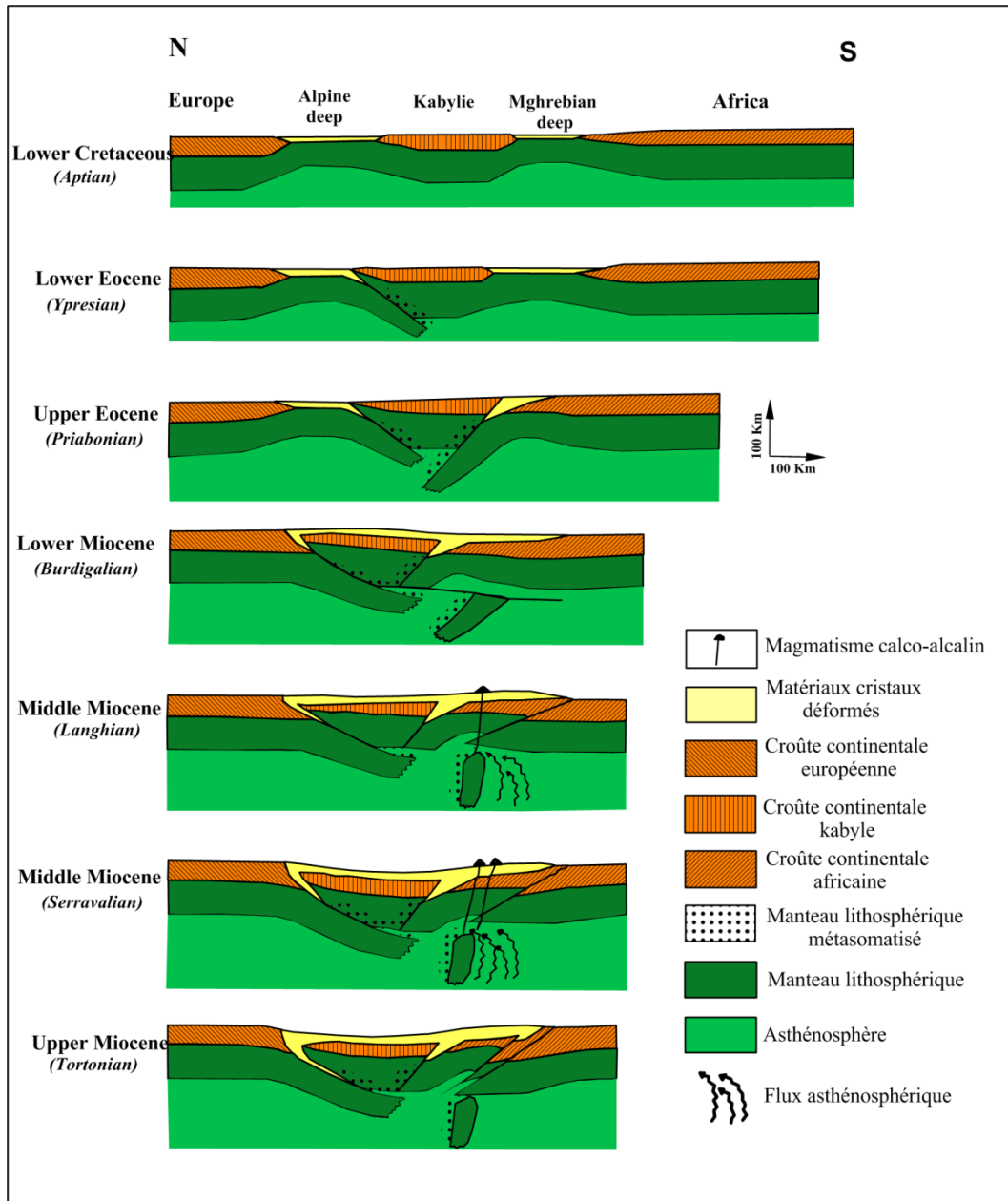


Fig. II.1. Coupes schématiques montrant l'évolution tectono-magmatique de la marge maghrébine (d'après Maury *et al.*, 2000).

## II. 1. Caractéristiques du magmatisme tertiaire de la marge Maghrébine

Le magmatisme de la marge septentrionale du Maghreb est caractérisé par la diversité pétro-géochimique de ses produits, qui est une particularité suprême du magmatisme post-collisionnel. Cette diversité est traduite par la succession temporelle des magmas calco-alcalins (moyennement à hautement potassiques, parfois shoshonitiques) à des magmas



alcalins intraplaques (Harris *et al.*, 1986 ; Tunner *et al.*, 1996 ; Lustrino *et al.*, 2007) (Fig. II.2).

Ce magmatisme est représenté par des formations plutoniques, sub-volcaniques et volcaniques appartenant à deux séries magmatiques distinctes (Maury *et al.*, 2000) : (1) une série calco-alcaline à shoshonitique, relativement ancienne, généralement volcano-plutonique dont les âges diminuent de l'Est de l'Algérie (16Ma-15Ma) vers la Tunisie (14 Ma - 8 Ma) d'une part, et de l'Est de l'Algérie vers le Maroc (12 Ma -5 Ma) d'autre part; et (2) une série alcaline plus jeune, représentée principalement par des basaltes et des basanites, qui affleure en Tunisie et au Maroc, dont l'âge est d'environ 8 Ma (Bellon, 1981a) et s'est poursuivie jusqu'au Pléistocène en Oranie (Louni-Hacini *et al.*, 1995) et au Maroc (El Azzouzi *et al.*, 1999).

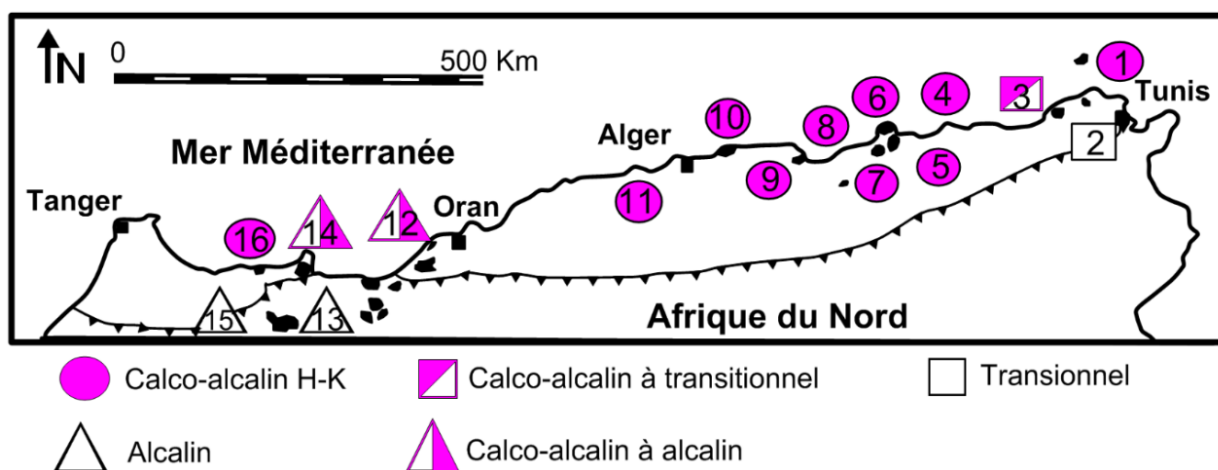


Fig. II.2. Caractéristiques géochimiques des roches magmatiques de la marge maghrébine (d'après Maury *et al.*, 2000 ; modifié). 1 : La Galite ; 2 : Mogods ; 3 : Nefza ; 4 : Ouest Edough-Cap de Fer ; 5 : Filfila ; 6 : Bougaroun ; 7 : Beni Toufout ; 8 : El Aouana ; 9 : Béjaïa-Amizour ; 10 : Algérois ; 11 : Cherchell ; 12 : Oranie ; 13 : Oujda ; 14 : Gourougou ; 15 : Guilliz ; 16 : Ras Tarf.

Les roches calco-alcalines de la marge maghrébine sont généralement de texture porphyrique, composées essentiellement de phénocristaux de plagioclase, pyroxène, amphibole, biotite et de titano-magnétite (Maury *et al.*, 2000 ; El Azzouzi *et al.*, 2003). Selon leur richesse en potassium, on peut distinguer : les roches calco-alcalines pauvres en

potassium, moyennement potassiques et riches en potassium. Elles sont représentées principalement par des andésites, dacites, rhyo-dacites, microdiorites, microgranodiorites, microgranites, granites, monzo-granite et très peu de basalte et de gabbro. Elles sont caractérisées par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) et un appauvrissement en éléments à champs électrostatique élevé (HFSE) déterminé par des anomalies négatives en Nb et Ta dans les diagrammes multi-éléments (Pearce, 1983 ; Pearce & Parkinson, 1993) (Fig. II.3). Du point de vue isotopique, les magmas calco-alcalins de la marge maghrébine montrent une empreinte de la croûte continentale et/ou de sédiments dérivés et subductés bien marquée. Cette empreinte est traduite par des rapports radiogéniques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevés (0,7058-0,7220) et des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  faibles (0,5121-0,5125) (Maury *et al.*, 2000 ; El Azzouzi *et al.*, 2003). Ces signatures géochimiques sont reliées à un magma généré suite à la fusion d'un manteau métasomatisé par les fluides hydrothermaux de la plaque océanique plongeante, combiné avec le flux de fusion des sédiments subductés (Gill, 1981 ; Grove & Kinzler, 1986 ; Tatsumi, 1989 ; Hawkesworth *et al.*, 1993 ; Elliott *et al.*, 1997).

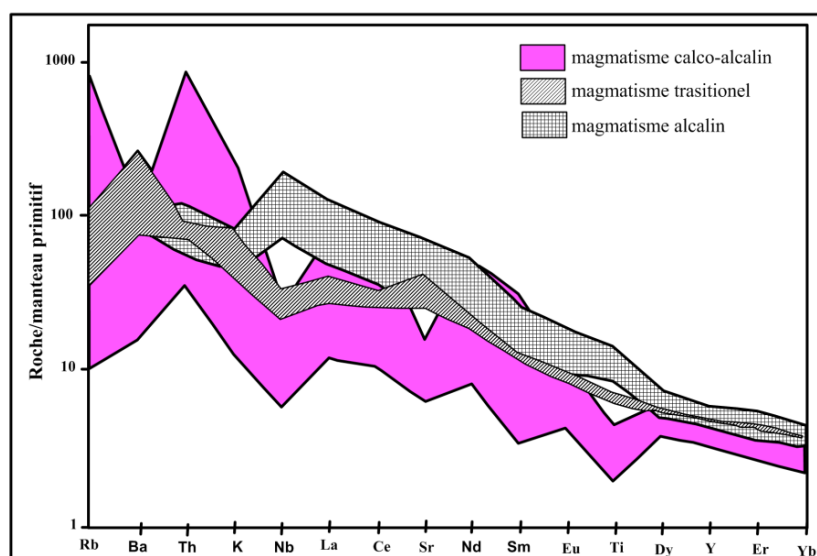


Fig. II.3. Diagramme multiélément montrant l'allure des spectres des éléments de terre rare des roches magmatiques représentatives de la marge maghrébine. (D'après El Azzouzi *et al.*, 2003). Normalisation au manteau primitif de Sun & McDonough (1989).

## II. 2. Aperçu sur le magmatisme miocène du nord de l'Algérie

A l'instar de toute la chaîne des Maghrébides, le nord de l'Algérie est connu par la mise en place de formations magmatiques volcaniques et plutoniques. Dans le but de connaître la nature, l'origine et l'âge de ce magmatisme, plusieurs travaux ont été effectués sur la marge nord algérienne (ex : Hilly, 1962 ; Coulon *et al.*, 1986 ; Villemaire, 1987 ; Ahmed-Said *et al.*, 1993 ; Ouabadi, 1994 ; Semroud, 1994 ; Louini-Hacini *et al.*, 1995 ; Fourcade *et al.*, 2001 ; Laouar *et al.*, 2002 ; Laouar *et al.*, 2005 ; Bosch *et al.*, 2014 ; Abbassene *et al.*, 2016 ; Chazot *et al.*, 2017 ; Laouar *et al.*, 2018 ; Abassene *et al.*, 2019). En Algérie centrale et orientale, ce magmatisme est représenté principalement par des granitoïdes métalumineux (ex : Edough, Cap de Fer, Bejaia-Amizour) et peralumineux (ex : Filfila) langhiens (~16 Ma), à affinité calco-alcaline. En Oranie (Algérie occidentale), l'activité calco-alcaline a été tardive (14-9 Ma) et est relayé par un magmatisme alcalin d'âge Tortonien (~ 10 Ma) à Pliocène (~ 4 Ma).

Au NE de l'Algérie, les roches ignées sont reliées à deux principaux types de magmas : un magma I-type dérivé du manteau et qui a subi une contamination crustale (ex : Edough-Cap de Fer, El Aouana, Bejaia-Amizour) et un magma S-type résultant de la fusion partielle des roches métasédimentaires (ex : Filfila), selon la terminologie de Chappell et White (1974).

Le magmatisme néogène de l'Algérie du Nord est souvent accompagné par la mise en place de minéralisations assez complexes, dépendant de la nature des roches ignées encaissantes. Le tableau II.1. résume les principaux corps magmatiques, leurs âges radiométriques, les minéralisations, la morphologie des corps minéralisés et les principaux indices ou gîtes en Algérie du nord.

- Références bibliographiques du tableau II.1 : (1) Bellon, 1976 ; (2) Bellon & Guardia, 1980 ; (3) Bellon, 1981a ; (4) Lepvrier et Velde, 1976 ; (5) Hernandez & Lepvrier, 1979 ; (6) Bellon & Semroud, 1978 ; (7) Semroud, 1981 ; (8) Glaçon, 1971 ; (9) Bouillin, 1977 ; (10) Ouabadi, 1994 ; (11) Hilly, 1962 ; (12) Marignac & Zimmerman, 1983 ; (13) Marignac, 1985 ; (14)

Aissa *et al.*, 1995 ; (15) Abbassene *et al.*, 2016 ; (16) Laouar *et al.*, 2018 ; (17) Lekoui, 2019 ; (18) Benali, 2007 ; (19) Abbassene *et al.*, 2019.

Tab. II.1. Principaux corps magmatiques avec leurs âges radiométriques, les minéralisations, la morphologie des corps minéralisés et les principaux indices ou gîtes.

Nature des roches Effusives      Intrusives	Age(Ma)	Minéralisation	Morphologie	Indices ou gites	Réf
<b>BeniSaf, Oran, Ain Temouchent</b> Laves andésitiques, Granite et basaltiques Dykes recoupant ces laves	Andésites : 8-9 Basalte : 1-2	Cu, Ni, pyrite, (Au, As, Co, Cr)	Filons, imprégnations dans les andésites	Djebel Touila Djebel M'zaila Djebel M'sirda	(1,2,18)
<b>Ténès, Cherchell</b> Na-andésites et Micro- monzonites, K-andésites Basaltes, filons de kersantites Dacites et rhyolites	Rhyolites : 15-16 Andésites : 12-13 Dacites : 9 Monzonites : 11-9 Kersantites : 5	Cu, pyrite,Pb, Ba,(Sb,Hg,Zn,A s,Ag)	Stock Works, filons, imprégnations dans les andésites.	Bou Khandek Beni Aquil Bou chekif	(3, 4,5)
<b>Thenia</b> Dyke liaparite, dyke et sills de diabase Laves et pyroclastes Andésitiques et rhyodacitiques Granodiorite	Granodiorite : 15	Cu,Zn,Sn,pyrite, (As,W,Mo,Bi,Cr ,Au,Ag)	Filons, imprégnations des dykes	Bou Arrous Sidi Herout	(1)
<b>Oued Amizour</b> Tufts andésitiques, Pyroclastites, Granodiorites Coulées andésitiques et rhyolitoides Diorites microgranites, quartz- monzonites	Plutons : 22-16 Andésites : 18-16 Rhyolitoides : 12	Pyrite, Pb, Zn, Cu, Ba.	Stratiformes, Stock Works, griffons	Bouzenad Ait Dali ihadadene	(1, 6,7, 16, 17,18)
<b>El Aouana</b> Tufts Pyroclastites Ignimbrites Laves andésitiques, dacitiques et Rhyodacitiques Laves andésito-basaltiques. Microgranites Diorites Microdiorites Granodiorites	Roches volcaniques et subvolcaniques : 14-13	Pb, Zn, Cu, Ba (Ag, Au)	Stratiformes, Stock Works, griffons	Oued el Kebir Bou Soufa	(1,8,18)
<b>Kabylie de Collo</b> Ignimbrites, rhyolites, Granites, Rhyolites en filons, Protrusions andesito- dacitiquesmicrogranodiorites Microgranite Monzonites	Granite : 22 Microgranite 16	Pb,Zn,Cu,pyrite, Ba,(Ag,Au,Co,B i,Cd,In,Ga,W,Sn )	Filons, stockworks	Bou doukha Sidi kamber Achaich	(1,10,11)
<b>Cap de Fer</b> Dacites Rhyolites Microgranite Andésites. microdiorites	Microgran : 22-16 Microdio : 15,7	Pb, Zn, Cu	Filons, stratiformes	Kef Bougatous Kef el gourou Kt.cheraia	(1,12, 19)
<b>Ain Barbar</b> Filons rhyolitiques microgranites	16-15	Pb, Zn, Cu	filons	Ain Barbar Mellaha Guelaat Safsaf	(13, 14,15)

## II. 3. Cadre géologique de la région de Jijel et du massif d'El Aouana

### II. 3. 1. Cadre géologique de la région de Jijel

La région de Jijel fait partie de la petite Kabylie. Cette dernière est caractérisée par l'enchaînement de nombreux massifs côtiers de l'Est algérien, affleurant depuis la région de Jijel, à l'Ouest, jusqu'à la plaine d'Annaba, à l'Est (Fig. II.4). Le massif d'El Aouana qui est l'objet principal de cette étude, fait partie de cette région.

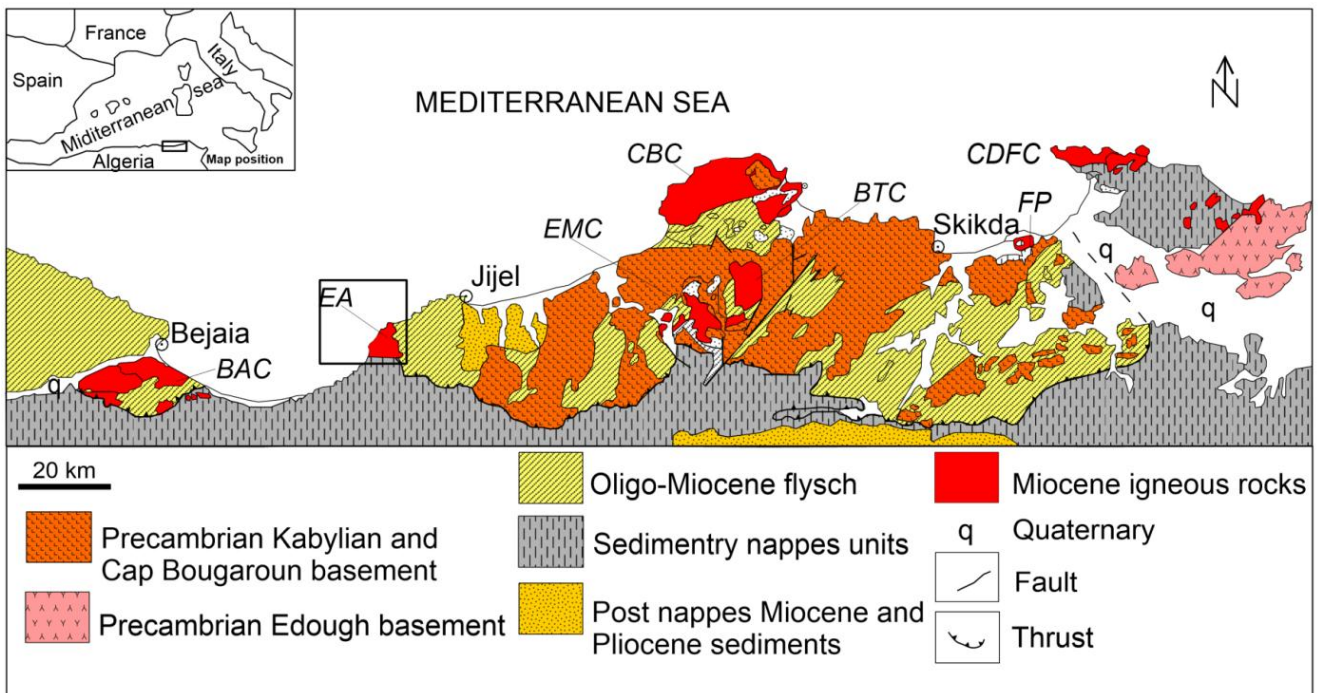


Fig. II.4. Esquisse géologique simplifiée du Nord Est algérien montrant la localisation du complexe magmatique d'El Aouana (la zone d'étude est encadrée). (Durand-Delga, 1980 ; Vila, 1980w). BAC : Bejaïa-Oued Amizour ; EMC : El-Milia ; CBC : Cap Bougaroun ; BTC : Beni Touffout ; FP : Filfila ; CDFC : Chétaibi-Cap de Fer.

Les différents ensembles géologiques qui constituent la région de Jijel sont : les formations cristallophylliennes représentées par le socle kabyle de la petite Kabylie, les flyschs et les nappes telliennes représentées par la zone des Babors qui sont situées au Sud et Sud-Ouest du massif (Fig. II.5).

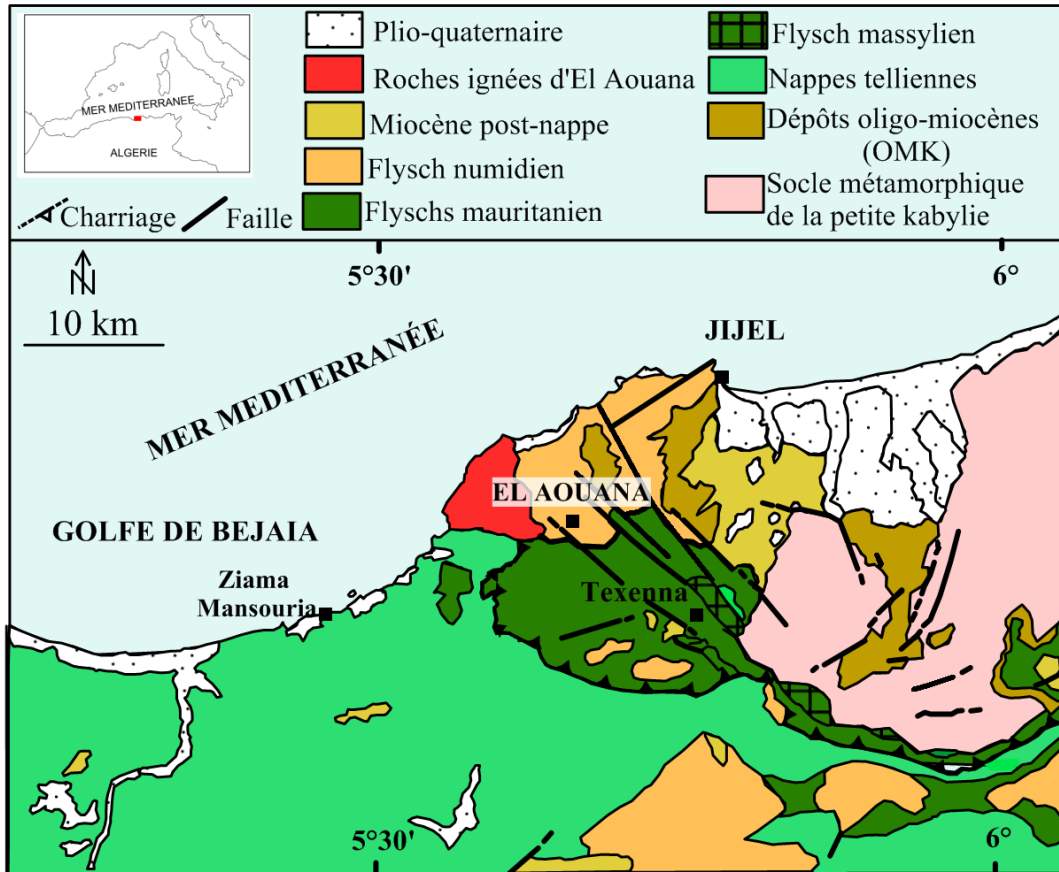


Fig. II.5. Esquisse géologique de la région de Jijel-El Aouana (d'après Vila, 1980).

### *Le socle Kabyle*

D'après Durand-Delga (1955), le socle Kabyle dans la région de Jijel est représenté par une série mono-métamorphique allant d'un substratum migmatitique à des schistes fossilifères, non métamorphiques. Il comporte :

- ✓ A la base : une série cristallophyllienne, d'âge Paléozoïque, constituée essentiellement de gneiss à deux micas et de micaschistes.
- ✓ Au sommet : une formation silurienne composée essentiellement de schistes et de calcaires.

### ***Les flyschs***

Les flyschs sont représentés par une vaste nappe qui apparaît au centre et même au SE de la région de Jijel. Ils sont constitués principalement par le flysch mauritanien ou nappe de Guerrouch (Djellit, 1987) et le flysch massylien.

#### **a) Le flysch mauritanien :**

C'est le flysch le plus développé dans la région de Jijel. Il est représenté par des argilites, un pré-flysch calcaire et des bancs de grès et de marnes (Djellit, 1987). Dans la région d'El Aouana, le flysch mauritanien est recoupé par une microdiorite qui développe dans l'encaissant un léger métamorphisme d'âge Langhien (Obert, 1981).

#### **b) Le flysch massylien :**

Le flysch massylien, d'âge Albo-aptien (Djellit, 1987), montre du bas en haut :

- ✓ Une alternance de minces niveaux de pélites, de grès argileux et de quartzites (Durand-Delga, 1955).
- ✓ Des marnes consolidées à intercalations gréseuses à calcaireuse dont l'âge est le Vraconien (Durand-Delga, 1955).
- ✓ Des marnes à intercalations de calcaires micro-conglomératiques d'âge Turonien (Durand-Delga, 1955).
- ✓ Au sommet se trouvent des pélites renfermant de minces niveaux de micro-brèches dont l'âge est estimé Sénonien (Bouillin *et al.*, 1977).

#### **c) Le flysch numidien**

Le flysch numidien occupe les grandes étendues de charriage dans la région de Jijel. Il apparaît au nord-ouest, en délimitant le massif d'El Aouana dans sa partie orientale, et au Sud de la région de Jijel. Cette nappe montre à la base des calcaires

gréseux associés à des formations marno-calcaires, surmontés par des grès puis une alternance de pélites et de marnes et au sommet se dépose une série d'argiles de teintes variées à intercalations calcaire-gréseuses d'âge Oligocène supérieur (Chattien) (Raoult *et al.*, 1982).

### ***Les unités telliennes***

D'après Durand-Delga (1955) et Obert (1981), les séries telliennes sont caractérisées par des formations allant du Lias au Miocène. Elles comportent du bas en haut :

- ✓ Une série liasique (300 m à 400 m), composée essentiellement de dolomies brèchiques, de calcaires et de radiolarites.
- ✓ Un ensemble du Crétacé, discordant sur le Lias, représenté par des schistes, des marnes et des marno-calcaires.
- ✓ Au sommet, un Miocène à marnes et à bancs de calcaires et de grès.

### ***Les formations oligo-miocènes kabyles (OMK)***

Dans la région de Jijel, cet ensemble est constitué essentiellement de formation oligo-miocène qui, plus au Nord, évoluent vers le sommet en un olistostrome miocène. Ces formations apparaissent au centre de la région et même à l'Est en recouvrant le socle. Lithologiquement, cette série est constituée de marnes et des calcaires argileux (Djellit, 1987).

Le terme « Olistostrome » a été mentionné pour la première fois par Flores (1959). D'après cet auteur, un olistostrome est “ est un dépôt sédimentaire à l'intérieur d'une séquence géologique normale, suffisamment continue pour être cartographiée”. Un olistostrome est caractérisé par un matériel lithologiquement et pétrographiquement hétérogène : les éléments plus ou moins intimement mélangés se sont accumulés sous forme de corps semi-fluides.



### ***Les formations post-nappes***

Les formations post-nappes sont représentées essentiellement par une série miocène et des formations conglomératiques pliocènes (Djellit, 1987).

#### ➤ **Le Miocène :**

Le Miocène est constitué par des formations volcaniques et subvolcaniques représentées par le massif d'El Aouana (ex-Cavallo), qui fait l'objet de cette étude, ainsi par des formations sédimentaires. Ces dernières sont composées essentiellement d'une série marneuse d'âge Tortonien à Messinien qui repose en discordance sur le socle kabyle et sur l'Oligo-Miocène kabyle à la fois (Djellit, 1987).

#### ➤ **Le Pliocène :**

Le Pliocène est constitué essentiellement par des conglomérats et des marnes bleutées qui reposent directement sur les marnes miocènes. Il est à noter que le Miocène ainsi que le Pliocène qui le surmonte sont affectés tardivement par des failles.

### **II. 3. 2. Géologie du massif d'El Aouana**

Le massif montagneux d'El Aouana s'étend sur environ 40 km<sup>2</sup> au SW de la ville de Jijel. Il est limité à l'Est par les nappes de flysch de la Petite Kabylie et au Sud par les nappes telliennes des Babors (cf. Fig. II.5). Ce massif est caractérisé par l'affleurement de formations volcaniques (andésites, dacites, tufs et roches pyroclastiques) et subvolcaniques (microgranodiorites et microdiorites). Ces roches ont été mises en place à environ 15 Ma (Robin, 1970).

#### ***II. 3. 2. 1. Les formations sédimentaires***

Les terrains sédimentaires affleurent à la périphérie du massif. Il s'agit de sédiments évaporitiques du Trias, de dépôts du Lias, du Crétacé et du Tertiaire.

Le Trias est la formation la plus ancienne dans la région. Les dépôts évaporitiques de cette formation (marnes gypsifères, dolomies) ainsi que des blocs de calcaires et de grès apparaissent sous forme de pointements extrusifs au sein des terrains récents ou de lambeaux à la base des chevauchements, comme semelles de nappes (Vila, 1980). Les calcaires du Lias constituent la bordure de la chaîne calcaire des Babors ; ils chevauchent parfois la chaîne dans sa partie méridionale (Robin, 1970). Le Crétacé est représenté par des formations marneuses, des calcaires, des flyschs, des formations argileuses et des bancs de grès. Le Tertiaire est bien développé dans la région. D'après le Service Géologique de l'Algérie (SGA, 2009), il est représenté par : (a) des flyschs paléocènes qui montrent une alternance de marne et de bancs calcaires et des marnes schisteuses ; (b) un Oligocène charrié, représenté principalement par la nappe numidienne constituée de grès avec de rares intercalations d'argilites ; et (c) un Miocène post-nappe (Burdigalien inférieur), composé principalement de grès, de marnes, de calcaire sableux et de brèches sédimentaires de couleur gris-bleuâtre très caractéristique. Il apparaît essentiellement à la périphérie du massif.

### ***II. 3. 2. 2. Les formations magmatiques***

Les formations magmatiques du massif d'El Aouana sont représentées par des roches volcaniques entourées par des formations intrusives encaissées dans les terrains sédimentaires miocènes (Tayeb, 1956 ; Glaçon, 1967 ; Robin, 1970 ; Benali *et al.*, 2003). Les formations volcaniques, constituées de laves, de dômes et de pyroclastites, sont subdivisées en deux assises volcaniques principales : l'assise volcanique supérieure de Port Maria et l'assise volcanique inférieure de Bou Soufa.

#### ***✚ Les formations volcaniques***

Ces formations occupent la partie centrale du massif. Elles sont limitées, dans la partie occidentale, par les dépôts miocènes et crétacés et au nord et au nord-est par les

formations numidiennes. D'après Robin (1970), ces roches volcaniques sont représentées essentiellement par des dacites et des rhyo-dacites, des andésites et des roches pyroclastiques.

#### ✚ *Les formations subvolcaniques*

Ces formations sont représentées par des intrusions périphériques. Ces intrusions sont l'une des caractéristiques les plus importantes du massif d'El Aouana. Il s'agit d'affleurements encaissés dans les terrains sédimentaires miocènes. Ces intrusions hypovolcaniques sont situées à la périphérie du massif à proximités ou le long des failles. Ce sont des microdiorites porphyriques dont l'âge de leur mise en place est de  $14.5 \pm 0.7$  Ma (Bellon & Brousse, 1977). D'après Glangeaud (1934) et Robin (1970), l'existence de minéralisations disséminées en galène et chalcopryrite et des veinules de barytine dans ces intrusions microgrenues peut envisager l'existence de minéralisations de type "porphyry copper".

### II. 3. 3. Tectonique

On se basant sur les données structurales existantes dans la littérature, le massif d'El Aouana a été soumis à une tectonique anté-, syn- et post-volcanique (Glangeaud, 1952 ; Robin, 1970 ; Villemaire, 1987).

D'après Villemaire (1987), la mise en place des roches volcaniques s'est effectuée en milieu continental et non marin et que la montée du magma dacitique est contemporaine de la phase de distension qui a débuté au Burdigalien. Cette phase est matérialisée par des failles normales majeures de direction N60 et N145 qui ont joué du Burdigalien au Miocène moyen. Le volume important des produits volcaniques, estimé à plus de  $6 \text{ km}^3$ , a entraîné l'effondrement du toit de la chambre magmatique créant ainsi une forme de caldeira d'une

dizaine de kilomètres de diamètre. Cette dernière est délimitée par des failles normales à fort pendage.

Selon [Robin \(1970\)](#), la tectonique anté-volcanique affecte les terrains sédimentaires crétacés à miocènes (Fig. II.6), sur lesquels se reposent les roches éruptives du massif. Ce substratum, constitué de roches tendres, est affecté par une tectonique compliquée. Il a subi, avant les éruptions, plusieurs actions orogéniques. Elles se traduisent par les décrochements, les failles inverses et quelques plis d'axes E-W et ENE-WSW qui apparaissent sur le pourtour du massif.

La tectonique syn- et post-volcanisme se traduit essentiellement par l'apparition de failles (Fig. II.6). Elles peuvent être rapportées d'une part aux phases de tectonique régionale et, d'autre part, à la mise en place du volcanisme ([Villemaire, 1987](#)).

#### **Fracturation post-volcanique**

L'ensemble de ces failles est lié aux contraintes régionales. Deux réseaux de cassures peuvent être distingués ([Robin, 1970](#)) :

Le premier réseau de failles correspond, en général, à des failles normales à fort pendage. Dans le gisement de l'Oued El Kebir ainsi que dans celui de Bou Soufa, les minéralisations filoniennes se développent dans ces failles. Elles peuvent être rapportées à la phase distensive du Burdigalien-Miocène moyen dans le Nord constantinois ([Guiraud, 1977](#)). Le magmatisme est contemporain de cette distension qui est postérieure à la mise en place des nappes ([Vila, 1980](#)).

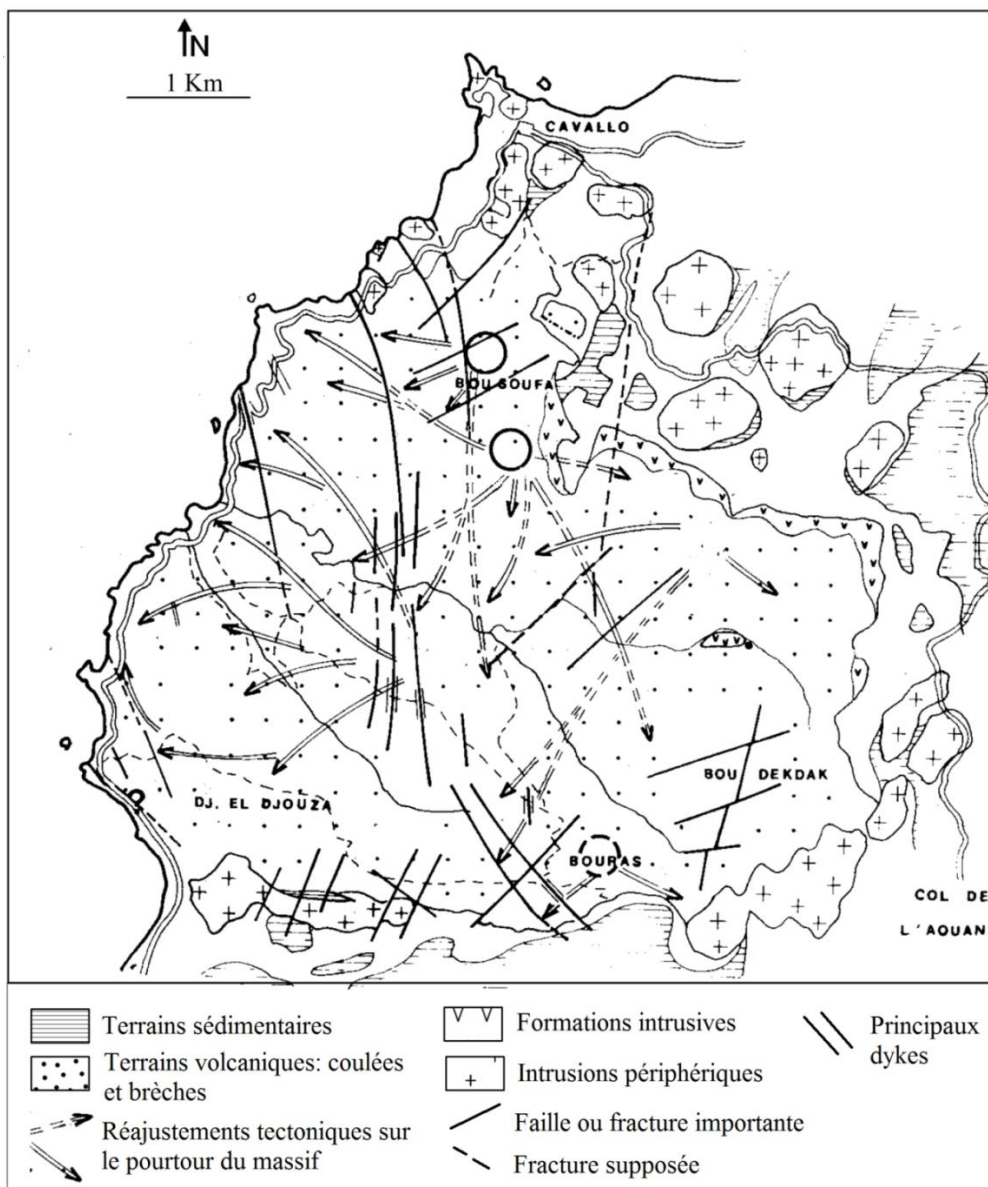


Fig. II.6. Schéma volcano-tectonique du massif d'El Aouana (Robin, 1970).

Le deuxième réseau de faille est représenté par des décrochements senestres et dextres. Ces failles ont des extensions horizontales comprises entre 400 et 1000 m. Leur rejet horizontal est faible, inférieur à 300 m et il n'affecte pas la structure d'ensemble du massif. Il s'agit de nombreuses fractures superficielles, mais de faibles longueurs, qui ne présentent pas de montée magmatique.

### **Cassure syn-volcanique**

Il s'agit des failles qui sont liées à la mise en place des édifices volcaniques. Certaines fractures correspondent fréquemment à des dykes andésitiques d'une direction NNW-SSE. Un ensemble de failles normales, dont l'extension horizontale peut atteindre 2 km, est lié à la formation d'une caldeira. Dans la zone de Bou Soufa ainsi que celle de l'Oued El Kebir, il existe des failles syn-volcaniques où ils ont été localisés par des apports fuméroliens ou hydrothermaux très importants ainsi que quelques fillonnets porteurs des minéralisations. Des phénomènes identiques ont été décrits même dans le massif de l'Oued Amizour.

