

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie

Année : 2019

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

**LES MINÉRALISATIONS LIÉES AU MAGMATISME TERTIAIRE
DE LA RÉGION D'OUED AMIZOUR : GEOCHIMIE, GÉOLOGIE
ET ÉTUDE DES ISOTOPES STABLES**

Option : GÉOLOGIE

Par

Abdelmalek LEKOUÏ

M. Rabah LAOUAR

DIRECTEUR DE THÈSE

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

M. Tayeb BOUÏMA

CO-DIRECTEUR DE THÈSE

Docteur

Université Farhat Abbas, Sétif

DEVANT LE JURY

Le 21/01/ 2019

PRÉSIDENT :

M^{me} Sihem SALMI-LAOUAR

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

EXAMINATEURS

- M^{me} Nachida ABDALLAH

Professeur

Université des sciences et de la technologie
Houari-Boumédiène (U.S.T.H.B). Alger

- M. Salah BOUHLEL

Professeur

Université Tunis El Manar, Tunisie

- M. Lakhdar BOUABSA

Professeur

Université Badji Mokhtar, Annaba

- M. Nassim AZIB

Invité

(WMZ) Western Mediterranean Zinc spa. Béjaia

Remerciement

Tout travail tenu d'une réussite revient à Allah Taala Tout Seul, Tout Puissant, qui nous éclaire toujours nos chemins dans les nuits les plus obscures. Que toutes les personnes qui ont participé à l'élaboration de ce travail de thèse soient assurées de ma reconnaissance.

D'abord je tiens à remercier énormément mon encadreur Professeur LAOUAR Rabah de l'université d'Annaba. J'ai pu bénéficier depuis un bon moment de son expérience et de ses vastes connaissances sur la géochimie et sur les granitoïdes d'ordre général. Je lui présente ma profonde gratitude de m'avoir consacré tout le temps nécessaire pour la finalisation de ma thèse. Ses discussions fructueuses ainsi que ses remarques et ses critiques m'ont été très précieuses. Son caractère humain et son soutien moral m'ont beaucoup aidé.

De la même manière affectueuse, je présente mes profondes gratitude à mon co-encadreur Dr. BOUIMA Tayeb de l'université de Sétif. Je lui remercie pour ces conseils pertinents sur la métallurgie et ces expériences fondamentales.

Particulièrement, je remercie Professeur SALMI-LAOUAR Sihem pour ces encouragements tout le long de la préparation de ma thèse mais également pour les connaissances solides qu'elle m'a transmises depuis la graduation. Vraiment les mots m'échappent de lui remercier.

Je voudrais témoigner toute ma gratitude à Professeur BOUHLEL Salah de l'université El-Manar de Tunis qui m'a donné la possibilité d'accéder à tous les moyens de son aimable laboratoire : sections polies, inclusions fluides, DRX ...etc. Je lui remercie pour ces orientations pertinentes et sa patience pendant quatre mois de séjour. Ma gratitude va également à tous les membres du laboratoire : Yasmine, Imène, Takoua, Hachemi.

Une grande reconnaissance, également, pour mon enseignant Pr BOUABSA Lakhdar de l'université d'Annaba pour ces encouragements, ces conseils précieux et pour les connaissances solides qu'il nous a transmises pendant la graduation et la post-graduation.

Mes remerciements vont également à tout le staff l'entreprise WMZ, qu'ils soient ici en Algérie ou en Australie. Je leur remercie pour les facilités qu'ils m'ont données, l'accès à la carothèque, l'échantillonnage...etc. je cite dans ce sens Dr Kamal BAAZIZ, Mme TOUATI, Nassim, Nabyl, Rachid, Ali...Etc. La liste est longue et je risque d'oublier quelqu'un qu'il soit énormément remercié.

Je tiens également à remercier le comité de jury d'avoir pris la peine de lire ma thèse et de consacré de leurs temps précieux pour juger mon travail.

Résumé

Les granitoïdes d'Oued Amizour ont été étudiés afin d'évaluer le rôle des processus magmatiques dans la formation du grand gisement de Zn dans la région. L'étude de ces roches révèle, de haut en bas, deux unités lithologiques distinctes : des roches volcaniques et des roches subvolcaniques-plutoniques qui ont subi toutes les deux une altération hydrothermale. Les roches volcaniques sont principalement des roches pyroclastiques, des andésites, des tufs volcaniques et des andésites fortement altérées et bréchifiées. Les roches subvolcaniques-plutoniques sont constituées de dykes ou sills microgranitiques, de granodiorites métasomtisées et de granodiorites. La limite entre les deux lithologies est marquée par une couche massive d'anhydrite d'environ 10 m d'épaisseur. La géochimie de ces roches montre qu'elles sont de composition intermédiaire à acide et présentent des caractéristiques calco-alcalines fortement potassiques à shoshonitiques. Les anomalies négatives en Eu, Sr et Nb et l'enrichissement en LILE et en LREE observé dans toute la suite ignée indiquent que les différentes roches volcaniques et plutoniques sont génétiquement apparentées. Les observations géochimiques montrent également que ces granitoïdes sont de type I, formés sous un régime géotectonique post-collisionnel pendant le Miocène, similaires à ceux décrits dans la chaîne alpine de l'Afrique du Nord.

La minéralisation principale sulfurée est constituée principalement de sphalérite et schallénblende, et une minéralisation moins importante représentée par la marcassite, la melnikovite, la galène et la pyrite ubiquiste. Le corps du minerai de sphalérite, avec une épaisseur d'environ 20 à 30 m, est encaissé dans les andésites bréchiques hydrothermalement altérée, entre la couche d'anhydrite et l'unité volcanique. Les phénomènes de remplacement, la texture collomorphe et le remplissage des vides représentent les textures dominantes du minerai qui indiquent un processus hydrothermal à percolation successive.

La composition isotopique du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) des sulfures (sphalérite, pyrite et chalcopyrite) varient entre -7,2 ‰ et + 4,5 ‰ (n = 22 ; moyenne = -1,3 ‰), suggérant que les fluides magmatiques ont joué un rôle majeur dans la formation du gisement de zinc d'Oued Amizour. Cependant, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates (anhydrite et gypse) qui sont plus élevées, comprises entre + 13,2 ‰ et + 20,6 ‰ (n = 10, moyenne = + 16,3 ‰), reflètent le mélange entre le sulfate d'eau de mer Miocène et le soufre magmatique. Les mesures microthermométriques des inclusions de fluides sur les minéraux de gangue anhydrite et calcite donnent une température moyenne de ~ 200 °C et une salinité comprise entre 22,3 et 26,6% eq. NaCl. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ de la calcite de gangue varie entre +11,2 et + 20,2 ‰ (n = 12, moyenne = + 16,7 ‰) et celles du $\delta^{13}\text{C}$ varie entre -3,7 et -11,0 ‰ (moyenne = - 7,8 ‰). Ces résultats confirment l'origine magmatique des fluides minéralisateurs, avec une contribution marquante de l'eau de mer pour le dépôt de la minéralisation zincifère d'Oued Amizour. Une faible valeur de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ pourrait toutefois être attribuée à la contribution des mudstones non consolidés et/ou du carbone magmatique. Les données observées sur le gisement zincifère d'Oued Amizour montrent que la minéralisation appartient au groupe VHMS avec une signature de type Kuroko.

Mots – clés : Roches ignées, Calco-alcalines, Gisement de Zn, Altération hydrothermale, Isotopes stables, Inclusions fluides, Oued Amizour.

Abstract

The Oued Amizour granitoids were studied in order to assess the role of magma processes in the formation of the large Zn-deposit in the region. The study of these rocks reveals, from the top to the bottom, two distinct lithologies: volcanic masses and subvolcanic-plutonic rocks, both suffered hydrothermal alteration. The volcanic rocks are mainly pyroclastic rocks, andesite, tuff, vesicular andesite, volcanic tuff, highly altered and brecciated andesite. The subvolcanic-plutonic rocks consist of microgranitic dykes, metasomitized granodiorite and granodiorite. The limit between the two lithologies is marked by a massive, ~10 m thick anhydrite layer. The geochemistry of these rocks shows that they are intermediate to acidic in composition and exhibit high-K to shoshonitic calc-alkaline features. The Eu, Sr and Nb negative anomalies and the LILE and LREE enrichment observed in the whole igneous suite indicate that the various volcanic and plutonic rocks are genetically related. The geochemical observations also show that the granitoids are I-type, formed under post-collisional geotectonic regime during the Miocene, similar to those described in the Alpine belt of northern Africa.

The main sulphide mineralization is dominated by sphalerite, schallensblende with rare marcassite, melnikovite, galena and minor but ubiquitous pyrite. The sphalerite ore body of about 20 to 30 m thick is hosted by brecciated hydrothermally altered andesite, between the anhydrite layer and the volcanic pile. Replacement, colloform and open space filling are the main ore texture patterns which indicate hydrothermal process throughout successive percolation phases.

$\delta^{34}\text{S}$ of sulphides (sphalerite, pyrite and chalcopyrite) vary between -7.2‰ and +4.5‰ (n=22 ; mean = -1.3‰), suggesting that magmatic fluids have played a major role in the formation of the Oued Amizour Zn-deposit. However, $\delta^{34}\text{S}$ of sulphates (anhydrite and gypsum) which are heavier, ranging between +13.2‰ and +20.6‰ (n = 10; mean = +16.3‰), reflect mixing between Miocene seawater sulphate and magmatic sulphur. Fluid inclusion microthermometric measurements on anhydrite and gangue calcite yield a mean temperature of ~200 °C and salinity between 22.3 and 26.6% eq. NaCl. Calcite $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ varies between +11.2 and +20.2‰ (n = 12, mean = +16.7‰) and $\delta^{13}\text{C}$ varies between -3.7 and -11.0‰ (mean = -7.8‰). These results confirm the magmatic origin of the mineralizing fluids, with a marked contribution of seawater for precipitation of the Oued Amizour Zn mineralization. Low $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ could, however, be attributed to the contribution of unconsolidated mudstones and/or magmatic carbon. The observed data on the Oued Amizour Zn deposit show that the mineralization belongs to the VHMS group with a Kuroko type signature.

Keywords: Igneous rocks, Calc-alkaline, Zn-deposit, Hydrothermal alteration, Stable isotopes, Fluid inclusions, Oued Amizour.

تمت دراسة الصخور الغرانيتية لمنطقة واد أميزور لتقييم دور مكانزمات الصحارة في تكوين الراسب الخام الكبير للزنك في المنطقة. تكشف دراسة هذه الصخور ، من الأعلى إلى الأسفل ، عن تواجد وحدتين حجريتين متميزتين: الكتل البركانية والصخور الماغمتية النصف باطنية والباطنية ، وكلاهما تعرض لفعل حرمائي. الصخور البركانية هي أساساً صخور البيروكلاستيت، الأندزيت ، الرماد، الأندزيت دات حويصلات، الرماد البركاني و أندزيت جد متغيرة و بريشية. تتكون الصخور النصف باطنية من جد قاطعة ميكروجرانيتية ، أما الباطنية فهي غرانوديوريت احلالي، وجرانوديوريت. يكمن الحد بين الوحدتين الحجريتين بطبقة أنهيدريت سميكة ~ 10 أمتار. تُظهر الدراسة الجيوكيميائية لهذه الصخور أنها بيئية إلى حامضية في تكوينها ودات تركيز عالي من البوتاسيوم إلى كالس-قلوية شوشونيتية. وتشير نسب الشذوذ السلبية في عناصر الأرووبيوم ، السترونسيوم ، والنيوبيوم ، وكذا الإثراء المرتفع من عناصر LILE و LREE في كل الصخور البركانية النصف باطنية و الباطنية المتنوعة الى أنها دات أصل واحد مشترك. كما تُظهر الملاحظات الجيوكيميائية أن هذه الصخور هي من مصدر صهاري أي النوع 1 ، والتي تكونت خلال العصر الميوسيني عبر نظام جيوتكتوني ممثل في تصادم- انسداد ، على غرار تلك المتواجدة في الحزام الألبى لشمال أفريقيا.

ويغلب على الراسب الخام الرئيسي الكبريتي معدن السفيريت، الشلنبلاند مع القليل من المركسيت ، المليكوفيت، الفالان و بيريت طفيفة لكن واسعة الانتشار. يتواجد الراسب الخام للسفاليريت الذي يتراوح سمكه بين 20 و 30 م في أندزيت جد متغيرة حرمايياً و بريشية، منحصرة بين طبقة الأنهدريت والوحدة البركانية. ويعتبر الاستبدال ، الأشكال العنقودية وملء الفجوات أنماط النسيج الرئيسية للراسب الخام التي تشير إلى حصول حرمائية خلال مراحل متتالية.

$\delta^{34}\text{S}$ من الكبريتيدات (السفلريت، البيريت و الكالكوبيريت) تتراوح بين -7.2‰ و +4.5‰ (n = 22؛ متوسط = -1.3‰) ، مما يؤكد أن السوائل الحرمائية المنبتقة عن صحارة دات مصدر ناري قد لعبت دوراً رئيسياً في تكوين الراسب الخام للزنك في منطقة واد أميزور. إلا أن ،قيم $\delta^{34}\text{S}$ من السولفات (أنهدريت و جبس) أعلى ، والتي تتراوح ما بين +13.2‰ و +20.6‰ (n = 10) متوسط +16.3‰ ، تعكس حصول امتجاز بين كبريتات مياه البحر الميوسينية والكبريتات دات مصدر ناري. إن القياسات الميكروترموترية المتضمنة في الدخيلات السائلة على الأنهدريت والكالسيت أعطت حرارة متوسطة قيمتها حوالي 200 درجة مئوية ونسبة ملحوظة تتراوح بين 22.3 و 26.6٪ مكافئ. كلوريد الصوديوم. كذلك يتراوح $\delta^{18}\text{O}_{\text{v-smow}}$ في الكالسيت بين +11.2 و +20.2‰ (n = 12) ، متوسط = +16.7‰ و $\delta^{13}\text{C}$ يتراوح بين -3.7 و -11.0‰ (المتوسط = -7.8‰). هذه النتائج تؤكد المنشأ الناري للسوائل الحرمائية الممعدنة ، مع مساهمة ملحوظة من مياه البحر لتكوين خام الزنك في منطقة واد أميزور، يمكن أن يرجع انخفاض $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ إلى مساهمة الغبار الطيني غير المتلاصق و / أو الكربون المنصهر. تظهر البيانات الملاحظة أنفاً على أن الراسب الخام للزنك في منطقة واد أميزور ينتمي إلى مجموعة الرواسب الخام المتصلة بالصخور البركانية VHMS مع تتطابق خصائصه مع نوع Kuroko

الكلمات المفتاحية: الصخور النارية ، الأحماض القلوية ، راسب الزنك ، التغير الحرمائي ، النظائر المستقرة ، وادي أميزور.