## **Chapitre III.**

# **Etude pétrologique des roches magmatiques d'El Aouana**

### CHAPITRE III

## **ETUDE PÉTROLOGIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES D'EL AOUANA**

La région d'El Aouana a été le siège d'une activité magmatique, comme la plupart des régions du littoral algérien. Cette activité s'est manifestée par la mise en place de roches volcaniques (andésites, dacites, roches pyroclastiques) et subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites). D'après les travaux menés sur la région (Tayeb, 1956 ; Glaçon, 1967 ; Robin, 1970 ; Benali *et al.*, 2003), les roches volcaniques du massif d'El Aouana sont subdivisées en deux unités volcaniques principales, entourées par des intrusions subvolcaniques périphériques (Fig. III.1): Une unité inférieure, appelée unité de **Bou Soufa**, qui apparaît dans la partie centrale du massif et dans le cours moyen de l'Oued El Kebir sur une superficie d'environ 2 km<sup>2</sup> et une épaisseur qui peut atteindre 500 m (SGA, 2009). Cette unité est constituée de coulées, de dômes andésitiques, de tufs, de brèches andésitiques et dacitiques, de pyroclastites et épicyclastites (Robin, 1970 ; Villemaire, 1987). Ces épicyclastites consistent à des lentilles conglomératiques de nature gréseuse et pélitique, renfermant des espèces benthiques côtières (Arni, 1965). Elles témoignent une mise en place des roches en milieu marin. Cette unité renferme les minéralisations principales d'El Aouana. Une unité supérieure, dite unité de **Port Maria**, qui occupe presque la totalité de la surface du massif avec une épaisseur qui atteint 480 à 500 m (SGA, 2009). Cette unité est caractérisée par des coulées de laves andésito-basaltiques et dacitiques dont les parties périphériques sont constituées de laves bréchiques très ré pondues occupant une surface considérable. La roche, type de cette unité, est l'andésite à pyroxène (Robin, 1970). Elle renferme quelques minéralisations de faible importance.



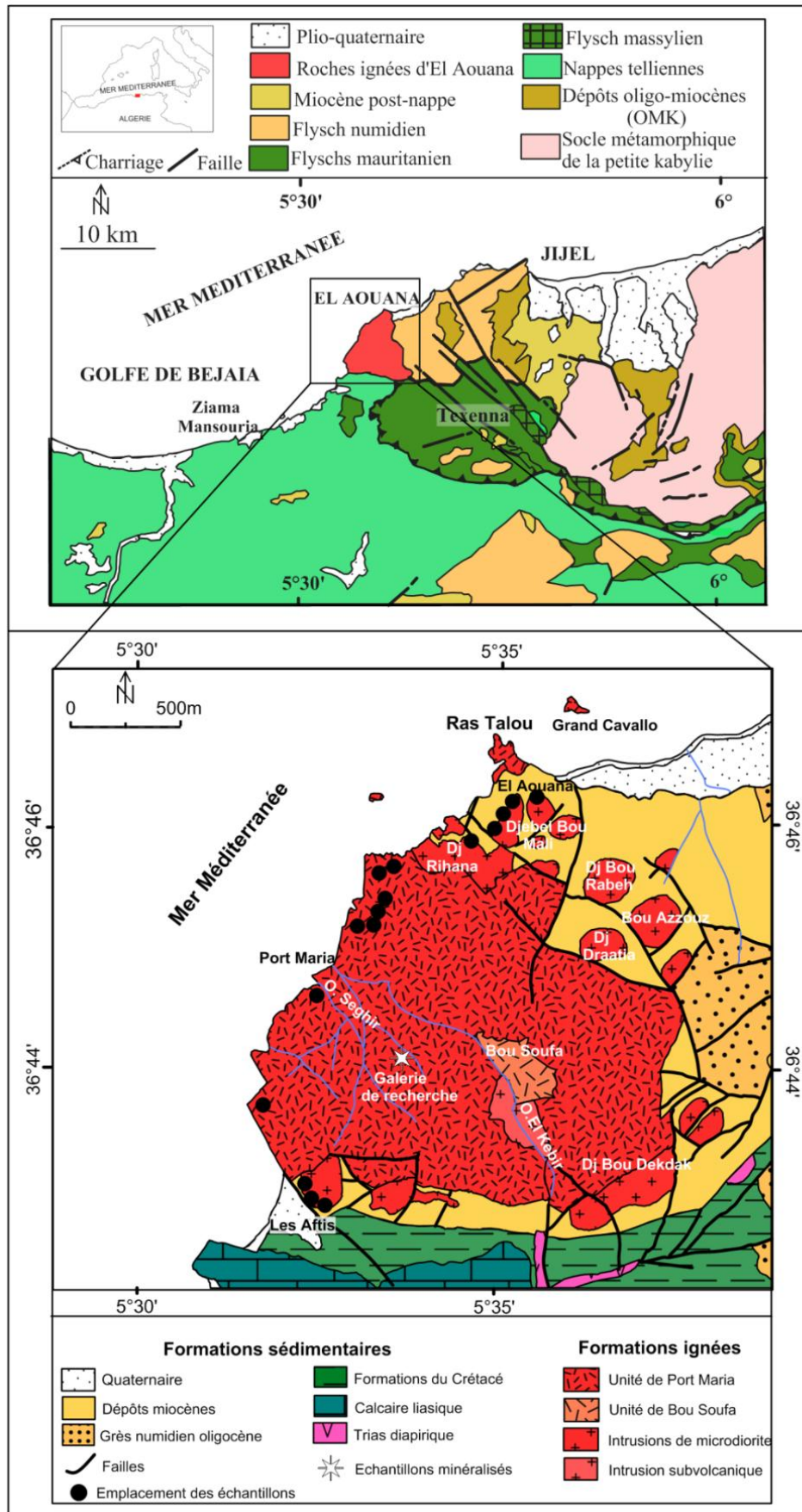


Fig. III.1. Carte géologique du Massif d'El Aouana (d'après SGA, 2009).

Ces deux unités volcaniques sont séparées par un niveau volcano-sédimentaire, de 100 m d'épaisseur, reconnu par [Glaçon \(1971\)](#). Ce niveau est défini par cet auteur comme une limite stratigraphique entre les deux unités volcaniques. Il ne correspond pas, en fait, à un horizon synchrone dans l'ensemble du massif mais à un groupe de lentilles d'épiclastites de puissance métrique à plurimétrique qui sont parfois superposées sur environ 80 m (partie orientale du gisement de l'Oued El Kebir). D'après [Robin \(1970\)](#), ces lentilles existent même dans l'unité supérieure. Le massif d'El Aouana a subi des déformations tectoniques cassantes postérieures qui ont mis, par failles normales, en contacts les deux unités volcaniques décrites ci-dessus ([Villemaire, 1987](#)). Ces failles sont responsables de la position basse actuelle de l'unité supérieure de Port Maria par rapport à l'unité inférieure de Bou Soufa.

Sur le massif d'El Aouana, une étude pétrographique détaillée a été faite par [Robin \(1970\)](#). Cet auteur a subdivisé les roches de ce massif en quatre groupes pétrographiques : groupe des rhyo-dacites et des dacites, groupe dioritique, groupe à faciès andésitique et le dernier groupe des roches pyroclastiques et des filons. La détermination pétrographique de ces faciès est, dans certains cas, malaisée à cause de la présence de minéraux secondaires résultant des phénomènes d'altération hydrothermale post-magmatique ayant affecté ces roches. La recristallisation de la mésostase, le remplacement total des minéraux primaires par les minéraux secondaires et les apports parfois importants du calcium (formation de la calcite) et de la silice (formation du quartz secondaire) contribuent à la modification de la minéralogie primaire.

Pour plus d'information sur la pétrographie des roches magmatiques du massif d'El Aouana, une campagne d'échantillonnage a été faite sur ce massif afin de déterminer les différentes caractéristiques pétrographiques des différents faciès. Dans la mesure du possible, les prélèvements ont été réalisés sur des roches relativement fraîches. L'échantillonnage dans quelques endroits, que ce soit pour les roches ignées ou pour les minéralisations, n'a pas été

effectué à cause des conditions sécuritaires de la région. La confection des lames minces a été effectuée au niveau de 'l'Atelier des Lames Minces' du Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji Mokhtar Annaba. L'étude pétrographique a été effectuée à l'aide d'un microscope optique à lumière transmise.

### **III.1 Pétrographie des granitoïdes d'El Aouana**

#### **III.1.1 Les andésites**

Les andésites forment une bonne partie de la série de Bou Soufa et presque la totalité de la série de Port Maria. Elles se présentent généralement sous forme de coulées habituellement massives, de puissance importante (10 à 20 m) et parfois sous forme de dômes ou de dykes. Ces roches sont souvent de couleur grise, contenant des cristaux blanchâtres à transparents de plagioclase, qui constituent les principaux phénocristaux, et des baguettes verdâtres à noirâtres de minéraux ferromagnésiens, bien visibles à l'œil nu. La mésostase est subvitreuse microlithique (Fig. III.2). Ces andésites renferment le plus souvent des enclaves centimétriques de couleur sombre verdâtre.

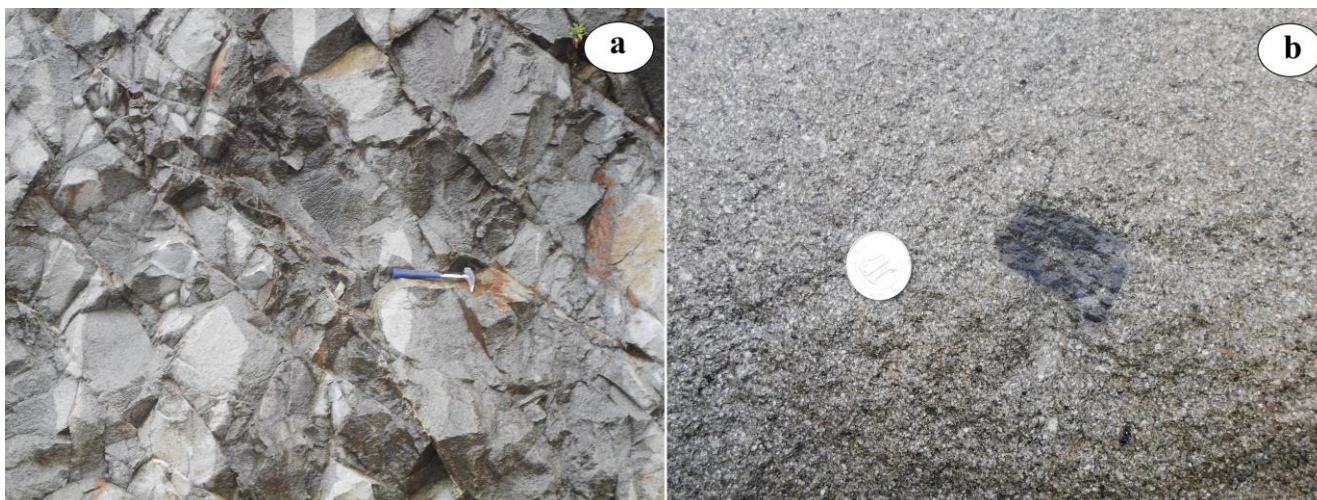


Fig. III.2. Aspect macroscopique des andésites d'El Aouana. A : aspect des andésites massives ; B : enclaves sombre-verdâtre riche en minéraux ferromagnésiens.

L'examen microscopique montre que ces roches sont de texture microlithique porphyrique, composées essentiellement de phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène. L'apatite, le zircon et les minéraux opaques de forme losangique (probablement de la magnétite) constituent les minéraux accessoires présents. La mésostase est composée essentiellement de microlithes de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Les minéraux d'altérations sont exprimés par la calcite, la silice secondaire et les zéolites. Les andésites contiennent des enclaves microgrenues, composées de biotite, d'amphibole, de quartz et de minéraux opaques (Fig. III.3).

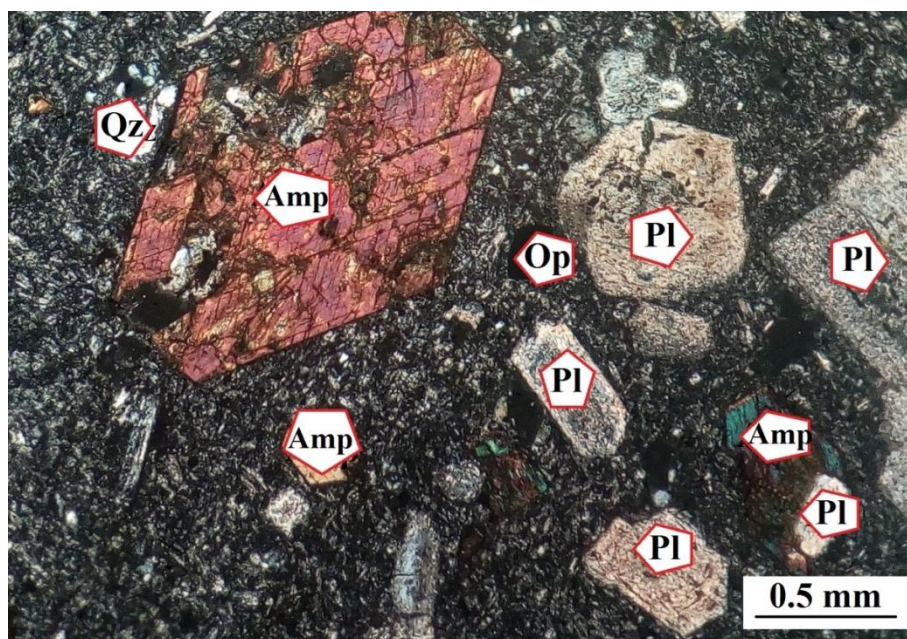


Fig. III.3. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une andésite. Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Op : opaque ; Qz : quartz.

### *Les minéraux essentiels*

#### **+** *Plagioclase*

Le plagioclase constitue le minéral le plus abondant dans toutes les roches étudiées (cf. Fig. III.3). Il se présente sous forme de phénocristaux maclés polysynthétiques et parfois zonés, de tailles allant jusqu'à 4 mm. Leur composition moyenne indique l'andésine. Dans ce

faciès, les phénocristaux de plagioclase sont, le plus souvent, altérés en séricite. Des petits cristaux de plagioclase frais sont fréquents. Dans certains échantillons, le plagioclase est xénomorphe interstitiel.

### Amphibole

L'amphibole est représentée par de la hornblende verte. Elle est présente comme des phénocristaux automorphes (losangiques) à subautomorphes de taille qui varie entre 1 à 4 mm (Fig. III.3, 4) et considérée comme l'un des minéraux les plus abondants de ce faciès. Quelques cristaux de la hornblende renferment des inclusions de plagioclase frais et de minéraux opaques (Fig. III.4).

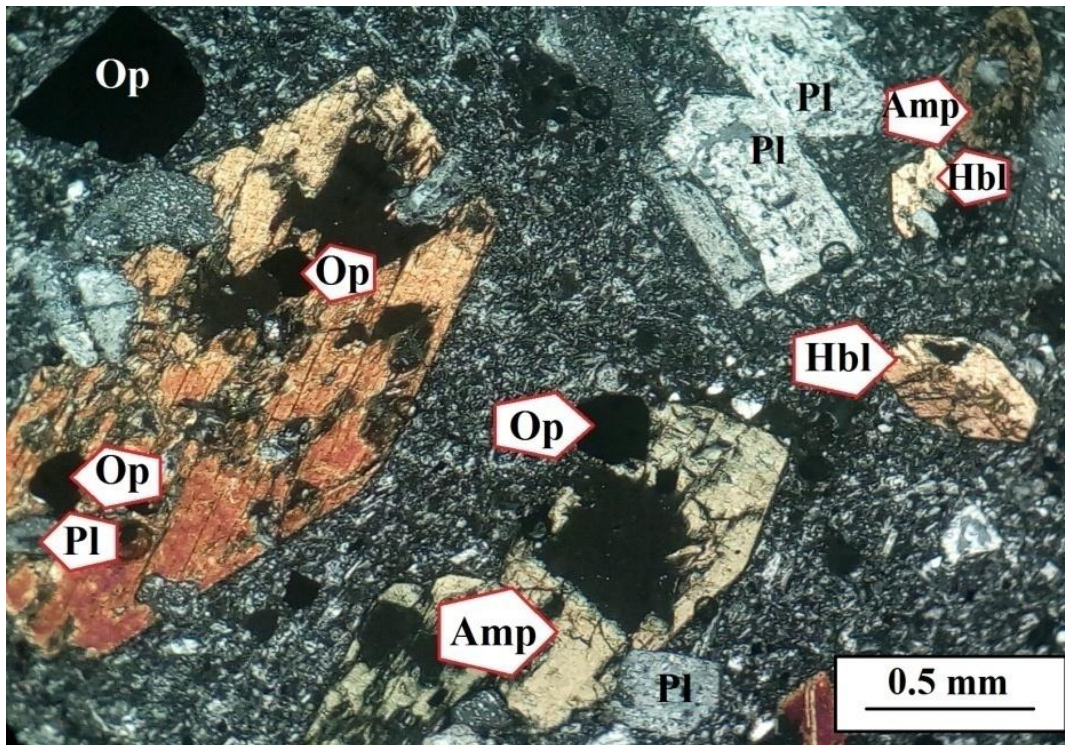


Fig. III.4. Photomicrographie montrant des phénocristaux automorphes à subautomorphes d'amphibole. Amp : amphibole ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase.

### Pyroxène

Des cristaux d'orthopyroxène (hypersthène) et de clinopyroxène (augite) peuvent être observés (Fig. III.5). Il s'agit de cristaux automorphes à subautomorphes, craquelés, parfois

ouralitisés ; ils présentent dans quelques sections des textures enchevêtrées avec les autres cristaux. On note également la présence de minéraux ferromagnésiens prismatiques totalement altérés, non identifiables mais qui peuvent être des pyroxènes ou des amphiboles.

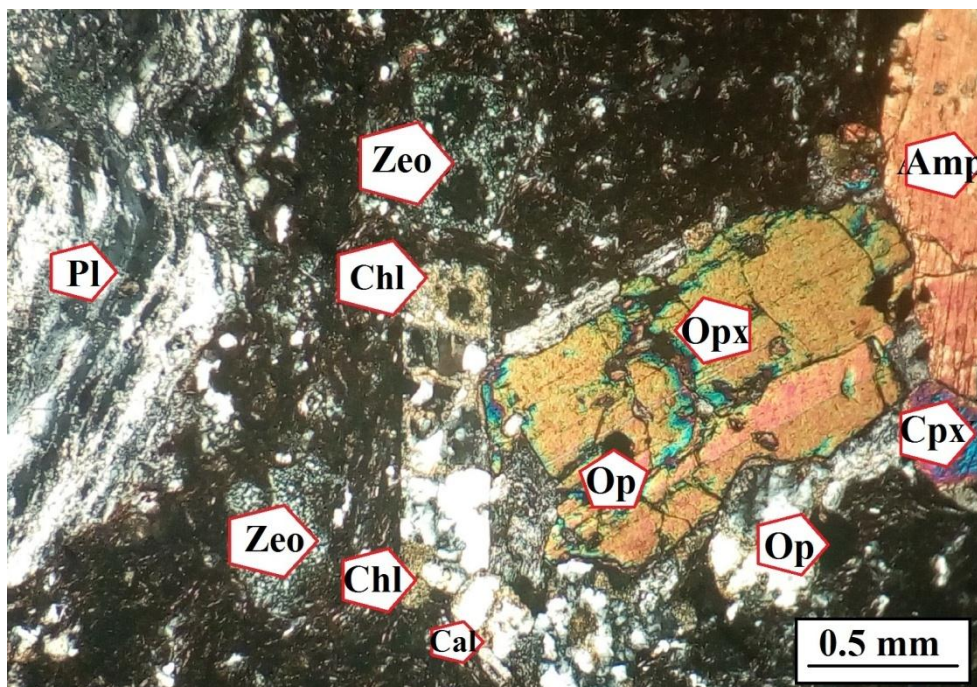


Fig. III.5. Photomicrographie montrant des phénocristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Pl : plagioclase ; Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Op : opaque ; Zeo : zéolithes.

#### **Biotite**

La biotite est très fréquente dans le faciès andésitique. Il s'agit de lamelles fraîches de petite taille (Fig. III.6). La biotite s'altère dans de rares cas en chlorite.

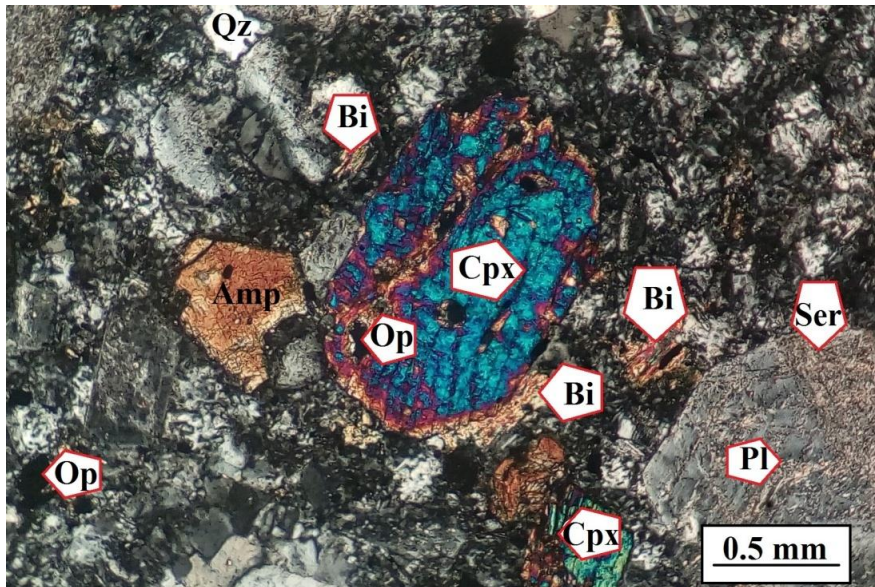


Fig. III.6. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique des andésites où on peut observer de fines paillettes de biotite. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque, Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite.

#### ✚ L'orthose

L'orthose est le minéral le moins abondant dans ce faciès. Il existe sous forme de phénocristaux perthitique montrant la silice graphique d'exsolution (Fig. III.7).

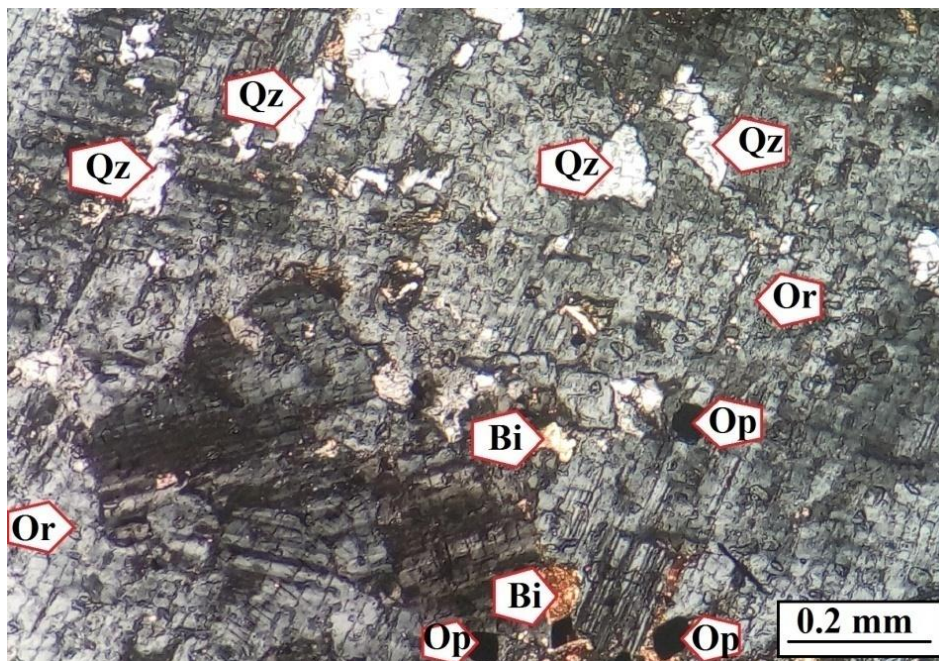


Fig. III.7. Photomicrographie montrant un phénocristal d'orthose perthitique. Bi : biotite ; Op : opaque ; Or : orthose ; Qz : quartz.

### ***Les minéraux accessoires***

#### ***✚ Les minéraux opaques***

Les minéraux opaques sont modérément abondants. Ils se présentent sous forme automorphe à subautomorphe, parfois en inclusions dans les amphiboles et ponctues même le fond. Ils prennent généralement des formes losangique (probablement de la magnétite) (cf. Fig. III.7) et cubique (pyrite) (cf. Fig. III.4) ; leur taille varie de 0,1 mm à 0,5 mm. On note leur abondance dans l'enclave.

#### ***✚ Apatite***

Ce minéral est rarement présent dans la roche. Il présente un aspect prismatique ou en sections basales sub-arrondie.

#### ***✚ Zircon***

Le zircon figure parmi les minéraux accessoires de ces roches. Il s'exprime sous forme de grains très fins, de forme allongée. On signale sa présence même dans les enclaves.

### ***Les minéraux d'altération***

#### ***✚ Séricite***

Ce minéral d'altération est caractéristique des plagioclases et même des orthoses. Presque dans tous les échantillons, on trouve des phénocristaux de plagioclase qui sont recouverts partiellement ou totalement par de fines paillettes de séricite (cf. Fig. III.3,6).

#### ***✚ Calcite***

La calcite, rencontrée généralement dans tous les faciès volcaniques, est toujours d'origine secondaire. Elle remplit parfois les vides et les microfissures (Fig. III.8).



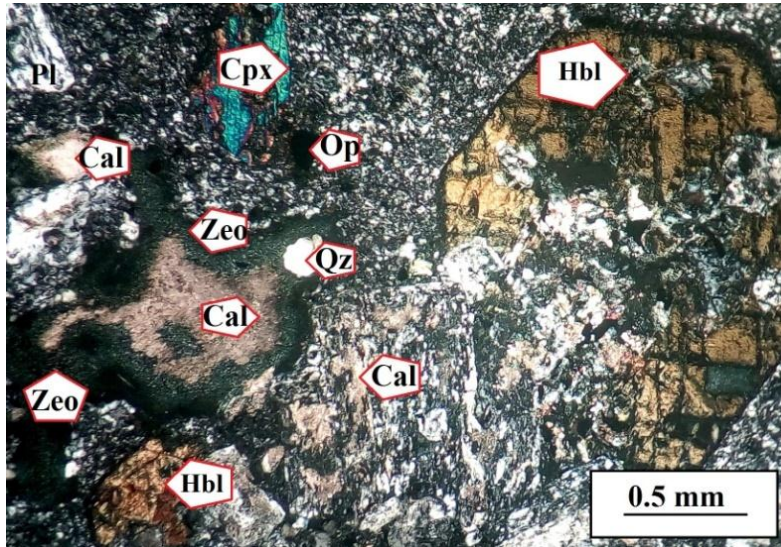


Fig. III.8. Photomicrographie montrant le remplissage des vides par de la calcite et des zéolites. Cal : calcite ; Cpx : clinopyroxène ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites.

#### **Zéolites**

Les zéolites sont très répandues dans les laves à faciès andésitique. Il constitue un minéral de remplacement des minéraux de première génération (les plagioclases). Les zéolites s'associent le plus souvent à la calcite en remplissant les microfissures et les vides (cf. Fig. III.8).

#### **Les enclaves**

Les andésites contiennent parfois des enclaves microgrenues. Ces enclaves sont composées essentiellement de biotite, d'amphibole, de quartz et de minéraux opaques (Fig. III.9). Elles renferment, le plus souvent, du zircon.

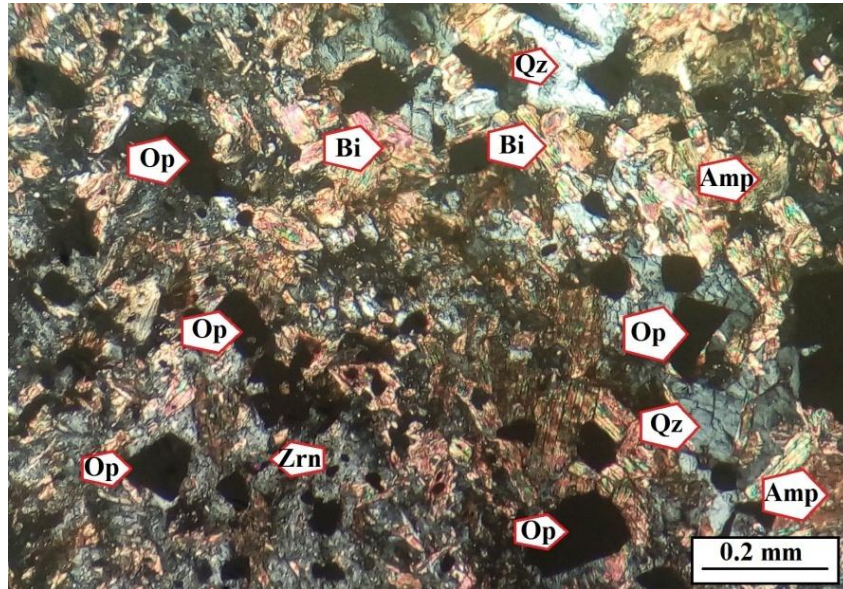


Fig. III.9. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une enclave. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Op : opaque ; Qz : quartz ; Zrn : zircon.

### III.1.2 Les dacites

Les dacites se présentent généralement en coulées de laves et en roches massives. Ces roches (Fig. III.10a,b), d'aspect vitreux, sont généralement de couleur gris clair et montrent parfois une couleur verdâtre due à la présence de minéraux d'altération. Elles renferment des phénocristaux de taille plus ou moins importante. L'altération météorique de ces roches est souvent très poussée.



Fig. III.10. Aspect macroscopique des dacites d'El Aouana. a) aspect massive des dacites ; b) dacite de couleur verdâtre due à la présence des minéraux d'altération.

Microscopiquement, ces roches sont de texture porphyrique (Fig. III.11), constituées de phénocristaux de plagioclase, de ferromagnésiens fortement altérés, de biotite, de quartz et de minéraux opaques. La séricite, la chlorite, la calcite, la céladonite et les zéolites sont les minéraux d'altération les plus courants dans ce faciès. La mésostase est microlithique, parfois vitreuse, composée essentiellement de plagioclases, de quartz, de biotite et de céladonite.

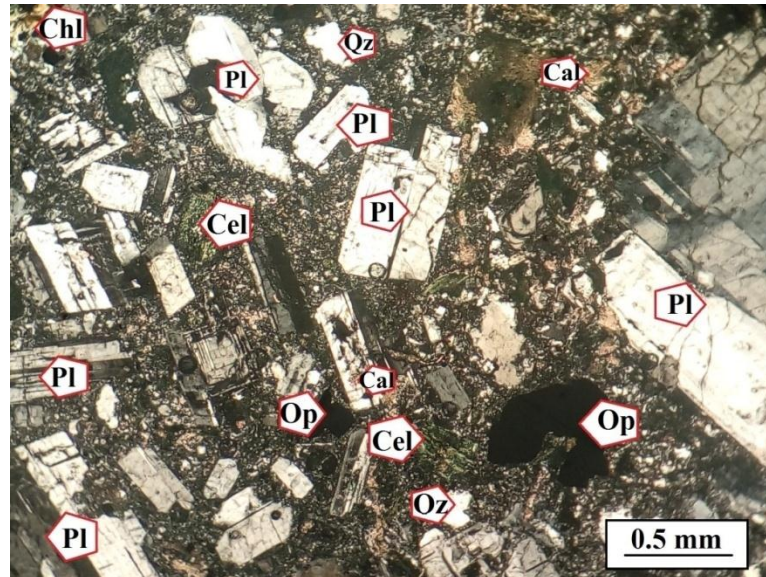


Fig. III.11. Photomicrographie montrant l'aspect microscopique d'une dacite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Chl : chlorite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

### *Les minéraux essentiels*

#### **Plagioclase**

Le plagioclase, de composition oligoclase-andésine, reste toujours le minéral le plus abondant. Il se présente sous forme de phénocristaux automorphes à subautomorphes, maclés Carlsbad-polysynthétique et parfois zonés. Le zonage est souligné par de fines couronnes de séricite et de calcite (Figs. III.12, 13). Cette dernière occupe parfois le cœur du cristal.

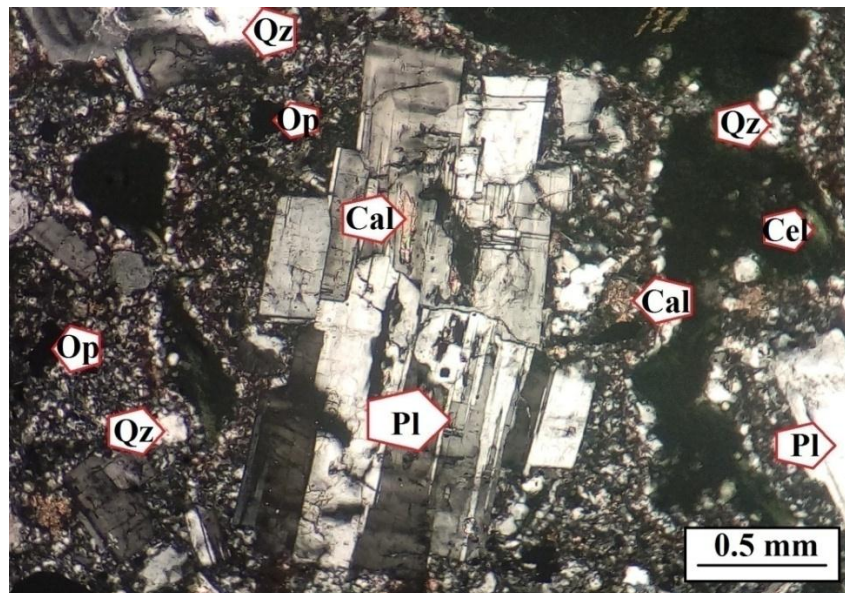


Fig. III.12. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase d'une dacite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

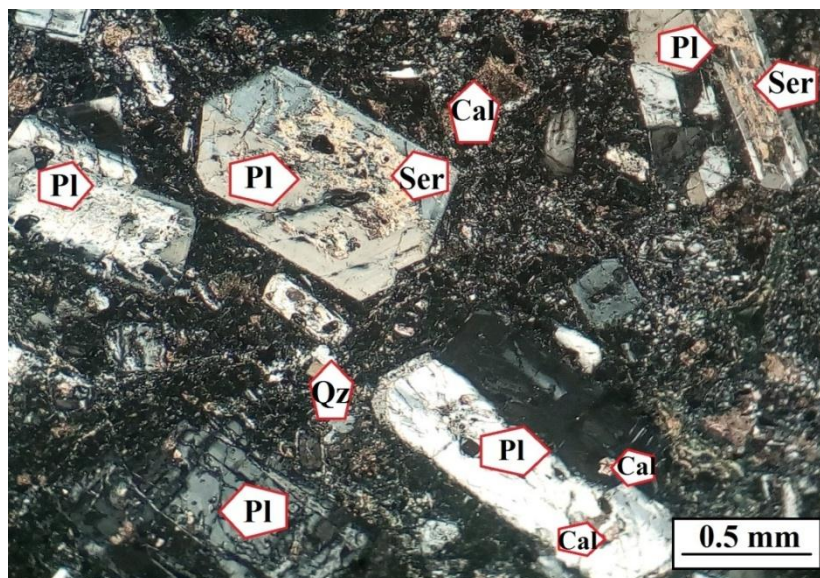


Fig. III.13. Photomicrographie montrant l'altération du plagioclase en calcite et en séricite. Cal : calcite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite.

#### ✚ Les minéraux ferromagnésiens

Les minéraux ferromagnésiens sont abondants mais leur altération est très poussée. Ils sont souvent totalement altérés en calcite et en céladonite et restent non identifiables (cf. Fig. III.11). On rencontre parfois des cristaux d'amphibole totalement altérés qui ne garde que leur

forme losangique basale. Les cristaux de biotite sont totalement altérés en chlorite (cf. Fig. III-11).

#### ✚ Quartz

Le quartz est abondant mais il ne s'exprime pas en cristaux bien défini. Il est le plus souvent xénomorphe, interstitiel et plus ou moins abondant au niveau de la mésostase (cf. Fig. III.11,12).

#### *Les minéraux accessoires*

#### ✚ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques présents sont souvent des oxydes de fer (magnétite) et des sulfures (pyrite et chalcoppyrite). Ils ont une taille allant jusqu'à 0.5 mm. Ces minéraux se trouvent en dissémination dans la mésostase ou en inclusions dans les cristaux de plagioclase et les fantômes de minéraux ferromagnésiens (Fig.III.14).

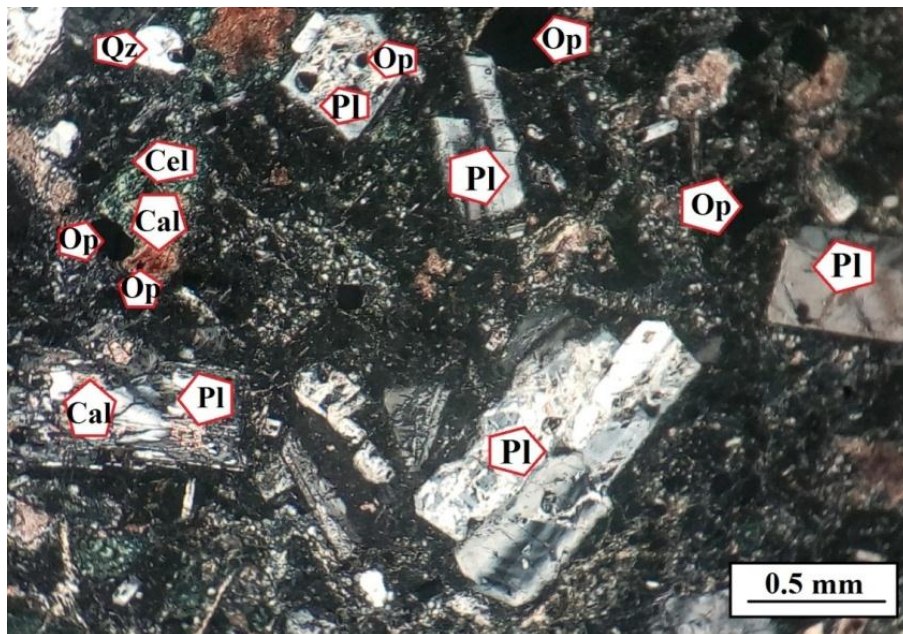


Fig. III.14. Photomicrographie montrant la présence des minéraux opaques dans les dacites. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Op : opaque, Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

### Les minéraux d'altération

#### ✚ Calcite

La calcite est présente dans les plagioclases calciques, sous forme de petits grains alignés qui soulignent les zonages. Elle se situe même dans la partie centrale riche en anorthite. Elle est exprimée comme un minéral secondaire, en association avec la céladonite, dans les minéraux ferromagnésiens. Elle est accompagnée toujours avec la chlorite et la silice en remplissant les vacuoles de la roche (Fig. III.15).

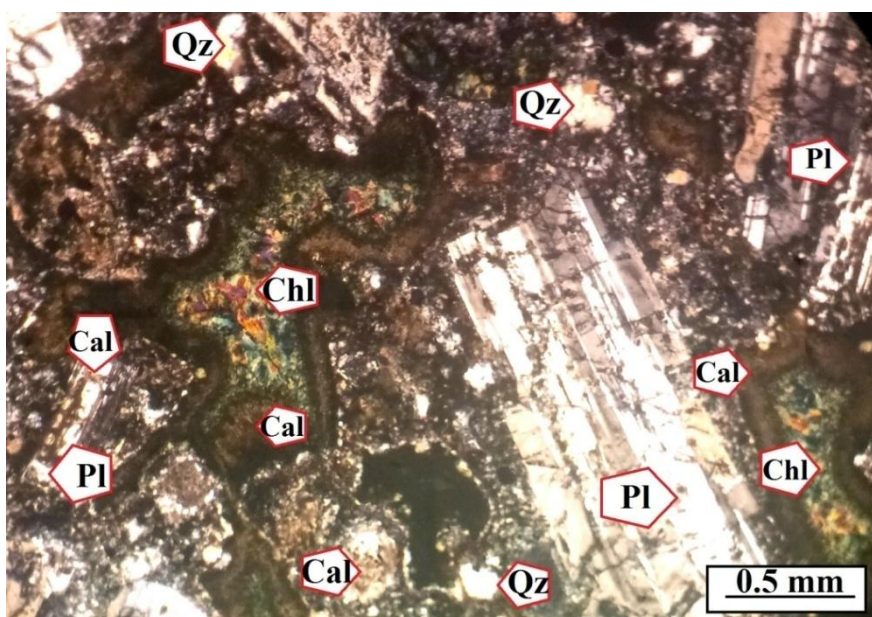


Fig. III.15. Photomicrographie montrant le remplissage des vides par de la chlorite et de la calcite.  
Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

#### ✚ Chlorite

La chlorite est un minéral d'altération fréquent de la biotite. Dans ces roches, elle remplace parfois les minéraux ferromagnésiens primaires et se trouve même disséminée dans la mésostase. On signale sa présence dans les vacuoles et les microfractures (cf. Fig. III.15).