SOMMAIRE

Remerciement.....	ii
Résumé.....	iii
Abstract	iv
ملخص.....	v
LISTE DES FIGURES.....	xi
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
Liste des abréviations minérales	xvi

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Problématique et objectifs	4
Méthodologie	5

CHAPITRE I.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL

I.1 Géologie de la chaîne des Maghrébides	7
I.1.1 Introduction.....	7
I.1.2 Reconstitution géodynamique.....	8
I.1.3 Le magmatisme tertiaire de la méditerranée centro – occidentale : Aperçu général ...	10
I.1.4 Magmatisme tertiaire et minéralisations associées en Algérie	16
I.2 Cadre géologique local de la région d'Oued Amizour	18
I.2.1 Les principales unités structurales	18
I.2.1.1 Le socle Kabyle	18
I.2.1.2 Les flyschs	18
I.2.1.3 La nappe numidienne.....	19
I.2.1.4 Les unités telliennes.....	19
I.2.1.5 Les formations post-nappes	20
I.2.2 Tectonique.....	21
I.2.3 Le complexe magmatique de Bejaïa-Amizour.....	23
I.2.3.1 Les roches volcaniques	23
I.2.3.2 Les roches plutoniques	24

CHAPITRE II

PÉTROLOGIE DES GRANITOÏDES D'OUED AMIZOUR

II.1 Description pétrographique de différents faciès	29
II.1.1 Les pyroclastites à fiammes (pyroclastic rocks)	29
II.1.1.1 Les minéraux essentiels.....	30

<input type="checkbox"/> Plagioclase	30
<input type="checkbox"/> Feldspath alcalin	31
<input type="checkbox"/> Amphibole.....	31
II.1.1.2 Les minéraux accessoires	31
<input type="checkbox"/> Zircon.....	31
<input type="checkbox"/> Minéraux opaques.....	32
II.1.1.3 Les minéraux d'altérations	32
<input type="checkbox"/> Chlorite	32
<input type="checkbox"/> Calcite	32
<input type="checkbox"/> Séricite	33
<input type="checkbox"/> Les oxydes de fer	33
II.1.2 Les andésites	33
II.1.2.1 Les minéraux essentiels.....	34
<input type="checkbox"/> Plagioclase	34
<input type="checkbox"/> Feldspath potassique	35
<input type="checkbox"/> Amphibole.....	35
<input type="checkbox"/> Pyroxène	35
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	35
II.1.2.2 Les minéraux d'altération.....	36
<input type="checkbox"/> Quartz.....	36
<input type="checkbox"/> Chlorite	36
<input type="checkbox"/> Séricite	36
<input type="checkbox"/> Calcite	36
<input type="checkbox"/> Épidote	37
<input type="checkbox"/> Oxydes de fer	37
II.1.3 Les coulées de laves et tufs lithiques (lava flow and lithic tuff).....	38
II.1.3.1 Les minéraux essentiels.....	38
<input type="checkbox"/> Sanidine.....	38
<input type="checkbox"/> Plagioclase	38
<input type="checkbox"/> Quartz.....	39
<input type="checkbox"/> Biotite.....	39
II.1.3.2 Les minéraux d'altération.....	39
<input type="checkbox"/> Calcite	39
<input type="checkbox"/> Séricite	39
II.1.4 Les tufs volcaniques (crystal tuff).....	40
II.1.4.1 Composition minéralogique	41
<input type="checkbox"/> Le quartz	41
<input type="checkbox"/> La calcite	41
<input type="checkbox"/> L'actinote	41
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	41
II.1.5 Les andésites vésiculaires	42
II.1.5.1 Les minéraux essentiels.....	42
<input type="checkbox"/> Le plagioclase	42
<input type="checkbox"/> Hornblende.....	43
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	43
II.1.5.2 Les minéraux d'altération.....	43
<input type="checkbox"/> Chlorite	43
<input type="checkbox"/> Quartz.....	44
<input type="checkbox"/> Calcite	44
II.1.6 Les microgranites	45

II.1.6.1 Les minéraux essentiels.....	45
<input type="checkbox"/> Quartz.....	45
<input type="checkbox"/> Feldspath alcalin	46
<input type="checkbox"/> Plagioclase	46
<input type="checkbox"/> Biotite.....	46
II.1.6.2 Les minéraux accessoires	46
<input type="checkbox"/> Monazite	46
<input type="checkbox"/> Zircon.....	47
<input type="checkbox"/> Apatite.....	47
II.1.6.3 Les minéraux d'altération.....	47
<input type="checkbox"/> Chlorite	47
<input type="checkbox"/> Calcite	47
<input type="checkbox"/> Séricite	47
II.1.7 L'andésite fortement altérée et les tufs (cristal tuff) bréchifiés	48
II.1.8 L'aplite.....	50
II.1.8.1 Les minéraux essentiels.....	50
<input type="checkbox"/> Quartz.....	50
<input type="checkbox"/> Feldspath alcalin	50
<input type="checkbox"/> Plagioclase	50
II.1.8.2 Les minéraux accessoires	51
<input type="checkbox"/> Zircon.....	51
<input type="checkbox"/> Monazite	51
<input type="checkbox"/> Minéraux opaques.....	51
II.1.8.3 Les minéraux d'altération.....	51
<input type="checkbox"/> Quartz secondaire.....	51
<input type="checkbox"/> Séricite	52
II.1.9 La granodiorite métasomatisée	52
<input type="checkbox"/> Le quartz	53
<input type="checkbox"/> Plagioclase	53
<input type="checkbox"/> Anhydrite	54
<input type="checkbox"/> Gypse	54
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	54
II.1.10 La granodiorite.....	55
II.1.10.1 Les minéraux essentiels.....	55
<input type="checkbox"/> Le plagioclase	55
<input type="checkbox"/> Le quartz	55
<input type="checkbox"/> Feldspath alcalin	56
<input type="checkbox"/> La biotite	56
<input type="checkbox"/> L'amphibole.....	56
II.1.10.2 Les minéraux accessoires	56
<input type="checkbox"/> Zircon.....	56
<input type="checkbox"/> Le sphéne	57
<input type="checkbox"/> Les minéraux opaques.....	57
II.1.10.3 Les minéraux d'altération.....	57
<input type="checkbox"/> La chlorite	57
<input type="checkbox"/> La séricite.....	57
<input type="checkbox"/> L'épidote	57
II.2 Etude des altérations.....	59
II.2.1 Méthodologie	59

II.2.2 Zonalité d'altération.....	59
II.2.2.1 Zone à altération propylitique supérieure :.....	60
II.2.2.2 Zone à altération argileuse avancée :	60
II.2.2.3 Zone à altération propylitique inférieure.....	62
II.3 Conclusion.....	63
 CHAPITRE III GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES	
III.1 Résultats analytiques et interprétations	65
III.1.1 Nomenclature et séries géochimiques.....	68
III.1.2 Variation des éléments majeurs	70
III.1.2.1 La silice (SiO ₂)	71
III.1.2.2 Les alcalins (Na ₂ O et K ₂ O)	71
III.1.2.3 L'aluminium (Al ₂ O ₃).....	71
III.1.2.4 Les éléments ferromagnésiens (MgO et Fe ₂ O _{3t}).....	72
III.1.2.5 Le calcium (CaO)	72
III.1.2.6 Le titanium (TiO ₂).....	73
III.1.2.7 Le phosphore P ₂ O ₅	73
III.1.3 Les éléments en traces.....	75
III.1.3.1 Variation des éléments en traces	76
III.1.3.2 Variation des éléments de terres rares (ETR).....	77
III.2 Source du magma et évolution pétrogénétique.....	79
III.3 Environnement géotectonique.....	82
III.4 Model pétrogénétique	84
III.5 Conclusion.....	86

CHAPITRE IV

ETUDE METALLOGENIQUE DU GISEMENT

ZINCIFERE D'OUED AMIZOUR

IV.1 Historique des travaux géologiques dans la région d'étude	89
IV.2 Morphologie du corps de minerai.....	91
IV.3 Relation encaissant/minéralisation	93
IV.4 Etude des minéralisations d'Oued Amizour.....	94
IV.4.1 Observations macroscopiques	94
1) La texture massive	94
2) La texture collomorphe	95
3) Les texture en veinules ou en filonnets.....	95

4) La texture disséminée	96
5) La texture bréchique.....	97
IV.4.2 Observations microscopiques.....	97
1) L'amas sulfuré	98
2) La zone à stockwork	102
IV.4.3 Succession paragenétique.....	105
IV.5 Typologie du gisement d'Oued Amizour.....	106
IV.6 Conclusion.....	108

CHAPITRE V

ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES ET DES

ISOTOPES STABLES (S, C ET O)

V.1 Etude des inclusions fluides.....	110
V.1.1 Introduction	110
V.1.2 Généralités.....	110
V.1.2.1 Classification des inclusions fluides	111
□ Classification génétique	111
□ Classification selon la nature du remplissage	112
V.1.3 Microthermométrie des inclusions fluides du gisement d'Oued Amizour.....	112
V.1.3.1 Résultats microthermométriques.....	114
V.1.3.2 Interprétation	116
V.2 Géochimie des isotopes stables.....	118
V.2.1 Introduction	118
V.2.2 Terminologie isotopique.....	119
V.2.3 Sélection des échantillons.....	123
V.2.4 Techniques analytiques.....	124
V.2.4.1 Le Soufre	124
V.2.4.2 Carbone et oxygène	125
V.2.5 Résultats d'analyse isotopique.....	125
V.2.6 Interprétation des résultats (origine du fluide minéralisateur).....	129
V.2.6.1 Le soufre.....	129
V.2.6.2 L'oxygène et le carbone	133
V.2.7 Conclusions	135
CONCLUSION GÉNÉRALE	137
Recommandations	140

LISTE DES FIGURES

Figure 1 . Esquisse géologique simplifiée du Nord Est algérien montrant la localisation du complexe magmatique de Béjaia–Amizour BAC (zone d'étude) : EA El-Aouana ; EMC El-Milia ; CBC Cap Bougaroun; BTC Beni Touffout ; FP Filfila ; CDFC Chétaibi-Cap de Fer. (Durand-Delga, 1980 ; Vila, 1980 ; Fourcade, 2001). 3

Chapitre. I

Figure I-1. Localisation des maghébides dans le cadre des chaînes alpines de la méditerranée occidentale, (d'après Durand-Delga, 1980). Flèches remplies : Convergence actuelle Eurasie – Afrique, model NUVEL 1, in Meghraoui *et al.* (1996). BB : Beni Bousera, R : Ronda, SR : Sierra Nevada. 8

Figure I-2. Reconstitution géodynamique des Maghébides du Crétacé inférieur au Miocène Moyen (Benali *et al.*, 1999 ; Maury *et al.*, 2000). 10

Figure I-3. Distribution du magmatisme tertiaire dans la région de la Méditerranée centro – occidentale d'après Carminati *et al.* (2012). Triangles : roches volcaniques et pyroclastiques ; Triangles avec des croix : volcanoclastites ; Cercles : plutons ; Slashes : dykes. Symboles rouges : roches ignées "anorogéniques" actives ; Symboles roses : roches ignées "anorogéniques" éteintes ; Symboles bleus : actif igné lié à la subduction ; Symboles bleu ciel : roches ignées fossiles « liées à la subduction ». 11

Figure I-4. Carte géologique de la région de Béjaia-Amizour (Hassissène, 1989 ; Semroud, 1981). 21

Figure I-5. Coupe géologique N – S à travers le complexe volcano-plutonique d'Oued Amizour illustrant la formation des horsts et des grabens à cause des jeux de failles (Graine et Marignac, 2001). 22

Figure I-6. Carte schématique montrant la localisation des différents plutons formant la région d'Oued Amizour. 24

Chapitre. II

Figure II-1. a) carte géologique simplifiée de la région de Béjaia-Amizour (Semroud, 1981 ; modifiée) ; b) Carte géologique de la région d'Oued Amizour montrant le secteur d'Ait Bouzid ou Tala Hamza (O.R.G.M., 1988). 27

Figure II-2. Log lithologique synthétique de Tala Hamza élaboré à partir du sondage TH047.	29
Figure II-3. Aspects macroscopiques du pyroclastite d'Oued Amizour.	30
Figure II-4. Aspect microscopique des pyroclastites d'Oued Amizour.	33
Figure II-5. Aspect macroscopique des andésites d'Oued Amizour.	34
Figure II-6. Aspect microscopique de l'andésite d'Oued Amizour.	37
Figure II-7. Coulée de laves et tuf lithique d'Oued Amizour : a et b) aspect macroscopique ; c et d) aspect microscopique.	40
Figure II-8. Tufs volcaniques d'Oued Amizour : a et b) aspect macroscopique ; c et d) aspects microscopiques.	42
Figure II-9. Andésite vésiculaire d'Oued Amizour : a) aspect macroscopique ; b) aspect microscopique.	44
Figure II-10. Aspect macroscopique des microgranites d'Oued Amizour.	45
Figure II-11. Aspects microscopiques des microgranites d'Oued Amizour.	48
Figure II-12. Différents aspects macroscopiques des andésites fortement altérées et des tufs volcaniques bréchifiés.	49
Figure II-13. Aplite d'Oued Amizour : a) Aspect macroscopique ; b, c et d) aspect microscopique.	52
Figure II-14. Aspect macroscopique des granodiorite métasomatisés d'Oued Amizour.	53
Figure II-15. Aspect microscopique de la granodiorite métasomatisée d'Oued Amizour.	54
Figure II-16. La granodiorite d'Oued Amizour : a) aspect macroscopique ; b, c, d et f) aspect microscopique.	58
Figure II-17. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les tufs volcaniques minéralisés. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, ILL Illite, QTZ Quartz.	61
Figure II-18. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les andésites minéralisées. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, ILL Illite, MNT montmorillonite, PRL Pyrophyllite, AB Albite, QTZ Quartz.	61
Figure II-19. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les andésites minéralisées au contact inférieur avec roches plutoniques. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, ILL Illite, MNT montmorillonite.	62
Figure II-20. Coupe schématique montrant la zonalité de l'altération au niveau du complexe ignés et gisement zincifère d'Oued Amizour (Echelle non attribuée).	63

Chapitre. III

- Figure III-1.** Diagramme binaire TAS (SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) de Le Maitre *et al.* (2002) montrant la position des granitoïdes d'Oued Amizour. 68
- Figure III-2.** Classification des granitoïdes d'Oued Amizour sur le diagramme Zr/Ti versus Nb/Y de Winchester et Floyd (1977). 69
- Figure III-3 :** Diagramme ternaire Fe_2O_3 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – MgO d'Irvine et Baragar (1971) montrant le caractère calco-alcalin des granitoïdes d'Oued Amizour. 70
- Figure III-4 :** Diagramme binaire SiO_2 – K_2O de Peccerilo et Taylor (1976) montrant le caractère calco-alcalin fortement potassique à shoshonitique des granitoïdes d'Oued Amizour. 70
- Figure III-5.** Diagramme type Harker montrant la variation des oxydes en fonction de SiO_2 des granitoïdes d'Oued Amizour. 74
- Figure III-6.** Spectres des éléments en traces et des éléments de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Sun et McDonough, 1989) des échantillons d'Oued Amizour. 78
- Figure III-7. Diagramme A/CNK contre A/NK de Maniar and Piccolli (1989) montrant le caractère métallumineux à faiblement peralumineux des granitoïdes d'Oued Amizour. 80
- Figure III-8.** Diagrammes La/Sm vs La et Cr vs Rb (Jiang, 2005) illustrant l'évolution des granitoïdes d'Oued Amizour suivant le processus de la fusion partielle. 82
- Figure III-9.** Diagramme de discrimination géotectonique : A) Nb/Zr vs Zr (Thieblemont et Tegye, 1994) ; B) Rb/Zr vs SiO_2 (Harris *et al.*, 1986) ; B) Rb vs Nb/Y de Pearce, (1996) ; D) Nb vs Y de Pearce, (1984) syn-COLG (syn-collision granite), WPG (within plates granite), VAG (volcanic arc granite), ORG (orogenic granite). 83
- Figure III-10.** Diagramme de discrimination géotectonique Zr/Yb vs Nb/Yb montrant que les granitoïdes d'Oued Amizour possèdent les affinités d'un magma d'arc volcanique continental. Domaines d'après Pearce, (1995). 84
- Figure III-11.** Model pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du Nord-Est algérien durant le miocène (Laouar *et al.*, 2005). 86

Chapitre. IV

- Fig. IV.1.** Localisation des différents secteurs minéralisés sur la dépression El-Aouana – Oued Amizour. 89
- Figure IV-2.** Coupe géologique réalisée à partir des sondages de l'O.R.G.M. et W.M.Z. montrant l'emplacement du corps de minerai et sa morphologie (ORGM 1988, modifié par W.M.Z., 2009). 93
- Figure IV-3.** Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture massive. 94

Figure IV-4. Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture collomorphe.	95
Figure IV-5. Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture veinulée.	96
Figure IV-6. Minerai du gisement d'Oued Amizour à texture disséminée.....	96
Figure IV-7. Minerai du gisement d'Oued Amizour à texture béchique.	97
Fig. IV-8. Différents aspects microscopiques des minéralisations d'Oued Amizour au niveau de l'amas sulfuré (a , c, e et g en LPNA ; b, d et h en LPA).	101
Figure IV-9. Différents aspects microscopiques (L.P.N.A) de la minéralisation située au niveau de la zone à stockwerk du gisement d'Oued Amizour.	104
Figure IV-10. Succession paragénétique des minéralisations d'Oued Amizour.....	105