### ✚ Céladonite

Ce minéral est très répandu dans les dacites. Elle se présente comme des fibres aplatis de couleur jaune à jaune verdâtre (Fig. III.16). La céladonite montre un pléochroïsme direct, parfois intense, rappelant celui de la biotite. Son origine secondaire est bien distinct, ce minéral provient de la décomposition des minéraux ferromagnésiens et occupe le plus souvent les fissures et les vacuoles de la roche.

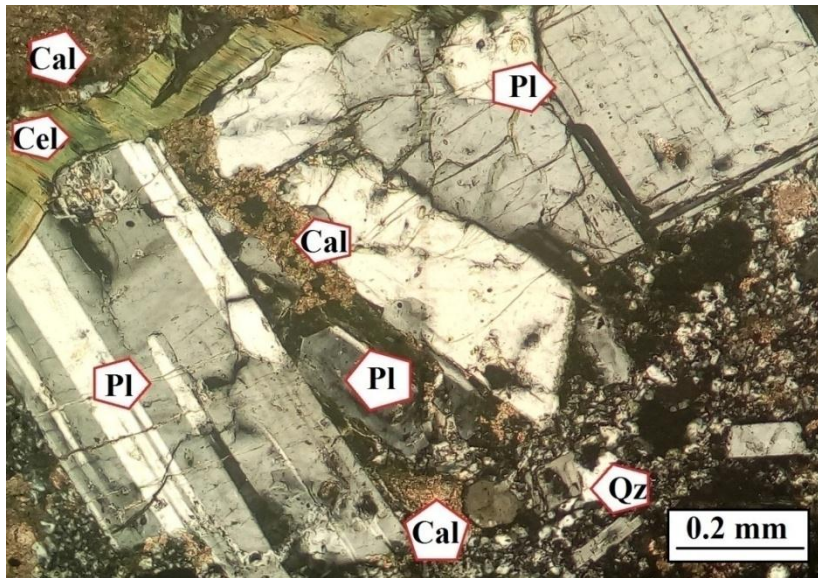


Fig. III.16. Photomicrographie montrant le remplissage des microfissures par de la calcite et de la céladonite. Cal : calcite ; Cel : céladonite ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

### III. 1. 3 Les roches pyroclastiques

Les roches pyroclastiques sont représentées principalement par des tufs et des laves volcaniques.

#### III. 1. 3. 1 Les tufs

Les tufs sont représentés par des formations tendres de couleur grisâtre. (Fig. III.17). Ce sont généralement des tufs cristallins composés essentiellement de fragments de plagioclase, de silice secondaire, de zéolites et des oxydes et hydroxydes de fer. Au

microscope, on observe dans un verre, des débris de plagioclase (Fig. III.18) et des fantômes de minéraux ferromagnésiens altérés. La mésostase est subvitreuse.



Fig. III.17. Aspect macroscopique des tufs volcaniques d'El Aouana.

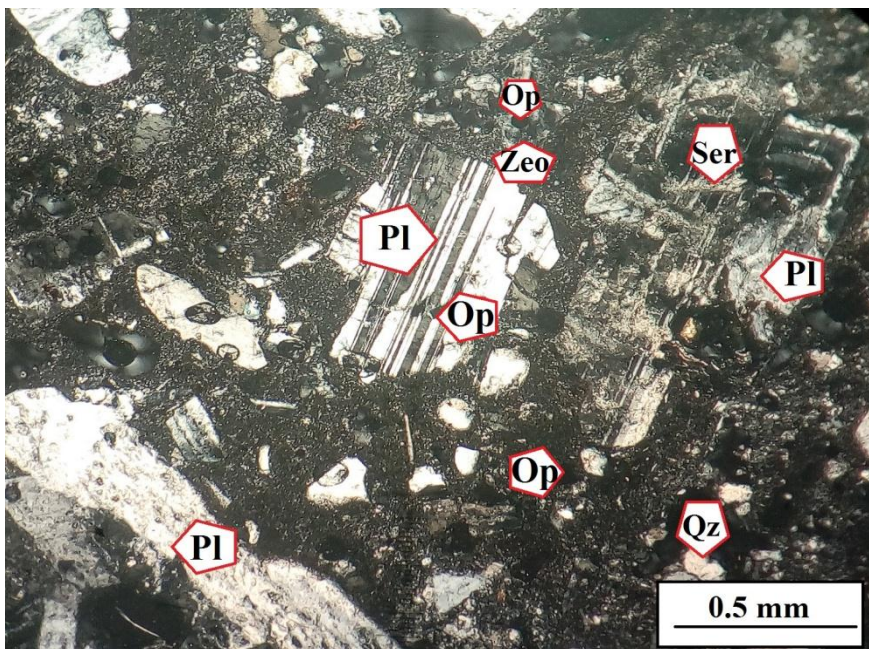


Fig. III.18. Photomicrographie montrant les cristaux de plagioclase fragmentés. Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite ; Zeo : zéolites.



### **III. 1. 3. 2 Les laves volcaniques**

Dans les dépôts pyroclastiques d'El Aouana, on trouve des niveaux cinéritiques à blocs. Ces petits blocs sont représentés par des laves de nature essentiellement andésitique. Ces laves volcaniques occupent une place importante dans le massif. Ce sont des roches compactes (Fig. III.19), porphyriques présentant parfois une texture fluidale. Les laves, de couleur sombre parfois verdâtre, sont représentées par des compositions andésitiques. Elles sont composées essentiellement de phénocristaux de plagioclase, de pyroxène et d'autres minéraux ferromagnésiens altérés.

Les vacuoles et microfissures sont remplies de minéraux tardifs, tels que les zéolites, la calcite et le quartz amorphe (Fig. III-20a). L'apatite est l'un des minéraux accessoires les plus présents dans ces laves. La mésostase est vitreuse, parfois microlithique, composée le plus souvent de plagioclase, de zéolite et de minéraux ferromagnésiens altérés. On note également la présence des micro-enclaves plus basiques, composées de phénocristaux de plagioclases et de microlithes maclés et de minéraux ferromagnésiens altérés (Fig. III.20b).



Fig. III.19. Aspect macroscopique des laves volcaniques d'El Aouana.

### Les minéraux essentiels

#### ✚ Plagioclase

Le plagioclase s'exprime sous forme de cristaux de petite taille, le plus souvent altérés, ou de microlithes montrant la direction de la lave (Fig. III.20a).

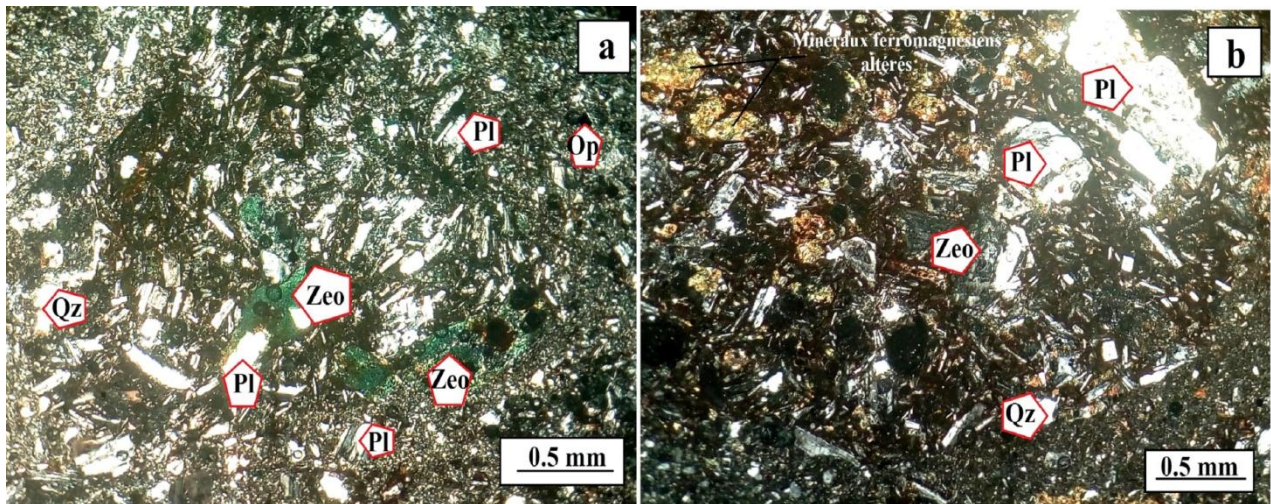


Fig. III.20. Photomicrographie montrant a) le plagioclase sous forme de petits cristaux et de microlithes orientés ; b) une micro-enclave composée de phénocristaux de plagioclases et de microlithes maclés et de minéraux ferromagnésiens altérés. Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites.

#### ✚ Pyroxène

Ces laves montrent une richesse en pyroxène. On peut dire que ce sont des laves andésitiques à pyroxène. Ce minéral se présente en phénocristaux automorphes, souvent frais (Fig. III.21) ; sa taille peut atteindre les 4 mm. Les deux variétés de pyroxène (orthopyroxène et clinopyroxène) sont présentes mais c'est le clinopyroxène qui prédomine. Les autres minéraux ferromagnésiens, altérés et totalement remplacés, restent non-identifiables.

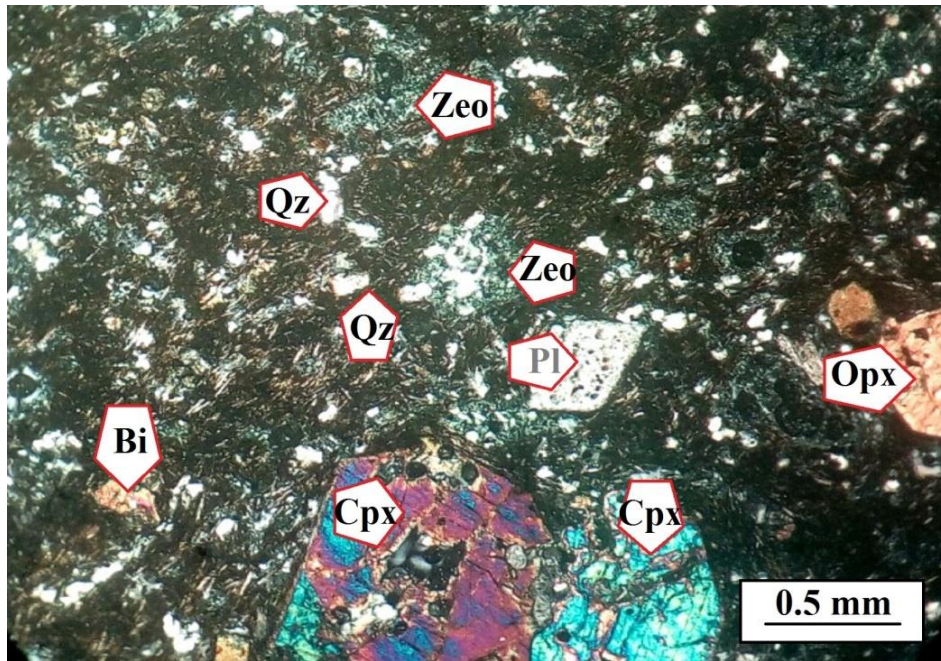


Fig. III.21. Photomicrographie montrant des phénocristaux de pyroxène dans une lave volcanique. Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Zeo : zéolites.

#### ✚ Quartz

Le quartz est abondant. Il est xénomorphe (cf. Fig. III.21), interstitiel et se présente parfois sous forme de grains craquelés.

#### *Les minéraux accessoires*

##### ✚ Apatite

L'apatite figure parmi les minéraux accessoires de ce faciès. Elle se présente en cristaux prismatiques. L'apatite, comme dans le faciès andésitique, est rarement présente.

##### ✚ Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont présents mais peu abondants. Ils sont de petite taille. Il s'agit de cristaux automorphes à subautomorphes de forme le plus souvent losangique

(probablement de la magnétite). Ils se trouvent en inclusions dans les cristaux de pyroxènes et dans les minéraux complètement transformés en zéolites.

### *Les minéraux d'altération*

#### *Silice amorphe*

La silice secondaire est très répandue dans ces laves. Elle occupe les vides ou les vacuoles de la roche (Fig. III.22). Des grains xénomorphes sont assez développés dans la pâte.

#### *Zéolites*

Les zéolites sont très répandues dans ce faciès (Fig. III.22). Elles remplacent le plus souvent les cristaux de plagioclase et se trouvent en association avec la silice secondaire.

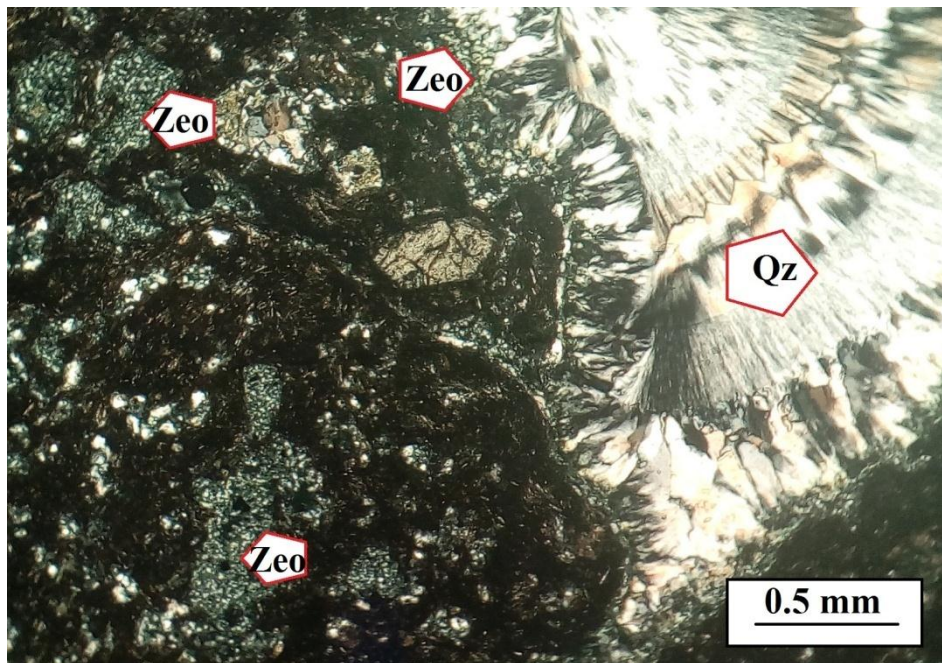


Fig. III.22. Photomicrographie montrant le remplissage des microfissures par de la silice amorphe tardive. Qz : quartz ; Zeo : zéolites.

### III.1.4 Les microdiorites

Les dômes intrusifs périphériques du massif sont constitués de roches microdioritiques, généralement altérées en surface. *Les microdiorites* fraîches sont de couleur grisâtre contenant des cristaux prismatiques d'amphibole et de plagioclase de taille millimétrique (Fig. III.23a). On note également la présence des enclaves et de xénolites dans ce faciès (Fig. III.23b).

Au microscope, elles montrent une texture microgrenue avec des phénocristaux automorphes à subautomorphes de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène ; de la biotite et de rares cristaux de quartz. La mésostase est microcristalline, composée essentiellement de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens relativement altérés. Les microfissures, quand elles sont présentes, sont remplies de calcite et de silice amorphe.

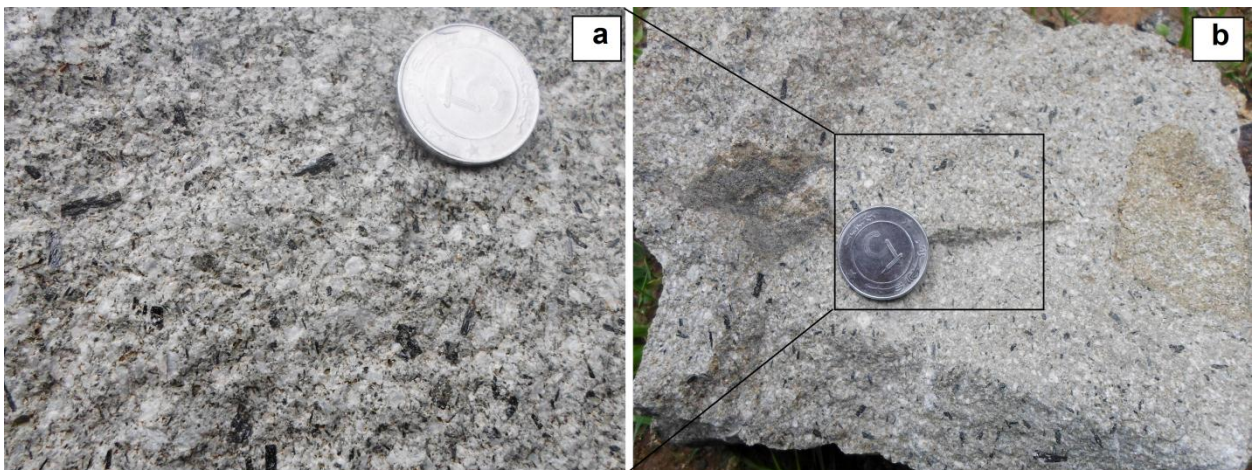


Fig. III.23. Aspect macroscopique des microdiorites d'El Aouana. a) Cristaux prismatiques d'amphibole et de plagioclase de taille millimétrique ; b) La présence d'enclave et de xénolite dans le faciès microdioritique.

#### *Les minéraux essentiels*

##### *Plagioclase*

Le plagioclase est la phase minérale la plus abondante ; il se présente en phénocristaux automorphes à subautomorphes, maclés carlsbad-polysynthétique et zonés. Les altérations, en

séricite et en calcite, soulignent parfois le zonage (Fig. III.24). Il présente des tailles allant jusqu'à 4 mm et des compositions  $An_{35}$  à  $An_{55}$  indiquant andésine-labrador. La zéolitisation des plagioclases est parfois totale. Ces cristaux montrent, parfois, un assemblage de minéraux d'altération ce qui nous amène de penser à la saussuritisation (Fig. III.25).

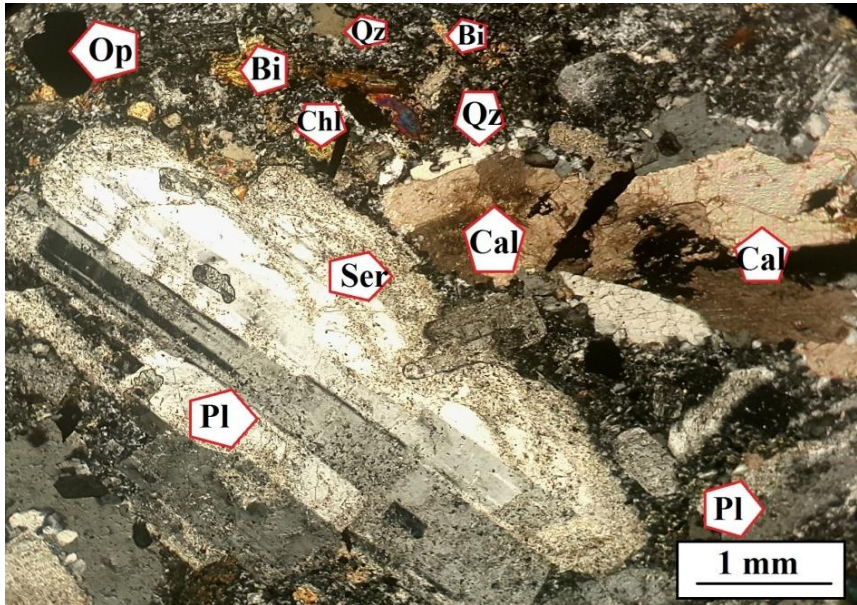


Fig. III.24. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase dans une microdiorite. Bi : biotite ; Cal : calcite ; Chl : chlorite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ser : séricite.

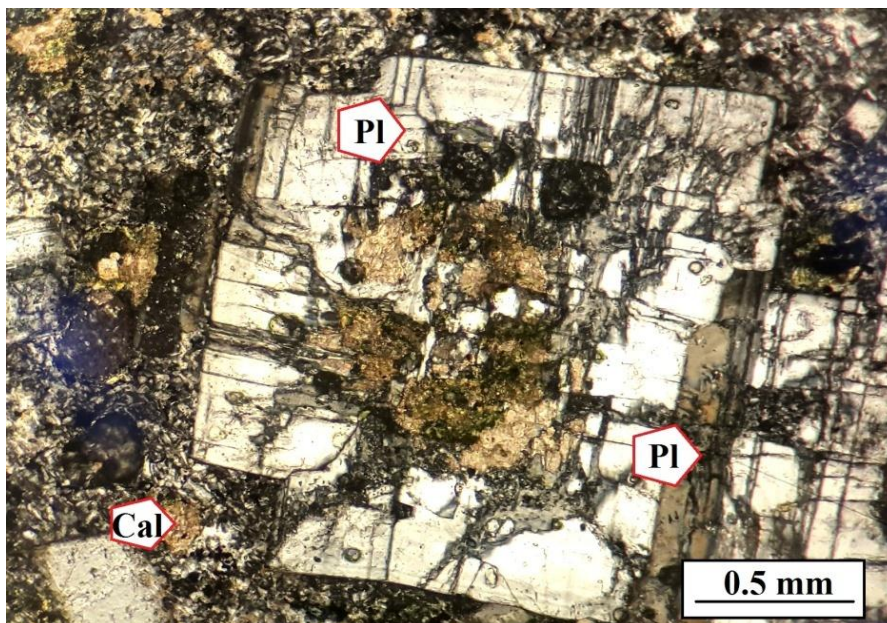


Fig. III.25. Photomicrographie montrant un phénocristal de plagioclase saussuritisé. Cal : calcite ; Pl : plagioclase.

### ✚ Amphibole

Les phénocristaux d'amphibole sont abondants dans ce faciès. Elle est représentée essentiellement par la hornblende verte. Il s'agit de cristaux automorphes à subautomorphes, de taille importante allant jusqu'à 3 mm. Ces phénocristaux présentent parfois des textures enchevêtrées (Fig. III.26) avec des cristaux de plagioclase et de biotite et 'en tamis' (Fig. III.27).

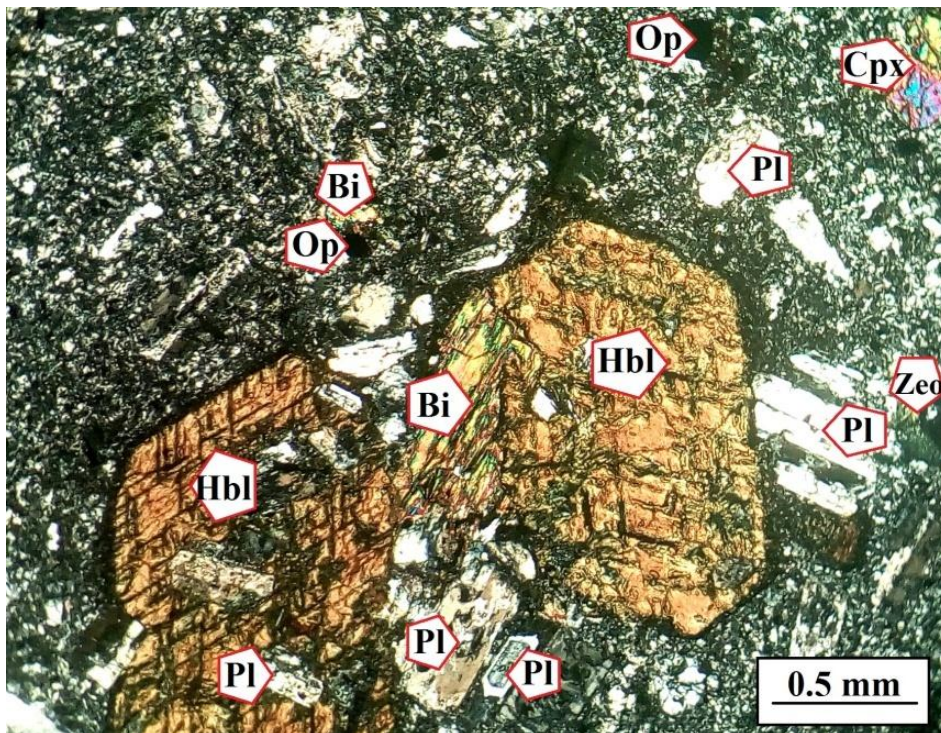


Fig. III.26. Photomicrographie montrant des phénocristaux de la hornblende verte d'une microdiorite ainsi que la texture enchevêtrée. Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Hbl : hornblende ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Zeo : zéolites.

### ✚ Pyroxène

Les cristaux de pyroxène sont bien développés dans ce faciès. Ils sont représentés par des cristaux de clinopyroxène qui est généralement de l'augite. Il montre des sections prismatiques, parfois automorphes (Fig. III.27). L'orthopyroxène est présent mais il est de moindre abondance. Il s'agit de cristaux automorphes à sub-automorphe, généralement de petite taille.

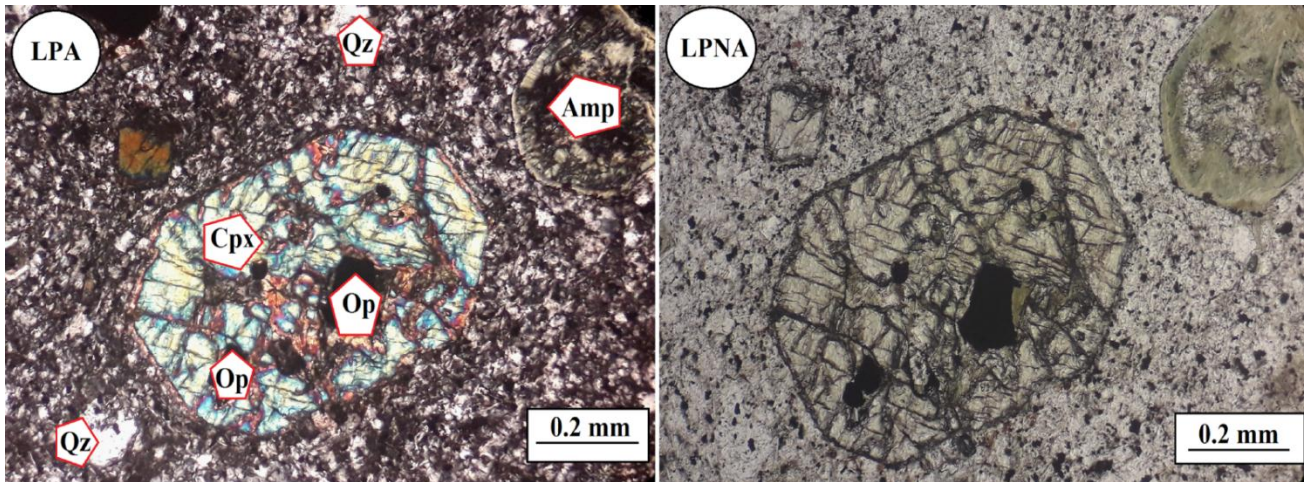


Fig. III.27. Photomicrographie montrant un phénocristal d'augite automorphe ainsi que la texture 'en tamis' de l'amphibole. Amp : amphibole ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque ; Qz : quartz ; LPA : lumière polarisée analysée ; LPNA : lumière polarisée non analysée.

#### **Biotite**

La biotite est très abondante dans le faciès microdioritique. Elle est mal-développée. Elle s'exprime en nombreux petits cristaux de taille qui varie de 0.1 mm à 0.5 mm (Fig. III.28). La biotite est le plus souvent seule et s'altère parfois en chlorite.

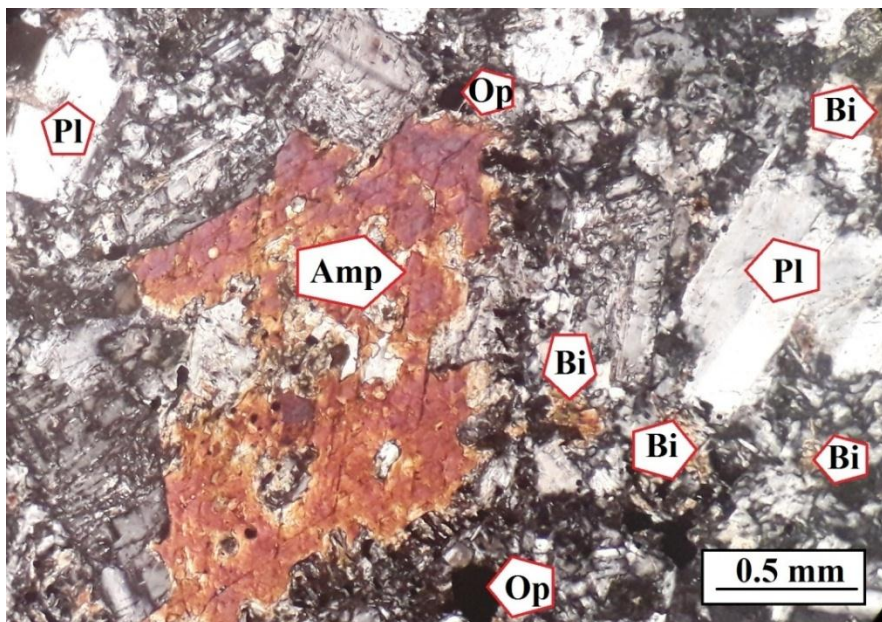


Fig. III.28. Photomicrographie montrant la présence de la biotite en petits cristaux dans le faciès microdioritique. Amp : amphibole ; Bi : biotite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase.



### ✚ Quartz

Les grains automorphes de quartz primaire sont très rares, il se présente parfois sous forme de plages xénomorphes, interstitielles (cf. Figs. III.24,27) qui moulent les autres cristaux.

### *Les minéraux accessoires*

#### ✚ Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont fréquents dans ce faciès. Ils se présentent sous forme de petits grains disséminés, automorphes à subautomorphes, losangiques ou cubiques indiquant que ce sont de la magnétite et de la pyrite respectivement. Ces derniers sont parfois présents sous forme d'agrégats post-magmatiques (fig. III.29), en association avec des minéraux d'altération hydrothermale tels que la calcite et la silice secondaire.

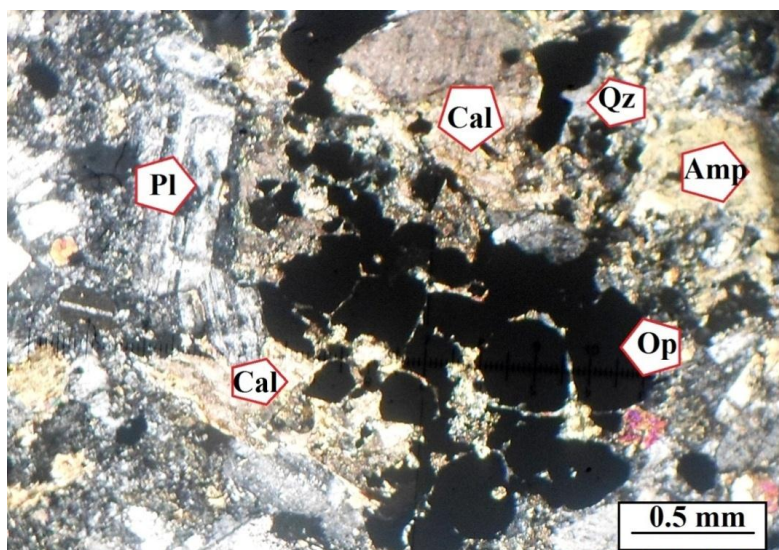


Fig. III.29. Photomicrographie montrant des agrégats de minéraux opaques. Amp : amphibole ; Cal : calcite ; Op : opaque ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz.

#### ✚ Apatite

L'apatite figure parmi les minéraux accessoires de ces roches. Quand elle est présente, elle se détermine comme un cristal automorphe prismatique.

### Les minéraux d'altération

#### ✚ Calcite

La carbonatation de la roche est marquée par la présence de la calcite suite à l'altération hydrothermale. Outre l'altération des plagioclases, la calcite s'exprime en plages cryptocristallines associées souvent au quartz et aux minéraux opaques (cf. Figs. III.24,29).

#### ✚ Séricite

Comme la calcite, la séricite figure parmi les minéraux d'altération des plagioclases. Elle s'exprime en très fines paillettes qui recouvrent partiellement les phénocristaux de plagioclase (cf. Fig. III.24).

### Les enclaves

Les microdiorites contiennent des enclaves riches surtout en plagioclase mais composées également avec des amphiboles, des pyroxènes, de la biotite et des minéraux opaques (Fig. III.30).

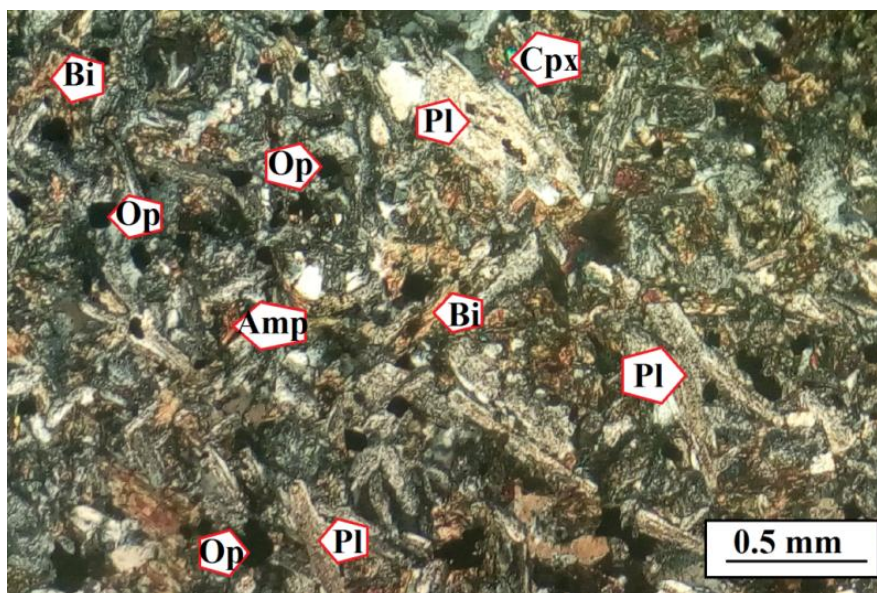


Fig. III.30. Aspect microscopique des enclaves associées aux microdiorites. Amp : amphibole, Bi : biotite ; Cpx : clinopyroxène ; Op : opaque ; Pl : plagioclase.

### **III. 3 Les altérations**

L'apparition de minéraux néoformés dans les roches étudiées traduit l'existence d'une phase hydrothermale intense ayant lieu pendant ou après l'activité volcanique. Des apports de minéraux argileux, de silice surtout, de carbonates et de sulfures vont de pair avec la destruction des minéraux de première génération.

D'après l'étude pétrographique des différentes formations du massif d'El Aouana, il semble que toutes les roches du massif sont affectées par des degrés divers d'altération mais chaque faciès se caractérise par un ou plusieurs types de transformation. Les altérations les plus fréquentes sont la **silicification**, la **calcitisation**, la **séricitisation**, la **chloritisation** et **zéolitisation**.

#### ➤ **La silicification**

La silice secondaire est presque présente dans tous les types de roche. Elle remplit les microfissures et les fissures et parfois présente même au niveau de la mésostase. Son existence va se confirmer dans le prochain chapitre où on va voir des teneurs en silice des roches étant en désaccord avec les minéraux exprimés minéralogiquement (des roches de composition dacitique et à faciès andésitique ?).

#### ➤ **La calcitisation**

La calcite rencontrée fréquemment dans toutes les formations volcaniques est presque toujours d'origine secondaire. Elle se trouve, dans les plagioclases calciques, sous forme de petits grains alignés qui soulignent les zonages. Elle se situe dans la partie centrale riche en anorthite. La calcite est exprimée donc comme un minéral secondaire, en association avec la chlorite, dans les minéraux ferromagnésiens. Elle remplit parfois les vides et les microfissures.

➤ **La séricitisation**

Ce type d'altération est caractéristique des plagioclases. Presque dans tous les échantillons, on trouve des phénocristaux de plagioclase recouverts partiellement par de petites paillettes de séricite. Le minéral prend alors une teinte porcelainée.

➤ **La chloritisation**

La présence de ce type d'altération contribue à la couleur verdâtre que prennent quelques échantillons du massif. La chlorite remplace parfois les minéraux ferromagnésiens primaires et se trouve même disséminée dans la mésostase. On signale même sa présence dans les vides et les microfractures.

➤ **La zéolitisation**

La zéolite est très répandue dans ces roches, il s'agit de fibres aplaties de couleur verdâtre. Elle est t'exprimée comme un minéral secondaire qui remplace les minéraux primaires tels que les plagioclases, comme elle se trouve dans les microfissures et parfois rempli les microgéodes dans les roches pyroclastiques.

D'après l'étude pétrographique, le massif d'El Aouana est formé de roches volcaniques et subvolcaniques. Les roches volcaniques sont représentées par des andésites et des dacites sous forme de coulées massives, de dômes, de dykes ou de pyroclastites et tufs volcaniques. Les andésites sont composées essentiellement de plagioclase (andésine), de hornblende, de clinopyroxène et de rares cristaux d'orthopyroxène et de biotite. Les dacites sont de texture vitreuse, composées de plagioclases (andésine) et de minéraux ferromagnésiens altérés. Les roches pyroclastiques sont représentées principalement par des tufs et des laves volcaniques. Des tufs cristallins composés essentiellement de fragments de plagioclase et de silice secondaire, de zéolites et des oxydes et hydroxydes de fer. Les laves

andésitiques sont formées essentiellement de plagioclase, de pyroxène et de fantômes de ferromagnésiens. Les microdiorites sont de texture microgrenue composées essentiellement de plagioclase (andésine), d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Les ferromagnésiens sont totalement altérés en chlorite et en calcite.

Ces roches ont subi une altération profonde probablement hydrothermale, traduite par la présence de minéraux secondaires tels que la silice amorphe, la calcite, la séricite, la chlorite, la céladonite et la zéolite.

## **Chapitre IV.**

# **Etude géochimique des roches magmatiques d'El Aouana**

## **CHAPITRE IV**

### **ETUDE GÉOCHIMIQUE DES ROCHES MAGMATIQUES D'EL AOUANA**

L'étude géochimique des concentrations en éléments majeurs, en éléments en traces et en éléments des terres rares des roches magmatiques est très utile pour déterminer l'environnement géotectonique dans lequel ces roches se sont formées, ainsi que les différents processus liés à la génération des magmas, tels que la fusion partielle, le fractionnement ou l'assimilation (Rollinson, 1993).

Ce chapitre est consacré donc à l'étude géochimique des roches magmatiques d'El Aouana. Nous essayerons de comprendre la distribution des éléments chimiques entre les différents faciès et d'en déduire les facteurs et les processus qui contrôlent cette distribution. Cette étude permettra de préciser les liens génétiques éventuels qui existent entre les faciès, de ressortir la nature de la source du magma et de reconstituer l'environnement géodynamique de mise en place.

Dans cette optique et sur la base de l'étude pétrographique des différents faciès ignées, vingt cinq échantillons les plus représentatifs et les plus frais ont été sélectionnés pour les analyses chimiques de la roche totale (éléments majeurs, éléments en traces et éléments de terres rares). La localisation des échantillons, prélevés des différentes formations ignées, est représentée sur la carte géologique schématique (voir chapitre III, Fig. III.1). Les échantillons ont été nettoyés et concassés à environ 1 cm<sup>3</sup> avant d'être envoyés au laboratoire ALS Minerals, Séville en Espagne pour analyses chimiques. L'analyse de ces échantillons a été basée sur la méthode de fusion au métaborate de lithium. L'échantillon préparé sous forme de poudre (0.200g) a été ajouté au métaborate de lithium en poudre (0.90g). Ensuite, il a été mélangé et mis en fusion à 1000 °C. Après le refroidissement du fondant résultant, ce dernier a été dissous dans 100 ml de solution de 4% HNO<sub>3</sub> / 2% HCl<sub>3</sub>. La solution résultante a été

analysée par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy) pour les éléments majeurs et par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectroscopy) pour les éléments en trace. Les résultats des analyses chimiques sont rapportés dans le Tableau IV.1.

## **IV.2 Résultats**

### **IV.2.1 Eléments majeurs**

L'application des éléments majeurs dans la classification et la nomenclature des roches est largement utilisée pour les roches ignées. Leur seconde application consiste à élaborer des diagrammes avec des données bivariées et trivariées (diagrammes binaires et diagrammes ternaires). Ces diagrammes montrent les relations entre les éléments chimiques qui ont une implication directe sur les processus géochimiques.

#### ***Diagramme de classification et de nomenclature***

Les différentes roches magmatiques du massif d'El Aouana ont été définies conjointement à partir de la classification de [Le Bas \*et al.\* \(1986\)](#) utilisant les éléments majeurs SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O et de celle de [Winchester & Floyd \(1977\)](#) employant les éléments peu mobiles Nb, Y, Zr et Ti. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> varient entre 58 % et 73% indiquant des compositions intermédiaires à felsiques. Sur le diagramme de classification et de nomenclature de [Le Bas \*et al.\* \(1986\)](#), la majorité des échantillons appartiennent aux domaines des andésites et des dacites (Fig. IV.1). Il s'agit des andésites, trachy-andésites, dacites, trachy-dacites et leurs équivalents sub-volcaniques. Les données chimiques montrent des pertes au feu (LOI) variant de 0.83% à 5.07%, ce qui indique que ces roches ne sont pas fortement altérées. L'effet de l'altération et de la migration des éléments mobiles, tels que Na et K sont testés par le diagramme de nomenclature de [Winchester & Floyd \(1977\)](#) (Fig. IV.2)



Tab. IV.1. Teneurs en éléments majeurs (pds %) et en éléments en trace (ppm) des roches magmatiques d'El Aouana.

Echantillon	AH02 μdi	AH04 μdi	AH06 μdi	AH08 μdi	AH13 μdi	AH14 μdi	AH17 μdi	AH18 μdi	AH62 μdi	AH65 μdi	AH66 μdi	AH67 μdi
SiO <sub>2</sub>	62,6	61,4	58,6	62,4	68,5	68,4	61,5	62,8	60,8	61,8	61,3	61,1
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,26	0,29	0,47	0,35	0,4	0,4	0,41	0,43	0,43	0,46	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	16,35	17,65	16	14,75	15,2	14,8	15,85	15,3	15,4	15,35	15,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4,49	4,55	5,63	5,4	3,41	3,34	5,3	5,31	5,47	5,18	5,5	5,31
MnO	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07
MgO	1,56	1,84	2,85	2,43	1,03	0,79	3,11	3,82	3,28	2,44	2,16	2,45
CaO	6,55	5,15	4,6	4,98	5,62	4,29	5,01	3,23	4,48	5,94	6,88	6,33
Na <sub>2</sub> O	4,48	4,81	4,86	4,97	4,05	5,31	3,49	5,66	4,25	3,52	3,42	3,2
K <sub>2</sub> O	1,61	1,6	2,16	1,77	1,02	1,11	2,02	1,68	2,01	1,77	2,2	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,04	0,1	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08	0,08	0,09	0,08
LOI	4,51	3,92	2,42	1,73	1,65	1,22	2,28	2,46	1,82	5,07	3,62	4,74
Total	100,93	100,06	99,23	100,38	100,58	100,25	98,08	101,44	98,04	101,75	101,12	101,13
A/CNK	0,70	0,86	0,94	0,83	0,82	0,86	0,87	0,93	0,88	0,83	0,75	0,83
A/NK	1,61	1,69	1,71	1,58	1,90	1,53	1,87	1,42	1,67	2,00	1,92	2,17
Zr	85	80	79	107	73	90	89	91	83	94	85	89
Y	9,7	10,4	13,8	15,9	11,7	12	13,7	14,7	14,3	13,6	14,8	13
Sr	505	509	604	429	344	372	212	367	277	275	272	291
Rb	59,4	57,8	85,3	55,2	30,2	24	65,2	58,5	104	70,4	72,1	72,9
Th	5,82	6,24	4,58	6,74	4,78	5,54	5,5	5,52	6	5,57	5,7	5,43
U	3,64	3,11	1,97	2,62	2,51	2,49	2,59	2,38	3,61	2,58	3,16	2,44
Nb	4	4,5	6,6	6,3	4,1	5	4,7	5,4	5,5	5,4	6	5,5
Ta	0,6	0,1	0,7	1	0,1	0,1	0,3	0,9	0,4	0,2	1,4	0,1
V	134	138	206	163	126	119	151	166	162	149	162	154
Ga	13,3	14,1	17,1	17	12,6	12,2	13,9	16	17,3	14,4	15,4	15,5
Cs	1,97	2,56	2,8	0,91	3	4,3	0,94	0,65	2,66	1,59	0,79	1,6
Ba	189,5	275	289	246	145	163,5	184	368	188	165	215	162,5
Hf	2,3	2	2,2	2,9	2,1	2,2	2,3	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5
La	8,6	8,8	8,3	15,4	12,3	13,6	11,9	13,6	15,7	13,5	12,4	14,3
Ce	15,9	16,1	16,3	29,8	23,4	26,2	23,7	27,9	28,8	27,8	22,9	28,2
Pr	1,64	1,66	2,03	3,35	2,51	2,9	2,48	2,93	3,32	2,81	2,87	2,93
Nd	6,1	6,4	8,6	13,3	9,7	11,3	10,3	11,5	13,5	11,6	12,5	11,2
Sm	1,12	1,35	1,72	2,82	2,01	2,3	2,03	2,59	2,73	2,31	2,77	2,37
Eu	0,4	0,42	0,44	0,72	0,59	0,55	0,54	0,77	0,61	0,69	0,74	0,71
Gd	1,45	1,59	1,82	2,92	2,11	2,11	2,16	2,66	2,49	2,29	2,55	2,46
Tb	0,24	0,26	0,34	0,43	0,31	0,33	0,32	0,39	0,41	0,35	0,41	0,36
Dy	1,65	1,65	2,11	2,77	1,97	2,03	2,23	2,39	2,46	2,23	2,5	2
Ho	0,34	0,35	0,46	0,62	0,43	0,44	0,5	0,53	0,51	0,49	0,49	0,46
Er	1,06	1,17	1,47	1,63	1,31	1,31	1,63	1,62	1,5	1,45	1,58	1,25
Tm	0,16	0,18	0,25	0,23	0,17	0,18	0,2	0,22	0,25	0,22	0,23	0,2
Yb	1,22	1,37	1,53	1,79	1,29	1,3	1,55	1,54	1,42	1,57	1,63	1,42
Lu	0,18	0,19	0,27	0,25	0,16	0,15	0,19	0,19	0,24	0,18	0,23	0,21

Tab. IV.1. La suite

Echantillon	AH68 µdi	AH21A and	AH21B and	AH72 and	AH73 and	AH74 and	AH75 and	AH22 da	AH25 da	AH12 pyr	AH70 tu
SiO <sub>2</sub>	62,6	61,9	61,4	67,6	69,6	68,2	69,9	60,8	64,6	68,3	72,9
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,47	0,46	0,45	0,41	0,39	0,39	0,4	0,41	0,35	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,8	16,75	15,8	14,9	13,2	15,75	14,45	15,55	14,85	17,95	13,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	5,14	5,44	5,25	4,29	3,86	3,49	3,53	6,48	7,21	1,03	3,61
MnO	0,05	0,07	0,05	0,08	0,05	0,03	0,04	0,11	0,09	0,01	0,07
MgO	2,08	2,74	2,3	1,78	1,48	0,98	0,97	1,99	1,36	0,14	0,49
CaO	4,56	3,9	4,24	4,12	4,45	1,82	3,57	4,76	5,2	3,63	3,57
Na <sub>2</sub> O	3,76	6,21	5,17	5,15	3,82	5,68	3,35	3,24	3,11	5,97	3,11
K <sub>2</sub> O	1,89	1,64	1,71	1,22	1,04	3,3	2,52	1,48	1,29	1,34	1,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,09	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07	0,11	0,06
LOI	3,07	1,84	1,54	2,11	1,63	0,83	1,42	4,34	3,43	1,02	2,53
Total	99,53	101,15	98,09	101,87	99,7	100,6	100,26	99,24	101,7	99,91	101,85
A/CNK	0,96	0,88	0,87	0,86	0,85	0,97	0,98	1,00	0,93	1,00	1,07
A/NK	1,92	1,40	1,52	1,52	1,78	1,22	1,75	2,24	2,28	1,59	2,15
Zr	96	107	102	57	52	115	99	76	72	79	55
Y	15,2	15,8	15,8	13,7	13	14,5	13,4	16,8	14,4	6,7	14,2
Sr	289	410	415	147	137	186,5	198	272	309	562	167
Rb	66,7	43	53,8	51,9	43,3	87,5	105	68,6	49,5	26,2	50,8
Th	6,16	6,31	6,46	3,84	3,52	8,2	7,59	4,43	4,2	5,49	3,51
U	2,98	2,58	2,38	1,69	1,71	3,91	3,83	1,94	2,08	3,55	1,72
Nb	5,6	6,1	6	26,3	3,2	7,2	6	4	4,6	4,2	3
Ta	0,1	0,1	0,1	8,2	0,3	0,5	6,6	0,1	0,1	0,5	0,1
V	156	149	152	188	184	113	115	227	166	103	211
Ga	15,2	15,3	16,5	11,7	11,5	14,5	13,9	14	14,1	15,1	10,8
Cs	0,79	0,38	0,87	6,84	4,2	3,53	4,72	5,12	3,27	4,33	6,34
Ba	229	369	227	290	170	238	278	68,5	338	135	119,5
Hf	2,5	2,9	2,7	2	1,7	3,3	3,1	2,1	2	2,2	1,7
La	14,8	14,5	14,2	10,4	12,5	16,6	15,1	12,7	10,1	11,3	8,9
Ce	27,8	29,8	27,5	16,5	16,6	32,6	26,5	27,1	21,3	20,4	17,5
Pr	3,18	3,2	3,09	2,29	2,54	3,35	3,09	2,89	2,28	1,93	2,11
Nd	12,1	13,2	12,7	9,7	10,4	13,5	12,2	11,5	9,2	6,7	9,1
Sm	2,43	2,59	2,78	2,02	2,23	2,65	2,39	2,43	1,96	1,3	2,23
Eu	0,73	0,72	0,79	0,63	0,61	0,64	0,58	0,68	0,59	0,59	0,57
Gd	2,56	2,77	2,86	2,46	2,55	2,51	2,35	2,85	2,27	1,37	2,56
Tb	0,43	0,44	0,43	0,37	0,4	0,44	0,4	0,45	0,38	0,24	0,41
Dy	2,64	2,63	2,89	2,5	2,27	2,55	2,59	3,02	2,63	1,6	2,83
Ho	0,47	0,56	0,59	0,53	0,48	0,54	0,48	0,66	0,52	0,29	0,59
Er	1,76	1,68	1,75	1,45	1,45	1,71	1,37	2,16	1,74	0,89	1,77
Tm	0,22	0,24	0,24	0,22	0,2	0,26	0,23	0,28	0,23	0,33	0,24
Yb	1,54	1,71	1,73	1,48	1,39	1,62	1,53	2,24	1,59	0,82	1,86
Lu	0,22	0,21	0,23	0,19	0,18	0,25	0,24	0,31	0,2	0,1	0,24

où les échantillons tombent dans les mêmes domaines que ceux du diagramme de TAS. Ceci indique que les échantillons analysés sont relativement frais et que l'effet de l'altération sur la mobilité des éléments chimiques est généralement minimale.

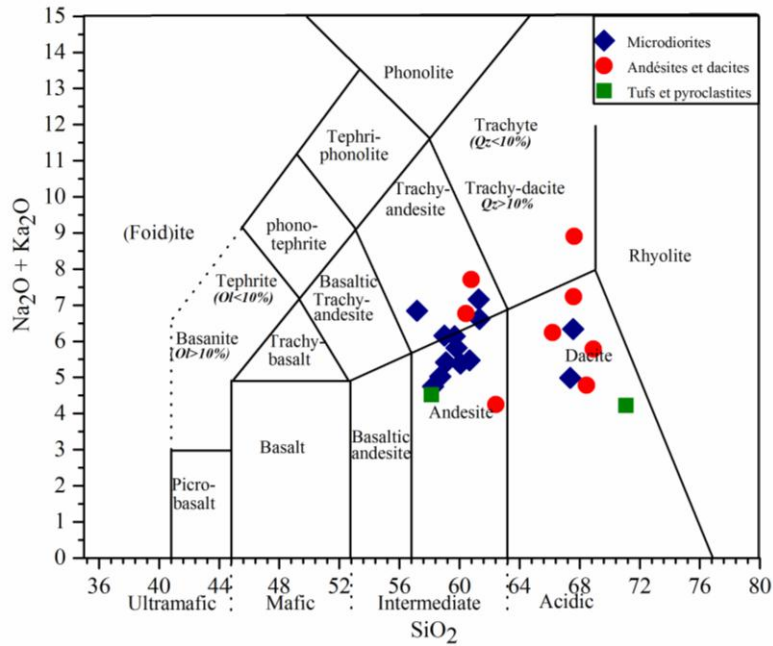


Fig. IV.1. Diagramme de classification chimique et de nomenclature de [Le Bas et al. \(1986\)](#) montrant la position des échantillons du massif d'El Aouana.

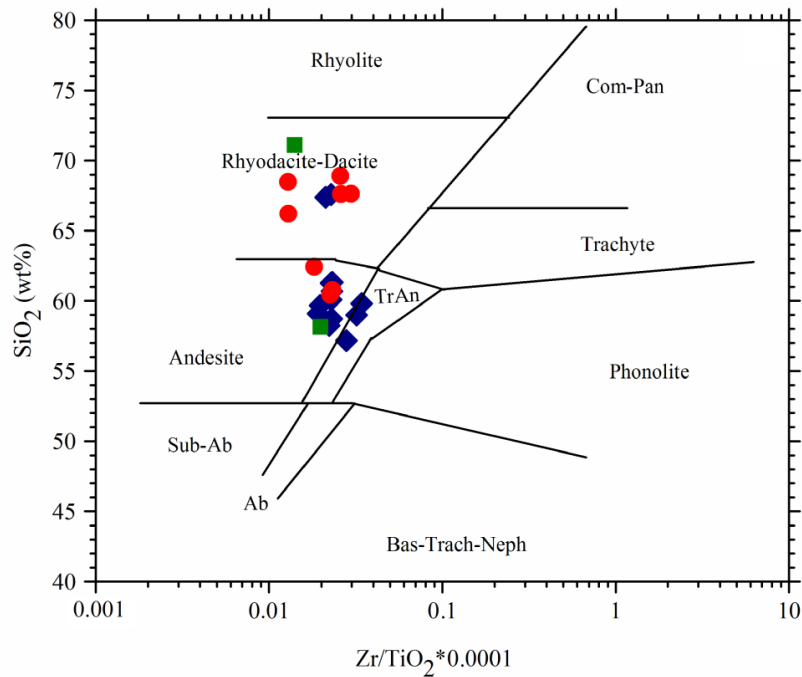


Fig. IV.2. Diagramme de classification chimique et de nomenclature de [Winchester & Floyd \(1977\)](#) des roches magmatiques d'El Aouana. Mêmes symboles que la Figure IV-1.

D'autre part, pour confirmer la validité des analyses, nous avons reporté sur un diagramme les teneurs en Nb, élément incompatible, et en Zr, élément trace réputé immobile et incompatible dans les roches volcaniques même altérées (Cann, 1970 ; Condie, 1994 ; Manyet *al.*, 2007) (Fig. IV.3). Ce diagramme montre une bonne corrélation entre les deux éléments, suivant une droite passant par l'origine, indiquant que les éléments n'ont pas été affectés par ces processus secondaires et qu'ils peuvent donc être utilisés pour retrouver les caractéristiques originelles de nos roches.

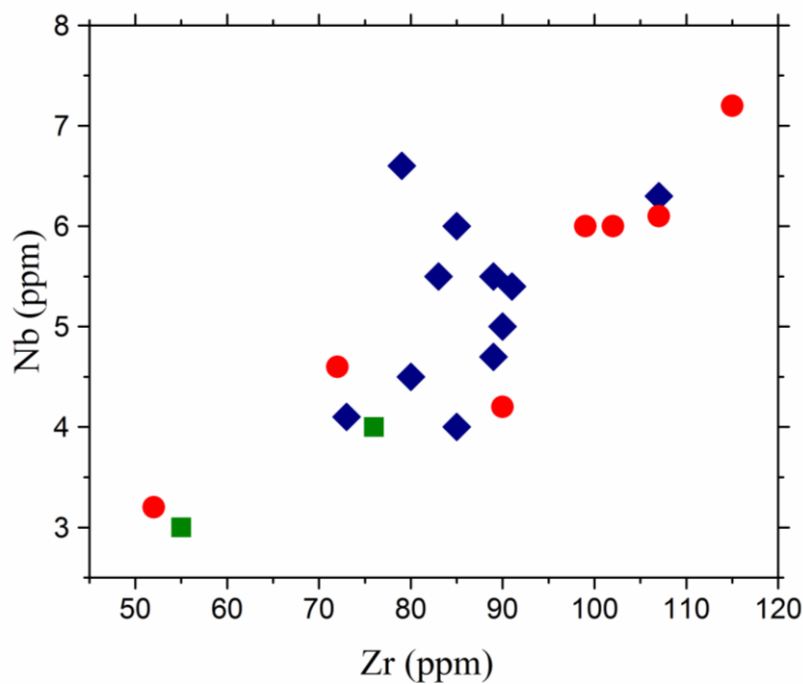


Fig. IV.3. Diagramme binaire Nb (ppm) vs Zr (ppm). Mêmes symboles que la Figure IV-1.

### **Diagramme d'alcalinité**

Le diagramme de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) présente le rapport entre  $Al_2O_3$  et  $[Na_2O + K_2O + CaO]$  (Fig. IV.4). Ce diagramme utilise l'oxyde d'aluminium car dans les roches felsiques il est le plus abondant après l'oxyde de silice (Shand, 1969). Il se base sur le rapport moléculaire  $Al_2O_3$  versus  $[Na_2O + K_2O + CaO]$  qui est de 1 :1 dans les feldspaths, ce qui reflète ainsi le comportement des alcalins vis-à-vis le contenu en aluminium. Ainsi, les

variations de ce rapport reflètent des stades de cristallisation lors du refroidissement du magma. Lors de la cristallisation d'un magma qui contient de l'aluminium, il y a d'abord la formation d'olivine et de pyroxène non-alumineux qui réagissent par la suite lors de stades tardifs de cristallisation avec le liquide résiduel et se transforment en hornblende ou en biotite (Shand, 1969). La majeure partie des échantillons d'El Aouana se situe dans le champ métalumineux. Le caractère métalumineux est induit par la présence de minéraux modérément riches en alumine telle que la hornblende (Shand, 1969).

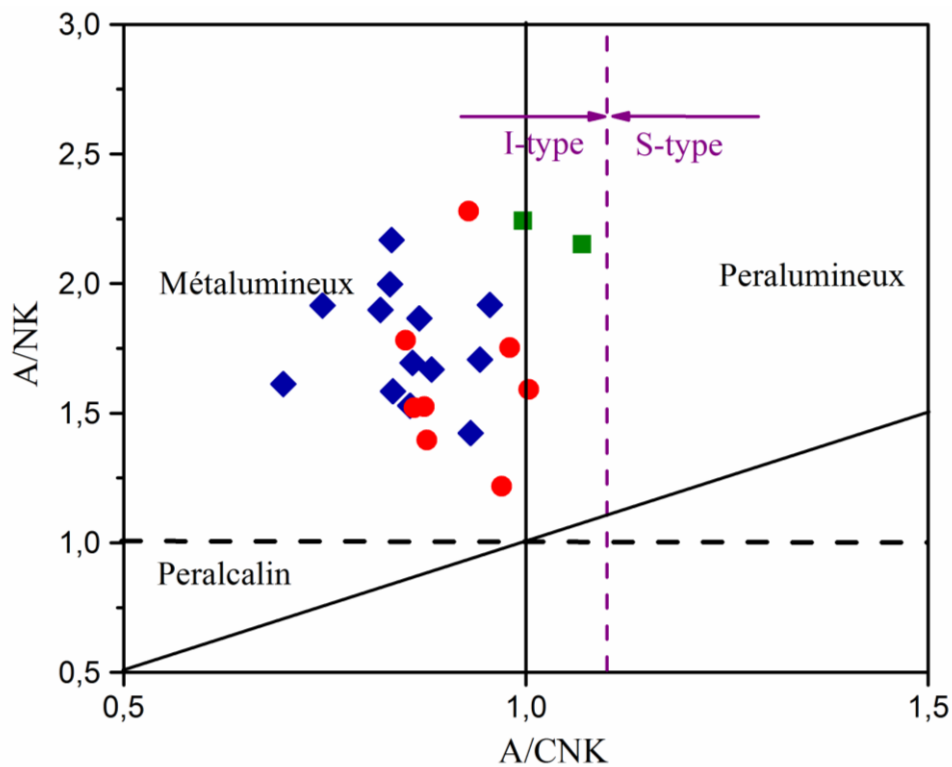


Fig. IV.4. Diagramme A/CNK (mol.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) vs A/NK (mol.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ) des roches ignées d'El Aouana (d'après Maniar & Piccoli, 1989). Mêmes symboles que la figure IV-1.

**Diagramme AFM + diagramme de discrimination  $\text{K}_2\text{O}$  (%) vs  $\text{SiO}_2$  (%)**

Le diagramme AFM d'Irvine & Baragar (1971) (Fig. IV.5) et le diagramme de discrimination  $\text{K}_2\text{O}$  (%) vs  $\text{SiO}_2$  (%) de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. IV.6) montrent que ces roches ont une affinité calco-alcaline et appartiennent à la série moyennement potassique.

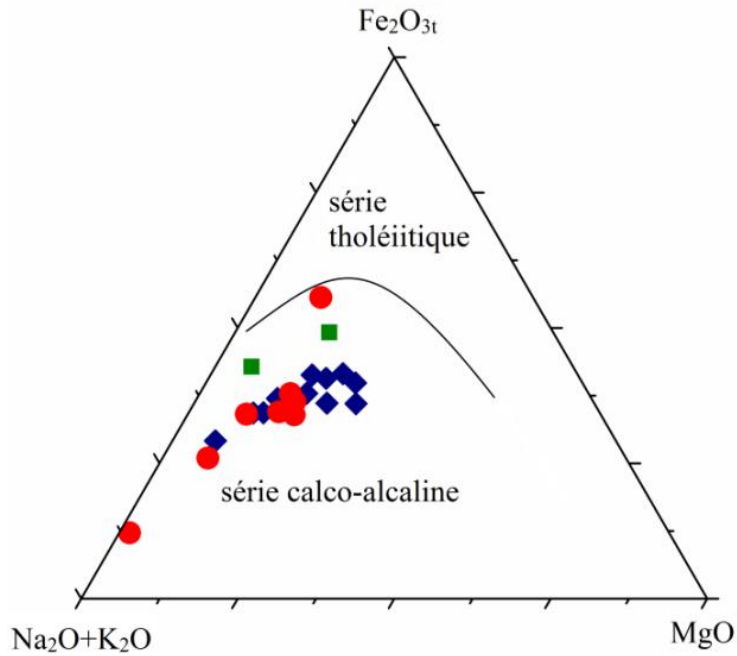


Fig. IV.5. Diagramme AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ) d'Irvine & Baragar (1971) montrant le caractère calco-alcalin des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1.

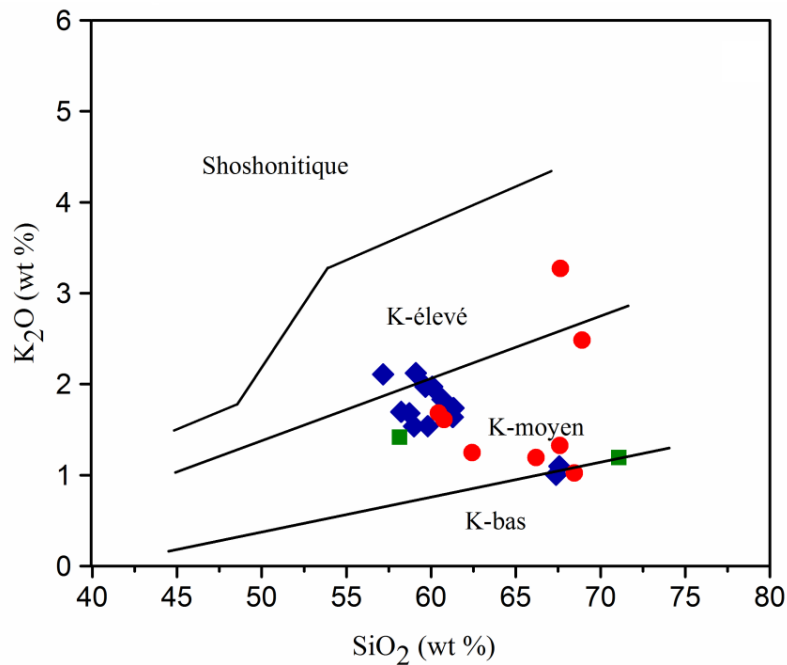


Fig. IV.6. Diagramme binaire  $\text{K}_2\text{O}$  (wt%) vs  $\text{SiO}_2$  (wt%) avec les différents domaines de Peccerillo & Taylor (1976) montrant le caractère moyennement potassique des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV.1.

### **Diagrammes binaires pour les oxydes**

La figure IV.7 présente les diagrammes de Harker qui permettent de déterminer la variation des oxydes par rapport au SiO<sub>2</sub>. La silice est utilisée comme discriminant puisqu'elle est l'oxyde le plus abondant dans le type de roches étudiées et que sa quantité augmente avec la différenciation des roches. De plus, SiO<sub>2</sub> est l'élément qui présente le plus de variabilité, comparativement à Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> par exemple, ce qui permet de bien observer les variations des autres oxydes en fonction de la différenciation. Les échantillons d'El Aouana présentent des teneurs en SiO<sub>2</sub> qui varient entre 58 % et 73%.

#### ➤ **Les alcalins (Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O)**

Les échantillons d'El Aouana montrent des concentrations en Na<sub>2</sub>O (3.11%-6.21%) plus élevées que celles du K<sub>2</sub>O (1.02%-3.3%). Le fractionnement du Na<sub>2</sub>O et du K<sub>2</sub>O est principalement régi par la cristallisation du plagioclase sodique et du feldspath potassique respectivement. Ces deux alcalins sont les seuls oxydes à présenter une pente positive modérée (Fig. IV-7) malgré leur caractère mobile lors de l'altération, ce qui confirme que ces deux éléments n'ont pas subi une forte mobilisation sous l'effet de l'altération hydrothermale.

#### ➤ **L'aluminium (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)**

L'oxyde Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> présente, dans les échantillons d'El Aouana, des teneurs relativement importantes qui varient entre 13.2 % et 17.95 %. Ces teneurs sont en relation avec l'abondance du plagioclase dans presque tous les faciès. En effet, cet oxyde montre une variation suivant une pente négative. Ceci indique que les minéraux riches en Al, comme le plagioclase, ont été cristallisés très tôt dans le processus de cristallisation.

➤ **Le calcium (CaO)**

Cet oxyde est l'un des éléments compatibles présents dans les roches d'El Aouana. Il présente des teneurs qui varient de 1.82%-6.88%. L'oxyde de calcium présente une pente modérée à fortement négative avec l'augmentation en silice. Le fractionnement de CaO peut d'abord être induit par la cristallisation d'amphibole et du plagioclase, notamment le plagioclase calcique contenu dans les formations intermédiaires définies pétrographiquement.

➤ **Les éléments ferromagnésiens ( $Fe_2O_3$  et MgO)**

Dans les échantillons étudiés, l'oxyde de magnésium et l'oxyde de fer présentent des teneurs de 0.14%-3.82% et 1.03%-5.63% respectivement. Les teneurs les plus élevées caractérisent le faciès microdioritique dont la présence des minéraux ferromagnésiens tels que le pyroxène, la hornblende et la biotite a été éclaircie dans l'étude pétrographique. Le MgO est une composante majeure du clinopyroxène, qui est le pyroxène le plus courant dans la plupart des échantillons des différents faciès, ce qui suggère que le fractionnement de ce dernier soit à l'origine de la pente négative observée sur le diagramme. Lorsque la cristallisation du clinopyroxène se termine, le MgO est par la suite remobilisé dans la hornblende, qui résulte de l'interaction du clinopyroxène avec le liquide résiduel.

De même pour le  $Fe_2O_3$ , cet oxyde indique une variation à pente négative à mesure que le contenu en  $SiO_2$  augmente. Comme le  $Fe_2O_3$  est l'une des composantes majeures des oxydes et hydroxydes de fer (ex : la magnétite), il est possible que la cristallisation de ces minéraux a entraîné le fractionnement de cet oxyde. De plus, la cristallisation du clinopyroxène a également pu influencer le fractionnement du  $Fe_2O_3$ .



➤ ***Le titane (TiO<sub>2</sub>)***

Le TiO<sub>2</sub> montre des teneurs relativement faibles oscillant entre 0.26% et 0.47%. Il présente également une pente faiblement négative avec l'augmentation du SiO<sub>2</sub>. Cette légère corrélation peut être reliée aux fractionnements du clinopyroxène, d'oxyde et hydroxyde de fer (magnétite et ilménite) mais aussi au fractionnement de la titanite (CaTiO(SiO<sub>4</sub>)), mais ce dernier n'est pas exprimé minéralogiquement.

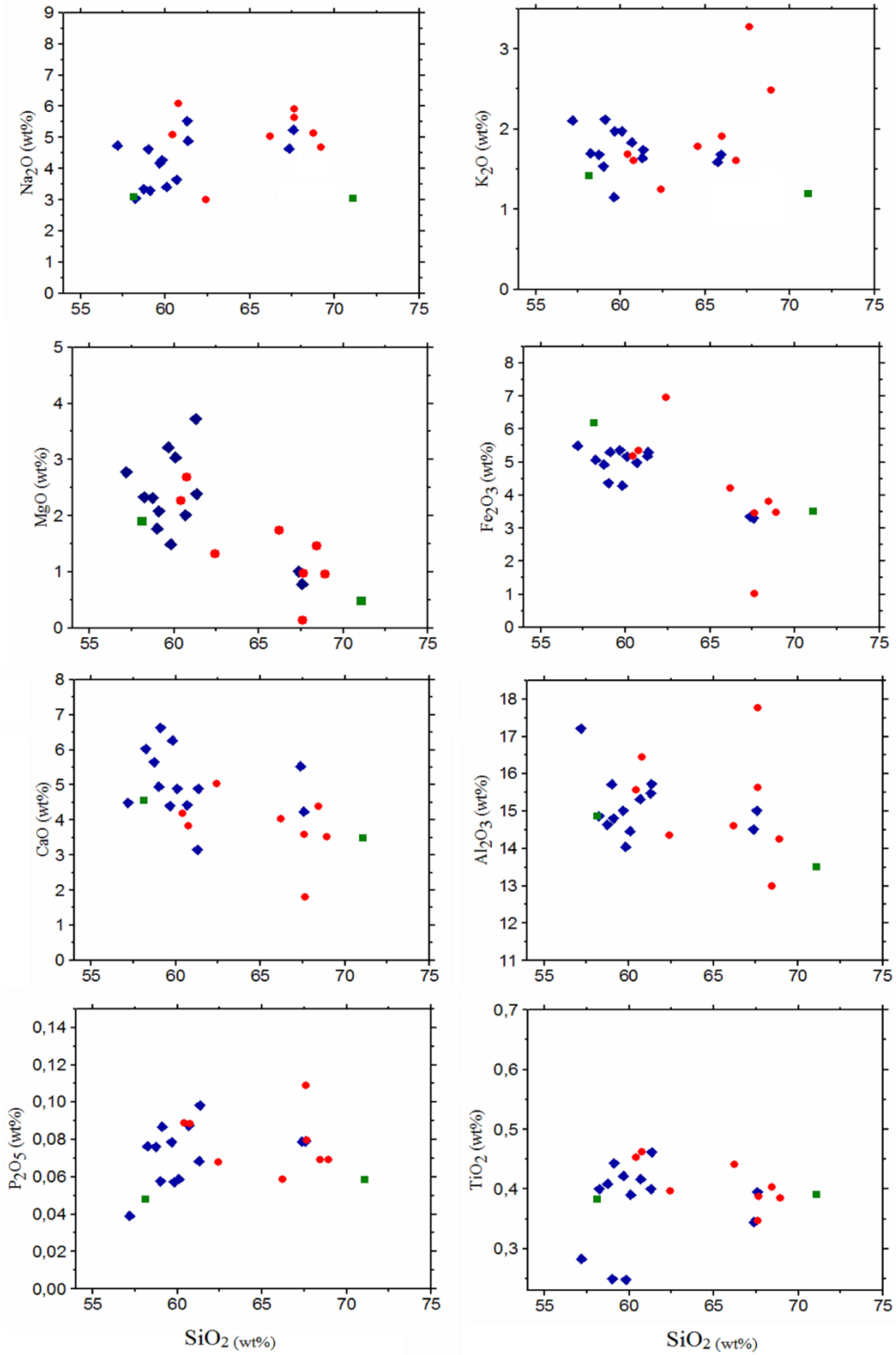


Fig. IV.7. Diagrammes binaires des oxydes majeurs en fonction de la silice (%). Mêmes symboles que la figure IV.1.

#### **IV.2.2 Les éléments traces**

Les éléments en trace sont tous les éléments dont les teneurs sont inférieures à 0,1 %, soit 1000 parties par million. Un élément en trace se substitue à un autre élément en trace ou à un élément majeur dans son site cristallographique en formant une solution solide. Selon les règles de substitution de Goldschmidt qui régissent la localisation des éléments traces dans les phases minérales, la valence et le rayon ionique d'un élément sont les critères principaux.

Ces éléments peuvent se subdiviser en 2 groupes suivant leur affinité vis-à-vis des phases liquide ou solide du magma. Ainsi, les éléments en trace stables dans les réseaux cristallins sont qualifiés comme compatibles (vis-à-vis de la phase solide du magma). Ces éléments appartiennent à la première série de transition de la table périodique ; il s'agit du Cr, Co, Ni. A l'inverse, les éléments montrant une forte affinité vis-à-vis de la phase liquide du magma sont qualifiés d'"hygromagmaphile" (HYG) (Treuil, 1973 ; Bougault, 1980) : il s'agit des alcalins (K, Rb, Cs), des alcalino-terreux (Sr, Ba) et d'éléments de la deuxième (Y, Zr, Nb), troisième (La, TR, Hf, Ta) et quatrième (Th, U) série de transition.

Le terme "hygromagmatophile", pour la première fois proposé par Treuil (1973), devenu "hygromagmaphile" (Bougault, 1980), reflète cette propriété. Treuil (1973) a introduit ce terme afin de ne pas limiter ce comportement général d'affinité pour les liquides silicatés, aux seuls éléments à grand rayon ionique (K, Ab, Cs, Sr, Ba), ayant une taille trop grande pour entrer dans une structure cristalline. Effectivement, d'autres éléments, à rayon ionique plus petit et de charge plus importante (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Th, U), sont capables, de par ces propriétés chimiques, de former des complexes, stables uniquement dans la phase liquide du magma (Treuil, 1973). Les éléments HYG comprennent donc, à la fois, les éléments incompatibles (alcalins, alcalino-terreux) et les éléments comme Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, U, Th formant des complexes de taille trop importante pour entrer dans les structures cristallines des minéraux.

L'adjectif "incompatible" et l'acronyme "LILE" ("Large Ion Lithophile Element") ne sont pas toujours correctement utilisés. Effectivement, certains auteurs désignent, à travers ces termes, tout élément entrant difficilement dans une phase minérale, en raison de leur taille ; à savoir, les éléments à grand rayon ionique : alcalins, alcalino-terreux, les TR et les éléments à potentiel ionique (charge/rayon ionique) élevé : "HFSE" (High Field Strength Element) : Nb, Ta, Zr, Hf... (Sun *et al.*, 1979).

Parmi les éléments en trace, on cite aussi le groupe des éléments de terres rares (ETR). Ces éléments occupent une place privilégiée dans la géochimie endogène et exogène (Rollinson, 1993). Ils sont généralement considérés comme les moins solubles des éléments en traces. Ils sont relativement immobiles au cours du métamorphisme, de l'érosion et de l'altération hydrothermale (Taylor & McLennan, 1985).

### ***Diagrammes binaires***

La figure IV.8 présente quelques éléments traces (Ba, Sr, Th, Nb, Hf et Y) en fonction du zirconium. Dans les diagrammes de variation Harker, les éléments incompatibles tels que Hf, Nb, Th, montrent des corrélations positives avec Zr tandis que les éléments Sr, Y et Ba avec des corrélations faiblement positives.

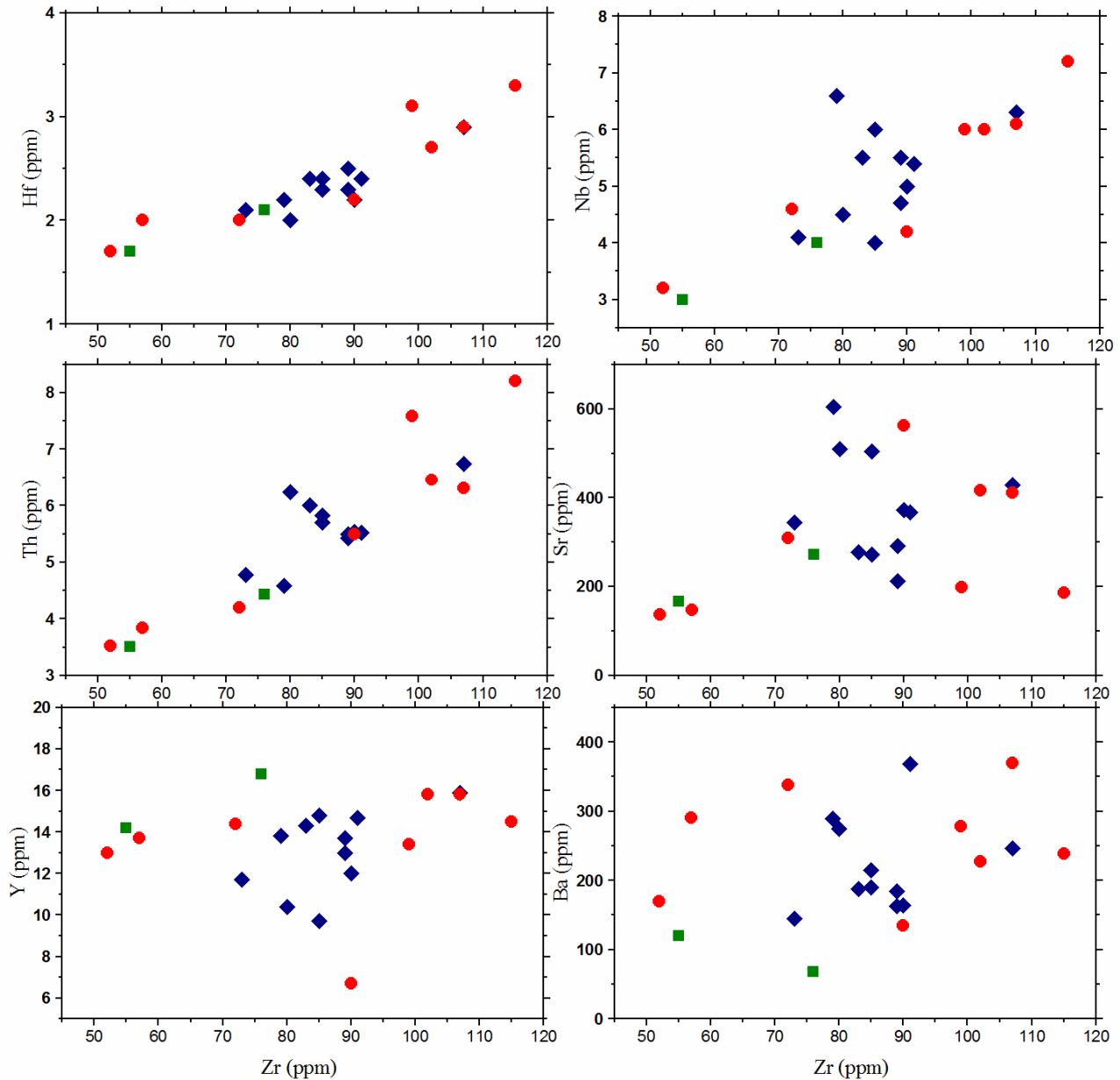


Fig. IV.8. Variations des éléments en trace en fonction du Zr (ppm). Mêmes symboles que la figure IV.1.