Chapitre. V

Figure V-1. Macrophotographie de l'anhydrite sélectionnée pour inclusion fluides.....	112
Figure V-2. Macrophotographie de la calcite sélectionnée pour inclusions fluides.	113
Figure V-3. Microphotographie des inclusions fluides contenues dans les minéraux de gangue du gisement zincifères d'Oued Amizour. a et b) inclusions fluides en cristaux négatifs dans l'anhydrite, c et d) inclusions fluides en forme allongée dans la calcite.....	114
Figure V-4. Histogrammes des mesures microthermométriques sur l'anhydrite et la calcite. Th : Température d'homogénéisation ; Tmi: Température de fusion de glace.	116
Figure V-5. Histogrammes montrant la composition isotopique du soufre des sulfures et des sulfates du gisement de zinc d'Oued Amizour.....	128
Figure V-6. Répartition spatiale des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures et des sulfates sur la colonne lithologique du massif d'Oued Amizour. Les valeurs les plus négatifs sont situées à proximité du corps de minerai principal, au-dessus de la couche d'anhydrite.	130
Figure V-7. Comparaison des signatures isotopiques du soufre des sulfures du gisement de zinc d'Oued Amizour avec d'autres gisements à l'échelle locale et régionale. (1) Coleman (1977), (2) Zaback et Pratt (1993); (3) Coleman (1979), Ishihara et Sasaki (1989), Sasaki et Ishihara (1979), Laouar et al. (1990); (4) Kyser (1986). (5) Laouar et al. (2002), (6) Çagatay et Eastoe (1995).	133

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre. I

- Tableau I-1.** Les pointements magmatiques post-orogéniques du littoral algérien, leurs âges équivalents et leurs minéralisations associées. 17
- Tableau I-2.** Récapitulatif des observations relatives aux faciès volcaniques de la région d'Oued Amizour (Glangeaud, 1925 ; Semroud, 1993 ; Graine et Marignac, 2001). 23
- Tableau I-3.** Récapitulatif des différents plutons de la région d'Oued Amizour et leurs caractéristiques minéralogiques (Semroud, 1981). 25

Chapitre. III

- Tableau III-1.** Données géochimiques en roche totale des roches plutoniques et subvolcanique d'Oued Amizour. 66
- Tableau III-2.** Comparatif des critères de différenciation entre les granitoïdes S-type et I-type (Chappell et White, 1974)... 79

Chapitre. V

- Tableau V-1.** Récapitulatif des résultats d'analyses microthermométriques des inclusions fluides dans l'anhydrite et la calcite du gisement d'Oued Amizour. Te : température de l'eutectique (C°), Tfg : température de fusion de glace (C°), Th : température d'homogénéisation (C°), Sal : salinité (poids. % éq. NaCl). 115
- Tableau V-2.** Abondances naturelles des isotopes et références des standards (Campbell et Larson, 1998). 120
- Tableau V-3.** Terminologie des isotopes stables (Campbell et Larson, 1998). 121
- Tableau V-4.** Résultats d'analyse isotopique du soufre des sulfures du gisement d'Oued Amizour. 126
- Tableau V-5.** Résultats d'analyse isotopique du soufre des sulfates du gisement d'Oued Amizour. 127
- Tableau V-6.** Résultats d'analyse isotopique du carbone et de l'oxygène effectuée sur la calcite du gisement d'Oued Amizour. 127

Liste des abréviations minérales

Abréviations minérales	
Ab	Albite
Act	Actinote
Amp	Amphibole
Anh	Anhydrite
Ap	Apatite
Bi	Biotite
Cal	Calcite
Ccp	Chalcopyrite
Chl	Chlorite
Cpx	Clinopyroxène
Ep	Epidote
Gn	Galène
Gp	Gypse
Hbl	Hornblende
Hém	Hématite
Ill	Illite
Kf	Feldspath potassique
Kln	Kaolinite
Mag	Magnétite
Mln	Melnickovite
Mnt	Montmorillonite
Mnz	Monazite
Mrc	Marcassite
Op	Opaque
Or	Orthose
Pl	Plagioclase
Prl	Pyrophyllite
Py	Pyrite
Qtz	Quartz
Sa	Sanidine
Sch	Schallenblende
Ser	Séricite
Sp	Shpalérite
Sph	Sphène
Zrn	Zircon

Introduction générale

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Durant le Miocène, le long de la marge nord-africaine, depuis l'île de la Galite en Tunisie jusqu'au nord du Maroc en passant par le littoral algérien, plusieurs corps magmatiques ont percé aussi bien les formations du socle cristallophyllien que celles des flyschs charriés. Leur emplacement a été interprété comme conséquence de la subduction-collision entre la plaque africaine au sud et celle européenne au nord pendant l'Oligo-Miocène. Cet évènement tectonique régional est également responsable de la structure actuelle de chaîne alpine du bassin de la méditerranée occidentale (ex : [Auzende et al., 1975](#) ; [Cohen, 1980](#) ; [Maury et al., 2000](#) ; [Carminati et al., 2012](#)).

Au nord de l'Algérie, l'activité magmatique miocène est caractérisée par une composition qui varie depuis les roches volcaniques mafiques, essentiellement à l'Ouest (ex : [Belanteur, 2001](#)) aux roches acides, à l'Est (ex : [Chazot et al., 2017](#)) montrant différents modes de mise en place : plutoniques, subvolcaniques et volcaniques.

Dans les zones internes, au Nord-Est de l'Algérie, l'âge de la mise en place des corps magmatiques, aussi bien à travers le socle cristallophyllien que la couverture sédimentaire, est d'environ 14 à 17 Ma ([Bellon, 1981a](#) ; [Marignac and Zimmermann, 1983](#) ; [Abbassene et al., 2016](#)). D'autres travaux antérieurs (géologiques, géochimiques et isotopiques) menés sur ces roches magmatiques ([Hilly, 1962](#) ; [Fougnot, 1990](#) ; [Ouabadi et al., 1992, 1994](#) ; [Ahmed-Said et al., 1993](#) ; [Semroud et al., 1994](#) ; [Maury et al., 2000](#) ; [Laouar et al., 2002](#) ; [Laouar et al., 2005](#) ; [Bouabsa et al., 2010](#)) ont révélé l'existence de deux types de magmas selon son origine :

(1) un magma dérivé du manteau ayant subi une contamination crustale variable (ex : Edough, Cap de Fer) et (2) un magma provenant de la fusion partielle des roches métasédimentaires (ex : Cap Bougaroune, Filfila). Selon la définition de Chappel et White (1974) ces deux types de magmas (1) et (2) sont qualifiés, respectivement, de type I et de type S.

Indépendamment du type de magmas I ou S, leur chimisme, à savoir le caractère calco-alcalin métalumineux à peralumineux, l'enrichissement de LILE par rapport HFSE et LREE par rapport HREE ainsi que l'appauvrissement en Eu, Sr et Nb et en moindre mesure Ti et Sm, l'enrichissement en Cl, H₂O, F, les relie intimement à un contexte de subduction avec les affinités d'un magma d'arc continental (Pearce *et al.*, 1984 ; Kovalenko *et al.*, 2010). Un tel magma a été mis en évidence à Chataibi-Cap de fer par Laouar *et al.* (2005), et aux autres pointement du Nord Est algérien (Chazot *et al.*, 2017).

Au Nord-Est de l'Algérie, l'activité magmatique a été, le plus souvent, accompagnée d'altération hydrothermale de degré variable dont les conséquences le dépôt de trois (03) types de minéralisations : (1) gîtes à Pb-Zn-Cu (ex : Oued Amizour, Ain Barbar, El-Aouana (Bellon, 1976 ; Bellon et Semroud, 1978 ; Glaçon, 1971 ; Laouar, 2002) ; (2) gisements à W-As-Au associés aux skarns (ex : Karézas : Aissa, 1985 ; Filfila : Bouabsa, 2010), et (3) filons à Sb-Au représentés tantôt par de petits prospects (le cas de Chetaibi et le massif de l'Edough (Laouar *et al.*, 2002 et 2005) tantôt par des gisements ayant des réserves importantes (cas d'Oued Amizour : Graine et Marignac, 2001 et Benali, 2007 ; El-Aouana : Benali, 2007 et Villemaire, 1987 ; Ain Barbar : Marignac, 1985).

Le magmatisme recensé dans la région d'Oued Amizour (Figure 1), objet de cette étude, est localisé à la limite entre les zones internes, représentées par le socle cristallophyllien de Bouhatem, et les zones externes, représentées par les unités baboriennes

occidentales. Les roches ignées sont mises en place au sein des formations allochtones des flyschs crétacés (Benali, 2007). Elles ont fait l'objet de plusieurs travaux géologiques, des études d'ordre pétrologique, géochimique, géochronologique et gîtologique (ex : Semroud, 1981 ; Leikine, 1971 et 1974, Bellon, 1976) pour apporter des explications satisfaisantes quant à leur mise en place, datation et leur contexte géodynamique.

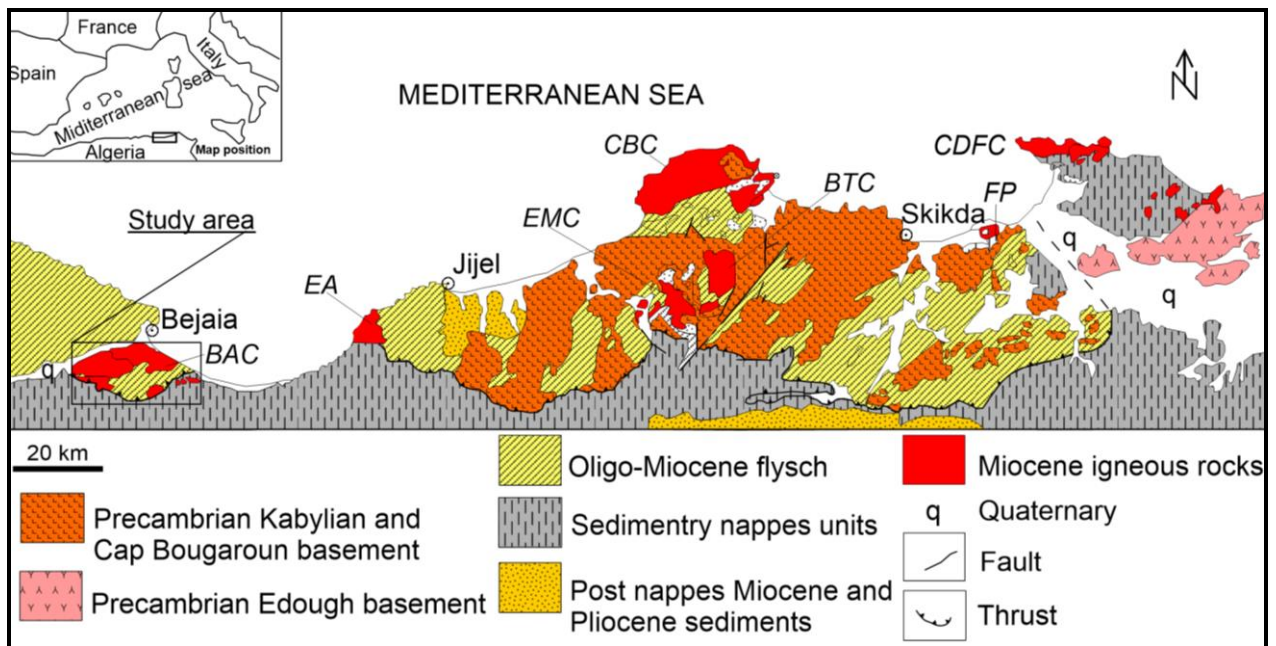


Figure 1 . Esquisse géologique simplifiée du Nord Est algérien montrant la localisation du complexe magmatique de Béjaia–Amizour BAC (zone d'étude) : EA El-Aouana ; EMC El-Milia ; CBC Cap Bougaroun; BTC Beni Touffout ; FP Filfila ; CDFC Chétaibi-Cap de Fer. (Durand-Delga, 1980 ; Vila, 1980 ; Fourcade, 2001).

Du point de vue géochimie des éléments majeurs des granitoïdes d'Oued Amizour, les études suscitées ont mis en évidence une série calco-alcaline de type marge continentale active qui admet une subduction étant un mécanisme de mise en place. Les éléments en traces et les éléments de terres rares, néanmoins, n'ont pas été analysés. Ainsi, ce présent travail vient d'apporter un complément d'informations sur la géochimie des éléments en traces et terres rares des granitoïdes d'Oued Amizour. Ces résultats permettront de tirer des conclusions sur l'origine du magma et de proposer un model quant aux mécanismes régissant la mise en place des granitoïdes d'Oued Amizour.

En revanche, les travaux menés sous l'égide des compagnies et entreprises minières O.R.G.M (Office de Recherche Géologique et Minière) depuis les années soixante et W.M.Z (Western Mediterranean Zinc) depuis 2006 jusqu'à nos jours ont visés les prospections minières. Les études géologiques, entreprises par l'ORGM, des minéralisations associées aux granitoïdes d'Oued Amizour ont mis en évidence des concentrations importantes (Zn, Pb, Cu, Fe, Ba ...etc) localisées surtout dans la localité de Tala Hamza. Cependant, les hypothèses génétiques de ces minéralisations et leur relation avec l'encaissant igné demeurent diverses et parfois controversées à cause de l'absence des données de précision tel que les inclusions fluides et les isotopes stables (S, O et C).

Gravelle (1959) considère les minéralisations du secteur de Tala Hamza (Aït Bouzid) de type hydrothermal sédimentaire. Graine (1997) adopte, par contre, le model géothermique de Henley et Ellis (1983) et rattache l'abondance de Zn et la prédominance des minéraux zincifères au magma. Les travaux les plus récents sur l'origine de la minéralisation reviennent à Benali (2007). Ce dernier propose une superposition de deux venues hydrothermales ; l'une de type amas sulfurés (dans un milieu marin) recoupé par une venue épithermale tardive.

Le présent travail s'intéresse alors à relever les ambiguïtés relatives à la genèse du grand gisement de zinc d'Oued Amizour. En d'autres termes, nous nous intéressons à la typologie géologique de ce gisement d'une part, et d'autre part, à l'établissement du lien génétique entre le magmatisme et les minéralisations qui lui sont associées.

Problématique et objectifs

Un des exemples représentant les nombreux gisements liés à l'activité magmatique tertiaire dans la chaîne alpine du nord de l'Algérie est celui d'Oued Amizour situé dans la wilaya de Bejaia. Les études géologiques menées par l'ORGM (1988) et WMZ (2006 – 2010) sur cette région ont porté essentiellement sur la prospection des minéraux utiles visant à

mettre en évidence les potentialités minières du site. Les résultats de ces travaux révèlent la découverte d'un gisement de grande envergure ayant un potentiel considérable en zinc, et est rattaché aux granitoïdes ; c'est celui de Tala Hamza (dénommé également Ait Bouzid). Il est considéré comme le plus important en Afrique du nord où les ressources peuvent atteindre les 68,6 million de tonnes (mesuré, indiquées et présumées) avec 4.6% de zinc. A ce gisement de zinc, de nombreux indices métallifères sont recensés, en l'occurrence des indices de fer, cuivre, zinc, plomb et barytine répartis au niveau des localités d'Amedène, Ihadadène, Bouzenan, Aït Dali... etc.

En revanche, d'autres recherches d'ordre régional, trop orientées ont été menées pour apporter des explications satisfaisantes aux questions d'ordre géodynamique posées sur les granitoïdes miocènes d'Oued Amizour.

L'origine controversée du gisement d'Oued Amizour et le manque de données géochimiques sur les granitoïdes et les minéralisations associées ont suscité notre tâche à (1) détailler l'étude pétrologique et géochimique des granitoïdes et des altérations qui leur sont associées (2) définir l'origine du magma ; (3) reconstituer son cadre géodynamique de mise en place, (4) détailler l'étude métallogénique de la minéralisation associée aux granitoïdes ; (4) déterminer l'origine des sulfures et la nature du fluide minéralisateur ; et enfin (5) proposer un modèle génétique entre les granitoïdes et la genèse de la minéralisation à Zn-(Pb) associée.

Méthodologie

Afin d'atteindre nos objectifs, plusieurs étapes et approches ont été adoptées :

- Des recherches bibliographiques approfondies, sur le plan régional et local, depuis l'époque coloniale (Curie & Flamand, 1889 ; Glangeaud, 1925 et 1935) jusqu'aux

derniers travaux de prospection entrepris par WMZ (2006 à nos jours).

- De multiples stages et visites de terrains ont permis l'échantillonnage au niveau des différents faciès magmatiques et de la zone minéralisée. L'échantillonnage s'est effectué au gisement de Tala Hamza, sur des sondages sélectionnés pour leur profondeur la plus complète (TH047) et leur nature de faciès (TH022). Cette étape n'aurait jamais vu le jour sans le consentement et l'aimable collaboration de WMZ spa (western mediterranean zinc) société de prospection minière du gisement de Tala Hamza.
- Les travaux de laboratoires sont multidisciplinaires représentés par la confection des lames minces et des sections polies, la diffractométrie aux rayons X (DRX) et les analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terre rares). L'approche des isotopes stables (soufre – carbone – oxygène) ainsi que la microthermométrie des inclusions fluides envisagées également dans ce travail ont nécessité des séparations minérales en phases pures et des lames fines polies respectivement.

Chapitre I.
Cadre géologique régional
& local

CHAPITRE I

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET LOCAL

I.1 Géologie de la chaîne des Maghrébides

I.1.1 Introduction

Le nord de l’Afrique est bordé par un système orogénique jeune, alpin appelé la ceinture Tello-Rifaine ou la chaîne des maghrébides (Durand-Delga, 1980 ; Michard *et al.*, 2006). Elle relie, vers l’Est, les Apennines à travers le canal de la Sardaigne (Masclé *et al.*, 2004), le nord de la Sicile (les montagnes péloritaines) et l’arc de la Calabre. Alors vers l’Ouest, elle relie les Cordillères bétiques à travers l’arc de Gibraltar et le socle marin d’Alboran (Comas *et al.*, 1999 ; Durand-Delga, 1980 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2006) (Fig. I. 1).

À l’heure actuelle, la chaîne des maghrébides comprend trois zones tectono-stratigraphiques, on y distingue du nord vers le sud d’après Frizon de Lamotte *et al.* (2006) :

- *Les zones internes* qui sont issues du domaine AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Péloritain, Calabres) ou domaine mésoméditerranéen représentant des terrains cristallophylliens d’origine européenne ou adriatique et leur couverture mésozoïque (dorsale calcaire).
- *Le domaine des flyschs* qui correspond à la couverture sédimentaire de l’ancien océan Téthys.
- *Les zones externes* qui correspondent à la paléomarge inversée de l’Afrique.

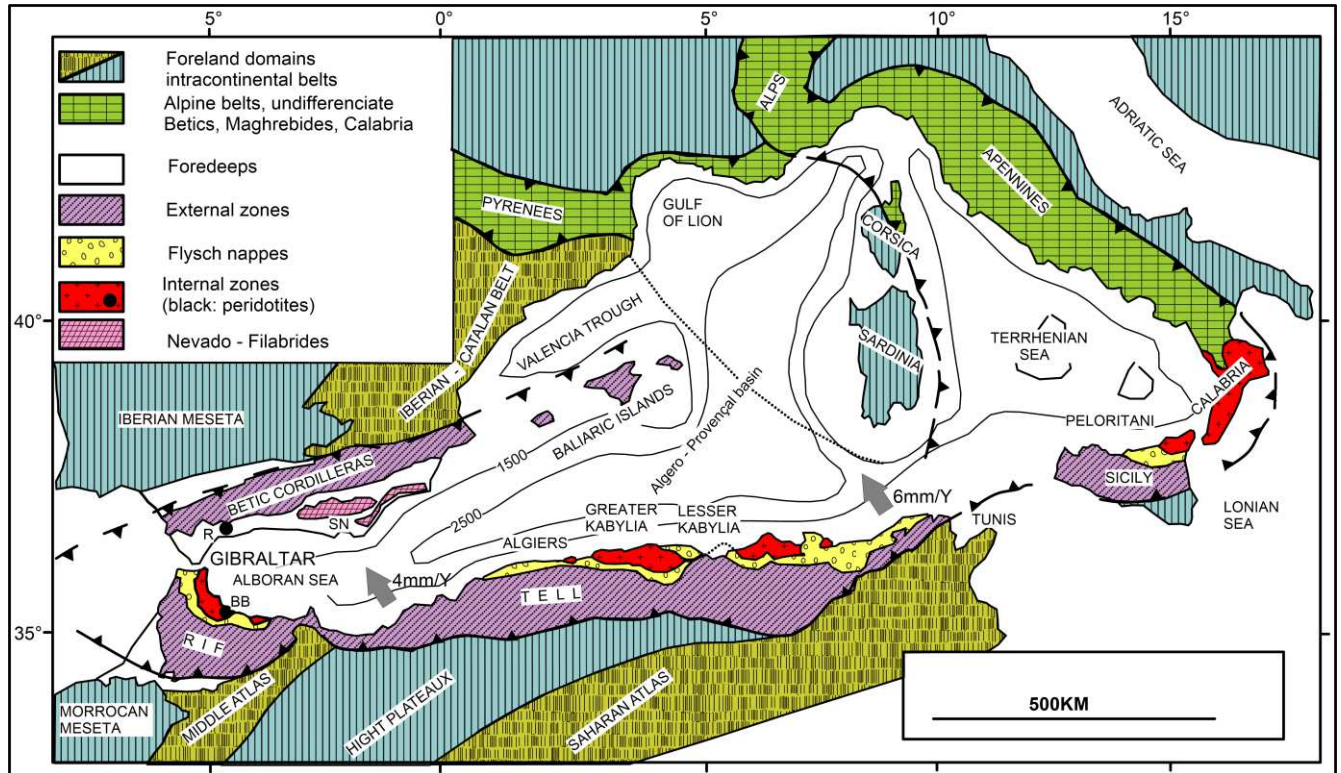


Figure I-1. Localisation des maghébides dans le cadre des chaînes alpines de la méditerranée occidentale, (d’après Durand-Delga, 1980). Flèches remplies : Convergence actuelle Eurasie – Afrique, model NUVEL 1, in [Meghraoui et al. \(1996\)](#). BB : Beni Bousera, R : Ronda, SR : Sierra Nevada.

I.1.2 Reconstitution géodynamique

Au cours de ces derniers temps, plusieurs études pluridisciplinaires et programmes de recherche ont été lancés dans le but de mieux comprendre la géodynamique de la méditerranée centrale et occidentale. Ces derniers ont conduit à la proposition des modèles d’évolution géodynamique principalement basés sur des arguments géologiques, pétrogéochimiques, géochronologiques et sismologiques ([Auzende et al., 1973](#) ; [Maury et al., 2000](#) ; [Laouar et al., 2002 et 2005](#) ; [Frizon de Lamotte et al., 2011](#) ; [Lustrino et al., 2011](#) ; [Carminati et al., 2012 et 1998b](#) ; [El Azzouzi et al., 2014](#), [Abbassene et al., 2016](#)). L’ensemble de ces modèles s’articule autour de la convergence entre les deux plaques eurasiennne et africaine (depuis le crétacé supérieur), le retrait

du slab (slab rollback à l'oligocène inférieur) et le détachement du slab (slab detachment). Le détachement du slab s'est effectué d'une manière diachrone dans quatre domaines : Au-dessous des Alpes (Oligocène inférieure), le domaine bétique (Aquitaniens), le nord de l'Afrique (Langhien) et les Apennines (Miocène supérieure – Pliocène).

Certains auteurs proposent un plongement N-NW du front de subduction qui s'étend des Alpes à l'arc actuel de Gibraltar (Faccenna *et al.*, 2004 ; Schettino et Turco, 2006 ; Carminati *et al.*, 2012). D'autres proposent uniquement des restrictions concernant l'extension de la zone de subduction qui va depuis les Alpes au terminaison S – O des Baléares (Rosenbaum et Lister, 2004 ; Spakman et Wortel, 2004 ; Van Hinsbergen *et al.*, 2014). Une dernière variante propose une variation latérale de la polarité initiale de subduction depuis le S-SE le long de la marge nord-marocaine jusqu'au N-NW le long des Baléares jusqu'aux les Alpes (Vergés et Fernández, 2012 ; Casciello *et al.*, 2015).

Bien que l'on voie aussi clairement, le consensus des auteurs autour de ce modèle géodynamique de la subduction à orientations diverses proposé au niveau de la méditerranée centro-occidentale, les points de différence concernent, entre autres, la restauration des dimensions du slab au cours du temps (Van Hinsbergen *et al.*, 2014). En l'occurrence l'initialisation de la subduction varie entre 120 Ma (Handy *et al.*, 2010), 80 Ma (Faccenna *et al.*, 2001b) et 35 Ma (Rosenbaum *et al.*, 2002a).

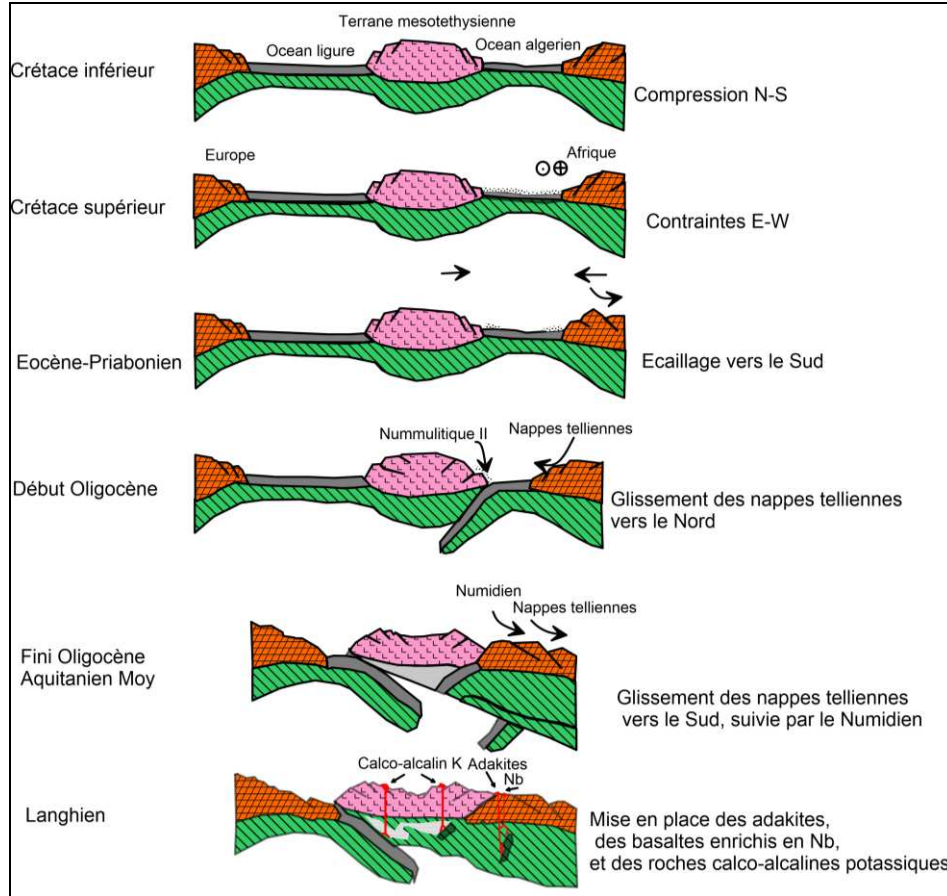


Figure I-2. Reconstitution géodynamique des Maghrébides du Crétacé inférieur au Miocène Moyen (Benali *et al.*, 1999 ; Maury *et al.*, 2000).

I.1.3 Le magmatisme tertiaire de la méditerranée centro – occidentale : Aperçu général

L'étude des roches magmatiques d'âge tertiaire de la méditerranée centro – occidentale (Fig. I-3) a suscité ces dernières années, la communauté scientifique, elle offre, sans aucun doute, une opportunité certaine pour la compréhension des phénomènes profonds relatifs à leur mise en place particulièrement, et à l'évolution géodynamique de cette région au cours du cénozoïque d'une manière plus large. Un potentiel minier divers et colossal (Pb – Zn – Cu – Ag – Au – Py, W, Sn ...etc.) se rattache à ces roches magmatiques, par ailleurs, leur l'étude s'avère d'une importance capitale. D'après les travaux de Wilson & Bianchini (1999) ; carminati *et al.* (2012) le magmatisme au niveau de la méditerranée s'est produits suivant trois associations :

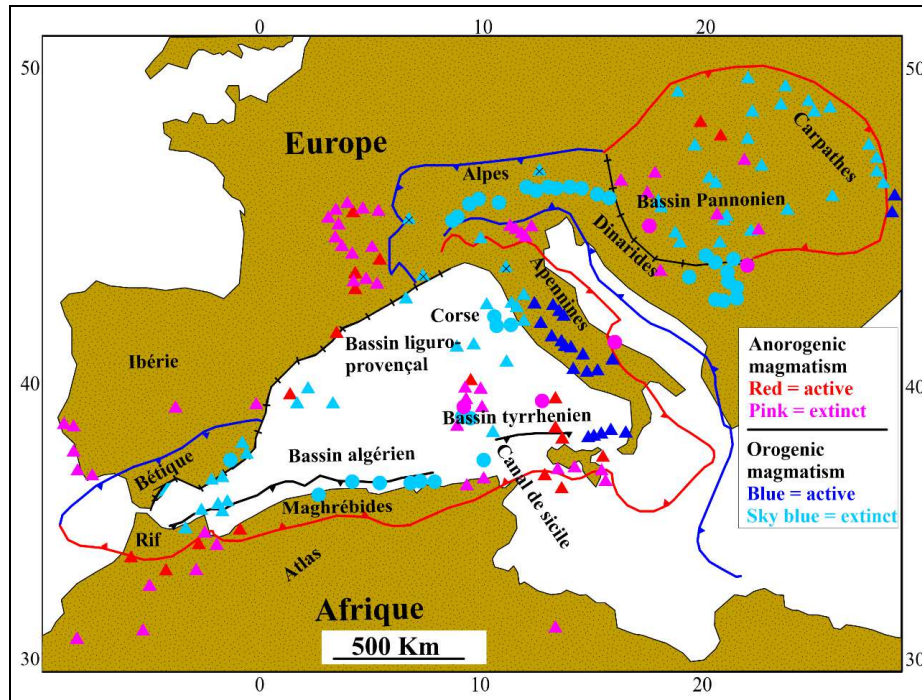


Figure I-3. Distribution du magmatisme tertiaire dans la région de la Méditerranée centro – occidentale d’après [Carminati et al. \(2012\)](#). Triangles : roches volcaniques et pyroclastiques ; Triangles avec des croix : volcanoclastites ; Cercles : plutons ; Slashes : dykes. Symboles rouges : roches ignées "anorogéniques" actives ; Symboles roses : roches ignées "anorogéniques" éteintes ; Symboles bleus : actif igné lié à la subduction ; Symboles bleu ciel : roches ignées fossiles « liées à la subduction ».

- Un magma ‘anorogénique’ lié à une extension intraplaque, représenté typiquement par des basaltes alcalins riches en Na, des basanites mais aussi des basaltes sub-alcalins et leucitites. Ces magmas dits "anorogéniques" ont des rapports LILE / HFSE faibles.
- Un magma ‘orogénique’ lié à la subduction / post-collisionnel issu de la convergence des plaques, typiquement riche en potassium (K). Ces magmas, dits "orogéniques", montrent des enrichissements importants en LILE (Rb, K, Ba, LREE) et appauvrissement relatif dans les éléments HFSE (Ta, Nb, Zr, Ti)
- Basaltes sub-alcalins similaires à ceux qui se retrouvent au niveau des dorsales médio-océaniques.

Nous montrons ci – dessous un récapitulatif des différents pointements de ce magmatisme miocène dans chacune des provinces de la méditerranée centro – occidentale.

 **En Italie :**

La chaîne des Apennines et le magmatisme associé se développent à la suite d'une subduction orientée vers l'ouest de la plaque adriatique sous la marge sud-européenne. La majeure partie du magmatisme au cours de cette évolution géodynamique complexe est liée à la fusion des sources mantelliques qui ont été modifiées lors de la subduction (Alagna *et al.*, 2010).

- Le magmatisme éocène en Italie est concentré dans la région alpine, avec un emplacement à la fois orogénique (dans les Alpes orobiques, et le batholite du sud Adamello et la Sardaigne) et anorogénique (régions de Vénétie et du Trentin).