### *Les éléments de terres rares et les diagrammes multi-éléments*

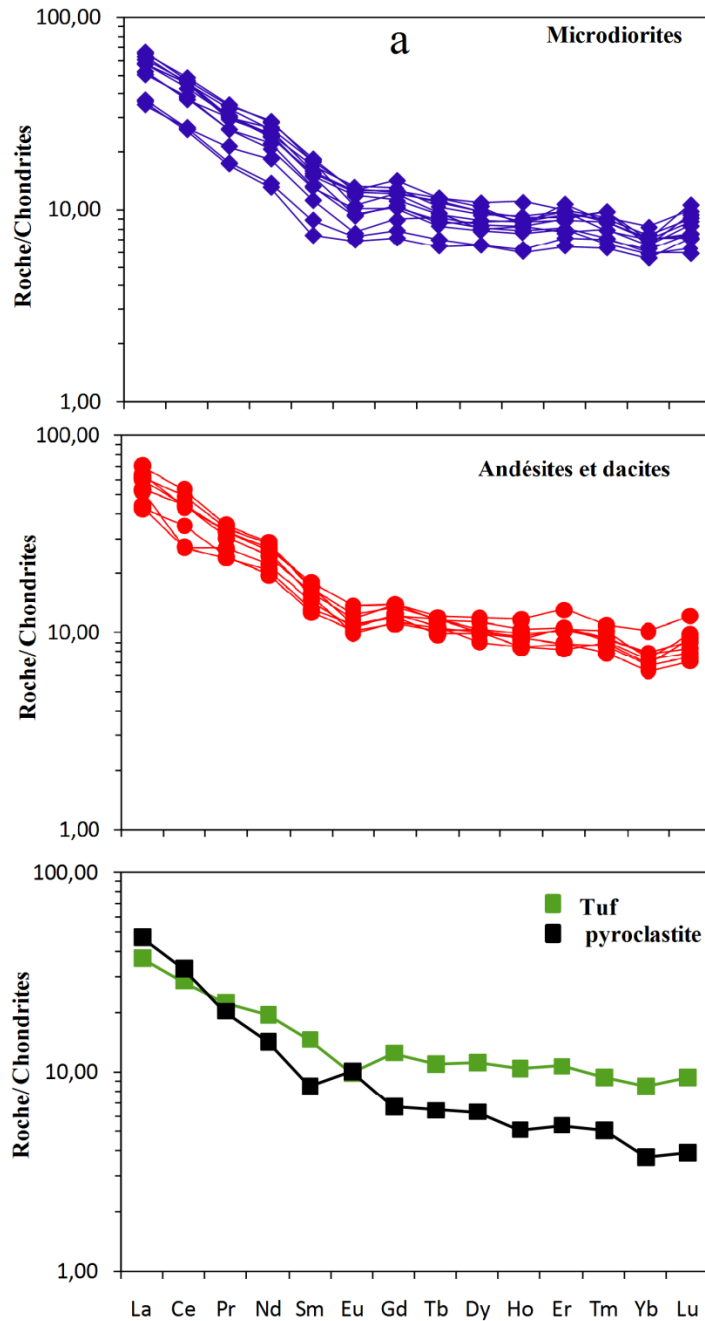
La famille des terres rares (TR) a intéressé depuis longtemps un nombre de chimistes et géochimistes, en raison de la similarité de leur comportement dans la nature due à l'analogie de leur configuration électronique (Coryell *et al.*, 1963 ; Masuda, 1962). La variation régulière de certaines propriétés des Lanthanides (augmentation du numéro atomique avec diminution du rayon ionique par remplissage progressif de la sous-couche 4f) a

suggéré de porter, sur un même diagramme, les abondances en lanthanides d'un basalte en fonction des éléments TR, rangés par numéro atomique croissant. Le résultat obtenu est un spectre "en dent de scie", reflétant la loi de distribution naturelle des abondances des éléments dans le système solaire (loi d'Oddo et Harkins qui veut que les éléments de numéro atomique pair soient d'abondance plus importante dans la nature que les éléments de numéro atomique impair). Pour corriger de cet effet et obtenir une courbe lisse, les abondances sont "normées" par rapport aux valeurs des abondances respectives de chacun des éléments du spectre dans la Terre moyenne. En effet, du fait de l'évolution régulière de certaines propriétés des TR, un lissage de ce spectre peut être effectué. Ce lissage correspond à la normalisation. Plus précisément, la normalisation permet d'apprécier l'évolution des variations des concentrations des éléments depuis 4.55 Ga (âge de la Terre). Ces valeurs, dites "de normalisation", sont mesurées dans des météorites chondritiques carbonées, supposées représenter la composition de la Terre au moment de sa formation. Ainsi, la normalisation, en s'affranchissant des irrégularités liées aux abondances naturelles des éléments, permet de comparer facilement des roches issues de divers contextes géodynamiques.

#### ➤ **Spectres des éléments de terres rares**

Les spectres des éléments de terres rares (REE) des différentes formations sont presque similaires (Fig. IV.9a) ; ils sont caractérisés par un fractionnement plus ou moins distingué entre les éléments de terres rares légers (LREE) et les éléments de terres rares lourds (HREE), des anomalies légèrement négatives en Eu et des spectres presque plats des HREE (Fig. IV.9a). Les échantillons des microdiorites, des andésites et des dacites montrent un fractionnement modéré des spectres des terres rares  $[(La/Yb)_N = 5,04 \text{ à } 10,26]$ , de légères anomalies négatives parfois nulles en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,71 \text{ à } 0,96$  pour les microdiorites et  $0,71 \text{ à } 1$  pour les andésites et les dacites) dues au fractionnement des plagioclases et des spectres des HREE sub-plats. L'échantillon du faciès des tufs présente un fractionnement modéré des

LREE ( $[La/Yb]_N=6,52$ ) et une anomalie légèrement négative en Eu ( $Eu/Eu^*=0,78$ ) tandis que l'échantillon des pyroclastites montre un fractionnement prononcé du spectre des terres rares ( $[La/Yb]_N=12,80$ ) et une anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^*=1,35$ ). Cette dernière est traduite par l'abondance des plagioclases.



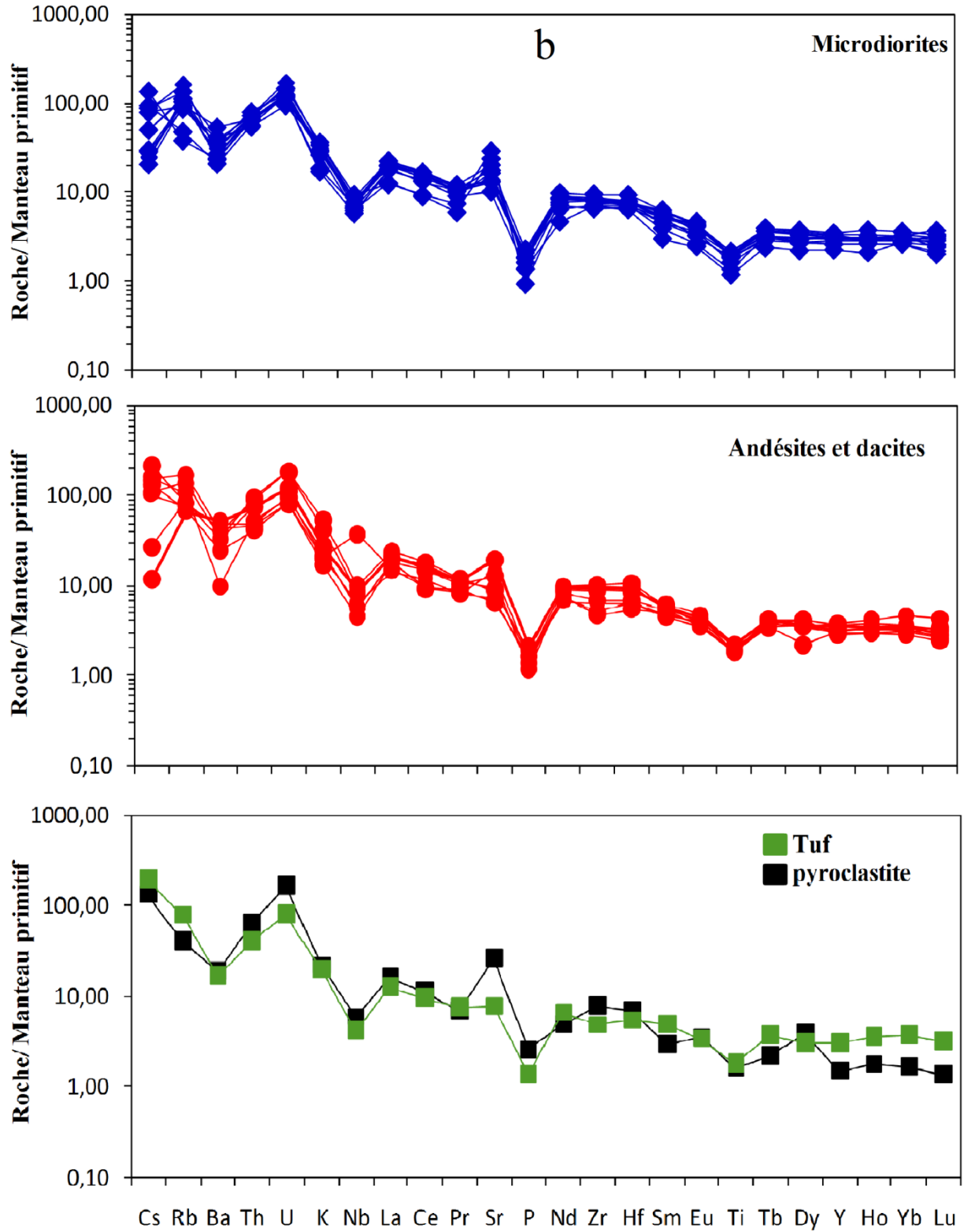


Fig. IV.9. (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Taylor & McLennan, 1985) et (b) les spectres des éléments en traces normalisés au manteau primitif (d'après Sun & McDonough, 1989) des échantillons d'El Aouana.



➤ **Diagrammes multi- éléments**

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif, la majorité des roches des différents faciès montrent un enrichissement en Large Ion Lithophile Elements LILE (ex : Rb, Cs, Sr) et un appauvrissement en Ba, P et en éléments à champs électrostatique élevé (HFSE) (ex : P, Nb et Ti) par rapport aux éléments de terres rares, exprimés par des anomalies positives et des anomalies négatives respectivement (Fig. IV.9b).

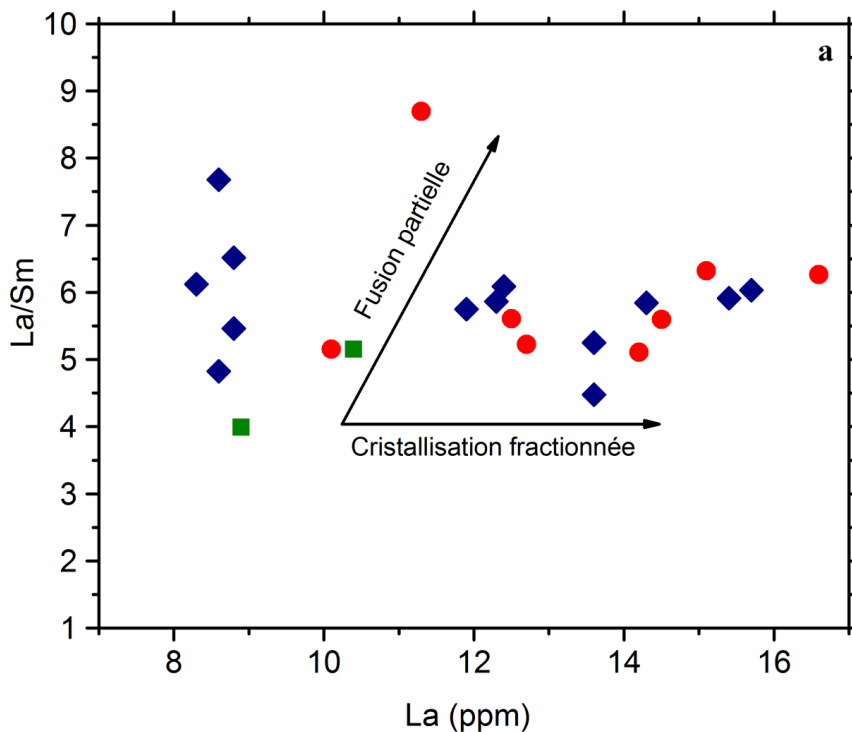
### **IV.3. Discussion**

#### **IV.3.1 Cristallisation fractionnée et assimilation crustale**

Les corrélations observées dans les diagrammes de variation Harker pour les éléments majeurs et éléments en trace des échantillons d'El Aouana (Figs. IV.7,8), ainsi que le parallélisme des spectres de terres rares et les spectres des teneurs multiéléments normalisés à leurs concentrations dans le manteau primitif (Fig. IV.9 a,b), indiquent une évolution des différents faciès à partir d'une même source magmatique. Elles indiquent également que le processus de cristallisation fractionnée a joué un rôle important dans l'évolution du magma. On note une corrélation positive entre les teneurs en Zr et Hf, Nb, Th et en SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O et une corrélation négative entre les teneurs en SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot</sub>, CaO et TiO<sub>2</sub>. Généralement, la diminution du Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de l'augmentation de SiO<sub>2</sub> indique également le fractionnement des minéraux opaques tels que la magnétite et l'ilménite (vu que le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est l'une des composantes principales de ces minéraux). De plus, la cristallisation du clinopyroxène a également pu influencer le fractionnement de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La corrélation négative de MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> indique le fractionnement du pyroxène et de l'amphibole. Notons que l'anomalie légèrement négative en Eu observée dans la majorité des formations magmatiques d'El Aouana ( $Eu/Eu^* = 0.71-0.96$  pour les microdiorites ;  $Eu/Eu^* = 0.71-1$  pour les andésites et les dacites ;  $Eu/Eu^* = 0.78$  pour les pyroclastites et  $Eu/Eu^* = 1.35$  pour les

tufs) indique que le fractionnement de plagioclase est important dans l'évolution de ces formations magmatiques (Fig. IV.9a).

En outre, l'assimilation de la croûte continentale durant l'évolution du magma par le processus AFC (assimilation et cristallisation fractionnée) peut être envisagée. Dans le diagramme La/Sm vs La de [Blein \*et al.\* \(2001\)](#) et celui de Ce/Yb vs Ce de [Ajaji \*et al.\* \(1998\)](#) (Fig. IV.10 a,b), les échantillons d'El Aouana montrent des tendances sub-parallèles aux lignes qui correspondent aux processus de cristallisation fractionnée et d'AFC. A noter que la contribution de matériaux crustaux dans l'évolution des magmas métalumineux a été déjà prouvée par les études antérieures ([Ouabadi, 1994](#) ; [Fourcade \*et al.\*, 2001](#) ; [Laouar \*et al.\*, 2005](#)).



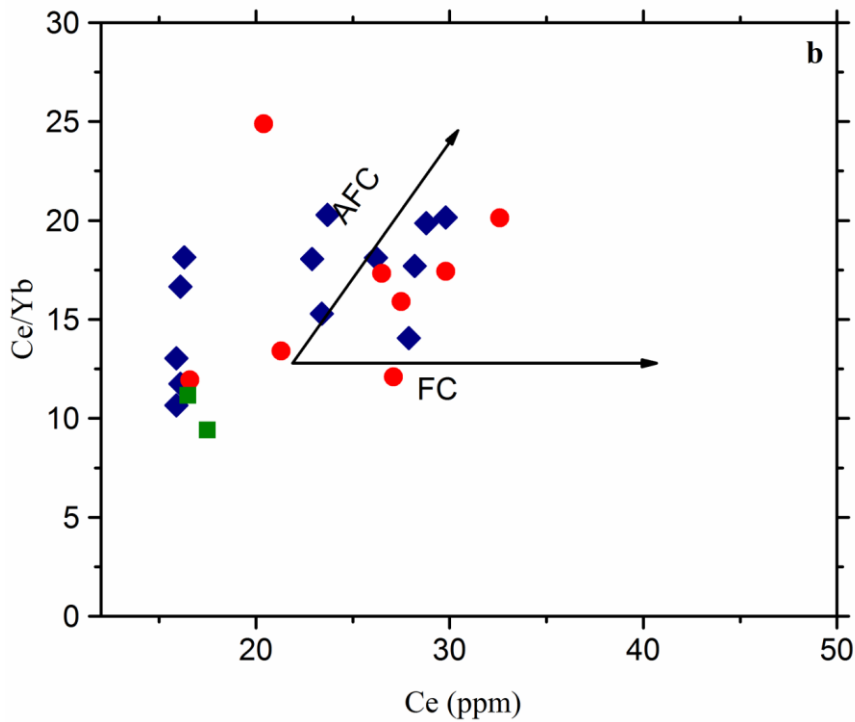


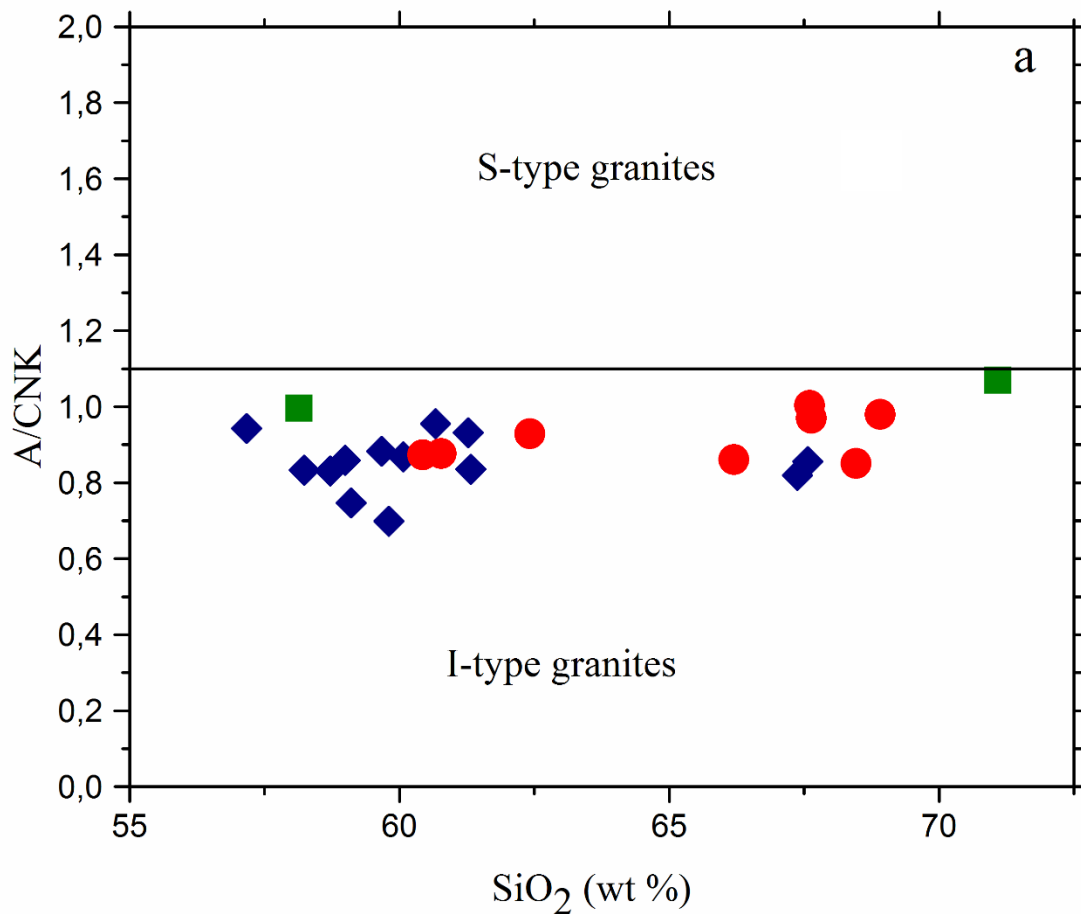
Fig. IV.10. Diagrammes La/Sm vs La (Blein *et al.*, 2001) et Ce/Yb vs Ce (Ajaji *et al.*, 1998) montrant les tendances des échantillons d'El Aouana. FC : cristallisation fractionnée ; AFC : assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée. Mêmes symboles que la figure IV.1.

### IV.3.2 Source des magmas

D'une manière générale, le magma pourrait avoir l'une de ces origines principales : (1) une origine méta – sédimentaires (magma S – type) ; (2) une origine ignée (magma I – type) ; une origine mantellique (Magma M – type) ou une origine anorogénique (magma A – type). En effet, les granitoïdes d'El Aouana sont caractérisés par l'emplacement de diverses roches ignées : volcaniques (andésites, dacites, tufs et pyroclastites) et subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites). Elles ont une composition intermédiaire à acide. Les enclaves dans ces faciès sont en majorité magmatiques, malgré que quelques rares xénolites métasédimentaires puissent être observées. Ces granitoïdes possèdent des caractères minéralogiques et chimiques permettant de les classer comme des granites I-type selon la terminologie de Chappell & White (1974, 2001) avec : (1) un large intervalle de variation en SiO<sub>2</sub> (entre 72.9 et 58.6% ;

Tab. VI.1); (2) des teneurs élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  (supérieures à 3.1% ; Tab. IV.1) ; (3) des rapports molaires  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$  inférieurs à 1.1 (Figs. IV.4,11a) ; (4) des variations inter éléments presque linéaires (Figs. IV.7,8). Elles peuvent être également classées comme ACG (amphibole-rich calc-alkaline granitoids) selon la définition de [Barbarin \(1999\)](#).

Ce caractère I-type des granitoïdes d'El Aouana est clairement prouvé dans la figure IV.11a et b. Ces deux diagrammes suggèrent que tous les échantillons des roches magmatiques d'El Aouana sont clairement distincts au point de vue géochimique et appartiennent aux granitoïdes de type-I, ce qui est en accord avec les données pétro-géochimiques.



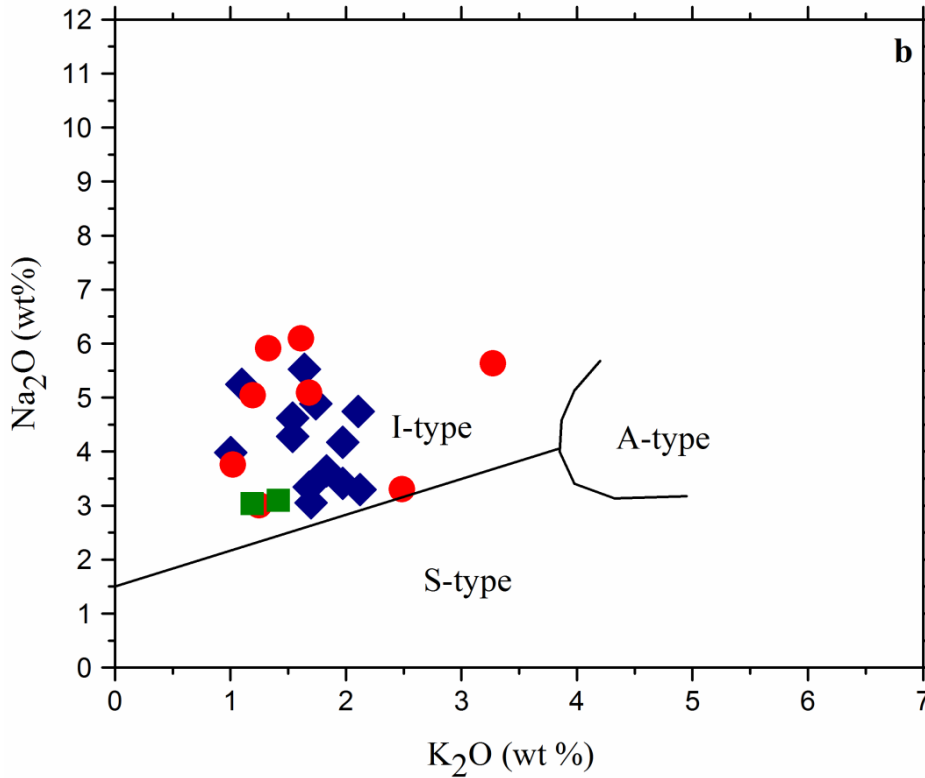


Fig. IV.11. Diagrammes de discrimination a) A/CNK (mole  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs  $\text{SiO}_2$  (Chappell & white, 1992) ; b)  $\text{Na}_2\text{O}$  (% poids) vs  $\text{K}_2\text{O}$  (% poids) (Chappell & white (1974) permettant d'identifier le caractère I-type des granitoïdes d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1.

Les caractéristiques pétrographiques reflètent la composition chimique de ces roches avec l'abondance de la hornblende, la présence d'orthopyroxène et de clinopyroxène dans les roches les plus mafiques et la présence de l'apatite comme minéral accessoire. Les anomalies négatives des éléments à champs électrostatique élevé (HFSE), tels que le niobium (Nb), le phosphore (P) et le titane (Ti), observées sur les spectres multiéléments (Fig. IV.9b) sont des empreintes de magmas de zones de subduction. La genèse de ces roches ignées est donc compatible avec une mise en place dans un contexte post-collisionnel avec une assimilation crustale et une cristallisation fractionnée simultanées (AF) de magma dérivé probablement d'une croûte continentale formée lors d'une subduction antérieure.

### IV.3.3 Environnement géotectonique

Depuis l'évènement de la théorie de la tectonique des plaques, de nombreux travaux dans différentes disciplines de la géologie se sont penchés sur les observations et les critères à même d'être utilisés comme témoins pour les reconstitutions paléogéographiques et les contextes géodynamiques. Dans le domaine de la pétrologie magmatique et de la géochimie, les techniques analytiques ont permis petit à petit d'analyser de plus en plus d'éléments chimiques avec de plus en plus de précision. Ceci a ouvert de nombreuses perspectives d'investigation dans ce domaine. Sur la base des données obtenues sur les roches magmatiques récentes, les analyses statistiques et les interprétations mettant en relation les compositions minéralogiques et géochimiques des roches magmatiques et des paramètres physico-chimiques qui les contrôlent, les études géochimiques ont permis d'établir les relations entre la composition chimique des ensembles magmatiques et leurs contextes géodynamiques de mise en place. Ainsi, et dans ce sens, certains auteurs ont utilisé la composition de la roche en éléments en traces (Pearce *et al.*, 1984, 1996 ; Harris *et al.*, 1986 ; Condie, 1989), d'autres ont essayé la composition en éléments majeurs (Batchelor & Bowden, 1985 ; Maniar & Piccoli, 1989). Dans l'objectif de placer les roches d'El Aouana dans leur contexte géodynamique, un ensemble de diagrammes, mentionnés ci-dessous, a été utilisé.

#### *Diagramme Zr vs (Ta/Zr)<sub>N</sub>*

Dans ce diagramme, les échantillons d'El Aouana, d'affinité calco-alcaline, se situent dans le domaine du magmatisme des zones de subduction (Fig. IV.12a).

#### *Diagramme Rb/Zr vs SiO<sub>2</sub>*

Le diagramme Rb/Zr vs SiO<sub>2</sub> de Harris *et al.* (1986) permet de classer les granitoïdes d'El Aouana dans le champ des granites post-collisionnels et celui d'arc volcanique (Fig.

IV.12b). Le rapport Rb/Zr faible, caractéristique des granites d'arc volcanique, les éloigne des granites syn-collisionnels.

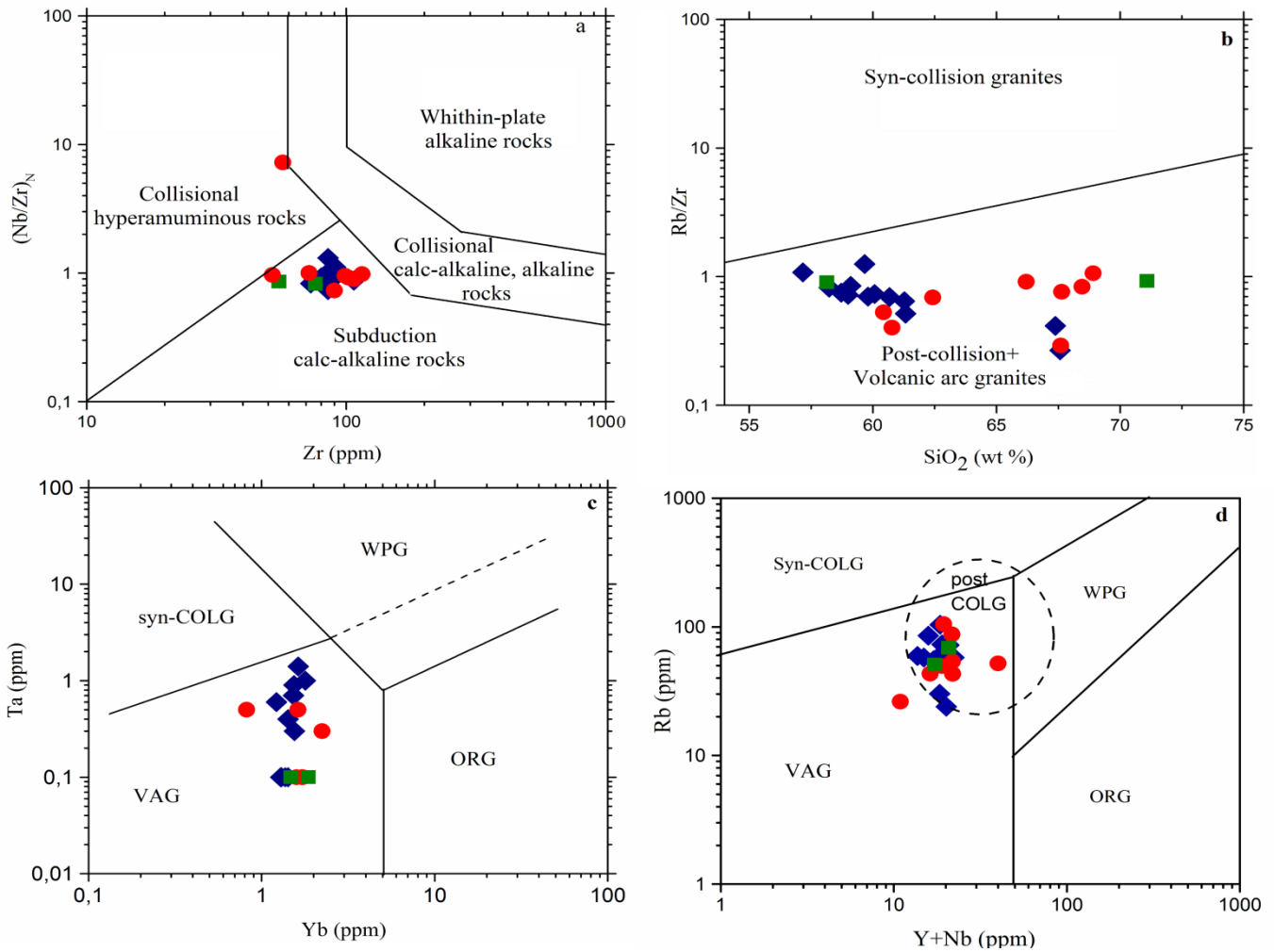


Fig. IV.12. Diagrammes de discrimination tectonique a) Zr vs  $(Ta/Zr)_N$  (d'après Thiéblemont & Téguy, 1994); b) Rb/Zr vs  $SiO_2$  (d'après Harris *et al.*, 1986); c) Ta vs Yb (d'après Pearce *et al.*, 1984); d) Rb vs  $(Y+Nb)$  (d'après Pearce *et al.*, 1984) des roches ignées d'El Aouana. Syn-COLG: Granites syn-collisionnels, VAG: Granites d'arcs volcaniques ; WPG: Granites intra-plaques ; ORG: Granites des rides océaniques ; Post-COLG: Granites post-collisionnels (domaine défini par Pearce (1996)). Mêmes symboles que la figure IV.1.

### Diagrammes Ta vs Yb et Rb vs Y+Nb

Les diagrammes binaires de Pearce *et al.* (1984) sont conçus essentiellement pour les roches acides, combinant les éléments en traces (Rb, Nb, Ta, Y et Yb), permettent de distinguer quatre groupes de granitoïdes suivant l'environnement tectonique : les granites d'arcs volcaniques (VAG) et syn-collision (Syn-COLG), liés au domaine orogénique de

convergence, les granites du ride médio-océanique (ORG) liés au zone de divergence et les granites du domaine anorogénique intra-plaque (WPG).

Les diagrammes Ta vs Yb et Rb vs (Y+Nb) (Fig. IV.12c, e, d) montrent que l'ensemble de ces échantillons occupent le domaine de granite d'arc volcanique et suggèrent que les granitoïdes d'El Aouana sont post-collisionnels.

#### ***Diagrammes La/Yb vs Th/Yb***

Ce diagramme est basé sur le rapport La/Yb en fonction de Th/Yb. Les roches étudiées présentent des rapports élevés en La/Yb et en Th/Yb. Donc la projection des échantillons dans ce diagramme montre que ces roches sont compatibles avec les magmas d'arc continental (Fig. IV.13).

En se basant sur les observations de terrain et les données pétro-géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, tels que la présence de failles normales, roches d'affinité calco-alcaline moyennement potassique de signature métalumineuse et de caractère de type I, on peut proposer que ce magmatisme s'est formé dans un contexte tectonique probablement extensif ; contexte déjà évoqué par [Villemaire \(1987\)](#). Ces caractéristiques sont, ainsi, compatibles avec un environnement de mise en place post-collisionnel (Fig. IV.12d), comme suggéré antérieurement pour le magmatisme miocène du littoral algérien (ex : [Maury et al., 2000](#)).



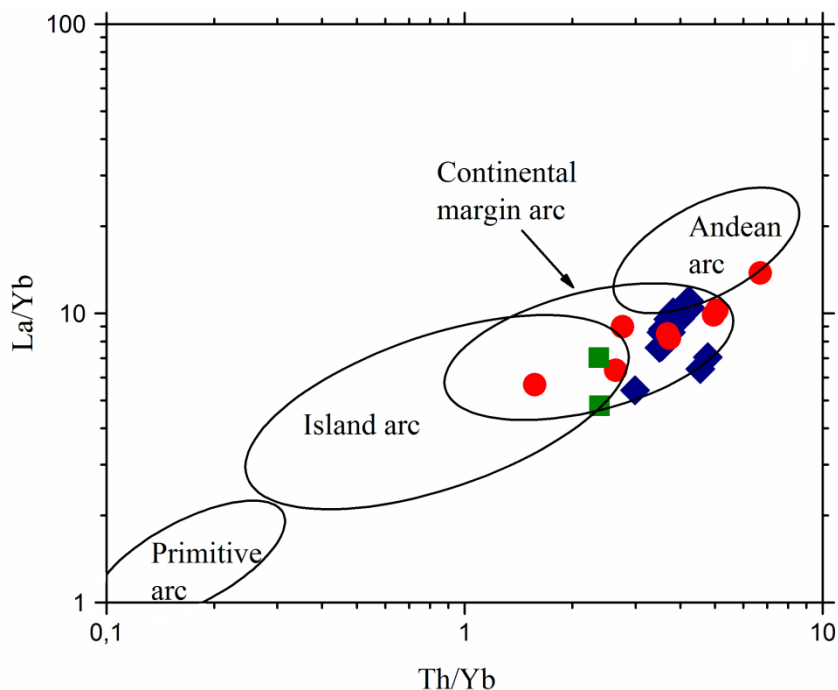


Fig. IV.13. Diagramme La/Yb vs Th/Yb (d'après [Condie, 1989](#)) montrant l'affinité d'arc continental des roches ignées d'El Aouana. Mêmes symboles que la figure IV-1.

#### IV.3.4 Modèle pétrogénétique

La richesse exceptionnelle en K, la signature crustale marquée et le faible volume des magmas émis sont des caractéristiques par lesquelles le magmatisme néogène de la marge maghrébine se distingue de celui de la plupart des zones de subduction. C'est pour ces raisons que [Maury \*et al.\* \(2000\)](#) ont pensé à un modèle plus complexe qu'un modèle de subduction contemporaine : c'est le modèle de rupture de la lithosphère subductée ([Cohen, 1980](#) ; [Davies \*et al.\*, 1995](#)) qui a reçu par la suite un large soutien des auteurs sur la base d'études de tomographie sismique (ex : [Carminatiet \*al.\*, 1998a, b](#) ; [Spakman & Wortel, 2004](#)). Ce modèle est basé sur le détachement de la partie profonde de la plaque subductée, enracinée dans le manteau, de sa partie superficielle. Selon [Maury \*et al.\* \(2000\)](#), les effets magmatiques du détachement ont été apparus au Langhien (16 Ma) sous l'Algérie orientale et centrale et se sont propagés par la suite vers l'Est et l'Ouest. La remontée du manteau asthénosphérique à travers la déchirure lithosphérique, qui apparait sous l'Algérie orientale et centrale, a

provoqué une anomalie thermique qui, à son tour, était la cause de la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomatisé lors d'un événement de subduction précédent. Durant cette période, il y'avait formation de magmas calco-alcalins basiques, qui ont été contaminés par la croûte continentale africaine donnant naissance aux granitoïdes et aux laves associées d'âge Langhien. Ensuite, la propagation latérale de ce détachement a conduit à l'apparition de la zone de fusion au niveau de la limite lithosphère-asthénosphère et à la mise en place des basaltes transitionnels. Cette activité magmatique s'est limitée par l'apparition des basaltes alcalins résultant uniquement de la fusion partielle du manteau asthénosphérique. Ce modèle de 'slab break-off' a été adopté plus tard par [Fourcade \*et al.\* \(2001\)](#), [Laouar \*et al.\* \(2005\)](#), [Abbassene \*et al.\* \(2016\)](#), [Chazot \*et al.\* \(2017\)](#), [Laouar \*et al.\* \(2018\)](#) sur la base d'études pétrologique, géochimique et isotopique des granitoïdes du nord-est algérien.

Les roches magmatiques d'El Aouana possèdent des caractéristiques géochimiques similaires à celle des autres roches magmatiques miocènes du littoral algérien, telles que des teneurs élevées en éléments mobiles (ex : Rb et U), une anomalie négative en Nb, un enrichissement en LREE par rapport aux HREE. Ces caractéristiques sont également observées dans les roches ignées de Beni Touffout, de Cap Bougaroun, de Cap de Fer et de Bejaia-Amizour du NE de l'Algérie ([Semroud \*et al.\*, 1994](#) ; [Fourcade \*et al.\*, 2001](#) ; [Laouar \*et al.\*, 2005](#) ; [Abbassene \*et al.\*, 2016](#) ; [Chazot \*et al.\*, 2017](#) ; [Laouar \*et al.\*, 2018](#) ; [Lekoui, 2019](#)). Ces dernières ont été classées comme des roches typiques de magmas post-collisionnels probablement dérivés d'une croûte inférieure ou d'une source mantellique, enrichie, métasomatisée par des fluides de la plaque plongeante et des sédiments subductés lors d'un événement de subduction et de 'slab break-off' antérieur ([Semroud, 1994](#) ; [Maury \*et al.\*, 2000](#) ; [Laouar \*et al.\*, 2005](#) ; [Abbassene \*et al.\*, 2016](#) ; [Chazot \*et al.\*, 2017](#)) et qui a subi, par la suite, une contamination par la croûte continentale selon un modèle AFC. Malgré le manque de données isotopiques, les analogies des études pétro-géochimiques des roches magmatiques

d'El Aouana avec celles des roches ignées citées ci-dessus permet de les classer dans le même contexte géodynamique.

Sur la base des caractéristiques géochimiques ainsi que le modèle AFC, nous proposons le même modèle pétrogénétique des roches ignées d'El Aouana déjà évoqué par [Fourcade \(2001\)](#) ; [Laouar et al. \(2005\)](#) ; [Chazot et al. \(2017\)](#). Ce modèle se base en trois étapes principales (Fig. IV.14) :

1. Fin de l'Eocène - mouvement de convergence N-S entre les deux plaques africaine et européenne et le début de subduction de la plaque océanique ;
2. Miocène inférieur - stade ultime de la collision de la marge africaine et les blocs continentaux, et le détachement de la partie profonde de la plaque subductée ;
3. Miocène moyen - début de l'activité magmatique et la mise en place des magmas calco-alcalins métalumineux d'El Aouana qui ont un âge d'environ 15 Ma, et l'apparition des failles normales suite à une tectonique extensive.

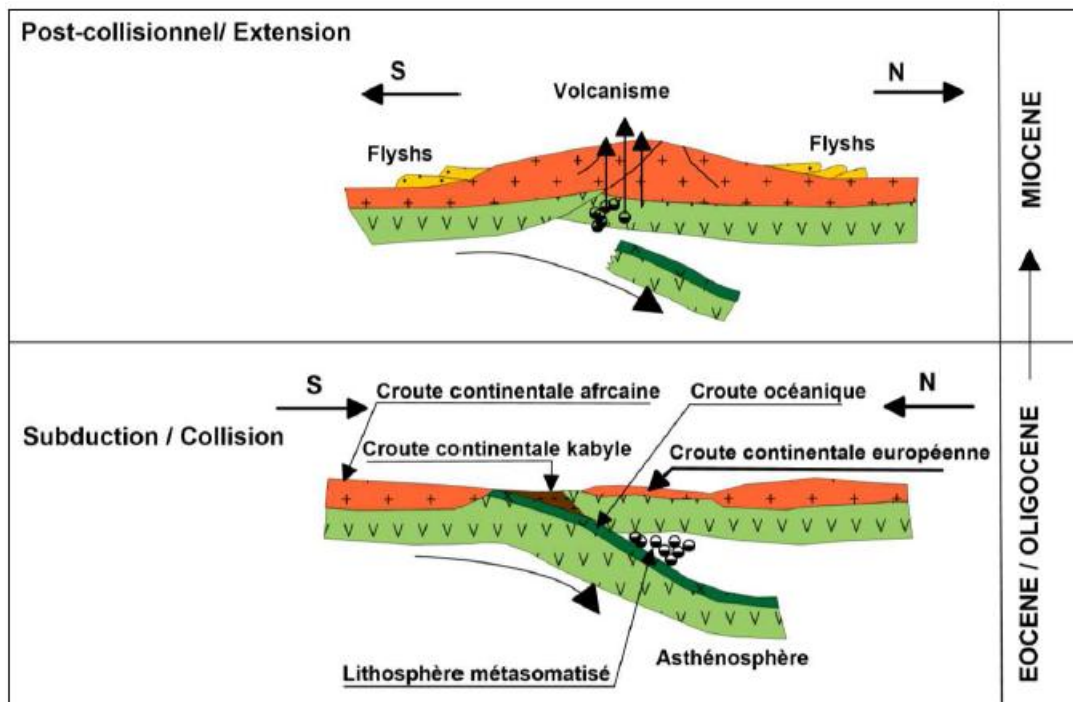


Fig. IV.14. Modèle pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du Nord-Est algérien durant le Miocène ([Laouar et al., 2005](#)).

L'étude géochimique (éléments majeurs, traces et terres rares) des granitoïdes d'El Aouana permet de relever un certain nombre de points essentiels :

- ✓ L'évolution des compositions chimiques en éléments majeurs, traces et terres rares permettent de conclure que les roches étudiées sont issues d'une même source magmatique et que les liens entre les différents faciès sont régis par des processus de cristallisation fractionnée. Tous les faciès montrent un caractère métalumineux et possèdent des caractéristiques similaires à ceux des granitoïdes I-type de [Chappell & White \(1974\)](#) et des granitoïdes ACG de [Barbarin \(1999\)](#).
- ✓ Ces roches appartiennent aux séries calco-alkalines moyennement potassiques. Elles sont de caractère méta-alumineux. Elles montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE, des anomalies négatives en Eu traduites par le fractionnement des plagioclases et des spectres des HREE sub-plats. Les spectres multiéléments montrent que ces roches sont riches en éléments mobiles et présentent des anomalies négatives en Nb, P et Ti. Ces caractéristiques sont similaires à celles des granitoïdes post-collisionnels, issus d'une source mantellique métasomatisée enrichie lors d'un évènement de subduction antérieur. La comparaison avec d'autres granitoïdes miocène du NE de l'Algérie mettent en relief la génération de ce magmatisme dans un contexte post-collisionnel.
- ✓ Toutes ces roches montrent des signatures géochimiques d'arc, ce qui suppose leur formation sous l'influence d'une zone de subduction. Cependant de nombreuses études récentes sur le magmatisme à caractère d'arc ([Hooper et al., 1995](#) ; [Cousens, 1996](#) ; [Marquez et al., 1999](#) ; [Morris et al., 2000](#)) montrent que ces caractères ne sont pas automatiquement liés à une subduction contemporaine au magmatisme mais peuvent être hérités. Ces signatures d'arc peuvent être le résultat soit de la présence de

matériaux subductés (croûte océanique) qui contaminent ce magmatisme, soit des effets de la contamination du manteau par une subduction antérieure.

Ces caractéristiques pétrologiques et géochimiques des granitoïdes d'El Aouana reflètent l'histoire complexe de l'évolution géodynamique de la chaîne magmatique de la marge maghrébine. Elles sont similaires à celles des granitoïdes post-collisionnels, issus d'une source mantellique métasomatisée enrichie lors d'un évènement de subduction antérieur et contaminée par la croûte continentale.

## **Chapitre V.**

### **Etude des minéralisations du massif d'El Aouana : gisement d'Oued El Kebir**

## **CHAPITRE V**

### **ETUDE DES MINERALISATIONS DU MASSIF D'EL AOUANA : GISEMENT D'OUED EL KEBIR**

Si l'on vient à considérer le NE de l'Algérie comme une zone à potentiel minier important, c'est en effet le résultat de nombreux travaux géologiques et de recherches minières entrepris par la SO.NA.RE.M (Société Nationale de Recherches Géologiques Minières). Ces études ont ciblé les massifs magmatiques miocènes, contexte privilégié de concentration de métaux de base et de métaux précieux. En outre, les amas sulfurés qui intègrent ces dernières minéralisations s'expriment en général sous forme de concentrations ou d'accumulations polymétalliques (Cu±Pb±Zn±Ag±Au...). Leur gisement dans des contextes lithologiques, à dominance volcanique, leur a valu la dénomination de Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) ou *Volcanic-Hosted Massive Sulfides (VHMS)*. Ces gîtes sont repartis en fonction du contexte spécifique aux environnements minéralisés, en mafique, bimodal mafique, mafique siliciclastique, bimodal felsique et bimodal siliciclastique, selon la classification synthétique de [Barrie & Hannington \(1999\)](#). Au NE de l'Algérie, le type le mieux connu à ce jour et le plus proche du massif d'El Aouana est le type Kuroko représenté par le gisement zincifère de grande envergure d'Oued Amizour, Bejaïa (ex : [Benali, 2007](#) ; [Laouar et al., 2018](#) ; [Lekoui, 2019](#)).

Dans le complexe magmatique d'El Aouana, l'unité inférieure de Bou Soufa encasse deux gisements plus ou moins bien connus ; il s'agit du gisement de Bou Soufa et celui de l'Oued El Kebir (Fig. V.1). Le gisement de Bou Soufa présente une minéralisation cuprifère qui se matérialise par des disséminations, des veinules et de petits fillonnets de chalcopryrite en association avec du quartz, de barytine et de pyrite, dont le cuivre est la composante principale ([SGA, 2009](#)). Par contre, le gisement de l'Oued El Kebir, qui fait l'objet de cette

étude, est connu par une minéralisation polymétallique importante (Cu, Pb, Zn, Au, Ag et barytine) (Villemaire, 1987). Ce gisement est le plus considérable de point de vue richesse en plomb et en zinc. Il s'agit d'un amas sulfuré de 11,52 Mt qui se présente en trois corps miniers avec une épaisseur variable entre 1 et 25,5 m. Il montre des teneurs de 2,76% Pb, 2,07% Zn et 0,58% Cu ; 2,68% Pb, 1,06% Zn et 0,31% Cu ; 2,56% Pb, 2,13% Zn, 0,62% Cu (SGA, 2009).

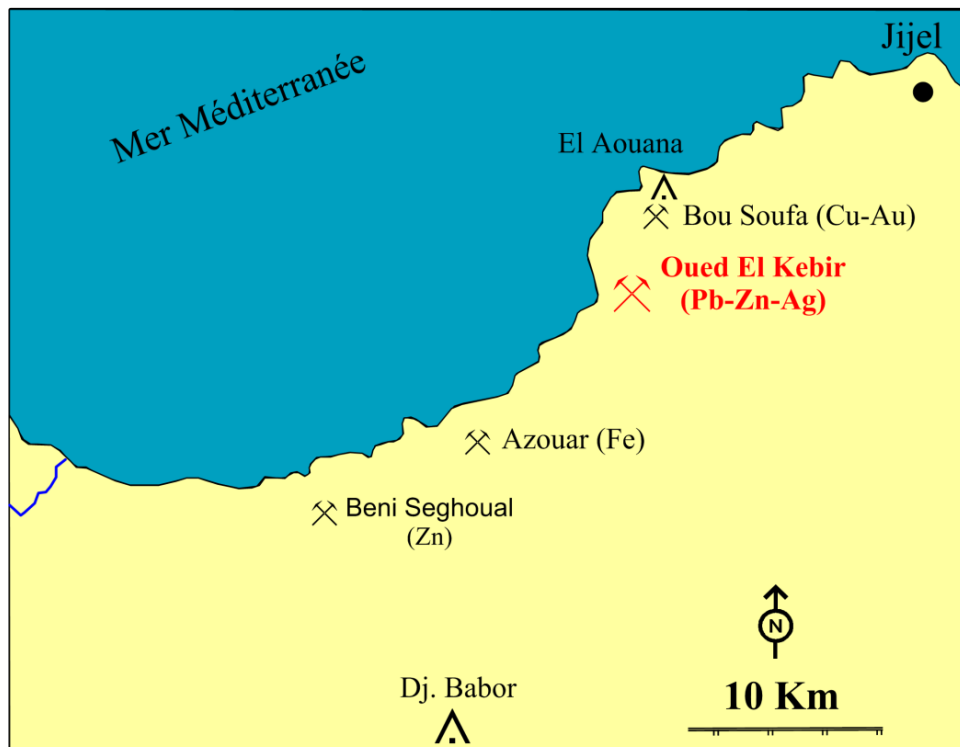


Fig. V.1. Carte schématique montrant la localisation du gisement polymétallique d'Oued El Kebir (Galerie de recherche) dans le massif d'El Aouana.

## **V. 1 Echantillonnage et bilan des travaux antérieurs**

Le fait que la galerie de recherche du secteur de l'Oued El Kebir soit fermée ainsi que l'insuffisance des données de sondages sont les obstacles les plus importants à l'étude de la minéralisation du gisement. Sous ces conditions, l'étude des minéralisations s'est faite sur des morceaux minéralisés, dont le point de prélèvement n'est pas exact. Cependant, il s'agit de blocs et débris de sulfures massifs récupérés des haldes à résidus de la galerie de recherche



effectuée par la SO.NA.RE.M. (cf. Fig. V.1). Ce procédé d'échantillonnage est nécessaire du fait de l'inaccessibilité du gisement à cause des conditions sécuritaires de la région. Selon la documentation disponible, au sujet de la minéralisation, il apparaît que les principales phases minéralisées ont cependant été récupérées lors de l'échantillonnage.

Vue son importance, le complexe magmatique d'El Aouana a suscité l'intérêt de nombreux géologues en raison de ses richesses d'ordre scientifique et d'ordre économique importantes. Parmi les travaux effectués sur cette région on peut citer :

- [Glangeaud \(1933\)](#) a fait la première étude du massif. Cet auteur est le premier qui a parlé d'une série calco-alkaline à excès de silice et a subdivisé des roches du massif d'El Aouana en deux groupes : le groupe des roches microgrenues (microgranodiorites à hornblende) avec de rares filons de minerais de Cu, Pb, Zn, Fer, Au et Ag et le groupe des dacites, dacitoïdes et brèches polygènes formant la série de Port Maria.

- En 1934, [Glangeaud](#), a entrepris le travail sur massif en précisant la nature du gisement de ces roches microgrenues qui forment, d'après lui, un 'bysmalite' constitué essentiellement de microgranodiorite quartzique. Alors que [Raguin \(1953\)](#) a parlé plutôt de 'ring dyke' lié à un système de 'caldeira'.

- [Tayeb \(1956\)](#) a publié un ouvrage dans le bulletin du B.R.M.A. (Bureau de Recherches Minières de l'Algérie) présentant une carte géologique assez détaillée du massif. En plus, il a signalé l'existence de deux séries de roches d'épanchement et des roches intrusives périphériques. Selon cet auteur, les roches intrusives sont formées essentiellement de microgranodiorites et de microdiorites quartziques tandis que la partie centrale du massif est représentée par l'andésite qui est la roche type du complexe de Bou Soufa et les basaltes sans olivine de la formation de Port Maria.

- En 1967, [Glaçon](#) a effectué une étude métallogénique de la minéralisation d'El Aouana. Il a proposé un modèle de type 'hydrothermal sédimentaire' identique à celui d'Oued Amizour.

- [Villemaire \(1987\)](#) a publié un article parlant des amas sulfurés du massif d'El Aouana. Dans cet ouvrage, il a donné une description lithostratigraphique des formations volcaniques des deux unités et des minéralisations associées. Il a effectué une étude des fracturations qui ont affectées le massif ainsi que leur relation avec la mise en place des minéralisations. Il a conclu que ces dernières se localisent essentiellement dans les zones de contact, siège d'une fracturation intense et il a même proposé un modèle de mise en place des roches volcaniques et des minéralisations.

- Récemment, [Bouima \(2013\)](#) a parlé dans son article des minéralisations stratoïdes du massif volcanique d'El Aouana. Il a conclu que ces minéralisations sont épigénétiques, de type « amas sulfurés » pour Oued El Kebir et de type « gisement à énargite » pour Bou Soufa.

Ce chapitre est consacré pour l'étude métallogénique du gisement polymétallique d'Oued El Kebir dans le but de fournir quelques lueurs sur les caractéristiques géologiques de la minéralisation par l'intermédiaire d'une étude des textures ainsi que les différentes paragenèses minérales qui existent.

## **V. 2 Morphologie du corps minéralisé**

Dans le gisement d'Oued El Kebir (Fig. V.2), des corps minéralisés de 6 m à 7 m de puissance ont été définis. Ils sont issus de la cimentation des conglomérats (dacites, andésites, calcaires métrique, pélites, grès et quartzites) par de la galène, de la blende, de la chalcopryrite, de la pyrite, de la barytine et du quartz.

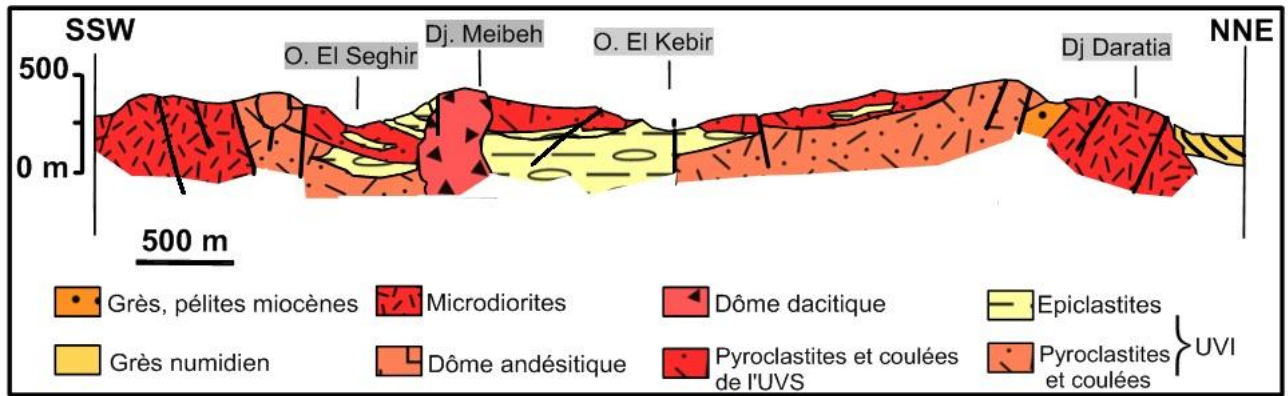


Fig. V.2. Coupe illustrant la succession des différentes formations lithologiques du massif d'El Aouana (SO.NA.RE.M., 1978). UVS : unité volcanique supérieur; UVI: unité volcanique inférieure.

Sur la base des relevés de galeries et de sondages réalisés par la Division de recherche de la SO.NA.RE.M (1978) (Villemaire, 1987), la détermination de la profondeur, de la morphologie ainsi que le contact du corps de minerai avec l'encaissant dans le gisement d'Oued El Kebir ont été mieux précisés. Dans ce gisement, la zone minéralisée est située à environ 250 m à 350 m de profondeur (Fig. V-3). Il s'agit d'un amas sulfuré jouxtant une zone à stockwork.

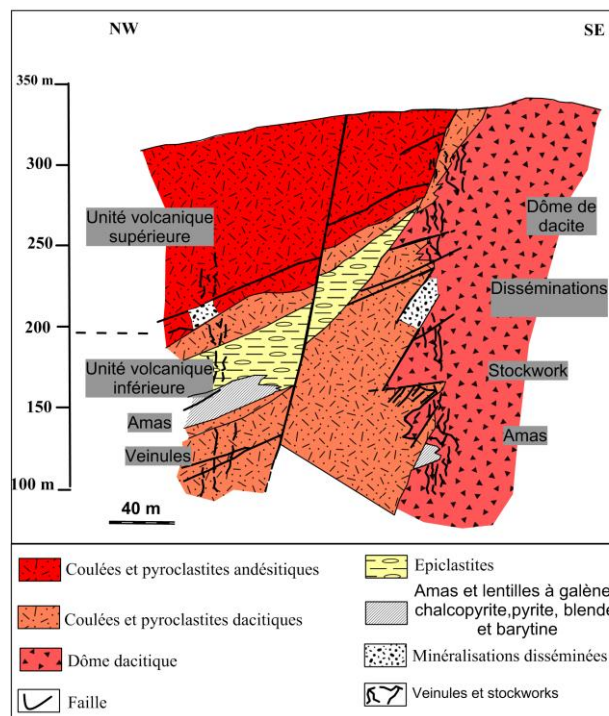


Fig. V.3. Coupe géologique montrant la localisation des minéralisations d'Oued El Kebir d'après les sondages réalisés par la SO.NA.RE.M (1978) (Villemaire, 1987).

### ➤ L'amas sulfuré

Le corps de minerai principal, représenté également par l'amas sulfuré, est constitué par une minéralisation massive encaissée dans les formations volcano-sédimentaires (pyroclastites, épicroclastites et dôme de dacite) de l'unité inférieure (Fig. V.4). Cet amas montre une zonalité minéralogique, qui est représentée du bas en haut par : pyrite et chalcopryrite suivie de galène, sphalérite et barytine au sommet (Fig. V.4).

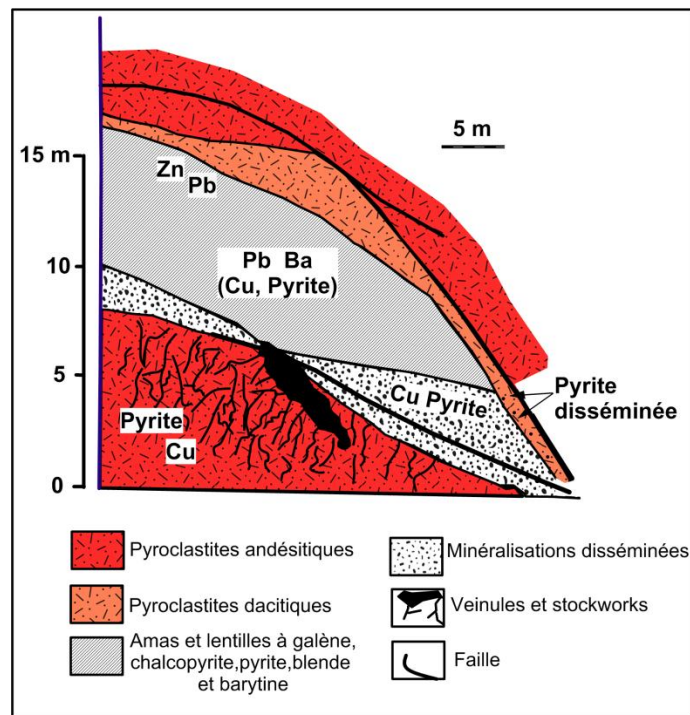


Fig. V.4. Morphologie du corps de minerai d'après un sondage effectué par la [SO.NA.RE.M \(1978\)](#) (Villemaire, 1987).

### ➤ La zone à stockwork

Les stockworks à pyrite, chalcopryrite et quartz s'enracinent dans le dôme de dacite et se prolongent même dans les formations pyroclastiques avoisinantes (Fig. V.4). Des minéralisations pyriteuses disséminées s'y associent.

➤ **L'encaissant**

Les roches encaissantes en contact avec la zone minéralisée (dôme de dacite) sont séparées de celle-ci par une couche de minéraux d'altération hydrothermale de type argilitisation. Cette altération se traduit, dans les dômes de dacite, par une zonalité centrée de minéraux d'altération tels que la séricite, la kaolinite, la chlorite, le quartz et la calcite. A l'échelle de l'unité inférieure de Bou Soufa, les laves, les brèches, les pyroclastites et les tufs ont tous subi une argilitisation poussée. Même à l'échelle du massif d'El Aouana, la majorité des formations magmatiques, non minéralisées, ont subi des altérations de degrés et de type différents (voir chapitre III).

Donc, la morphologie du minerai de gisement de l'Oued El Kebir consiste à des amas sulfurés massifs, enracinés dans des formations volcano-sédimentaires, qui reposent sur un ensemble de stockwork. Cette allure du minerai de gisement d'Oued El Kebir rappelle celle du gisement zincifère d'Oued Amizour étudié récemment par [Lekoui \(2019\)](#). Il s'agit de gîtes épigénétiques faisant partie du groupe VHMS.

### **V.3 Généralités sur les sulfures massifs volcanogènes**

#### **V.3.1 Historique des VMS**

Les recherches sur les sulfures massifs volcanogènes ont beaucoup progressé au cours du dernier siècle. La première hypothèse de précipitation de métaux sur des fonds sous-marins à partir de vapeurs volcaniques a été émise à partir de l'observation des dépôts des fumerolles et sources chaudes des volcans italiens. Des hypothèses similaires ont été émises pour les gîtes de type Kuroko au Japon ([Ohashi, 1919](#)). En revanche, l'idée d'exhalatif-volcanogène ne fut acceptée par la communauté scientifique internationale que vers la moitié du 20ème siècle ([Jébrak & Marcoux, 2008](#)).

La distinction entre les différents types d'amas apparaît dans les années 1970, notamment par une séparation fondamentale entre les amas Cu-Zn de type Chypre (mafique), associés à des basaltes tholéiitiques de ride océanique, et les amas Cu-Zn-Pb de type Kuroko (bimodal felsique), liés à un magmatisme rhyolitique d'arc insulaire en contexte distensif. La liaison entre les types d'amas et les sites géodynamiques en a été une conséquence immédiate. Le facteur principal de la formation des amas était le lessivage des roches encaissantes par des fluides marins en convection (Parmentier & Spooner, 1978 ; Scott, 1997). On s'oriente actuellement vers une réévaluation du rôle des fluides magmatiques dans l'apport métallique (Jébrak & Marcoux, 2008).

Les amas sulfurés volcanogènes (VMS) ont été exploités tout d'abord pour le soufre transformé en acide sulfurique, comme par exemple les grands amas de la province Sud-Ibérique au XIX<sup>ème</sup> siècle. Aujourd'hui, seule la Chine continue ce type de production (4 Mt de soufre). L'importance des minéralisations des gisements de type VMS est considérable sur le plan économique (peut dépasser 100 Mt de minerai). Ces gisements correspondent à 5% de la production mondiale de cuivre et à 50% de la production mondiale de zinc.

### **V.3.2 Définition et morphologie**

Les corps de minerai sulfurés sont définis par Ward (1966) comme une masse unique d'au moins 1000 pieds carrés (1p ~ 0.3 m), contenant 50-80% pour volume de minéraux métalliques. Les sulfures massifs et particulièrement les sulfures massifs volcanogènes (SMV) ou *volcanic massif sulfide (VMS)* nommés aussi *volcanic-hosted massive sulfides (VHMS)*, *volcanic associated massive sulfide (VAMS)*, ou *volcanic-sedimentary hosted massive sulfide (VSHMS)* consistent à des lentilles de sulfures massifs qui ont été formés sur ou proximité du plancher océanique, par la circulation des fluides hydrothermaux métallifères (ex : Franklin *et al.*, 1981 ; Large, 1992 ; Large *et al.*, 2001 ; Franklin *et al.*, 2005 ; Galley *et al.*,

2007). Ces dépôts sont communément polymétalliques (Zn, Pb, Cu, Au, Ag) ; c'est surtout l'assemblage Cu-Pb-Zn et de son encaissant à dominance volcanique, principal facteur de définition des VMS, qui les différencie des sulfures massifs encaissés dans les roches sédimentaires c'est-à-dire sédiments exhalatifs (SEDEX) et bien d'autres concentrations de type sulfures massifs. De façon simplifiée, un gisement de sulfures massifs volcanogènes se présente généralement sous la forme d'une épine de filonnets minéralisés discordante surmontée d'un chapeau stratiforme de sulfures massifs (Fig. V.5).

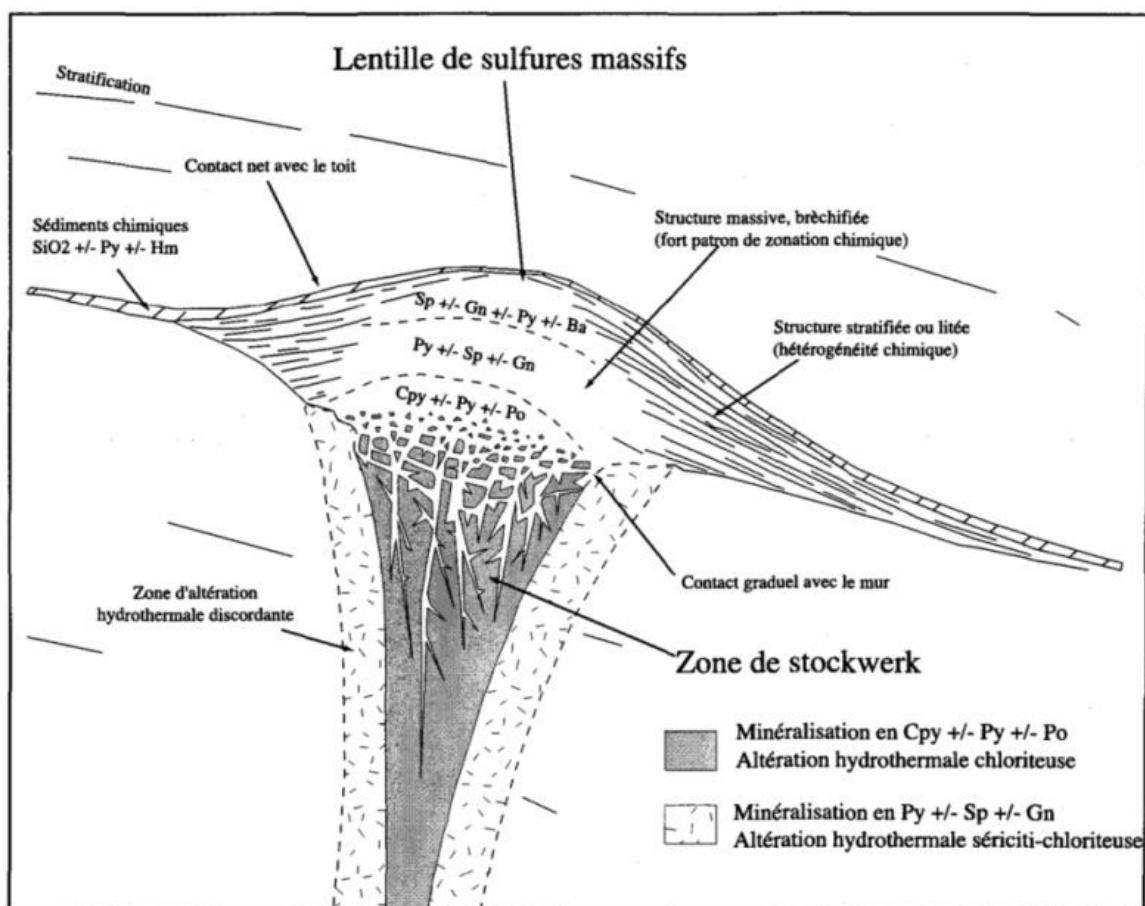


Fig. V.5. Caractéristiques essentielles d'un dépôt idéalisé de sulfures massifs volcanogènes (Lydon, 1984 ; modifié)

### V.3.3 Classification des amas sulfurés volcanogènes

Les amas sulfurés volcanogènes (VMS) sont regroupés selon la teneur en métaux de base, la teneur en or et la lithologie de la roche-hôte.

### Classification des VMS selon la teneur en métaux de base

La classification des VMS basée sur les métaux de base utilisée par Franklin (1981) et affinée par Large (1992) et Franklin (1996) est certainement la plus connue. Les VMS sont divisés en 3 groupes en fonction de leur contenu en ces 3 métaux : Cu-Zn, Zn-Cu et Zn-Pb-Cu (Fig. V.6).

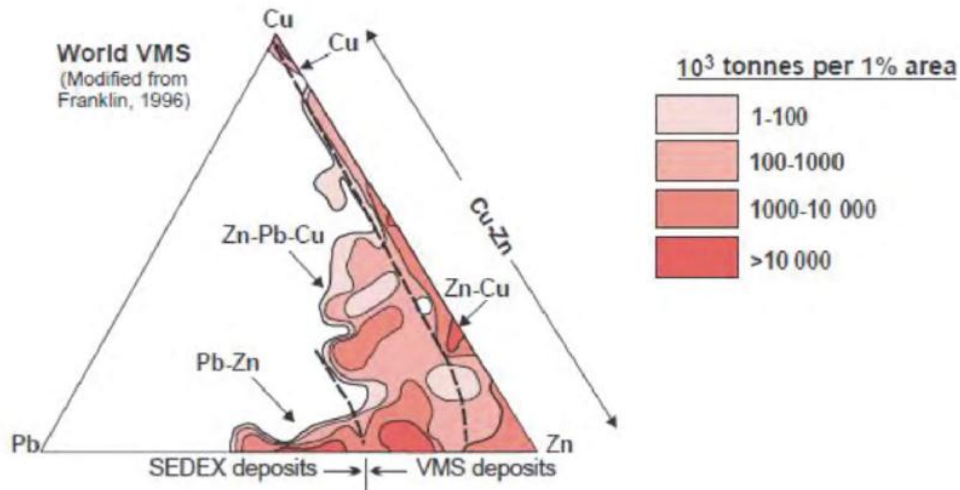


Fig. V.6. Classification des amas sulfurés volcanogènes mondiaux selon la teneur en métaux de base (Galey *et al.*, 2007).

### Classification des VMS selon la teneur en or

La classification selon la teneur en or a été établie à partir d'une définition simple émise par Poulsen & Hannington (1995) : les VMS normaux contre les VMS riches en or (Fig. V.7). La teneur en or de ces gisements dépend de la profondeur de l'eau, de l'état d'oxydation, de la température des fluides déposant le métal et de la possible contribution magmatique (Hannington *et al.*, 1999).



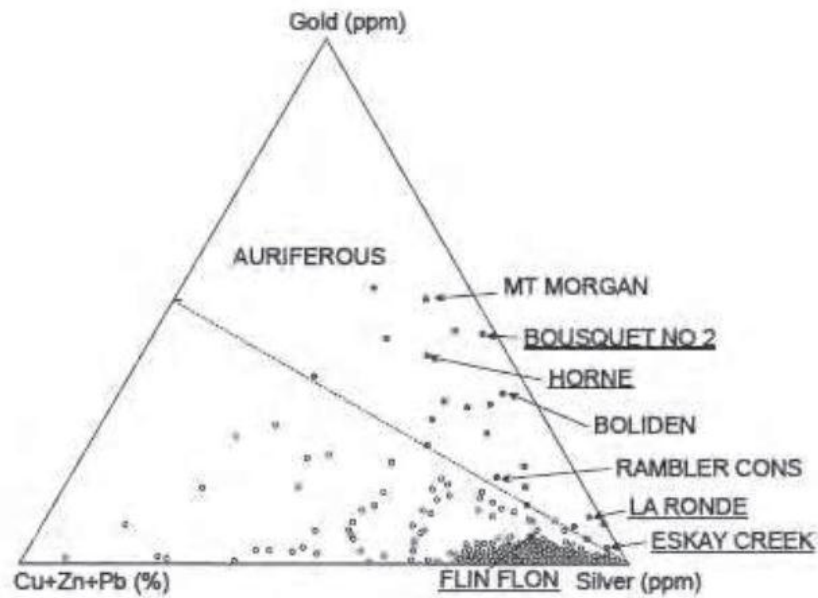


Fig. V.7. Classification des VMS basée sur leur contenu relatif en métaux de base (Cu + Zn + Pb) en fonction de leur contenu en métaux précieux (Au, Ag) (Hannington *et al.*, 1999).

#### ***Classification des VMS selon la lithologie de la roche-hôte***

La classification en fonction de la lithologie de la roche hôte, qui comprend toutes les couches (strates) dans une succession caractéristique d'un événement de temps stratigraphique (Franklin *et al.*, 2005) a été suggérée par Barrie & Hannington (1999), puis modifiée par Franklin *et al.* (2005). Les VMS sont donc divisés en 5 groupes différents (Franklin *et al.*, 2005) :

##### **➤ VMS de type bimodal-mafique**

Les VMS de type bimodal mafique sont généralement trouvés dans les zones d'arcs insulaires ou continentaux. Ces gisements à Cu-Zn se sont mis en place à des profondeurs supérieures à 500 m (Morton & Franklin, 1987) en association avec des roches mafiques (au moins 50%). Ils se construisent sur un plancher océanique en subduction. Ces dépôts sont alors associés à des séquences dominées par les basaltes avec moins de 25% de roches volcaniques felsiques (Franklin *et al.*, 2005). Une intrusion sub-volcanique est présente et pourrait être le moteur thermique à l'origine

de la circulation des fluides hydrothermaux. On peut citer comme exemple les provinces de Noranda (Canada) et d'Oural.

La minéralisation des VMS de type bimodal mafique est polymétallique et s'exprime principalement sous forme de lentilles (Franklin *et al.*, 2005) (Fig. V.8) contenant plus de 60% de sulfures (Lydon, 1988). La minéralisation principale est composée de métaux de base (Cu-Zn-Pb) et de métaux précieux (Ag-Au) (Galley *et al.*, 2007). Ainsi, les principaux minéraux présents sont la pyrite, la chalcopryrite, la sphalérite, la galène et la pyrrhotite. Il peut également y avoir présence de magnétite, d'hématite, de cassitérite et plus rarement de bornite ou de sulfosels (Lydon, 1988).

Au niveau mondial, les VMS de type bimodal mafique représentent un tonnage total de 1,44 Gt. Pour les 284 gîtes répertoriés à ce jour, le tonnage moyen est de 5,1 Mt. Les teneurs moyennes sont approximativement de 1,8% de cuivre, 4% de zinc, 0,7% de plomb, 40 g/t d'argent et 1,5 g/t d'or (Galley *et al.*, 2007).

#### ➤ **VMS de type mafique**

La minéralisation des VMS de type mafique est trouvée principalement sous forme de lentilles qui s'étalent à l'horizontale (Franklin *et al.*, 2005) (Fig. V.8). Le type mafique est encaissé dans une séquence comprenant plus de 75 % de roches mafiques, moins de 1% de roches volcaniques felsiques et environ 10% de roches ultramafiques et silicoclastiques. La minéralisation est riche en cuivre, pauvre en plomb et se serait formée dans un environnement ophiolitique près de rides océaniques, dans des milieux d'arrière-arcs matures, des zones de supra-subduction ou des environnements d'arcs naissants (Barrie & Hannington, 1999).

Ces gisements présentent une zonalité verticale très nette, de la profondeur vers la surface. La zone de stockwerk à chalcopryrite, sphalérite est disséminée en

profondeur et plus fissurale vers la surface. Celle-ci est surmontée par une zone siliceuse à Au et Cu (remplacement), à fragments de pyrite dans une matrice à calcédoine. Enfin, au sommet, se forment des constructions hydrothermales (Jébrak et Marcoux, 2008). On peut citer comme exemple les gisements de Chypre et d'Oman.

Au niveau mondial, les VMS de type mafique représentent un tonnage total de 0,18 Gt. Pour les 62 gîtes répertoriés à ce jour, le tonnage moyen est de 2,8 Mt. Les teneurs moyennes sont approximativement de 2% de cuivre, 2% de zinc, 0.2% de plomb, 20 g/t d'argent et 2,5 g/t d'or (Galley *et al.*, 2007).

➤ **VMS de type mafique silicoclastique (pélitique mafique)**

La minéralisation des VMS de type pélitique mafique se trouve sous forme de lentilles stratiformes ou d'un amas massif à semi-massif (Franklin *et al.*, 2005) (Fig. V.8). Les environnements tectoniques susceptibles d'abriter les gîtes de type pélitique mafique sont les rifts de marges continentales, les bassins d'arrière-arc et les rifts intracontinentaux (Slack, 1993). La minéralisation de ces gîtes est composée de pyrite, de pyrrotite, de chalcopyrite, de sphalérite avec des quantités minimales de galène, d'arsénopyrite, d'or et d'électrum (Slack, 1993). On peut citer comme exemple le gisement de Besshi (Japon).

Au niveau mondial, les VMS de type mafique silicoclastique (pélitique mafique) représentent un tonnage total de 1,24 Gt. Pour les 113 gîtes répertoriés à ce jour, le tonnage moyen est de 11 Mt. Les teneurs moyennes sont approximativement de 1,75% de cuivre, 2% de zinc, 1,75% de plomb, 20 g/t d'argent et 1 g/t d'or (Galley *et al.*, 2007).