- Durant l'Oligocène (~ 32-30 Ma), le magmatisme orogénique alpin a atteint son ampleur. Les roches sont de compositions calco-alkalines à ultra-potassiques (lamproitiques), et affleurent aux Alpes occidentales, l'activité magmatique calco-alkaline à shoshonitique dans les Alpes orientales se poursuit jusqu'à la fin de l'oligocène (~ 24 Ma).

- Une activité magmatique plus jeune en Italie serait essentiellement liée à la zone de subduction des Apennins. En Sardaigne, la majeure partie de l'activité calco-alkaline et celle fortement potassique a commencé vers ~ 28 Ma, et a atteint son ampleur à environ 21-18 Ma. Elle a probablement continué jusqu'à ~ 12 Ma (Alagna *et al.*, 2010). Successivement, le magmatisme orogénique s'est déplacé vers l'est et le sud-est en formant plusieurs centres dans le bassin tyrrhénien et dans la péninsule italienne. En même temps, le magmatisme anorogénique (tholéitique à alcaline riche en Na) s'est développé en plusieurs endroits ; derrière le front de compression des Apennins (Sardaigne et bassin de la mer Tyrrhénienne), et le long de la marge nord de l'avant-pays d'Afrique (Sicile orientale et canal de Sicile). La relations entre le

magmatisme et la géodynamique en Italie est complexe. Le magmatisme orogénique est parfois contemporain à la subduction (par exemple, l'arc éolien oriental), suggérant qu'une partie du manteau fondrait sous l'effet de fluides riches en eau libéré par les slabs subduits. Dans d'autres cas, le magmatisme est plus jeune que la subduction (par exemple, Alpes occidentales, Toscane Province), résultant de la fusion par décompression post-collisionnelle d'une partie du manteau contaminé.

En Tunisie

Le magmatisme néogène de la Tunisie occupe la partie septentrionale ; des granitoïdes et des volcanites affleurent aussi bien au niveau de l'offshore dans l'archipel de La Galite qu'au niveau de l'onshore dans les régions de Nefza et des Mogods (Talbi *et al.*, 2005).

Sur l'archipel de la Galite on retrouve quatre grands groupes de roches magmatiques d'âge miocène (Serravalien – Tortonien) : des microgranodiorites, des granodiorites, des microgranites monzonitiques et des aplites qui traduisent les dernières injections magmatiques.

Sur la région de Nefza, le magmatisme est d'âge 12 – 8 Ma (Bagdazarjan *et al.*, 1972 ; Bellon, 1976) et est représenté par un magmatisme bimodal. On y rencontre une intrusion granodioritique associée à des dômes rhyodacitiques, des pyroclastites et des tufs. Ces roches acides sont spatialement associées avec des sills et dykes basaltiques datés de 8 ± 1 Ma (Bagdazarjan *et al.*, 1972 ; Rouvier, 1977).

Sur la localité du Mogods on retrouve des dykes basiques notamment basaltiques recoupant les séries de flysch numidien. Se sont particulièrement des basaltes dont l'âge radiométrique allant de 7.3 ± 0.1 à 5.8 ± 1 Ma d'après Bagdazarjan *et al.* (1972).

En Espagne

Le magmatisme calco-alkalin en Espagne affleure dans la partie orientale de la cordillère bétique,

dans le massif de Serrala, du Cabo De Gata, d'Almeria et de la Mar Menor (Bellon et Brousse, 1977). Il est d'âge 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) et repris dans la province de Murcia entre 2 et 3 Ma (De Larouzière, 1988 ; Benito *et al.*, 1999). Le magmatisme de l'île d'Alboran présente deux séries, l'une relativement ancienne (25 Ma) pauvre en potassium, à affinité tholéitique, et l'autre plus récente (20 Ma) et plus potassiques composée d'andésites et basaltes. L'activité volcanique se poursuit dans les mêmes secteurs géographiques présentant deux phases : une première phase qui débute avec des dacites pauvres en K (17,8 Ma) suivie d'une série d'andésito-dacites (17,8 à 13 Ma). La deuxième phase est également pauvre en K, avec des basaltes et andésites, suivie d'une série d'andésites et dacites riches en K au Tortonien terminal et au Messinien (8,8 à 7,5 Ma).

Dans le sud-est de l'Espagne, une série de petites occurrences de roches lamproïtiques d'âge Miocène (8,3-6,7 Ma) (sous forme de volcans monogéniques et / ou de dykes) couvrent une vaste zone (Seghedi *et al.*, 2007). Ces roches sont associées à des bassins d'extension remplis par des dépôts néogènes dans les zones bétiques et sub-bétiques. À Cancarix (Sierra de las Cabras), à Calasparra, à Barqueros, à Cerro de Monagrillo, à Jumilla et à Vera, des éruptions à Fortuna, Mula et Zeneta.

Au Maroc

Au Maroc, le magmatisme occupe la partie septentrional (Oujda, Gourougou, Cap des trois Fourches, Guilliz et Ras Tarf), il s'est produit durant le Serravallien au Tortonien et principalement au Plio-Pléistocène, l'activité magmatique était de type alcalin, Calco-alcalin et transitionnel (El Azzouzi *et al.*, 1999 et 2003). L'ensemble des magmas s'est mis en place à un stade clairement post-collisionnel (Hernandez & Lepvrier, 1979), recoupant les nappes des

chaines rifaine et tellienne, et parfois même leur avant-pays africain.

En Algérie Occidentale

L'activité magmatique dans l'Ouest de l'Algérie (l'Oranais) est représentée par un volcanisme bimodal, il présente en gros des caractères similaires à celles des roches éruptives du Maroc septentrional. Il est considéré le plus récent par rapport aux autres manifestations magmatiques dans le reste de l'Algérie, les émanations ont débuté depuis le miocène supérieur avec surtout des andésites, tufs, pyroclastites et des rhyolites à affinités calco-alcalines, et s'est poursuivies au plio – pleistocène (quaternaire) avec des basaltes à affinités alcalines (Belanteur, 2001).

En Algérie centrale

Dans la partie centrale de l'Algérie, l'activité magmatique a débuté à environ 16 Ma avec l'émission de produits volcaniques à affinité calco-alcaline à tendance potassique mais également tholéitique, on en rencontre sur le tronçon allant de Cap Djinet, l'Est d'Alger, Cherchell jusqu'à Tenès. L'activité magmatique c'est poursuivie au tortonien (vers 11 Ma) avec également de laves volcaniques et roches plutoniques. Au pliocène quelques filons de composition basaltique à affinité alcaline se sont mis en place (Glangeaud, 1935 et 1952).

En Algérie orientale (magmatisme de la région kabyle)

Sur une bande d'environ 450 Km s'étendant d'Annaba jusqu'à Alger sont éparpillés les pointements magmatiques d'âge tertiaire. Ces derniers ont fait l'objet d'une étude de synthèse par Chazot *et al.* (2017) : Les manifestations magmatiques affleurent dans cinq (05) zones bien distinctes : Edough – Cap de Fer, Bougaroun – Beni Toufout, El – Aouana, Béjaia – Amizour (objet de cette étude) et Thénia – Dellys.

Le magmatisme de cette région est très divers, il est composé pour l'essentiel par des granodiorites, andésites, granites, microgranites, rhyolites, et localement des basaltes et montre,

entre autres, des affinités calco-alkalines fortement potassiques, shoshonitiques et moyennement potassiques. Le début de cette activité magmatique a été signalé au Cap Bougaroun et revint au 17 Ma (Abbassene *et al.*, 2016).

Le magmatisme dans la région kabyle montre des signatures géochimiques franches des zones de subductions ‘magma orogénique’, et serait présumé formé lors de la fusion partielle du manteau métasomatisé, le magma basique d’où il provient, serait également contaminé par les matériaux crustals lors de son ascension (Maury *et al.*, 2000 ; Fourcade *et al.*, 2001 ; Laouar *et al.*, 2005, Chazot *et al.*, 2017).

I.1.4 Magmatisme tertiaire et minéralisations associées en Algérie

En Algérie, Les roches magmatiques d’âge miocène sont réparties, comme nous avons montré plus en haut, sur les zones côtières depuis l’ouest d’Oran, l’algérois (Régions de Cherchell, Dellys et Thénia), la baie de Bejaia, le massif de Collo, Filfila, jusqu’à Chétaibi, Cap de Fer et Ain Barbar dans la wilaya d’Annaba (modifiée d’après Rosenbaum *et al.*, 2002a). Les minéralisations associées à ce magmatisme tertiaire sont à leur tour éparpillées de la même manière que les pointements magmatiques le long de la cote algérienne (voir tableau I-1). La mise en place de ces minéralisations serait liée aux processus magmatiques et hydrothermaux.

Le tableau (I-1) montre les pointements magmatiques post-orogéniques du littoral algérien, leurs âges radiogéniques équivalents et leurs minéralisations associées.

✚ *Références bibliographiques du tableau I-1 : Bellon, 1976 ; (2) Bellon et Guardia, 1980 ; (3) Bellon, 1981a ; (4) Lepvrier et Velde, 1976 ; (5) Hernandez et Lepvrier, 1979 ; (6) Bellon et Semroud, 1978 ; (7) Semroud, 1981 ; (8) Glaçon, 1971 ; (9) ; Bouillin, 1977 ; (10) Ouabadi, 1994 ; (11) Hilly, 1962 ; (12) Marignac et Zimmerman 1983 ; (13) Marigniac, 1985 ; (14) Aissa *et al.*, 1995 ; (15) Abbassene *et al.*, 2016.*

Tableau I-1. Les pointements magmatiques post-orogéniques du littoral algérien, leurs âges équivalents et leurs minéralisations associées.

Nature des roches	Age (Ma.)	Minéralisation	Morphologie	Indice / gîtes	Réf
Thenia: Dyke liparite, dyke, sill de diabase Laves et pyroclastites, Andésitiques et Rhyo-dacitiques, granodiorites	Granodiorite : 15	Cu, Zn, Sn, pyrite, (As, W, Mo, Bi, Cr, Au, Ag).	Filons, imprégnations Des dykes.	Bou Arrous Sidi Herout	1
Oued Amizour Tufs andésitiques, pyroclastites, coulées andésitiques et rhyolitoïdes Microgranites, Diorites, Granodiorites Quartz- monzonites	Plutons : 22-16 Andésites : 18-16 Rhyolitoïdes: 12	Pyrite, Pb, Zn, Cu, Ba.	Stratiformes, stockworks, Griffons.	Bouzenad Ait Dali Ihadadène	1,6,7
El Aouana: Tufs, pyroclastites, ignibrites, laves Andésitiques, dacitiques et rhyodacitiques, laves andésitobasaltiques. Granodiorites, microgranites, diorites, et microdiorites	Plutonisme : 14- 13	Pb, Zn, Cu, Ba, (Ag, Au).	Stratiformes, stockworks, Griffons.	Oued el Kebir BouSoufa	1,8
Kabylie de Collo : Ignimbrites, rhyolites, filons de rhyolites protrusions andésito- dacitiques, microgranodiorite, granites microgranite, monzonite	Granite : 17 – 22 Microgranite : 16 Gabbros : 23 – 27 Subvolcanites :10. 7- 15	Pb, Zn, Cu, Pyrite, Ba, (Ag, Au, Co, Bi, Cd, In, Ga, W, Sn).	Filons, stockworks	Boudoukha Sidi Kamber Achaich etc.	1, 15, 10, 16 16
Cap de Fer : Dacites, rhyolites, Andésites, Microgranite, microdiorite	Microgranite : 22- 16 Microdiorite : 15,7	Pb, Zn, Cu.	Filons, Stratiformes	Kef Bougatous Kef el Gourou Kt.Cheraia	1,11
Ain Barbar Filons rhyolitiques, microgranites	16-15	Pb, Zn, Cu.	Filons	Ain Barbar Mellaha Guelaat Safsaf	12,13, 14
Beni-Saf, Oran, AinTemouchent Laves andésitiques et basaltiques , granite	Andésites : 8-9 Basalte : 1-2	Cu, Ni, pyrite, (Au, As, Co, Cr)	Filons, imprégnations dans les andésites	Dj Touila Dj M'zaila Dj M'sirda	1,2
Tenès, ChercHELL Na – andésites et K – andésites Micromonzonites, basaltes, Dacites filons de rhyolites, filons de kerantites	Rhyolites : 15-16 Andésites : 12-13 Dacites : 9 Monzon : 11-9 Kerantite: 5	Cu, pyrite, Pb, Ba, (Sb, Hg, Zn, As, Ag)	Stockworks, Filons, imprégnations dans les andésites.	Bou Khandek Beni Aquil Bou Chekif	3,4,5

I.2 Cadre géologique local de la région d'Oued Amizour

Le complexe magmatique d'Oued Amizour (Fig. I-4), a fait l'objet de plusieurs études géologiques. Du point de vue structural, ce complexe est situé à la limite entre le domaine interne au Nord représenté par le socle kabyle de Bou-Hatem et les flyschs allochtones, et le domaine externe au Sud, mis en place dans les pays crétacé (Benali, 2007). Il présente une vaste structure d'effondrements volcaniques limités par des failles (Abderrahmane, 2011).

I.2.1 Les principales unités structurales

Les ensembles géologiques qui constituent la région d'Oued Amizour sont : le domaine interne représenté par les formations cristallophylliennes du socle kabyle de Bou-Hatem et les flyschs allochtones, et le domaine tellien situé au-delà de l'accident « $\phi 1$ » ou accident d'Achellouf (Semroud, 1981 ; Hassissène, 1989 ; Benali, 2007), ce dernier est représenté par les unités baboriennes de Brek-Gouraya au Nord du massif éruptif et au Sud de ce dernier par les nappes de Barbacha et de Draa-El Arba.

I.2.1.1 Le socle Kabyle

Dans la région de Béjaïa – Amizour, le socle Kabyle est exclusivement représenté par le massif de Bou-Hatem (Fig. I-4), d'âge Paléozoïque (Benali, 2007 ; Abderrahmane, 2011), il est constitué par des roches métamorphiques (gneiss, micaschistes et marbres, recoupés par des lentilles de quartz et des filons de pegmatites (Leikine, 1974 ; Obert, 1981 ; Hassissène, 1989).

I.2.1.2 Les flyschs

a) Le flysch Massylien

D'après les travaux de Hassissène (1989), le flysch massylien d'âge Aptien à Cénomaniens est très répandu dans le secteur d'Oued Amizour et est localisé de part et d'autre de l'accident d'Achellouf « $\phi 1$ ». Deux parties peuvent être distinguées :

✓ Une partie inférieure, constituée à la base par des formations quartzo-pélitiques d'âge aptien-albien inférieur à moyen, surmontées par une assise conglomératique et des phanites d'âge albien à cénomaniens ([Benali, 2007](#)).

✓ Une partie supérieure, composée de flysch marno-calcaire et de calcaires gréseux d'âge post-Sénonien et anté-Miocène ([Gravelle, 1959](#)).

b) Le flysch Maurétanien

Le terme de « Flysch Maurétanien » a été proposé en 1969 par [Gérald](#), ce flysch repose sur le flysch Massylien. Il affleure au Nord du massif de Bou-Hatem et composé selon [Benali \(2007\)](#) ; de bas en haut par :

✓ Des calcaires sombres et conglomérats du Néocomien et des grès quartzitiques surplombants des marnes et des calcaires d'âge Sénonien supérieur.

✓ Des argiles brunâtres, des calcaires et des grès du Paléocène-Eocène.

I.2.1.3 La nappe numidienne

Le flysch Numidien est plus récent que les précédents, il surmonte tectoniquement les autres flyschs, représente un faciès littoral à subcontinental, plutôt qu'un étage ([Gravelle, 1959](#)). Il occupe la région centrale du massif éruptif, et constitue la majeure partie du substratum des séries volcaniques ([Benali, 2007](#)). Il est composé à la base d'argiles datées de l'Oligocène supérieur (Chattien), surmontés par des grès d'âge Aquitanien, et termine par des niveaux d'argiles noires et de silexites datées de l'Aquitaniens terminal-Burdigalien inférieur à moyen ([Abderrahmane, 2011](#)).