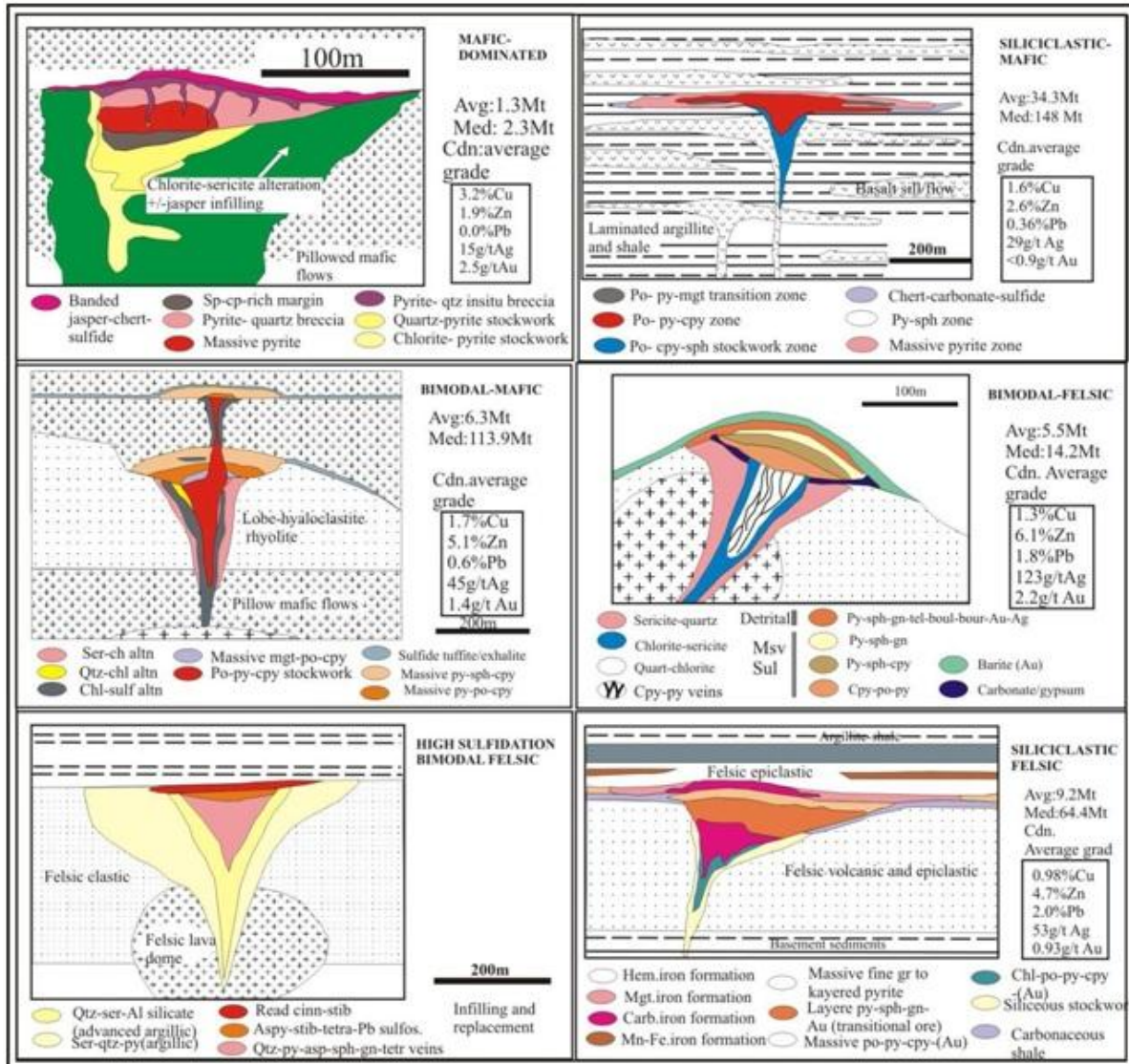


Fig. V.8. Classification lithologique des gisements types VMS par Barrie & Hannington (1999).

➤ **VMS de type bimodal felsique**

La minéralisation des VMS de type bimodal felsique se trouve sous forme de lentilles (Franklin *et al.*, 2005) (cf. Fig. V.8). Ces gisements sont liés à des environnements d'arcs volcaniques matures associés à des zones de subduction océan-continent. Les gisements associés à un volcanisme bimodal, marquant un contexte d'arrière arc associé à des dômes felsiques à cuivre, zinc, parfois or, sont mis en place au voisinage de la surface. Les gîtes regroupés dans le type bimodal-felsique sont encaissés dans un empilement comprenant plus de 50% de roches volcaniques

felsiques et moins de 15% de roches silicoclastiques. Le reste est représenté par des roches volcaniques et intrusives mafiques. Ce type de minéralisation contient une quantité importante de zinc, de plomb, de cuivre et d'argent (Barrie & Hannington, 1999). On peut citer comme exemple le gisement de Kuroko (Japon).

Au niveau mondial, les VMS de type bimodal felsique représentent un tonnage total de 1,34 Gt. Pour les 255 gîtes répertoriés à ce jour, le tonnage moyen est de 5,2 Mt. Les teneurs moyennes sont approximativement de 1,5% de cuivre, 5,5% de zinc, 1,5% de plomb, 100 g/t d'argent et 2 g/t d'or (Galley *et al.*, 2007).

#### ➤ **VMS de type silicoclastique felsique**

La minéralisation des VMS de type silicoclastique felsique se trouve sous forme de lentilles formant un monticule en relief (Franklin *et al.*, 2005) (cf. Fig. V.8). Ces gisements apparaissent généralement dans tous les contextes de volcanisme sous-marin, en particulier dans les arcs insulaires, les prismes d'accrétion ou les bassins d'arrière arc. Les gîtes du type silicoclastique felsique sont composés de séquences comprenant environ 80% de roches sédimentaires dominées par des roches volcaniques felsiques et des sédiments silicoclastiques et le reste est constitué de roches felsiques. Ce type de gisement présente un faible contenu en cuivre et un fort contenu en plomb par rapport aux autres métaux (Franklin *et al.*, 2005).

Le minerai massif (>50% de sulfures) montre fréquemment une zonalité, avec de la chalcopyrite et de la pyrrhotite à la base et un minerai plus lité avec de la pyrite, de la sphalérite et de la galène au sommet, passant à des sédiments parfois graphiteux. La magnétite peut être abondante, souvent tardive. L'or se situe à la base ou au sommet des amas, souvent avec la silice (Hutchinson, 1990). L'argent est parfois abondant. La racine

épigénétique est constituée de fillonnets de sulfures dans une zone fortement altérée. On peut citer comme exemple la province Sud-Ibérique et le gisement de Bathrust (Canada).

Au niveau mondial, les VMS de type silicoclastique felsique représente un tonnage total de 2,6 Gt. Pour les 97 gîtes répertoriés à ce jour, le tonnage moyen est de 23,7 Mt. Les teneurs moyennes sont approximativement de 1% de cuivre, 4% de zinc, 1,75% de plomb, 90 g/t d'argent et 1 g/t d'or (Galley *et al.*, 2007).

Le tableau V.1 résume les différents critères de classification des sulfures massifs volcanogènes selon Franklin *et al.* (1997).

Type de Gisement	Bimodal-mafique dominant	Bimodal-felsique dominant	Ophiolite	Mafique-sédimentaire associé	Bimodal-sédimentaire dominant
<b>Environnement</b>	Arc volcanique primitif	Arc volcanique mature	Fond océanique	Rift continentaux et océaniques	Arc continental
<b>Lithologies dominantes</b>	>50% volc. mafiques >3% volc. felsiques	>50% volc. felsiques <15% sédiment	>75% volc. mafiques <1% volc. felsiques	Rapport égal entre roches mafiques et turbidites terrigènes	Rapport égal entre roches volcaniques et roches sédimentaires
<b>Encaissant immédiat</b>	Felsique calco-alcalin	Felsique calco-alcalin	Mafique tholéiitique	Sédiment	Felsique calco-alcalin
<b>Exemple classique</b>	Camp Noranda, Qc Camp Flin-Flon, Ma	Hokuroku, Japon	Mine Potter, On Troodos, Chypre	Besshi, Japon	Camp Bathurst, Nb Ceinture Ibérienne
<b>Minéralogie et taille</b>	Riche en Cu	Plus riche en Zn, Ag fort tonnage	Riche en Cu et pauvre en Pb	Riche en Cu, Pb fort tonnage	Les plus gros SMV faible Cu, haut Pb
<b>Période d'abondance</b>	Archéen tardif à PaléoProtérozoïque	Archéen jusqu'à Phanérozoïque	Exclusivement Phanérozoïque	MésoProtérozoïque et plus jeune	Exclusivement Phanérozoïque

Tab. V.1. Classification des sulfures massifs volcanogènes selon la nomenclature de Franklin *et al.* (1997).

### V.3.4 Formation des Amas Sulfurés Volcanogènes

Le mode de formation des VMS est semblable pour tous les types (Galley *et al.*, 2007). Leurs différences au niveau lithostratigraphique, n'ont pas d'influence sur les processus de formation et les étapes restent les mêmes : apparition d'une cellule de convection, construction d'une cheminée hydrothermale à proximité d'une dorsale océanique et enrichissement en métaux (Galley, 1993).

Les dorsales sont des zones de fortes activités volcaniques, conséquences directes des phénomènes d'accrétion et d'extension observés au niveau des plaques tectoniques. Le magma remonte et forme des chambres magmatiques à quelques kilomètres de profondeur. C'est à ce niveau que se forme la nouvelle croûte océanique (Wilson, 1993). Lors du refroidissement du magma, celui-ci se rétracte et fragilise la croûte océanique en créant des fissures par lesquelles pénètre l'eau de mer. Cette eau se réchauffe en s'approchant des chambres magmatiques, s'acidifie et dissout des constituants basaltiques (Lydon, 1996). Le fluide acide (pH = 2 à 3), à environ 350°C (CNRS), remonte rapidement jusqu'au plancher océanique, chargé de métaux (fer, zinc, manganèse, plomb et cuivre) et d'éléments réduits (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) et caractérisé par une anoxie marquée. Son contact avec l'eau de mer à 2°C provoque la précipitation des minéraux, en fonction de leur stabilité dans les conditions physico-chimiques rencontrées, qui s'accumulent autour des sorties de fluide, formant ainsi des cheminées noires s'élevant en structures concentriques pouvant atteindre 20 mètres de hauteur par lesquelles l'eau chaude continue à sortir (Haase *et al.*, 2009 ; Perkins, 2001).

La composition du fluide, sa température et son débit sont variables en fonction du niveau de dilution de l'eau de mer au niveau de la sortie. Elle peut donc différer entre les sources d'un même site et entre des sites différents.

On distingue plusieurs catégories de sources hydrothermales en fonction de la composition du fluide hydrothermale :

- 1) Les émissions diffuses, qui sont des suintements d'eau et de gaz dissous dont la température varie de 3 à 50°C. Les métaux et sulfures y sont présents en très faibles concentrations ;
- 2) Les fumeurs blancs (ou fumeurs gris), qui sont des sources hydrothermales en cheminée, qui rejettent du sulfate de calcium à des températures variant entre 200 et 300°C ;
- 3) Les fumeurs noirs, qui ont une structure en cheminée, mais rejettent des sulfures métalliques, et ce à des températures comprises entre 300 et 400°C sur l'axe des dorsales.

#### V.4 Etude des minéralisations d'Oued El Kebir

L'étude métallogénique de la minéralisation d'Oued El Kebir a été basée sur l'observation macroscopique et microscopique des échantillons récoltés. Macroscopiquement, les minéralisations sont compactes, de texture massive ce qui leur renferment l'aspect homogène (Fig. V.9). Les principaux sulfures reconnaissables sont la chalcopyrrite, la pyrite, la galène et la sphalérite.

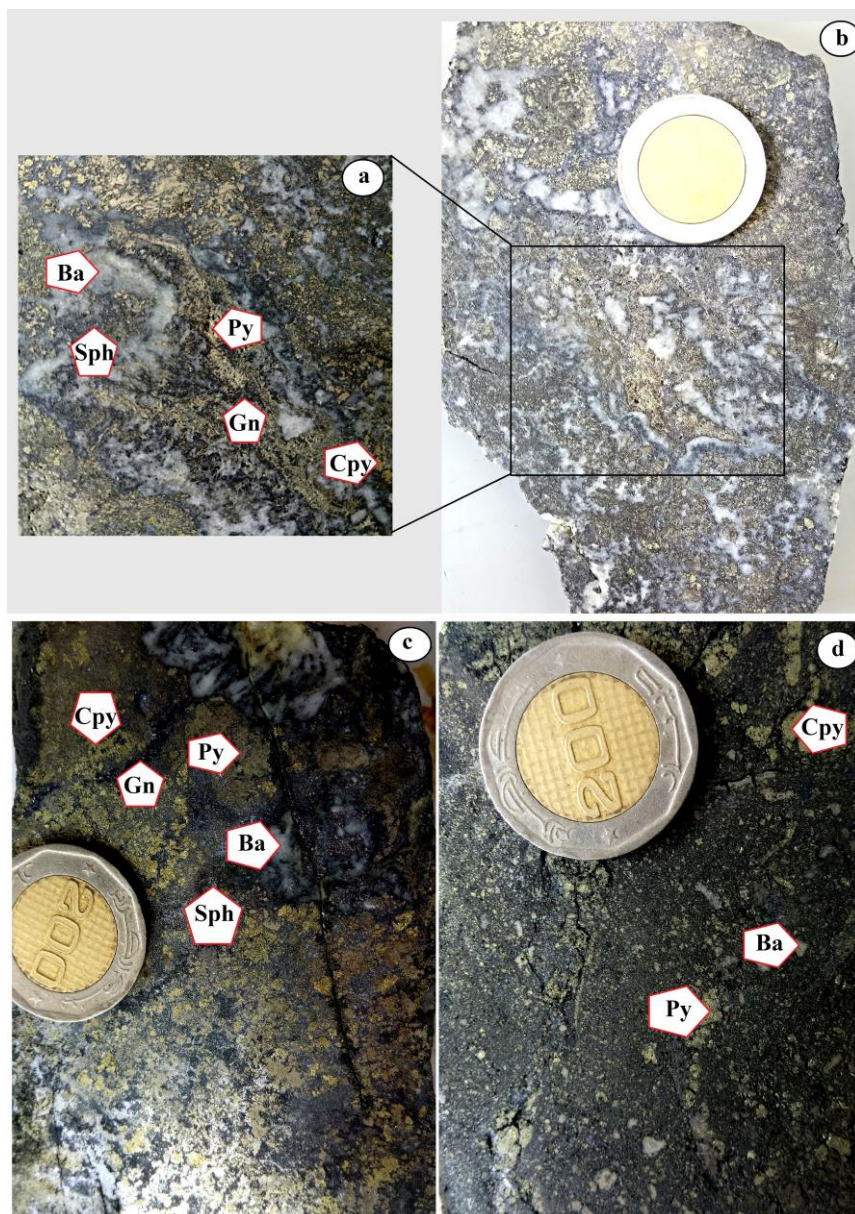


Fig. V.9. Aspect macroscopique des échantillons minéralisés du gisement de l'Oued El Kebir montrant la texture massive de la minéralisation (a, b, c et d). Ba : barytine ; Cpy : chalcopyrrite ; Gn : galène ; Py : pyrite ; Sph : sphalérite.



#### **V.4.1 Description microscopique**

Une série de vingt lames polies ont été étudiée plus particulièrement en vue de déterminer les textures primaires et la paragenèse de la minéralisation de sulfures. Outre les sulfures reconnaissables macroscopiquement, c'est-à-dire la chalcopryrite, la pyrite, la galène et la sphalérite, on note la présence d'autres sulfures tels que la marcassite et le cuivre gris. Le minerai est composé par ordre d'abondance de : marcassite - pyrite - chalcopryrite - galène - sphalérite - cuivre gris. La gangue est principalement représentée par de la barytine.

L'examen microscopique montre que la paragenèse du minerai comprend : pyrite, marcassite, galène, sphalérite, chalcopryrite et cuivre gris, barytine. La proportion de ces minéraux varie d'une section à une autre. Les sulfures, constitués de pyrite et de marcassite, représentent 50 à 70% de la minéralisation.

#### ***Les sulfures***

##### **➤ *La marcassite***

La marcassite semble abondante dans toutes les sections. Ce minéral se forme pendant le stade à cuivre. Elle apparaît en agrégats, en prismes aplatis et en masse concrétionnées (Fig. V.10) ce que nous conduit de penser à deux générations de marcassite : la marcassite I est représentée par des prismes aplatis souvent accolés tandis que la marcassite II est concrétionnée et se présente en grandes quantités dans quelques sections. La présence de la marcassite dans la paragenèse à chalcopryrite peut être utilisée comme indication de formation à une température  $<240^{\circ}\text{C}$  et à partir d'un fluide légèrement acide (Marowchick & Barne, 1986).

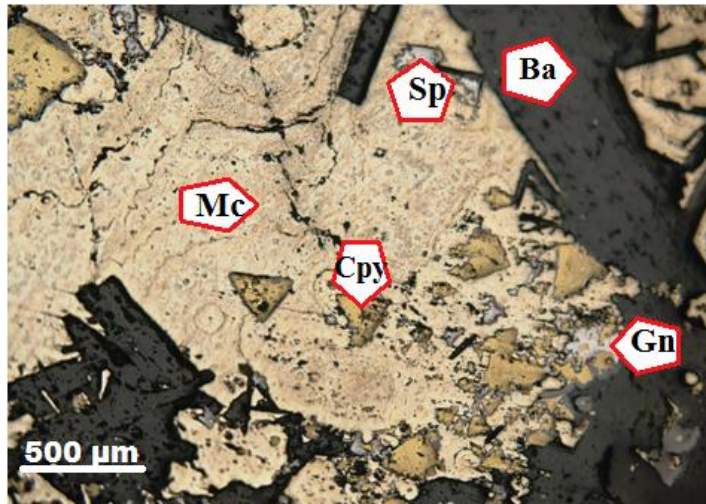


Fig. V.10. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la présence de la marcassite en masse concrétionnée. Ba : barytine ; Cpy : chalcopyrite ; Gn : galène ; Mc : marcassite ; Sp : sphalérite.

➤ *La pyrite*

La pyrite se présente en grains fins à grossiers (200 µm), disséminée à semi-massive. Elle présente des plages de 1 à 2 mm (Fig. V.11) et se trouve également dispersée dans les plages de chalcopyrite. La pyrite forme avec la marcassite un réseau d'allure stockwork. Il semble que ces deux minéraux représenteraient des phases précoces. Quelques sections montrent le remplacement pénétratif de la pyrite par la chalcopyrite (Fig. V.12). La pyrite présente au moins deux générations.

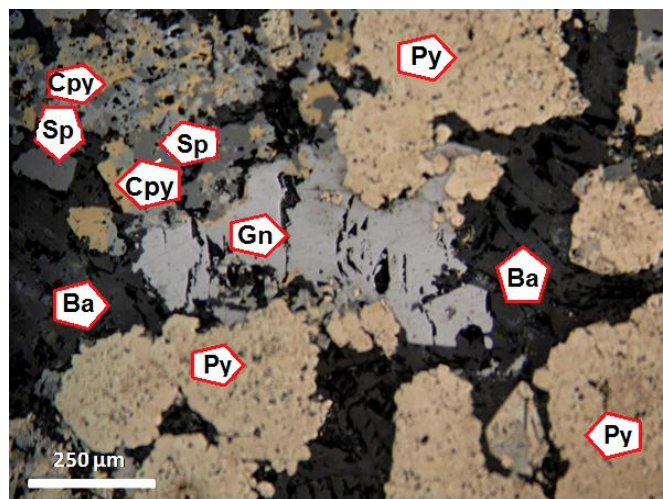


Fig. V.11. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant de gros cristaux de pyrite. Ba : barytine ; Cpy : chalcopyrite ; Gn : galène ; Sp : sphalérite.

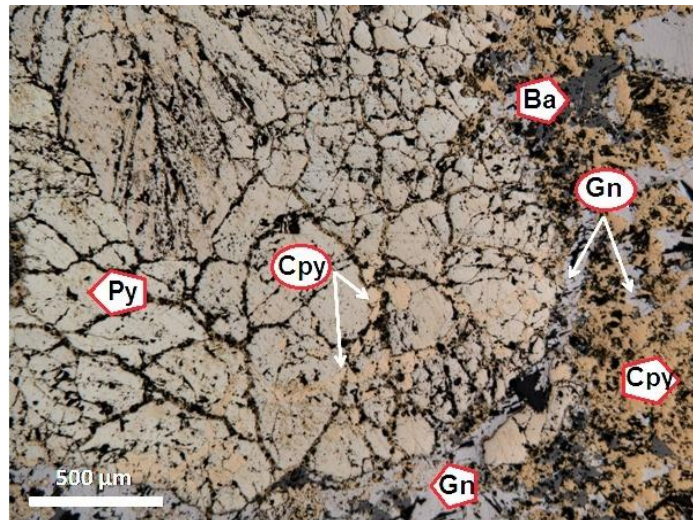


Fig. V.12. Photomicrographie montrant le remplacement pénétratif de la pyrite par la chalcopryrite. La galène elle recoupe les deux. Ba : barytine ; Cpy : chalcopryrite ; Gn : galène ; Py : pyrite.

### ➤ *La chalcopryrite*

La chalcopryrite est bien cristallisée. Elle est de texture massive dans les gros espaces (Fig. V.13). Elle se trouve sous forme de cristaux prismatiques et contient parfois des inclusions de cuivre gris et se présente également dans les fractures et dans les vides (Fig. V.14). Elle paraît quelques fois remplacer de la pyrite et se présente comme un minéral de remplacement de phases précoces. La chalcopryrite remplace généralement les sulfures de fer (majoritairement la marcassite). Elle est succédée par la sphalérite puis par la galène I.

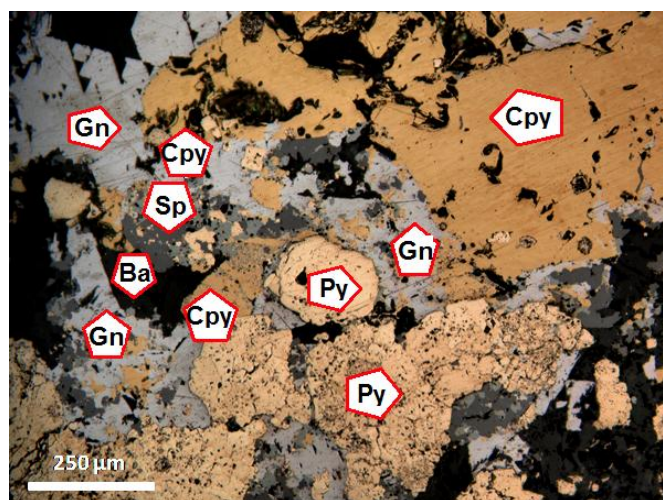


Fig. V.13. Photomicrographie en LN montrant la texture massive de la chalcopryrite. Ba : barytine ; Cpy : chalcopryrite ; Gn : galène ; Py : pyrite ; Sp : sphalérite.

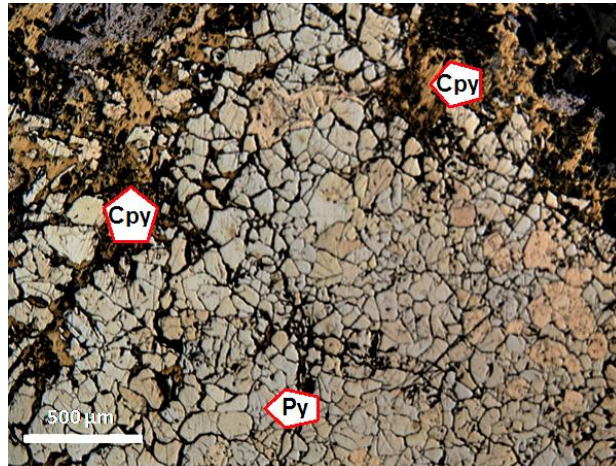


Fig. V.14. Photomicrographie en LN montrant la chalcopirite également dans les fractures et dans les vides. Cpy : chalcopirite ; Py : pyrite.

### ➤ *La galène*

La galène est parmi les sulfures réponsus dans ces sections, distinguée par ces clivages caractéristiques sous forme d'arrachements triangulaires. Elle se présente majoritairement sous forme de plages et contient fréquemment des inclusions de cuivre gris. La galène présente deux générations : elle se trouve le plus souvent seule en formant des plages millimétriques (Fig. V-15) et lorsqu'elle est présente en petites quantités, elle cimente de la chalcopirite et de la sphalérite (galène I), comme elle peut se déposer dans les espaces entre les cristaux prismatiques de barytine (galène II).

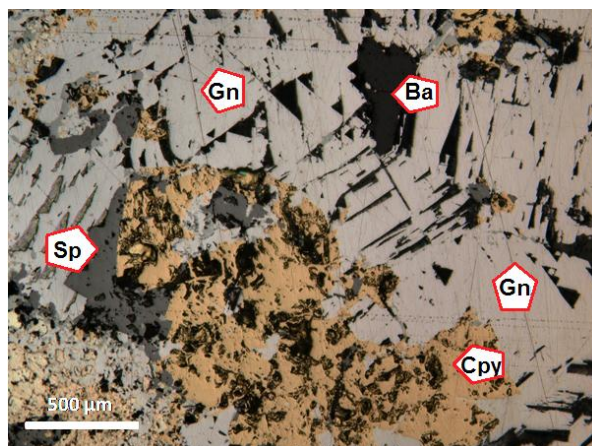


Fig. V.15. Photomicrographie en LN montrant la galène cristalline en plage larges cimentant la sphalérite et la chalcopirite. Ba : barytine ; Cpy : chalcopirite ; Gn : galène ; Sp : sphalérite.

➤ **La sphalérite**

La sphalérite est le sulfure le moins abondant dans ces sections (<1%). Elle est intimement liée à la galène I. La sphalérite se présente généralement sous forme de grains xénomorphes isolés, en auréoles au tour de certains cristaux prismatiques de chalcopryrite (sphalérite I) comme elle peut se former dans les espaces inter-cristallins de cette dernière (Sphalérite II) (Fig. V.15). Elle se trouve également disséminée dans la barytine. Le couple sphalérite-galène est post- chalcopryrite et il semble que les deux sont co-génétiques.

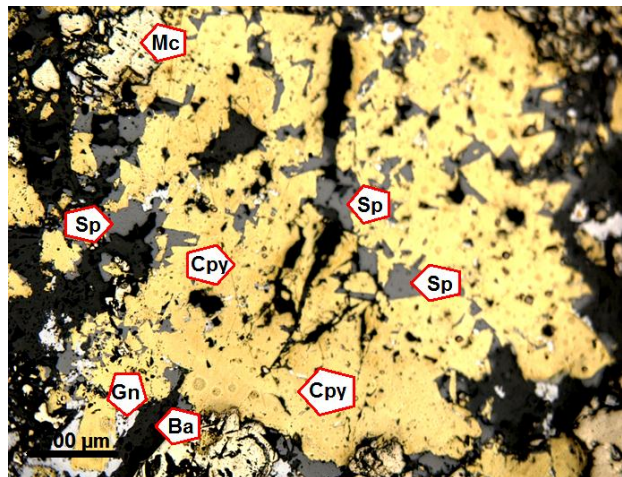


Fig. V.16. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la formation de la sphalérite dans les espaces inter-cristallins de la chalcopryrite. Ba : barytine ; Cpy : chalcopryrite ; Gn : galène ; Mc : marcassite ; Sp : sphalérite.

➤ **Le cuivre gris**

Le cuivre gris est peu abondant. Il prend une couleur naturelle blanc gris et se distingue de la galène par son pouvoir réflecteur plus faible. Ce minéral se présente le plus souvent en inclusions dans la chalcopryrite et dans la galène et plus rarement sous forme de petites plages xénomorphes (Fig. V.17).

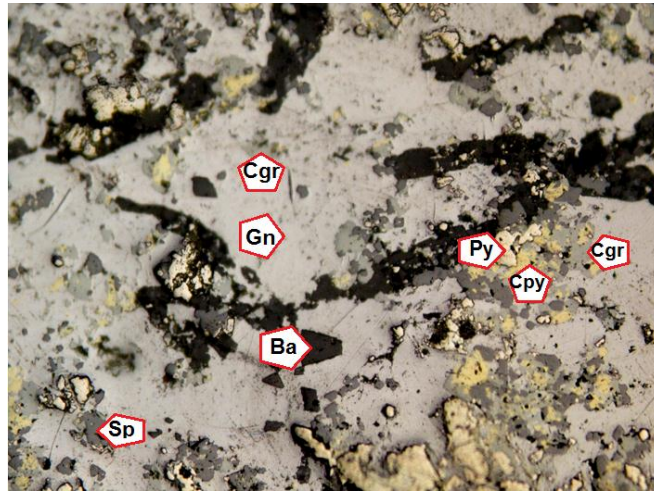


Fig. V.17. Photomicrographie en lumière réfléchie naturelle montrant la présence de cuivre gris en inclusions dans la galène. Ba : barytine ; Cpy : chalcopyrite ; Cgr : cuivre gris ; Gn : galène ; Py : pyrite ; Sp : sphalérite.

### **Minéraux de gangue (barytine)**

Les sulfures de Cu-Pb-Zn du gisement de l'Oued El Kebir sont suivis par le dépôt de la barytine. Elle constitue le minéral de gangue essentiel de ce gisement.

La barytine est généralement prismatique, mais peut présenter également l'aspect fibroradié et présente une seule génération. Le remplacement de la barytine se fait parfois par le couple sphalérite-galène et même par les sulfures de fer de la deuxième génération (Figs. V.18 et 19).

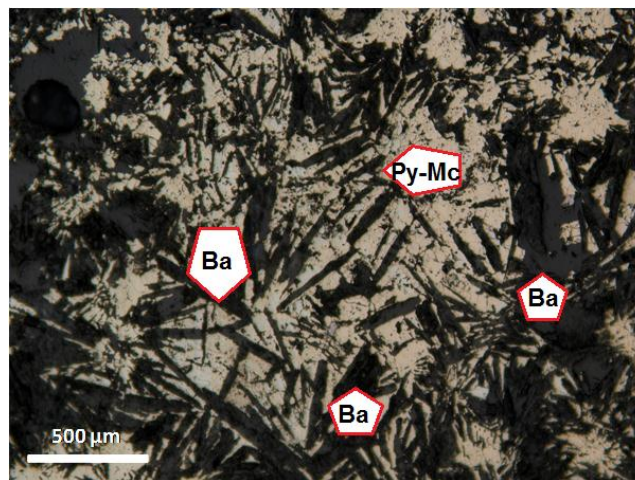


Fig. V.18. Photomicrographie en LN montrant la barytine remplacée par les sulfures de fer de la deuxième génération. Des cristaux fins tabulaires de barytine s'observent dans la phase sulfurée. Ba : barytine ; Mc : marcassite ; Py : pyrite.

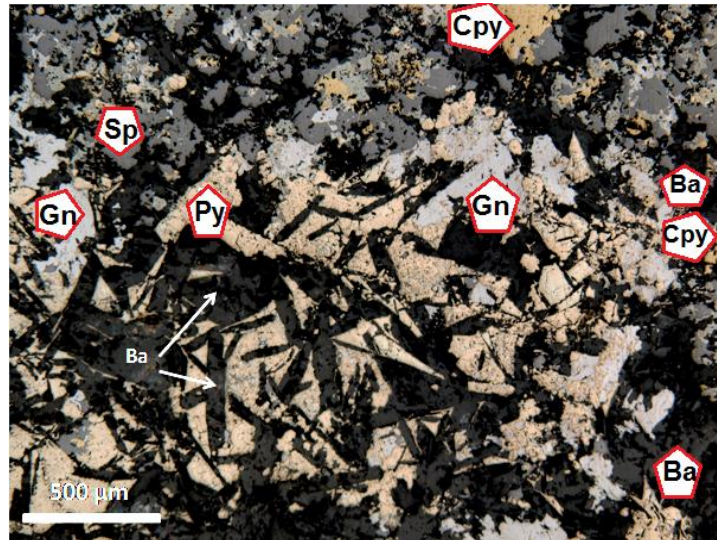


Fig. V.19. Boxwork texture de la barytine et chalcopyrite montrant le phénomène de remplacement "pseudomorphose". Ba : barytine ; Cpy : chalcopyrite ; Gn : galène ; Py : pyrite ; Sp : sphalérite.

#### V. 4. 2 Succession paragénetique

L'étude paragénetique est basée sur l'étude des relations spatiales entre les différents minéraux c'est-à-dire les textures. Dans notre cas, cette étude est basée uniquement sur les observations microscopiques. En effet, le manque d'information quant à la position des échantillons dans les corps minéralisés nous empêche de baser notre étude paragénetique sur des observations macroscopiques et de mettre en relation les résultats obtenus et la zonalité des échantillons. On a tenté d'établir une succession paragénetique (Fig. V.20) et d'identifier deux stades de minéralisation.

Minéraux	Stade I		Stade II
Pyrite	██████████	Fracturation	██████████
Chalcopyrite	██████████		██████████
Cuivre gris	-		-
Sphalérite	██████████		██████████
Galène	██████████		██████████
Marcassite	-		-
Barytine			██████████

Fig. V.20. Succession paragénétique des minéralisations d'Oued El Kebir.

## V.5 Est-il le gisement d'Oued El Kebir de type Kuroko ?

### V.5.1 Les principales caractéristiques des dépôts kuroko

Les corps de minerai kuroko sont typiquement situés sur les flancs de dôme de rhyolite blanchâtre comme ils peuvent être encaissés dans les séquences de tufs volcaniques. Dans les deux cas, le corps de minerai principal est constitué de minerais massif, sulfuré et stratiforme jouxtant un minerai de stockwork ; le premier correspond à une minéralisation syngénétique formée sur le fond des océans tandis que le stockwork représente une minéralisation disséminée et fissurale dans les roches préexistantes.

La composition minéralogique de ces dépôts est représentée principalement par la pyrite, la chalcopyrite, la sphalérite, la galène, tétrahédrite- tennantite, la barytine et le quartz. De faibles quantités de minéraux aurifères et argentifères sont présentes aussi bien que d'autres minéraux mineurs (Urabe, 1974). Les gisements de ce type montrent généralement une zonalité de minéraux verticale. La variation typique des assemblages minéralogiques dans l'ordre croissant est : pyrite - chalcopyrite - quartz (Keiko ou siliceous ore) dans la partie de stockwork ; pyrite-chalcopyrite (oko ou minerai jaune) dans la partie inférieure du minerais



massif et sphalérite - galène - tétrahédrite - barite (kuroko ou minerai noir) dans la partie supérieure du même minerai. La barytine se concentre dans la partie supérieure du minerai massif. L'or et l'argent peuvent exister dans la zone du minerai noir. Des masses de gypse-anhydrite existent dans ces gisements. Leur relation spatiale avec les corps sulfurés s'exprime comme suit : 1) la masse de gypse est à côté du corps sulfuré, recouverte partiellement par le minerai noir ; 2) la masse de gypse est entre les deux corps de sulfures massifs et de stockwork ; 3) le corps de gypse est le constituant le plus dominant dans l'unité de gisement où les minéraux sulfurés peuvent être concentrés dans la partie supérieure.

De point de vue conditions de dépôts, d'après les données de mesures réalisées sur les inclusions fluides contenues dans certains minéraux (quartz, barytine et sphalérite) que ce soit du corps de sulfures massifs ou de la zone à stockwork, la majorité des dépôts Kuroko ont été formés à des températures qui varient entre 200 à 250 °C (Sato, 1969 ; Lambert & Sato, 1974 ; Tokunaga & Honma, 1974).

### **V.5.2 Typologie du gisement d'Oued El Kebir**

Sur la base des résultats obtenus des travaux pétrologiques, géochimiques et gîtologiques réalisés sur le gisement d'Oued El Kebir, les conclusions suivantes peuvent être retirées :

- ✓ Les formations lithologiques encaissant le gisement sont représentées par des roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique avec intercalations de fine couche de formations sédimentaires ; il s'agit des andésites, des dacites, des pyroclastites, des tufs volcaniques et des épicroclastites ;
- ✓ Ces granitoïdes sont d'affinité calco-alkaline, de caractère moyennement à fortement potassique et montrent des caractéristiques similaires à celle des granitoïdes post-collisionnel ;

- ✓ Le corps du minerai sulfuré est encaissé dans un niveau volcano-sédimentaire, représenté par des dômes de dacite, des pyroclastites et de fine couche d'épiclastites. Ces formations sont modérément à fortement argilitisées ;
- ✓ Le minerai du gisement d'Oued El Kebir consiste à un corps de sulfures massifs qui surmonte une zone de stockwork ;
- ✓ L'assemblage de minéraux contenus dans ce minerai montre une zonalité bien distincte ; il s'agit de pyrite-chalcopyrite-quartz dans la zone à stockwork, pyrite-chalcopyrite dans la partie inférieure du corps massif suivie par galène-sphalérite-barytine dans sa partie supérieure.

Ces points caractéristiques du gisement d'Oued El Kebir sont similaires à ceux du gisement d'Oued Amizour-Bejaïa et s'accordent bien avec les critères des gisements de type Kuroko. Sur ce lot, le gisement d'Oued El Kebir peut être classé comme un gisement VHMS de type Kuroko.

Le tableau ci-dessous présente une comparaison entre les différentes caractéristiques des gisements d'Oued El Kebir, Oued Amizour et les gisements de type Kuroko.

Tab. V.2. Tableau comparatif montrant les différentes caractéristiques des deux gisements polymétalliques du NE de l'Algérie et le gisement de type Kuroko.

Gisements / Caractéristiques	Oued El Kebir	Oued Amizour	Kuroko
Environnement	Arc volcanique	Arc volcanique	Arc volcanique
Lithologie dominante	Volcanique intermédiaire à felsique	Volcanique intermédiaire à felsique	Volcanique felsique
Encaissant	Dôme de dacite, formations pyroclastiques, épicroclastites	Andésites, tufs volcaniques	Dôme de rhyolite, tufs volcaniques
Affinité géochimique de l'encaissant	Calco-alkaline	Calco-alkaline	Calco-alkaline
Morphologie	Une zone à amas sulfuré et une zone basale à stockwork	Une zone à amas sulfuré et une zone basale à stockwork	Une zone à amas sulfuré et une zone basale à stockwork
Assemblage minéralogique fréquent	Pyrite, chalcopryrite, sphalérite, cuivre gris galène, marcassite, barytine et quartz	Sphalérite, pyrite, schallénblende, melnickovite, marcassite, chalcopryrite (rare), galène, calcite	Pyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène, tétrahédrite-tennantite, barytine et quartz
Type d'altération	Argilitisation	Altération propylitique et argilitisation	Altération propylitique et argilitisation

## V. 6 Origine des fluides minéralisateurs

### V.6.1 Les grands réservoirs de fluides de la lithosphère

L'identification des réservoirs sources de fluides au moyen de leurs signatures géochimiques est essentielle pour mieux comprendre les processus de migration des fluides, leurs interactions avec les roches traversées et les mécanismes nécessaires à la genèse des concentrations minérales. Selon leur localisation dans la croûte, les fluides ont des compositions et des origines variées (Cathelineau *et al.*, 2011) (Fig. V.20).

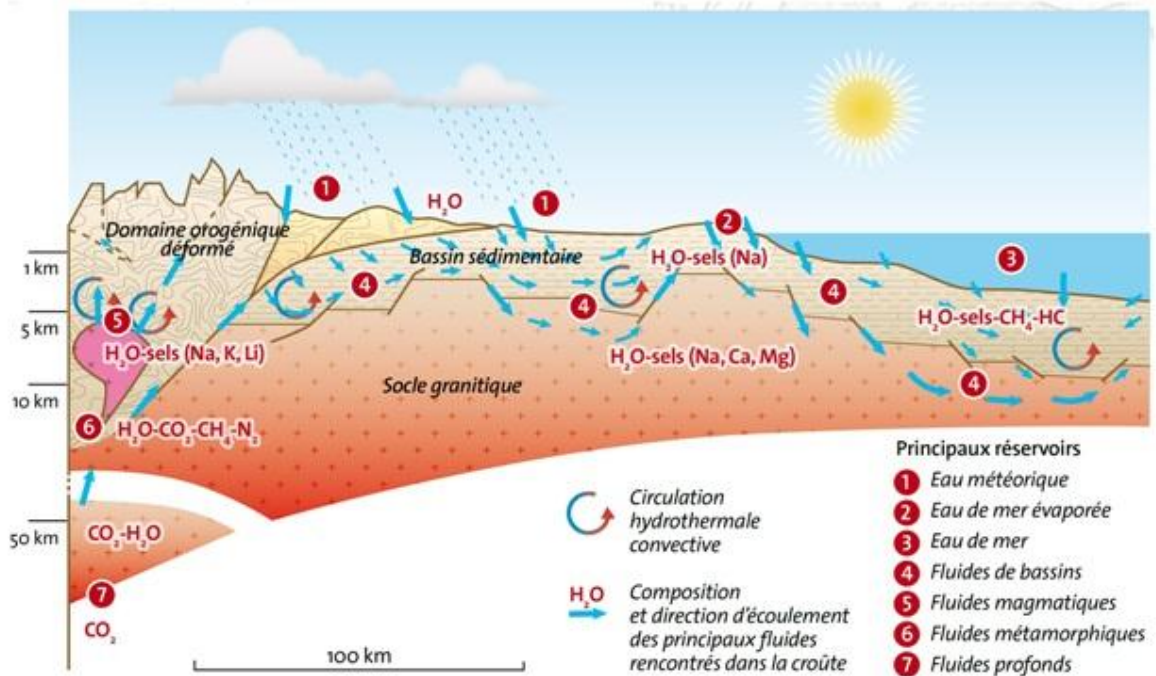


Fig. V.20. Coupe présentant les principaux réservoirs fluides, les circulations des solutions hydrothermales et leurs compositions dans la croûte terrestre (Boiron *et al.*, 2010).