I.2.1.4 Les unités telliennes

Elles comportent du Sud vers le Nord (Fig. I-4) :

a) L'unité de Draa-El-Arba

Elle est représentée par les chaînons allant de Gouraya à Aghbalou qui constitue la limite occidentale des Babors (Benali, 2007). Cette unité est composée de bas en haut (Hassissène, 1989) :

- ✓ Un Trias gypso-salin qui admet quelques bancs calcaires.
- ✓ Un Jurassique constitué par des calcaires et des radiolarites.
- ✓ Un Crétacé constitué par un Néocomien discordant sur le Jurassique, il comprend des calcaires, pélites et marnes, surmontés par un Barrémo-Albo-Aptien pélitique détritique.

b) L'unité de Barbacha

D'après Benali (2007) l'unité de Barbacha est constituée :

À sa base par un Lias dolomitique à calcaires marneux et calcaires à silex. Le jurassique supérieur marno-calcaire, Le sommet comporte des pélites d'âge Barrémien à Albien moyen, des marnes et des calcaires campaniens.

c) Les unités baboriennes de Brek-Gouraya

Elles sont représentées par les chaines Gouraya, Aghbalou qui représentent la limite occidentale des Babors (Hassissène, 1989), avec :

- ✓ Des marnes et des calcaires à apticus du Néocomien
- ✓ Des marnes brunâtres à galets de calcaires du Lias, du Jurassique, de l'Aptien et des Galets gréseux de l'Aptien et du Santonien.

I.2.1.5 Les formations post-nappes

a) Le miocène

Le miocène est constitué par les formations volcano-plutoniques objet de cette étude, ainsi que par des formations sédimentaires, dont les plus importantes se localisent dans la rive gauche

d'Oued Soummam (Benali, 2007).

Il comporte à sa base un niveau de brèches et conglomérats à éléments numidiens surmontés par des marnes comportant une microfaune marine datées du miocène inférieur par Gravelle (1959), et du Burdigalien supérieur Leikine (1971) et Semroud (1981). Par contre Hassissène (1989) donne un âge Langhien à cette formation.

b) Le Pliocène

Le pliocène d'après Benali (2007), présente deux faciès : l'un marin et l'autre continental. Le faciès marin est situé dans la basse Soummam près de Bejaia, et est constitué par des marnes bleues (Semroud, 1981) tandis que le faciès continental est situé au Djebel Gouraya et comporte des brèches consolidées à très gros éléments de calcaire jurassique (Hassissène, 1989).

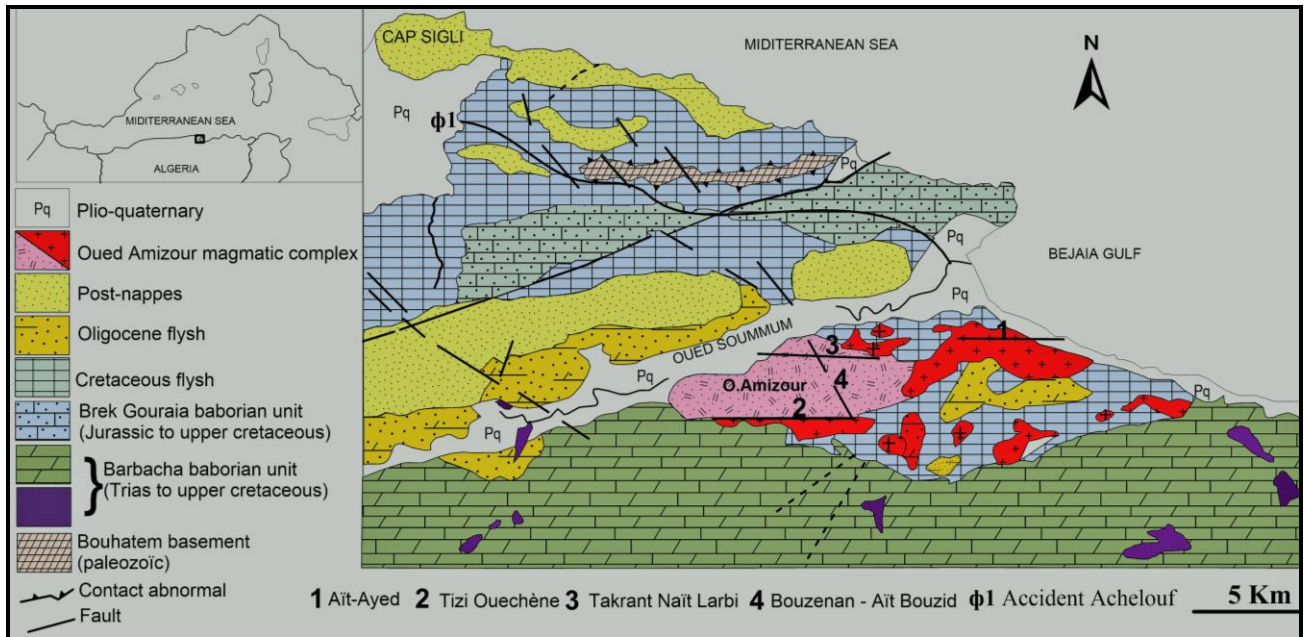


Figure I-4. Carte géologique de la région de Béjaia-Amizour (Hassissène, 1989 ; Semroud, 1981)

I.2.2 Tectonique

La région de Bejaïa-Amizour est marquée par une intense activité tectonique, Leikine (1971) distingue trois phases tectoniques majeures responsables de la structure de cette région, cette

tectonique selon Benali (2007) est essentiellement cassante, et la plus importante phase de fracturation est attribuée au Langhien et au Pliocène (in Abderrahmane, 2011). La région d'étude est affectée par des accidents de direction E – O ($\Phi 1$, d'Ait Ayeb, Tizi Ouchène et Takrant-Nait Larbi) (Fig. I-4), qui provoquent la formation de horsts et de grabens (Fig. I-5).

A ces accidents, est associée la faille plurikilométrique de Bouzenan – Ait Bouzid (Fig. I-4), de direction N° 140E. Elle recoupe le massif en son milieu, tardif par rapport aux accidents E – O (Graine, 1997). Probablement décrochant à jeu dextre (Hassissène, 1989), il joue un rôle important dans l'histoire volcanologique et gîtologique du massif (Graine, 1997). Cet accident correspond à une portion d'une ligne tectonique de plus 600 Kilomètres de long (Graine et Marignac, 2001). Il s'agit d'un accident régionale dénommé Négrine – Bejaïa (Négrine est située non loin de la frontière algéro-tunisienne) (Kazi-Tani, 1986).

Ces accidents ont joué en centres d'émission à partir du Miocène (Graine et Marignac, 2001), et ont permis la mise en place des volcanites. Enfin, la tectonique pliocène se manifeste par des jeux verticaux entraînant la surélévation du Djebel Gouraya sur plus de 1000 mètres.

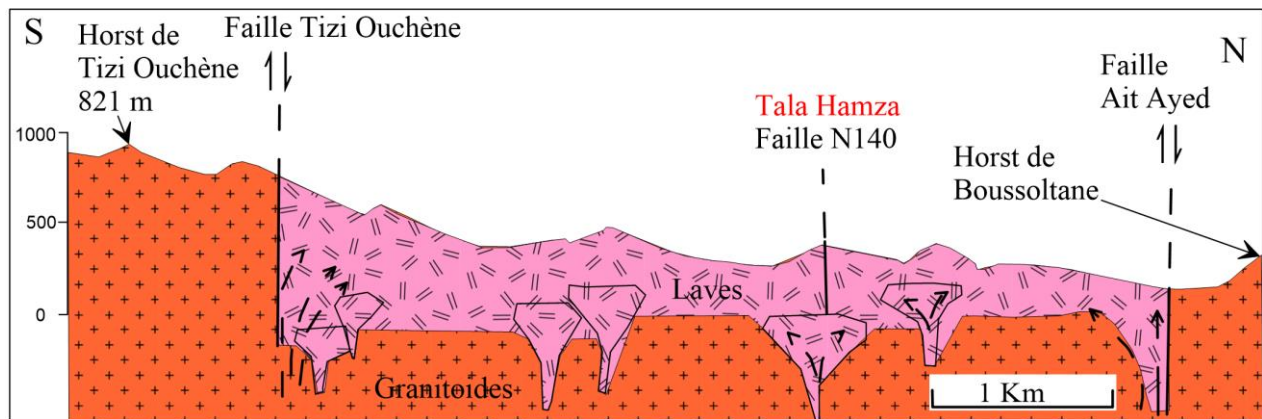


Figure I-5. Coupe géologique N – S à travers le complexe volcano-plutonique d'Oued Amizour illustrant la formation des horsts et des grabens à cause des jeux de failles (Graine et Marignac, 2001).

I.2.3 Le complexe magmatique de Bejaïa-Amizour

Le complexe -volcano-plutonique de la région de Bejaïa-Amizour s'est mis en place dans l'unité de Barbacha et dans les flyschs Maurétaniens et Massyliens (Fig. I-4). Il comprend deux ensembles : (1) un ensemble volcanique constitués par des laves et des pyroclastites subdivisé en deux assises (inférieure et supérieure) limitées par un sill de granosyenite porphyrique (Benali, 2007) et (2) un ensemble intrusif qui comprend sept plutons (Fig. I-6)

I.2.3.1 Les roches volcaniques

Les roches volcaniques affleurent dans la partie occidentale du complexe magmatique. Elles ont été ceinturées au sud, au Nord et en Est par les roches plutoniques, et au Nord-Ouest par la vallée de Soummam. [Semroud \(1993\)](#) distingue à l'affleurement trois groupes de roches : les rhyolitoïdes, les andésites et les tufs andésitiques.

Tableau I-2. Récapitulatif des observations relatives aux faciès volcaniques de la région d'Oued Amizour ([Glangeaud, 1925](#) ; [Semroud, 1993](#) ; [Graine et Marignac, 2001](#)).

Faciès	Mode de gisement/ localisation	Pétrographie
Rhyolitoïdes	Coulées prismées formant des dômes localisés au centre du complexe à Aït Yahia, Aourir et Bouzenan	Couleur grise cendre à verdâtre devenant ocre. Texture microlitique porphyrique (feldspaths potassiques, plagioclases, biotite et pyroxènes).
Andésites	Coulées prismatiques, coulées massives et interstratifiées dans les tufs, filons de quelques mètres d'épaisseur.	Couleurs gris-cendres, verdâtres, noirâtres, violâtres à phénocristaux blanchâtres de plagioclases et de minéraux colorés sombres, Compactes, texture microlitiques porphyriques.
Tufs andésitiques	Faciès très abondants, aspect stratifié dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres.	Couleur verdâtre, violacée, grisâtre et blanchâtre, constitués par des éléments de roches volcaniques et des éléments de roches sédimentaires.

I.2.3.2 Les roches plutoniques

Les roches plutoniques d'Oued Amizour sont très variées, et sont mise en place postérieure au dépôt des sédiments numidiens (Durand Delga, 1980), elles se répartissent en sept plutons qui sont d'Est en Ouest (Fig. I-6) : Tizi Ouchène, Takerouit Ou Medjour, Nadjel, Timénachine, Ansifène, Amjout & Adrar In Zekka. Ces plutons présentent généralement trois directions d'allongement différentes orientées ; soit E-O (Nadjel, Boussoltane, Tizi Ouchène et Adrar In Zekka), soit NNE-SSO (Timénachine, Amjout), soit Nord-Sud (Ait Smail, Ansifène, Takerouit Ou Medjour). Ces plutons sont constitués en grande majorité de diorites, de quartz-monzonites, de microgranites et de granodiorites (Abderrahmane, 2011). Autour de certains plutons se développe une auréole de métamorphisme de contact dont l'extension dépasse rarement 500 mètres (Semroud, 1981), ce qui indique l'importance de la phase aqueuse au sein du magma d'origine.

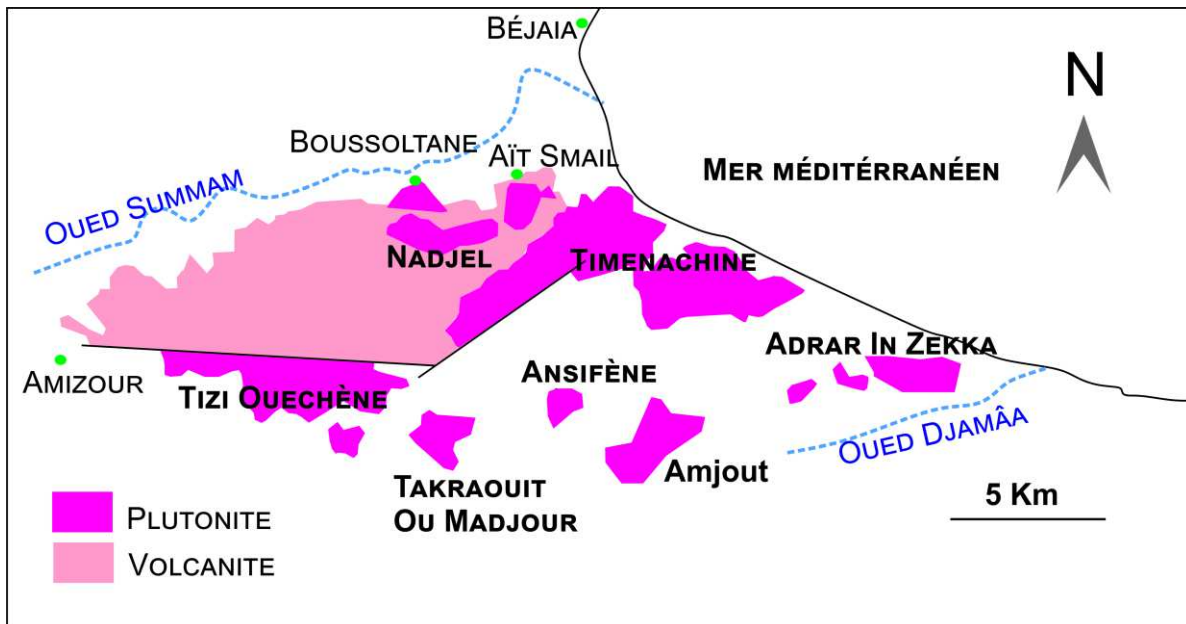


Figure I-6. Carte schématique montrant la localisation des différents plutons formant la région d'Oued Amizour.

Tableau I-3. Récapitulatif des différents plutons de la région d'Oued Amizour et leurs caractéristiques minéralogiques (Semroud, 1981).

Le pluton	Extension et localisation	Encaissant du pluton	Pétrographie
Le pluton Oued Ounadjel	Localisé dans la partie septentrionale du massif volcano-tectonique.	A l'Est et au Nord-Est il recoupe les flyschs massyliens.	Monzonite quartzifère à amphiboles et biotite. Des enclaves dioritiques, recoupé de filons de microgranites granophiriques.
Le pluton de Tizi-Ouchène	Situé au Sud de l'indice de surface de Bouzenane.	Recoupe pour l'essentiel, les roches volcaniques. Au Sud-Ouest. Il recoupe les grès quartzeux de l'Oligocène supérieur.	Monzonite quartzifère porphyroïde à amphiboles et biotite. Des granodiorites, des diorites.
Le pluton de Timenachine	Situé en bordure du littoral, il constitue le corps intrusif le plus important du complexe magmatique.	En contact, au Sud et à l'Est, avec les flyschs numidiens, vers l'Ouest il recoupe les formations volcaniques. Au Nord, il est en contact avec le quaternaire de Tichy.	Quartz-monzonite porphyroïde, granodiorite et microgranite riches en imprégnation de pyrite et est recoupé par de nombreux filons aplitiques
Le pluton de l'Adrar N'zeka	Présente un allongement E-W.	Mis en place dans l'unité de Barbcha, métamorphosant ainsi les faciès de cette unité sur une faible épaisseur.	granodioritique à amphiboles) riche en nodules de tourmaline, granodiorite à pyroxène recoupées par de petits filons aplitiques.
Le pluton de Djebel Amjout	Situé sur la rive Nord d'Oued Djamaa à l'Ouest du confluent de l'Ighzer-Igrane	Recoupe l'unité de Barbacha à l'Ouest, les flyschs massilien au Sud, au Nord il recoupe les grès numidiens.	micrograndiorite et granodiorite de même minéralogie, avec des enclaves de diorite à amphiboles.
Le pluton d'Ansiféne	Situé sur le flanc S-E du Dj. Djouah, entre le pluton d'Amjout et celui de Takerouit-Ou medjour.	Recoupe, au Nord et à l'Est, les grès numidien et, au Sud et à l'Ouest, les flyschs massyliens.	Microgranodiorite monzonitique riche en enclaves microdioritiques et un pourtour discontinu de diorites.
Le pluton de Takerouit-Ou medjour	Situe sur la marge méridionale du complexe éruptif, entre le Dj.Titebelt à l'Ouest.	Recoupe à l'Ouest et au Sud les grès numidien, et au Nord et à l'Est, les pelites litées du créacé	Granodiorite blanchâtre bordée par une diorite à orthopyroxènes et clinopyroxène finement cristallisés.

Chapitre II.
Pétrologie des granitoïdes
d'Oued Amizour

CHAPITRE II

PÉTROLOGIE DES GRANITOÏDES D'OUED AMIZOUR

La morphologique générale des corps magmatiques de la région d'Oued Amizour se présente en surface en forme de ceinture composée de roches plutoniques qui contournent des formations volcaniques au milieu, comme la montre la figure II-1. Cette structure est identique à celle observée dans la région d'El-Aouana à environ 80 km plus à l'Est (Robin, 1970 ; Villemaire, 1987) où les roches subvolcaniques entourent les formations volcaniques qui occupent la partie centrale du massif.

La série volcanique qui encaisse de la minéralisation Zn-Pb est très épaisse ; les sondages récemment exécutés montrent des profondeurs qui atteignent 600 mètres, voire plus. Les faciès volcaniques sont diverses, de nature intermédiaire à felsique et présentent des modes de gisement variables. Néanmoins, les laves andésitiques et les coulées pyroclastiques sont les plus répandus.

Les travaux antérieurs menés sur la région (ex : Leikine, 1974 ; Semroud, 1981 et 1994 ; Graine et Marignac, 2001) ont montré l'existence de deux assises volcaniques : (1) une assise volcanique supérieure ; et (2) une assise volcanique inférieure séparées par un sill dacitique que nous désignerons dans cette étude "microgranite". L'ensemble des roches ont subies une altération hydrothermale intense. Le degré de l'altération bien que variable qu'il en soit, les horizons superficiels observés sur les carottes de sondages sont parfois bien préservés, mais elles sont quasi-totalement oblitérées vers la zone minéralisée. En conséquence, la mésostase des différents faciès volcaniques est souvent constituée par des agrégats cryptocristallins très fins de plagioclases surtout, associés à des phyllosilicates et du quartz recristallisé, mais à l'origine elle est présumée formée du verre volcanique. Cette

altération hydrothermale post-magmatique rend parfois difficile la reconnaissance des faciès.

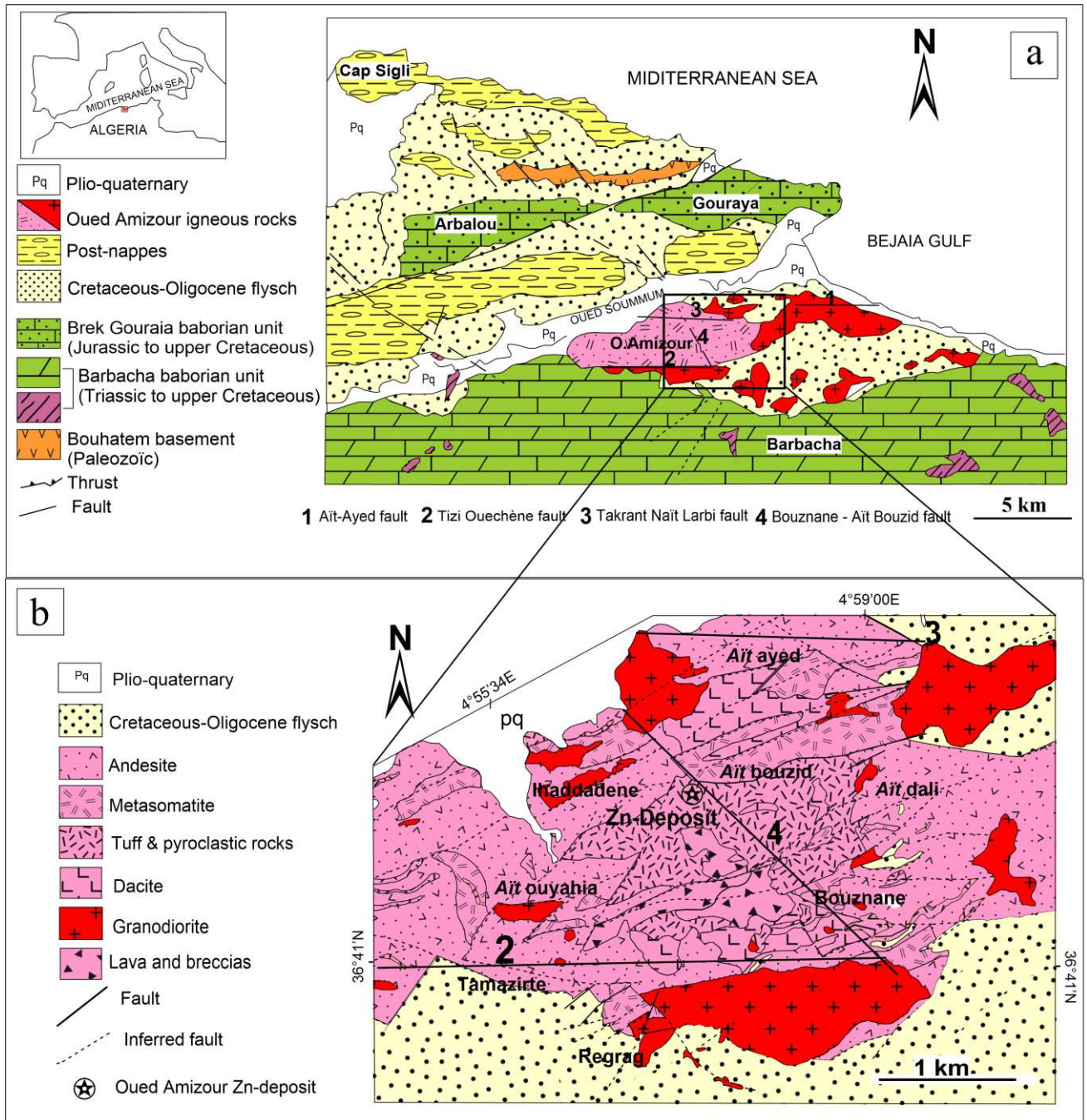


Figure II-1. a) carte géologique simplifiée de la région de Béjaia-Amizour (Semroud, 1981 ; modifiée) ; b) Carte géologique de la région d'Oued Amizour montrant le secteur d'Ait Bouzid ou Tala Hamza (O.R.G.M., 1988)

Le massif volcano-plutonique d'Oued Amizour a été également l'objet d'une fracturation importante ; on y distingue au moins deux phases de fracturations : (1) une fracturation précoce qui a poursuivi la mise en place des roches ignées et a canalisé les fluides hydrothermaux, et (2) une fracturation tardive qui recoupe l'ensemble. Les deux phases semblent jouer un rôle substantiel pour le dépôt du grand gisement de zinc d'Oued Amizour.

Ce chapitre présente l'étude pétrologique détaillée des granitoïdes qui encaissent le grand gisement de zinc d'Oued Amizour d'une part, et de caractériser les différentes altérations qui leur sont associées. L'étude microscopique de ces roches a été effectuée à l'aide d'un microscope optique à lumière transmise. Certains faciès, volcaniques surtout, sont fortement altérés en produit argileux ; à cet effet, nous avons procédé à la diffraction des rayons X (DRX) pour la détermination des minéraux argileux.

L'étude pétrographique a été basée sur les observations de terrain et l'examen des échantillons prélevés à partir d'un sondage carotté (TH 047) effectué au niveau du secteur de Tala Hamza, d'une profondeur atteignant 800 m. Ce sondage occupe la partie centrale du gisement ; il recoupe l'ensemble des faciès volcaniques et plutoniques et qui a beaucoup facilité cette étude. Un log lithologique synthétique de la région d'Oued Amizour a été élaboré sur la base de ce sondage (Fig.II-2).

Les faciès rencontrés de haut en bas sont : des pyroclastite à fiammes (pyroclastic rocks) de taille plus grossière en haut et qui devient plus fine vers la profondeur, des andésites, des coulées de lave et tufs lithiques, des tufs volcaniques (crystal tuff), des andésites vésiculaires, des microgranites, des tufs et andésites fortement altérés, des granodiorites métasomatisées, et à la base des granodiorites relativement fraîches.

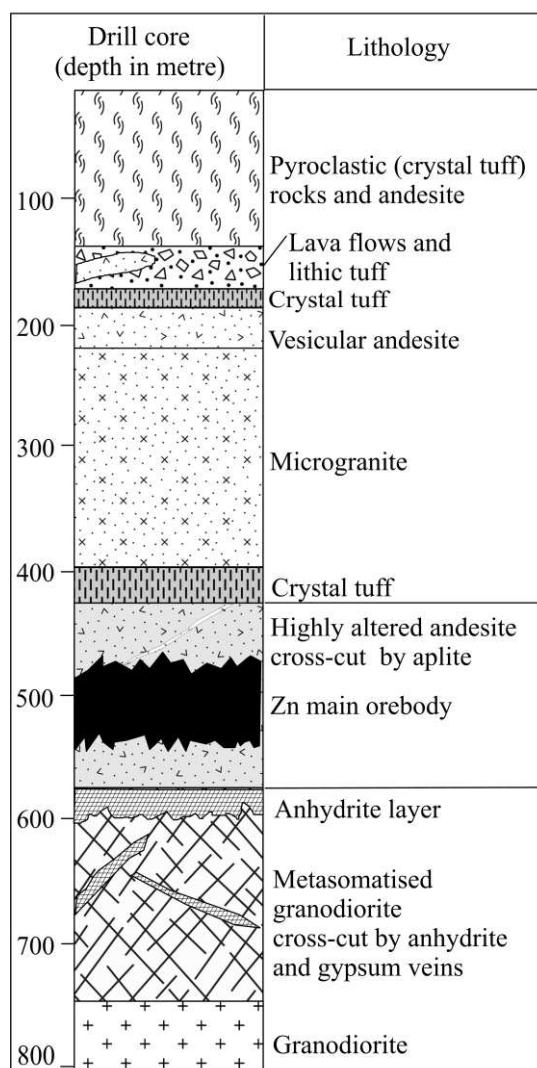


Figure II-2. Log lithologique synthétique de Tala Hamza élaboré à partir du sondage TH047.

II.1 Description pétrographique de différents faciès

II.1.1 Les pyroclastites à fiammes (pyroclastic rocks)

Le pyroclastite (~140 m d'épaisseur) est un produit volcanique formé à partir d'un magma relativement visqueux, composé par des fragments et débris de roches et d'éléments de laves antécédents (Fig.II-3). Les pyroclastites sont de couleur souvent claire dacitique bien qu'ils existent des passages à teinte verdâtre de composition andésitique.

Le terme 'fiamme' a été défini par [Ross et Smith \(1961\)](#) dérivé du nom italien 'flame' qui signifie une poussé d'une flamme. Dans la même tendance, il a été utilisé pour décrire les

inclusions vitreuses sous forme de lentilles associées aux dépôts volcanoclastiques. Les fiammes sont souvent de taille centimétrique à décimétrique. C'est un terme descriptif et non-génétique bien qu'il fournisse parfois des informations relatives aux conditions de dépôts (le lecteur est sollicité à consulter Katharine et Jocelyn, (2007)). Dans notre cas, les fiammes qui sont à l'origine vitreuses sont totalement chloritisées (Fig.II-3.b). L'examen microscopique des lames minces confectionnées sur différents échantillons de pyroclastite montre que ces roches sont le plus souvent de texture porphyrique, composées essentiellement de phénocristaux de plagioclase (~25%) souvent altérés en calcite et parfois en séricite, de rare feldspath potassique (5%) et de 1 à 2% d'amphibole. La mésostase présente un aspect fluidal (aspect d'écoulement de la lave) bien remarquable.

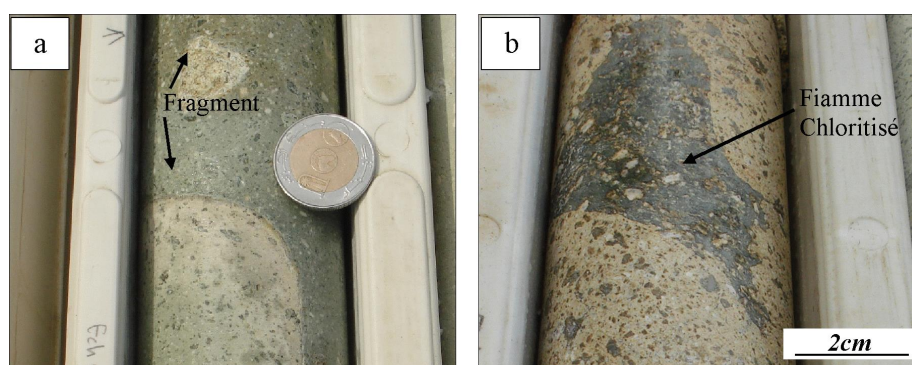


Figure II-3. Aspects macroscopiques du pyroclastite d'Oued Amizour.

II.1.1.1 Les minéraux essentiels

✚ Plagioclase

Le plagioclase représente le minéral le plus abondant (25%), il se présente généralement en fragments de taille et de forme variables, le plus souvent maclés polysynthétiques. Cependant, on le retrouve également en phénocristaux automorphes tabulaires conservés dont la taille peut atteindre 1 cm. D'une manière générale, la composition du plagioclase est intermédiaire, elle varie entre andésine et labrador ($An_{45} - An_{60}$). Le plagioclase se transforme souvent en calcite et en séricite. Une déformation syngénétique à la mise en place des laves

pyroclastiques est confirmée par le fait de l'existence des cristaux fracturés et parfois broyés (Fig.II-4.a). Cette déformation est due à la coulée et déplacement progressif de la lave.

Feldspath alcalin

Le feldspath potassique est un minéral très rare, son abondance n'excède pas les 5%. Il s'agit de quelques fragments d'orthose et de sanidine rarement maclé carlsbad de taille moyenne d'environ 0.5 cm. Les cristaux de feldspath potassique se trouvent broyés et dispersés dans la lave (Fig.II-4.a,d). L'altération de ces feldspaths en minéraux argileux rend parfois leur reconnaissance difficile.

Amphibole

L'amphibole est plus ou moins rare, sa présence n'excède pas 2%. Elle se présente généralement sous forme de petits cristaux subautomorphes à automorphes de taille d'environ 1 mm ; les bordures des cristaux sont couronnées par une frange noire ferrugineuse (Fig.II-4.c). À cause de l'altération, les deux plans de clivage (60°) de l'amphibole ont été totalement masqués, sa reconnaissance s'est effectuée à l'aide de sa teinte verdâtre et sa forme sublosangique. L'amphibole s'altère souvent en chlorite et en calcite, ce qui indique que ce sont à l'origine des amphiboles de composition calcique ferromagnésienne.

II.1.1.2 Les minéraux accessoires

Zircon

Le zircon se présente en cristaux prismatiques, plus ou moins allongés reconnues par ses terminaisons pointues et aigues et d'autant plus par sa biréfringence et son relief élevés. Le zircon est de taille d'environ 0,1 mm et se retrouve souvent associé aux cristaux de chlorite (Fig.II-4.b).

Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont fréquents et se présentent sous forme de grains disséminés subautomorphes à automorphes, cubiques indiquant que ce sont principalement de la pyrite. Les minéraux opaques se concentrent souvent dans les zones d'altération et sont contemporains aux paragenèses d'altération aux quels sont associés (chlorite, calcite et séricite). La coexistence des minéraux d'altération et ceux opaques montre que ces derniers se sont mis en place à la faveur d'un phénomène d'altération hydrothermale post-volcanique (Fig.II-4.b).