### ➤ Eau météorique

Dans les tous premiers kilomètres de la lithosphère, les fluides dominants sont des fluides de recharge (1) qui percolent à partir de la surface. Ils sont relativement dilués, appartiennent au système H<sub>2</sub>O-sels (Na dominant), avec de très faibles quantités de gaz (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>). Ils sont piégés dans des conditions de pression de quelques dizaines à quelques centaines de bars et à des températures variant entre 50 et 350 °C. C'est le domaine des fluides des systèmes géothermiques actifs ou des systèmes hydrothermaux des provinces volcaniques auxquels sont associés les dépôts de métaux (Au, Ag, Cu...). Dans les niveaux superficiels, des processus d'ébullition peuvent être observés lorsque la température est élevée. L'ébullition a pour conséquence de libérer les gaz dissous dans la solution hydrothermale. Il aboutit à la précipitation des éléments restant en solution (Au, As, Sb, Ag).

### ➤ Fluides de bassins

Dans les bassins sédimentaires, les fluides (4) appartiennent au système H<sub>2</sub>O-gaz (hydrocarbures)-sels et dérivent en partie de l'eau de mer. Na, Ca et Mg sont les ions dominants de la phase liquide. La salinité est variable, car trois types de fluides peuvent interagir : i) l'eau de mer (3), ii) l'eau de recharge provenant des aquifères affleurant (1), et iii) les eaux issues de l'évaporation de l'eau de mer (2) ou des eaux piégées dans des minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite, halite, sylvite, etc.). CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, ( $\pm$  N<sub>2</sub>) et hydrocarbures trouvent leur origine dans la maturation de la matière organique présente dans les sédiments. Ces fluides sont piégés dans des conditions de pression de l'ordre de quelques centaines de bars à des températures relativement basses (50-250 °C).

➤ **Fluides magmatiques**

Les fluides hydrothermaux d'origine magmatique (5) sont issus de la séparation d'une phase fluide lors de la cristallisation de magmas. Ces fluides de moyenne à haute température (350 °C à plus de 600 °C) sont généralement enrichis en K et peuvent posséder des teneurs non négligeables en Li. Accumulés au toit des plutons, leur libération s'effectue lorsque leur pression excède la pression de confinement, provoquant d'importantes fracturations, appelées stockworks une fois minéralisées. Ces gîtes comptent parmi les plus importants gisements au monde de Cu, Mo et Au.

➤ **Fluides métamorphiques**

À plus grande profondeur (5-15 km), les fluides (6) sont généralement en équilibre avec les roches encaissantes (métamorphiques ou granitiques). Les compositions chimiques sont dominées par H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>. Les fluides sont associés au métamorphisme prograde (fluides métamorphiques où l'eau est issue

de processus de déshydratation) ou rétrograde (fluides pseudo-métamorphiques, équilibrés avec leurs encaissants). Les fluides sont piégés sous des pressions de l'ordre de 2 à 5 kbars et à des températures relativement élevées (300-500 °C). Les gîtes aurifères des cratons africains, canadiens ou australiens se sont mis en place dans ces conditions le long de grandes failles crustales.

➤ **Fluides profonds**

À quelques dizaines de kilomètres de profondeur (7), des fluides de forte densité à CO<sub>2</sub> (± H<sub>2</sub>O) sont observés. Dans des conditions réputées anhydres et peu favorables à la mise en place de minéralisations économiques, la présence d'eau et les rapports H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> dans ces fluides font l'objet de débat.

**V. 6. 2 Comparaison entre les minéralisations du gisement d'El Aouana et les autres gisements des régions l'Algérie du nord (exemple du gisement d'Oued Amizour)**

Le nord de l'Algérie est connu par la présence de roches magmatiques tertiaires, qui renferment plusieurs gisements ou indices minéralisés polymétalliques à Zn-Pb-Cu et/ ou à Cu-Au. Une étude synthétique sur les régions de M'sirda, Tifaraouine, El Aouana et Oued Amizour a été réalisée par Benali (2007). D'après cet auteur, ces régions montrent une certaine similitude ; les minéralisations sont soit de type sulfures massifs volcanogènes (Kuroko) soit de type porphyres cuprifères ou encore épithermal à Cu-Au.

Dans le but de déterminer l'origine des fluides minéralisateurs, des analyses microthermométriques ainsi que des analyses des isotopes stables réalisées sur les minéralisations du gisement d'Oued Amizour (Laouar *et al.*, 20018). Les résultats obtenus indiquent que la source majeure du soufre des sulfures est d'origine magmatique. Donc, l'origine des fluides, des minéralisations du gisement de l'Oued El Kebir, serait une origine magmatique comparable à celle des minéralisations limitrophes d'Oued Amizour (Bejaïa).

L'étude des échantillons minéralisés récoltés ainsi que la synthèse des travaux antérieurs menés sur la région avait pour but de donner une caractérisation géologique du gisement d'Oued El Kebir en précisant sa typologie ainsi que son mode de mise en place.

Le gisement d'Oued El Kebir est encaissé dans les formations volcano-sédimentaires de l'unité inférieure de Bou Soufa (pyroclastites, dôme de dacite, épicroclastites). Morphologiquement, il est constitué par 1) un amas sulfuré massif, qui constitue le corps principal de minerai, composé du bas en haut de pyrite, chalcopyrite suivies de galène, sphalérite et de barytine au sommet et 2) une zone à stockwork qui se présente par des veinules de pyrite, chalcopyrite et de quartz.

D'autre part, la nature volcanique des formations lithologiques entourant le gisement, leur caractère calco-alcalin, leur ressemblance aux granitoïdes post-collisionnel ainsi que l'allure du minerai (une zone d'amas sulfuré massif et une zone à stockwork) sont tous des critères qui nous permettent de classer le gisement d'Oued El Kebir comme un gisement VHSM de type Kuroko. Toutes ces caractéristiques sont similaires à celle observées dans le gisement d'Oued Amizour (Bejaïa).

# **Conclusion générale**



## **CONCLUSION GÉNÉRALE**

Le massif montagneux d'El Aouana s'étend sur environ 40 km<sup>2</sup> au SW de la ville de Jijel. Il est limité à l'Est par les nappes de flysch du massif de Petite Kabylie et au Sud par les nappes telliennes des Babors. Ce massif est caractérisé par l'affleurement de formations volcaniques (andésites, dacites, tufs et roches pyroclastiques) et subvolcaniques (microgranodiorites et microdiorites). Deux principales unités magmatiques peuvent être distinguées : (1) une unité volcanique inférieure composée surtout de pyroclastites et comporte les minéralisations de l'Oued El Kebir et de Bou Soufa et (2) une unité volcanique supérieure représentée par des alternances de coulées andésitiques et de formations pyroclastiques.

L'étude pétrologique, réalisée sur les différentes formations du massif d'El Aouana, montre que les roches volcaniques sont représentées par des andésites et des dacites sous forme de coulées massives, de dômes, de dykes ou de pyroclastites et tufs volcaniques. Les andésites sont composées essentiellement de plagioclase (andésine), de hornblende, de clinopyroxène et de rares cristaux d'orthopyroxène et de biotite. Les dacites sont de texture vitreuse, composées de plagioclases (andésine) et de minéraux ferromagnésiens altérés. Les microdiorites sont de texture microgrenue composées essentiellement de plagioclase (andésine), d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène et de biotite. L'apatite et le zircon figure parmi les minéraux accessoires qui existent dans ces roches. Cet assemblage minéralogique rappelle celui des granitoïdes type-I des régions avoisinantes (Chétaibi, Cap de Fer, Oued Amizour). Ces roches ont subi une altération profonde probablement hydrothermale, traduite par la présence de minéraux secondaires tels que la silice amorphe, la calcite, la séricite, la chlorite, la céladonite et les zéolites.

La composition chimique des différents faciès indique que ce sont des roches calco-alcalines moyennement potassiques. Les variations inter-éléments indiquent que ces roches ont évolué à partir d'un processus de cristallisation fractionnée accompagné d'une contamination crustale. Tous les faciès montrent un caractère métalumineux et possèdent des caractéristiques similaires à ceux des granitoïdes de type I de [Chappell & White \(1974\)](#) et des granitoïdes ACG de [Barbarin \(1999\)](#).

Les roches magmatiques d'El Aouana montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE, des anomalies négatives en Eu traduites par le fractionnement du plagioclase et des spectres des HREE sub-plats. Les spectres multiéléments montrent que la plupart des roches sont riches en éléments mobiles et présentent des anomalies négatives en Nb, P et Ti. Ces caractéristiques sont identiques à celles des granitoïdes post-collisionnels, issus d'une source mantellique métasomatisée enrichie lors d'un événement de subduction antérieur et contaminée par la croûte continentale.

D'autre part, la nature volcanique des formations lithologiques entourant le gisement, leur caractère calco-alcalin, leur ressemblance aux granitoïdes post-collisionnel, l'allure du minerai (une zone d'amas sulfuré massif et une zone à stockwork) sont tous des critères qui permettent de classer le gisement d'Oued El Kebir comme un gisement VHSM de type Kuroko, pareil au gisement d'Oued Amizour, NE de l'Algérie.

Les roches ignées d'El Aouana encaissent une minéralisation polymétallique importante au niveau de l'Oued El Kebir. Sa morphologie consiste un corps d'amas sulfurés d'ordre économique surmontant une zone à stockwork. La minéralisation principale est constituée de galène-chalcopryrite-sphalérite avec la présence de la barytine comme un minéral de gangue. Dans la zone à stockwork, la minéralisation est représentée par la pyrite-chalcopryrite- quartz, disséminés ou en veinules.

L'étude métallographique des minéralisations d'Oued El Kebir a permis de déterminer des associations paragenétiques globales à pyrite-chalcopryrite-cuivre gris-galène-sphalérite-marcassite et barytine. La présence de différentes réactions de remplacement, pseudomorphisme, etc. indique le rôle important du processus hydrothermal dans la mise en place de cette minéralisation. Deux stades principaux successifs de minéralisations peuvent être définis : un stade précoce à pyrite-chalcopryrite-cuivre gris et un stade polymétallique marqué par l'association galène-chalcopryrite-sphalérite suivie par le dépôt de la barytine.

La compilation des observations pétrologique, géochimique et métallographique montre que la minéralisation de l'Oued El Kebir est à caractère épigénétique de type VHMS avec une signature kuroko. En comparant les caractéristiques de la minéralisation avec celle des minéralisations limitrophes d'Oued Amizour (Bejaïa), l'origine des fluides serait une origine magmatique.

## **Références bibliographiques**

## Références bibliographiques

### A

Abbassene, F. (2016). Contraintes chronologiques et petro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : secteur de la Petite Kabylie. Thèse de Doctorat, USTHB Alger/UBO Brest, 360 pp.

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

Abbassene, F.; Chazot, G.; Bellon, H. & Maury, R.C. (2019). New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocène high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough- Cap de Fer, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(2).

Ahmed-Said, Y.; Leake, B.E. & Rogers, G. (1993). The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 17: 111-123.

Aïte, M. O & Gélard, J. (1997). Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie), *Bulletin de la Société géologique de France*, 168 : 423-436.

Ajaji, T.; Weis, D.; Giret, A. & Bouabdellah, M. (1998). Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45, 371–393.

Alvarez, W.; Coccozza, T. & Wazel, F.C. (1974). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309 -314.

Andrieux, J.; Fontboté, J.M. & Mattauerr, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12 : 191-198.

Auzende, J.M.; Bonnin, J. & Olivet, J.L. (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bulletin de la Société géologique de France*, 17(7): 486-495.

Auzende, J.M.; Bonnin, J. & Olivet, J.L. (1973). La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bulletin du Service Géologique de France*, 17(7): 486-495.

Arculus, R.J. (1994). Aspects of magma genesis in arcs, *Lithos*, 33 (1-3): 189-208.

Arculus, R.J. & Gust, D.A. (1995). Regional Petrology of the San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA. *Journal of Petrology*, 36: 827-861.

Arni, P. (1965). Contribution à la systématique des Nummulites s. l. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 32: 21-28.

## B

- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626.
- Barrie, C. T. & Hannington, M. D. (1999 a). Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, 8: 247-259.
- Barrie, C. T. & Hannington, M. D. (1999 b). Classification of volcanic- associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. *Reviews in Economic Geology*, 8: 1-12.
- Batchelor, R. & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Belanteur, O.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Ouabadi, A.; Coutelle, A.; Semroud ,B.; Megartsi, M. & Fourcade, S. (1995). Le magmatisme miocène de l'Est de l'Algérois : géologie, géochimie et géochronologie  $^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$ . *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris, série IIa*, 321: 489-496.
- Belayouni, H.; Brunelli, D.; Clocchiatti, R.; Brunelli, D.; Clocchiatti, R.; Di Staso, A.; Hassani, I.E.E.A.E.; Guerrera, F.; Kassaa, S.; Ouazaa, N.L.M.; Manuel, M.M.; Serrano, F. & Tramontana, M. (2010). La Galite Archipelago (Tunisia, North Africa): stratigraphic and petrographic revision and insights for geodynamic evolution of the Maghrebian Chain. *Journal of African Earth Sciences*, 56: 15-28.
- Bellon, H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique – implications géodynamiques. *Thèse ès Sciences. Univ. Orsay*, 368 p.
- Bellon, H. (1981 a). Chronologie radiométrique K-Ar des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Sedimentary basins of Mediterranean margins (Wezel, F.C., Ed.), C.N.R. *Italian Project of Oceanography, Tecnoprint*, Bologna, 341-360.
- Bellon, H. & Brousse, R. (1977). Le Magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, no <sup>7</sup>, t XIX., 469-480.
- Bellon, H. & Guardia, P. (1980). Le volcanisme alcalin Plio-Quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique, *Rev. Geol. Dyn. Geog Phys.*, 22, (3), 213-222.
- Bellon, H. & Semroud, B. (1978). Premières datations du complexe magmatique de la région de Bejaïa-Amizour. *6ème Réunion. Ann. Sci. Terre. Orsay*, 25.
- Benali, H. (2007). Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie : Typologie pétrologie, cadre géodynamique et implications métallogéniques. *Doctorate thesis, USTHB, Algiers*, 195 p.

Benali, H.; Semroud, B. & Kolli, O. (2003). Caractéristiques des dômes périphériques du complexe magmatique d'El Aouana (Jijel, Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 14: 3-14.

Benito, R.; López-Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Hertogen, J.; Doblas, M.; Oyarzun, R. & Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46: 773-802.

Blein, O.; Lapiere, H. & Schweickert, R.A. (2001). A Permian island-arc with a continental basement: the Black Dyke Formation Nevada, North American Cordillera. *Chemical Geology*, 175, 543–566.

Boccaletti, M. & Guazzone, G. (1974). Remnant arcs and marginal basins in the Cenezoic development of the Mediterranean. *Nature*, 252: 18-21

Boiron, M.C.; Cathelineau M. & Richard, A. (2010). Fluid flows and metal deposition near basement / cover unconformity: Lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10: 270-292.

Bougault, H. (1980). Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments-traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence. Thèse Sci., Paris VII, 235p.

Bouillin, J.-P.; Durand-Delga, M. & Olivier, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: Distinctive features, genesis, and development stages. In: F.C. WEZEL, Ed, The origin of arcs. *Elsevier*, Amsterdam, 281-304.

Bouillin, J.-P. ; Kornprobst. J. & Raoult, J. (1977). Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metletine (ex-TEXENNA), en Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 805-813.

Bouima, T. (2013). Les minéralisations stratiformes du massif volcanique d'El Aouana (ex. Cavallo, NE algérien). *Bulletin du Service Géologique National*, 24 (3) 269-280.

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

Bouyahiaoui, B.; Sage, F.; Abtout, A.; Klingelhofer, F.; Yelles-Chaouche, K.; Schnürle, P.; Marok, A.; Déverchère, J.; Arab, M.; Galve, A. & Collot, J.Y. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201: 1912-1938.

## C

Cann, J.R. (1970). Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 10 :7-11.

- Carminati, E.; Wortel, M.J.R.; Spakman, W. & Sabadini, R. (1998 a). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 651-665.
- Carminati, E.; Wortel, M.J.R.; Meijer, P.T. & Sabadini, R. (1998b). The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 667-679.
- Carminati, E.; Lustrino, M. & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579: 173-192.
- Cathelineau, M.; Boiron, M.C. & Tuduri, J. (2011). Fluides et genèse des concentrations minérales. *Geosciences*, 13: 56-63.
- Chappell, B.W & White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth Sciences*, 83: 1-26.
- Chappell, B.W & White, A.J.R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499
- Chazot, G.; Abbassene, F.; Maury, R.C.; Déverchère, J.; Bellon, H. ; Ouabadi, A. & Bosch, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125: 27-41.
- Cherchi, A. & Montadert, L. (1982). Oligo- Miocène rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean Basin. *Nature*, 298: 736 – 739.
- Clarke, D.B. (1992). Granitoid rocks in the Earth Science, London, (Chapman & Hall. Eds.), *Topics*, 7: 283.
- Crespo-Blanc, A.; Orozco, M. & Garcia-DueAas, V. (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of fault systems. *Tectonics*, 13(1): 78-88.
- Cohen, C.R. (1980). Plate tectonic model for the oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68 : 283-311.
- Condie, K.C. (1994). Greenstones through time. In: Condie, K.C. (Ed), *Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, p 85-121.
- Coryell, C.D.; Chasej, W. & Winchesterj, W. (1963). A procedure for geochemistry, an interpretation of terrestrial rare earth abundances patterns. *J. Geophys. Res.*, 68: 559-566.
- Coulon, C. & Dupuy, C. (1977). Caractères minéralogiques et géochimiques de la suite andésitique de Sardaigne, le problème de la zonation spatiale. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 7 (4): 857-863.



Coulon, C.; Baque, L. & Dupuy, C. (1973). Les andésites cénozoïques et les laves associées en Sardaigne nord occidentale. Caractères minéralogiques et chimiques. *Contributions to mineralogy Petrology*, 42: 125-139.

Coulon, C.; Maluski, H.; Bollinger C. & Wang, S. (1986). Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 281-302.

Courme-Rault, M.D. (1984). Sur le Miocène de l'Algérie centrale et orientale; l'âge de la mise en place des nappes telliennes, *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 25: 127-144.

Cousens, B. L. (1996). Magmatic evolution of Quaternary mafic magmas at Long Valley Caldera and the Devils Postpile, California: Effects of crustal contamination on lithospheric mantle-derived magmas, *Journal of Geophysical Research*, 101: 27673-27689.

Coutelle, A. & Duée, G. (1984). Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. Bull. Centre Rech. Pau-SNEA(P). (à paraître)

## D

Davies, H.J. & von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102.

Decrée, S.; Baele, J. M.; De Putter, T.; Yans, J.; Clauer, N.; Dermech, M.; Aloui, K. & Marignac, C. (2013). The Oued Belif hematite-rich breccia (Nefza Mining District, NW Tunisia): a potential candidate for a Miocene small-scale iron oxide copper gold (IOCG) deposit in Northern Tunisia. *Economic Geology*, 108: 1425-1457.

Decrée, S.; Marignac, C.; Liégeois, J. P.; Yans, J.; Ben Abdallah, R. & Demaiffe, D. (2014). Miocene magmatic evolution in the Nefza district (Northern Tunisia) and its relationship with the genesis of polymetallic mineralizations. *Lithos*, 18: 240-258.

De Larouzière, F.D.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernandez, J.; Montenat, C. & Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans- Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152: 41-52.

Dewey, J.F.; Helman, M.; Turco, E.; Hutton, D. & Knott, S. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine tectonics*, London, (Coward, M.; Dietrich D. ; Park, R., Eds.), *Geological Society of London*, 265-283.

Djellit, H. (1987). Evolution tectono-métamorphique du socle kabyle et polarité de mise en place des nappes flysch en petite Kabylie occidentale (Algérie). Thèse en Science., Univ. Paris XI, France, 206p.

Dostal, J.; Dupuy, C. & Coulon, C. (1976). Rare earth elements in high-alumina basaltic rocks from Sardinia. *Chemistry geology*, 18: 251-262.

Dubuy, C.; Dostal, J.; Coulon, C. & Vernieres, J. (1975). Quelques données géochimiques sur les roches calcoalcalines du Logudoro et du Bosano (Sardaigne nord-occidentale), considérations pétrogenétiques à l'aide de terres rares. *Pétrologie*, 1: 197-208.

Duggen, S.; Hoernle, K.; Van Den Bogaard, P. & Harris, C. (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the Western Mediterranean and causing the Messinian salinity crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218: 91-108.

Durand-Delga, M. (1955). Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse Paris, 533p. Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

Durand-Delga, M. & Fontboté, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Congrès géologique international*.

## E

El Azzouzi, M.h.; Bernard-Griffiths, J.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Piqué, A.; Fourcade, S.; Cotten, J. & Hernandez, J. (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris*, 329: 95-102.

El Azzouzi, M.h.; Maury, R.C.; Fourcade, S.; Coulon, C.; Bellon, H.; Ouabadi, A.; Semroud, B.; Megartsi, M.h.; Cotten, J.; Belanteur, O.; Louni-Hacini, A.; Coutelle, A.; Piqué, A.; Capdevila, R.; Hernandez, J.; Rehault, J.P. (2003). Evolution spatial et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb: manifestation d'un détachement lithosphérique. *Service Géologique du Maroc*, 447 :107-116.

El Bakkali, S.; Gourgaud, A.; Bourdier, J. L.; & Gundogdu, N. (1998). Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543.

Elliott, T.; Plank, T.; Zindler, A.; White, W. & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102: 0148-0227.

## F

Facenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.-P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L.H., Rossetti, F. & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.* 52, 283–332.

Flores, G. (1959). Evidence of slumps phenomena (olistostromes) in area of hydrocarbons exploration in Sicily. Proc.5 th World Petr. Cong. New-York, sect.1/13p.14.

Fourcade, S.; Capdevila, R.; Ouabadi, A. & Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57: 187-216.

Franklin, J.M.; Gibson, H.L.; Jonasson, I.R. & Galley, A.G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 100 : 523-560.

Franklin, J. M., Sangster, D. M. & Lydon, J. W. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary volume, 485–627.

Franklin, J.M.; Hannington, M.D.; Jonasson, I.R. & Barrie, C.T. (1997). Volcanogenic massive sulfide deposits. GAC-SEG short course.

Frizon De Lamotte, D.; Saint Bezar, B.; Bracène, R. & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4): 740–761.

## G

Galley, A.G. (1993). Semi-conformable alteration zones in volcanogenic massive sulphide districts: *Journal of Geochemical Exploration*, 48: 175-200.

Galley, A.G.; Hannington, M.D. & Jonasson, I.R. (2007). A Volcanogenic massive sulphide deposits. In Goodfellow W.D. A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods: Geological Association of Canada. Eds. *Mineral Deposits of Canada*, Special Publication, 5: 141-161.

Gill, J.B. (Ed.) (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Springer-Verlag*, Heidelberg-New York, 390 pp.

Girod, M. & Girod, N. (1977). Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIX (7): 481-488.

Glaçon, J. (1971). Le gisement de Cavallo (El-Aouana, Algérie). *Bull. B.R.G.M. (2), Sect. II*, 6,69-78.

Glaçon, J. (1967). Recherche sur la géologie et la et les gîtes métallifères du tell sétifien (Algérie). (*Thèse Montpellier*), *Bulletin du service de la carte géologique, Algérie, nouvelle série, n°8*, 56, volume751, 372 p.

Glangeaud, L. (1932). Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse de Doctorat, *Paris (2)*, 590 p.

Glangeaud, J. (1933). Sur le massif éruptif de Cavallo. *C.R. Acad. SC.*, t, 196.

Glangeaud, L. (1934). Une intrusion de faible profondeur: le bysmalite de Cavallo. Mécanique de sa mise en place. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 5, (4), 515-522.

Glangeaud, L. (1952). Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leur relation avec la tectonique méditerranéenne. *Publ, 19 cong. Géol. Inter*, 17, 71, 101.

Grove, T.L. & Kinzler, R. (1986). Petrogenesis of Andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 417-454.

Gueguen, E.; Doglioni, C. & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298: 259–269.

## H

Haase, K.M.; Petersen, S.; Koschinsky, A.; Seifert, R.; Devey, C.W.; Keir, R.; Lackschewitz, K.S.; Melchert, B.; Perner, M.; Schmale, O.; Süling, J.; Dubilier, N.; Zielinski, F.; Fretzdorff, S.; Garbe-Schönberg, D.; Westernströer, U.; German, C.R.; Shank, T.M.; Yoerger, D.; Giere, O.; Kuever, J.; Marbler, H.; Mawick, J.; Mertens, C.; Stöber, U.; Walter, M.; Ostertag-Henning, C.; Paulick, H.; Peters, M.; Strauss, H.; Sander, S.; Stecher, J.; Warmuth, M. & Weber, S. (2009). Young volcanism and related hydrothermal activity at 5°S on the slow-spreading southern Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8: 1525-2027.

Halloul, N. (1989). Géologie, pétrologie et géochimie du bi-magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogod). Implications pétrographiques et interprétation géodynamique. *Thèse de Doctorat, Université Blaise –Pascal, Clermont- Ferrand*, 203p.

Hannington, M.D.; Barrie, C.T. & Bleeker, W. (1999). The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada: Preface and Introduction: *Economic Geology*, Monograph, 10: 1-30.

Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Collision Tectonics (Coward, M.P. & Ries, A.C., Eds). *Geological Society of London*, Special Publications, 19: 67-82.

Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Hergt, J.M. & McDermott, F. (1993). Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Series A, 342: 179-19.

Hernandez, J. & Bellon, H. (1985). Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 26: 85-94.

Hernandez, J. & Lepvrier, C. (1979). Le volcanisme calco-alkalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Sot. Géol. Fr.*, (7), 21 : 73-86.

Hilly, J. (1962). Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, (Nouvelles séries) N° 19, 408 p.

Hooper, P.R.; Bailey, D.G. & Mccaley Holder G.A. (1995). Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *J. Geophys. Res.*, 100: 10,303-10,319.

Hutchinson, R.W. (1990). Precious metal in massive base metal sulfide deposits. *Geol. Rundschau*, 79/2: 241-263.

## I

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

## J

Jébrak, M. & Marcoux, E. (2008). Géologie des ressources minérales. *Ministère des ressources naturelles et de la faune éditeur*, Québec, pp. 667.

Jolivet, L.; Augier, R.; Faccenna, C.; Negro, F.; Rimmelé, G.; Agard, P.; Robin, C.; Rossetti, F. & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of back-arc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 179: 525-550.

Juteau, M; Michard, A. & Albarède, F. (1986). The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum –Mediterranean granites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 9: 331-340.

## L

Lambert, I. B. & Sato, T. (1974). The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis. *Econ. Geol.*, 69: 1215-1236.

Laouar, R. (2002). Petrogenetic and metallogenetic studies of the Tertiary igneous complexes of northeast Algeria: a stable isotope study. Thèse de Doctorat d'Etat, University of Annaba, Algeria, 171 pp.

Laouar, R.; Boyce, A.J.; Arafa, M.; Ouabadi, A. & Fallick, A.E. (2005). Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 41: 445-465.

Laouar, R.; Lekoui, A.; Bouima T.; Salmi-Laouar, S.; Bouhlel, S.; Abdallah, N.; Boyce, A.J.; & Fallick, A.E. (2018). Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geology Reviews*, 101: 312-329.

Laouar, R.; Satouh, A.; Salmi-Laouar, S.; Abdallah, N.; Cottin, J.Y.; Bruguier, O.; Bosch, D.; Ouabadi, A.; Boyce, A.J. & Fallick, A.E. (2016). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 59-72.

Large, R.R. (1992). Australian volcanic-Hosted Massive sulphide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Economic Geology*, 87 : 471-510.

Large, R. R.; Allen, R. L.; Blacke, M. D. & Herrmann, W. (2001a). Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Roserbery K lens volcanic-hosted massive sulfide deposit, western Tasmania. *Econ. Geol.*, 96:1055-1072.

Large, R. R.; Gemmel, J. B.; Paulick, H. & Huston, D. L. (2001b). The alteration Box Plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposit, *Econ. Geol.*, 957-971.

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.

Lekoui, A. (2019). Les minéralisations liées au magmatisme tertiaire de la région d'Oued Amizour : géochimie, gîtologie et étude des isotopes stables. Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar Annaba, 196p.

Lepvrier, C. & Velde, D. (1976). A propos des intrusions tertiaires de la marge nord-africaine entre Cherchel et Ténès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 18 :991-998.

Liégeois, J.P. (1998). Preface – Some words on the post-collisional magmatism, *Lithos*, 45 : xv-xvii.

Lonergan, L. & White, N. (1997). Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics*, 16 (3) : 504– 522.

Louni-Hacini, A.; Bellon, H.; Maury, R.; Megartsi, M.; Coulon, C.; Semroud, B.; Cotten, J. & Coutelle, A. (1995). Datation <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar de la transition du volcanisme calco-alkalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris*, 321: 975-982.

Lustrino, M. & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81: 1-65.

Lustrino, M.; Duggen, S. & Rosenberg, C.L. (2011). The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104: 1-40.

Lydon, J.W. (1984). Some observations on the morphology and ore textures of volcanogenic sulfide deposits of Cyprus. *Geological Survey of Canada, Current Research*, 84: 601-610.

Lydon, J.W. (1988). Ore deposit models: 14. Volcanogenic massive sulfide deposits: Part 2. Genetic models. *Geoscience Canada*, 15: 43-65.

Lydon, J.W. (1996). Characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits: Interpretations in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems: Instituto Tecnológico Geominero de Espana, *Boletín geológico y minero*, 107: 15-64.

## M

Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.

Manya, S., Makenya, A., Maboko, H. and Nakamura, E. (2007). The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Usoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction? *Precambrian Research*, 159: 241-259.

Marignac, Ch. (1976). Mise en évidence des successions paragénetiques dans les filons Minéralisés du district filonien polymétallique d'Ain Barbar (Wilaya d'Annaba, Algérie). *Sciences de la Terre*, 4 : 333-401.

Marignac, Ch. (1985). Les minéralisations filoniennes d'Ain Barbar. (Algérie). Un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique Alpine en Afrique du Nord. *Thèse Doctorat d'Etat (2 tomes)*, I.N.P. Lorraine, Nancy, France.

Marignac, C. & Zimmermann, J.L. (1983). Ages K-Ar de l'Événement Hydrothermal et des Intrusions Associées dans le District Minéralisé Miocène d'Aïn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). *Mineral. Deposita* 18, 457-467.

Marowchick, J.B. & Barnes, H. (1986). Marcasite precipitation from hydrothermal solution. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 50: 2,615-2,629.

Marquez, A.; Oyarzun R.; Doblas M. & Verma S. P. (1999). Alkalic (OIB-type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.

Masuda, A. (1962). Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *J. Earth Sci.Nagoya Univ.*, 10,173-187.

Mauduit, F. (1978). Le volcanisme néogène de la Tunisie continentale. *Thèse de 3ème cycle, Université de Paris- Sud-Orsay*, 157 p.

Mauffret, A.; Frizon De Lamotte, D.; Lallemand, S.; Gorini, C. & Maillard, A. (2004). E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5): 257-264.

Maury, R.C.; Fourcade, S.; Coulon, C.; Bellon, H.; Coutelle, A.; Ouabadi, A.; Semroud, B.; Megartsi, M.h.; Cotten, J. & Belanteur, O. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris, Série IIA*, 331: 159-173.

Michard, A.; Chalouan, A.; Feinberg, H.; Goffé, B. & Montigny, R. (2002). How does the Alpine belt end between Spain and Morocco?. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 173: 3–15.

Miller, C.; Schuster, R.; Klötzli, U.; Frank, W. & Purtscheller, F. (1999). Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristic and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399-1424.

Mitchell, J.G.; Ineson, P.R. & Miller, J.A. (1988). Radiogenic argon and major-element loss from biotite during natural weathering: A geochemical approach to the interpretation of potassium-argon ages of detrital biotite. *Chemical Geology: Isotope Geoscience*, 72: 111-126.

Morra, V.; Secchi, F.A.G.; Melluso, L. & Franciosi, L. (1997). High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. *Lithos*, 40: 69-91.

Morris, G.A.; Larson, P.B. & Hooper, P.R. (2000). "Subduction Style" magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA. *J. Petrol.*, 41: 43-67.

Morton, R.L. & Franklin, J.M. (1987). Two fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 82: 1957-1963.

## O

Obert, D. (1981). Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie). *Thèse Université de Paris VI*, 635p.

Ohashi, R. (1919). On the origin of Kuroko of the Kosaka mine. *Geol. Soc. Japan Journal*, 26:107-132.

Ouabadi, A. (1994). Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila), Algérie Nord Orientale, Thèse de doctorat, Université de Rennes I de France, 257 pp.

## P

Parmentier E.M. & Spooner E.T.C. (1978). A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolitic sulphide ore deposits of Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 33-44.

Pearce, J.A. (1983). The role of sub-continental lithosphere magma genesis at destruction plate margin. In: Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire (Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J., Eds.), *Shiva Publications*, 230-249.

Pearce, J. A. (1996). A user guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes 12*, 79-113.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.J. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-83.

Pearce, J.A. & Parkinson, I.J. (1993). Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society Special Publications*, 76: 373-403.

Peccerillo, A. (1999). Multiple mantle metasomatism in centraisouthern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology*, 27: 315-318.

Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.

Penven, M.J. & Zimmermann, J.L. (1986). A Langhian K-Ar age of calc-alkaline plutonism in Kabylie de Collo (Algeria). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 303: 403-406.

Perkins, S. (2001). New type of hydrothermal vent looms large. *Science News*, 160: 21.

Platt, J.P. & Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.



Popov, A. (1969). Les types morphologiques et la répartition des gisements de zinc et plomb en Algérie, in : Gisements de plomb et de zinc en Afrique. *Annuaire des mines et de géologie, Tunis*, no 23.

Poulsen, H.; & Hannington, M. (1995). Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits. In: Eckstrand, O.R.; Sinclair, W.D. & Thorpe, R.I. (Eds.) *Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geology of Canada n°8, Decade of North America Geology (DNAG). Geological Society of America*, 1: 183-196.

## R

Raguin, E. (1953). Rapport de mission Cavallo. *Bur. Rech. Min. Algérie*, rapport inédit.

Ranoux, J. (1958). Etudes métallogéniques sur les gîtes de Cavallo. *Bulletin Scientifique Economique. B.R.M.A.*, 4 :71-79.

Raoult, J.F. ; Renard, M. & Melieres, F. (1982). Le Flysch maurétanien de Guerrouch: cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIV, n°3, p.611-626.

Rehault, J. P.; Mascle, J. & Boillot, G. (1984). Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 27: 85–96

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data : evaluation, presentation, Interpretation. *Pearson Education Limited, Edinburgh, England*, pp.3522.

Rosenbaum, G. & Lister, G.S. (2004). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1) : 1-17.

Rosenbaum, G.; Lister, G.S. & Duboz, C. (2002a). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8 : 107-130.

Rekhiss, F. (1984). Les roches intrusives miocènes de l'île de La Galite (Tunisie): microgranodiorite à hypersthène et microgranite monzonitique. Thèse de doctorat, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 230 pp.

Robin, C. (1970). Etude géodynamique du massif volcanique de Cap Cavallo. Thèse de 3<sup>ème</sup> Cycle, Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, 130 pp.

Roure, F.; Casero, P. & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the north African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31, TC3006,

## S

Sato, T. (1969). An estimate of formative environments of the Kuroko deposits from mineral paragenesis. *Koshogaku-noto Tokyo*, n°7: 1-6. (Japanese text)

Schettino, A. & Turco, E. (2006). Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International*, 166: 1-26.

- Scott, S.D. (1997). Submarine hydrothermal systems and deposits. In: BARNES H.L., (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, p. 797-876.
- Seber, D.; Barazangi, M.; Ibenbrahim, A. & Demnati, A. (1996). Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, 379: 785-790.
- Shand, S. J. (1969). Eruptive rocks. *Hafner Pub., New-York*, pp. 488.
- Semroud, B. (1981). Evolution pétrologique du complexe magmatique néogène de la région de Béjaia-Amizour. Thèse d'Etat. Alger, 263 p.
- Semroud, B.; Maury, R.C.; Ouabadi, A.; Cotten, J.; Fourcade, S.; Fabriès, J. & Gravelle, M. (1994). Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319: 95-102.
- SGA, (Service Géologique de l'Algérie) (2009). Notice explicative de la carte-minute géologique des feuilles de Taza-Jijel (n°27-28) à 1/50 000. *Rapport interne*, 32 p. (inédit).
- Slack, J.F. (1993). Descriptive and grade-tonnage models for Besshi-type massive sulphide deposits. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. & Duke, J.M., (eds.) *Mineral Deposits Modeling*. *Geological Association of Canada*, 40: 343-371.
- SO.NA.RE.M. (1978). Rapport des travaux de prospection et d'évaluation réalisés de 1975 à 1977 sur le gisement cuprométallique de l'Oued el Kebir avec calcul des réserves arrêté au 1<sup>er</sup> Janvier 1978. *Inédit SO.NA.RE.M. D.R.*, Alger.
- Spakman, W. & Wortel, R. (2004). A Tomographic View on western Mediterranean geodynamics, The TRANSMED atlas. The Mediterranean region from crust to mantle. *Springer*, pp. 31-52.
- Sun, S.S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society*, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Sun, S.; Nesbitir, W. & Sharaskina, Y. (1979). Geochemical characteristics of mid ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sei. Lett.*, 44, 119-138.

## T

- Talbi, F.; Jaafari, M. & Tlig, S. (2005). Magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale : pétrogenèse et événements géodynamiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18: 241-252.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magma in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4697-4707.
- Tayeb, G. (1956). Géologie et minéralisation du massif éruptif de Cavallo. *Bulletin Scientifique et économique du Bureau de recherches minières de l'Algérie*, 4: 5-41.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (EDS.) (1985). The Continental Crust: Its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell, Oxford*, 312pp.

Thiéblemont, D. & Tegye, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas : *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 319 : 87-94.

Tokunaga, M. & Honma, H. (1974). Fluid inclusions in the minerals from some Kuroko deposits. In *Geology of Kuroko Deposits*, (Ishihara, S., ed.), *The Society of Mining Geologists of Japan*, 385-388.

Treuil, M.; Joron, L.; Jaffrezic, H.; Villemant, B. & Calas, G. (1979). Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux/liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Mineral.*, 102, 402-409.

Turner, S.; Arnaud, N.; Liu, J.; Rogers, N.; Hawkesworth, C.; Harris, N.; Kelley, S.; Van Calsteren, P. & Deng, W. (1996). Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37 : 45-71.

## U

Urabe, T. (1974). Mineralogical aspects of the Kuroko deposits in Japan and their implications. *Mineral. Deposita*, 9: 309-24.

## V

Vila, J.M. (1980). La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse de Doctorat, Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, 663 pp.

Villemaire, C. (1987). Les amas sulfurés du massif miocène d'El Aouana (Algérie). Dynamisme de mise en place des roches volcaniques et implications métallogéniques. *Journal of African Earth Sciences*, 7: 133-148.

## W

Ward, S. H. (1966). Introduction to Chapter III, The search for massive sulphides, *Mining Geophysics. Society of Exploration Geophysics*, 1: 117-129.

Wilson, M. & Bianchini, G. (1999). Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and the surrounding region. In: Durand, B.; Jolivet, L.; Horvath, F.; Séranne, M. (Eds), *The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, *Geological Society of London Special Publication*, 156: 141 -168.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Wortel, M.J.R. & Spakman, W. (1992). Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Kon. Ned. Akad. v Wetensch.* 95: 325-345.

## Z

Zeck, H.P. (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16.

Zeck, H.P.; Kristensen, A.B. & Williams, I.S. (1998). Post-collisional volcanism in a sinking slab setting-crustal anatexis origin of pyroxene-andesitic magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain. *Lithos*, 45: 499-52.