II.1.1.3 Les minéraux d'altérations

Chlorite

La chlorite est pervasive, elle représente le minérale d'altération le plus répandue, au moins dans les pyroclastites. C'est un minérale secondaire qui se développe aux dépens des minéraux primaires à composition ferromagnésienne tels que l'amphibole et le pyroxène mais également à partir de la chloritisation du mésostase vitreuse (Fig.II-4.a,b). Au terme d'agrégats, la chlorite se présente sous forme de cristaux lamellaires de tailles variables d'environ 0,5 mm ou parfois de très fines paillettes. Les fines paillettes de chlorite donnent un aspect radiaire spectaculaire (Fig.II-4.b).

Calcite

La calcite est un minéral d'altération relativement abondant et qui se développe le plus souvent aux dépens des cristaux du plagioclase. Elle se présente sous forme cryptocristalline, des taches ou des plages millimétriques recouvrant partiellement ou parfaitement la surface des cristaux de plagioclase. Notons aussi que la calcite se trouve associée à la chlorite provenant de l'altération des amphiboles (Fig.II-4.b,d).

✚ Séricite

La séricite est un minéral d'altération des feldspaths. La séricite se présente sous forme de paillettes très fines inframillimétriques très biréfringentes, semblable à la muscovite. La séricite se développe également aux dépens des cristaux de plagioclase auxquels elle est toujours associée (Fig.II-4.d).

✚ Les oxydes de fer

Ce sont des minéraux secondaires associés souvent à la chlorite, à l'amphibole altérée et ils semblent avoir été formés à la faveur des phénomènes d'altération des minéraux ferromagnésiens et sulfures (amphibole-chlorite, pyrite).

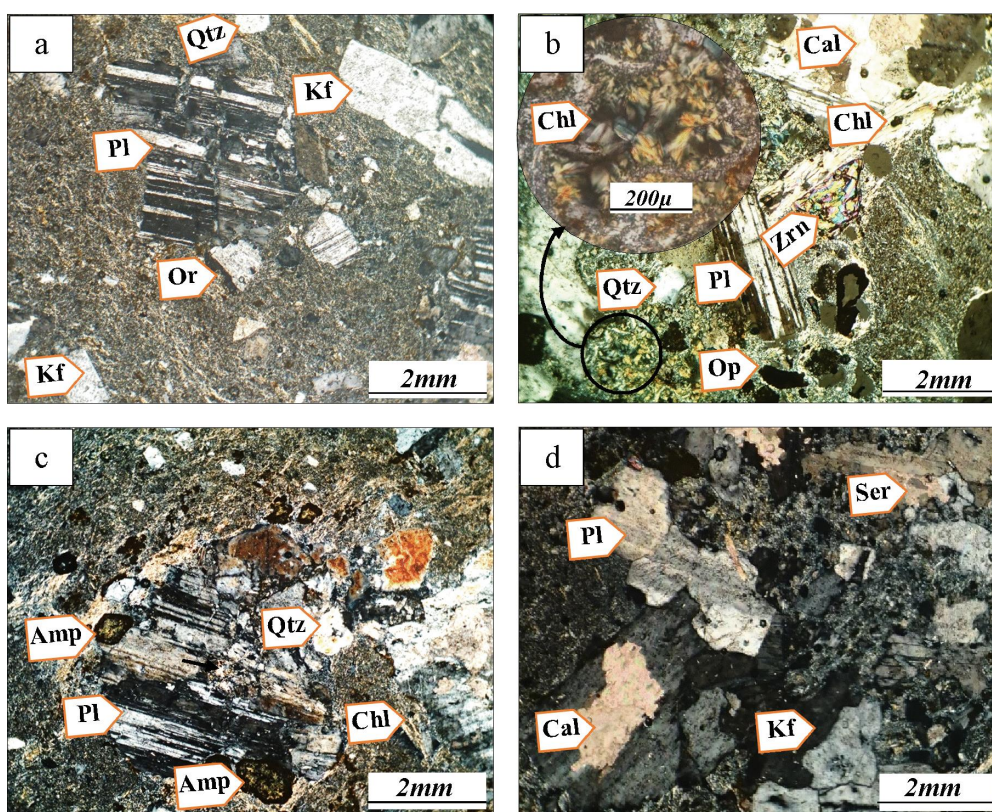


Figure II-4. Aspect microscopique des pyroclastites d'Oued Amizour.

II.1.2 Les andésites

Les andésites, d'épaisseur métrique (≈ 1 à 2 m), sont généralement des laves de

composition intermédiaire. C'est une roche de couleur mésocrate verdâtre relativement peu altérée (Fig.II-5). Sur le terrain, l'andésite affleure sous forme de coulées prismées, observé également à l'échelle de la carotte. Les coulées recoupent les pyroclasites sous forme de passages d'épaisseurs restreintes (environ 2 m maximum). L'andésite est aussi parsemée d'enclaves à textures fines et formes variable (Fig.II-5.b).

Au microscope, on reconnaît des phénocristaux essentiellement de plagioclase intermédiaire (35 à 40%), de la hornblende (~10%) et rarement de feldspath alcalin (3 à 5%), quelques agrégats de clinopyroxène peuvent être observés mais n'ont gardé que leur forme allongée à cause de l'altération. Les minéraux d'altération sont : la chlorite, la calcite, la séricite et le quartz. La mésostase est microlitique toutefois par endroit elle est recristallisée (Fig.II-6.c). L'ensemble montre une texture microlitique porphyrique. Dans cette mésostase microlitique s'enchevêtre une minéralisation pyriteuse disséminée.

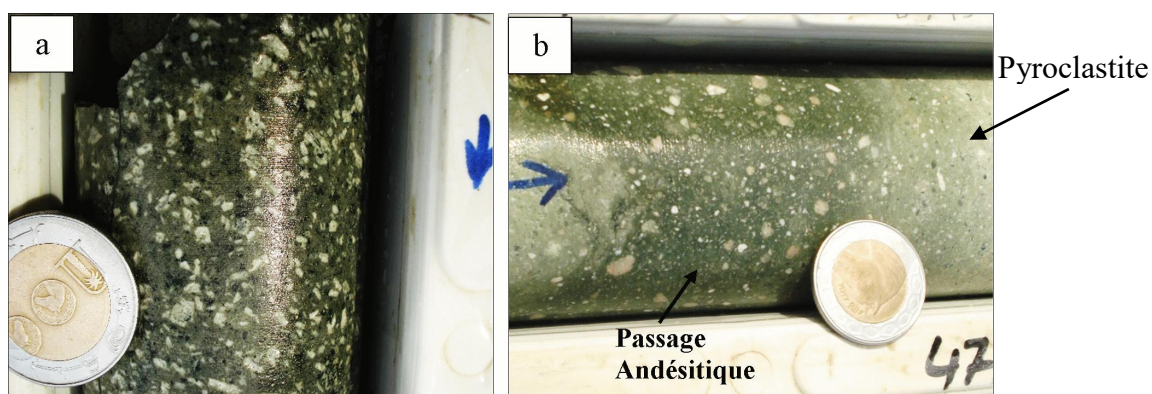


Figure II-5. Aspect macroscopique des andésites d'Oued Amizour.

II.1.2.1 Les minéraux essentiels

Plagioclase

Le plagioclase représente une phase minérale commune et très abondante ; il est pratiquement présent dans tous les faciès volcaniques et plutoniques d'Oued Amizour. Quant aux andésites, le plagioclase représente en moyenne 40% de la roche et se présente en phénocristaux subautomorphes à automorphes de forme prismatique (Fig.II-6.a,b,c), dont la

taille varie entre 0,5 à 1cm. Les cristaux sont souvent maclés polysynthétiques et sont de composition andésine – labrador ($An_{45} - An_{60}$). Le plagioclase s'altère souvent en séricite le long des plans de macle, toutefois quand l'altération devient très poussée on retrouve de la calcite.

Feldspath potassique

Le feldspath potassique est très rare ; il représente approximativement 3 % de la roche. Il se présente en cristaux automorphes maclés Carlsbad (Fig.II-6.a,b) ; leur taille est d'environ 2 mm. Il s'agit de la sanidine reconnue par les craquelures obliques au plan de la macle. Les faciès fortement silicifiés de l'andésite renferme plus de sanidine que d'autres.

Amphibole

L'amphibole est généralement de l'hornblende qui est un minéral abondant parmi les minéraux ferromagnésiens (environ 5 à 10% de la roche). Il se présente sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes de tailles atteignent 1mm, losangiques en sections basales (Fig.II-6.c). Les cristaux se trouvent emballés dans la mésostase. L'hornblende se transforme souvent en chlorite, en calcite et en épidote (Fig.II-6.d). Lors de cette altération, des minéraux opaques surimposent la hornblende en grains disséminés de formes cubiques.

Pyroxène

Le pyroxène est un minéral très rare ; il se présente sous forme de reliques de taille réduite (Fig.II-6.c,d). Vu que la distinction entre l'amphibole et le pyroxène est très difficile à cause des altérations, le pyroxène se distingue par son relief plus fort et sa biréfringence moins accentuée comparativement aux agrégats d'amphibole.

Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont également abondants, leur abondance peut être expliquée par

les propriétés favorisantes de l'andésite, à savoir sa porosité importante. Les minéraux opaques sont majoritairement représentés par la pyrite disséminée dans la mésostase. Elle se présente en grains de forme subautomorphe à automorphe et de taille variable entre 0,1 et 1 mm (Fig.II-6.c). La pyrite, parfois à cause de son abondance, oblitère l'aspect de l'andésite, on est donc face à la présence d'une altération pyriteuse (pyritisation).

II.1.2.2 Les minéraux d'altération

Quartz

Le quartz se présente en agrégats très fins recristallisés (Fig.II-6.a,d). Il est souvent associé à la minéralisation pyriteuse et il s'agit de quartz secondaire résultat d'une silicification tardive de l'andésite.

Chlorite

Il s'agit d'un minéral d'altération surtout de la hornblende. La chlorite se présente sous forme de paillettes fines de taille millimétrique (Fig.II-5.d), quoiqu'on rencontre, par endroits, des cristaux de chlorite de forme radiaire.

Séricite

La séricite se présente en fines paillettes de tailles micrométriques résultant de l'altération des feldspaths. La séricite témoigne d'une instauration d'une fraction molaire d'eau à partir des fluides hydrothermaux, ce type d'altération libère les cations de K^+ à partir des feldspaths qui, par la suite, formeraient des phyllosilicates potassiques (Fig.II-6.c).

Calcite

Les carbonates sont représentés exclusivement par la calcite, minéral d'altération des plagioclases ou des hornblendes auxquels elle est souvent associée (Fig.II-6.d). On note

surtout des taches millimétriques à centimétriques (calcite cryptocristalline), de couleur brunâtre qui parsèment leur surface.

✚ Épidote

L'épidote est un minéral qui provient de l'altération des amphiboles (hornblende). On retrouve de petits cristaux xénomorphes de nuance du gris bleuté qui tapissent la surface des cristaux d'hornblende (Fig.II-6.d). La biréfringence assez faible que présente l'épidote fait penser à la zoïsite.

✚ Oxydes de fer

Du même que pour les faciès pyroclastiques qui contiennent les minéraux ferromagnésiens, les oxydes de fer, dans le faciès andésite, sont en association intime avec l'amphibole (hornblende) en formant souvent une bande opaque tout au long des cristaux. Certains oxydes de fer peuvent également provenir de l'oxydation de pyrite.

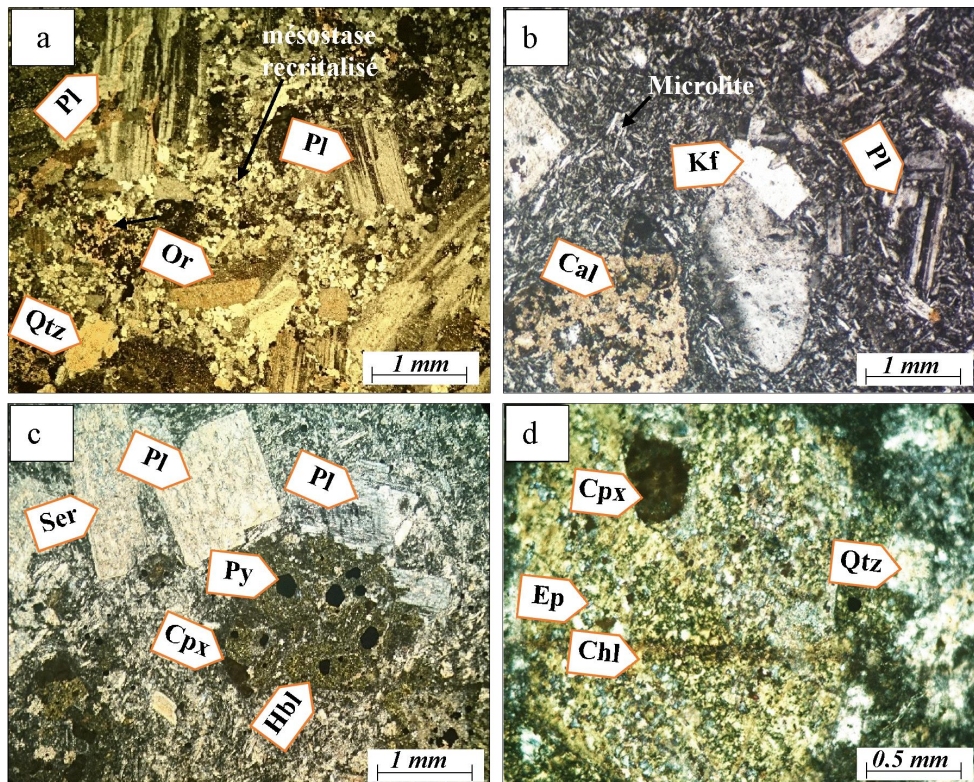


Figure II-6. Aspect microscopique de l'andésite d'Oued Amizour.

II.1.3 Les coulées de laves et tufs lithiques (lava flow and lithic tuff)

Les coulées de laves et les tufs lithiques (Fig.II-7) se présentent sous forme de niveaux irréguliers ayant des épaisseurs variables et font en tout 30 m d'épaisseur. Ils sont similaires aux pyroclastites décrites ci-dessus, néanmoins ils présentent une texture clairement bréchique avec des fragments millimétriques de feldspaths potassiques, ce qui leur donne une composition plus acide (dacitique). Ils sont occasionnellement recoupés par les coulées andésitiques.

Ce faciès est dépourvu de fiammes et est composée essentiellement de fragments de cristaux automorphes de feldspath potassique perthitique (30%) souvent altérés en séricite ou calcite, de quartz xénomorphe recristallisé (15%) et de la biotite (10%). Les minéraux accessoires sont rares et difficilement reconnaissables à cause de leur taille très réduite si l'on excepte l'apatite. La mésostase est souvent microlitique à vitreuse. La calcite et la séricite représentent les minéraux secondaires issus d'une altération hydrothermale tardive.

II.1.3.1 Les minéraux essentiels

Sanidine

La sanidine est pratiquement le minéral le plus abondant (30%). Il se présente sous forme de phénocristaux tabulaires d'environ 1 cm, allongés, maclés et souvent perthitiques (Fig.II-7.c). La sanidine est un feldspath potassique de haute température ; il s'altère souvent en séricite.

Plagioclase

Le plagioclase est rare comparativement aux pyroclastites décrits en haut. Il s'agit de quelques phénocristaux maclés polysynthétique (Fig.II-7.d) altérés en calcite ou parfois en séricite.

Quartz

Le quartz, dans les pyroclastites porphyriques, est un minéral secondaire qui témoigne d'une silicification tardive. Il se présente en agrégats xénomorphes recristallisés de taille d'environ 1 mm (Fig.II-7.d).

Biotite

La biotite (5 à 10%) se présente sous forme de cristaux lamellaires dont la taille moyenne avoisine 1 mm (Fig.II-7.d). Les cristaux montrent des teintes caractéristiques dans le marron brique, ce qui indique son enrichissement en fer.

II.1.3.2 Les minéraux d'altération

Calcite

La calcite se présente sous forme de plages xénomorphes (Fig.II-7.d) ayant des tailles variables qui atteignent parfois 1 mm. Ce minéral secondaire se trouve en association intime avec les cristaux de plagioclases aux dépens desquels il se développe.

Séricite

Du même que pour la calcite, la séricite est un minéral d'altération des plagioclases comme elle peut se former à partir de l'altération de la sanidine. La séricite se présente sous forme lamellaire très fine dispersée dans les cristaux de feldspaths (Fig.II-7.d).

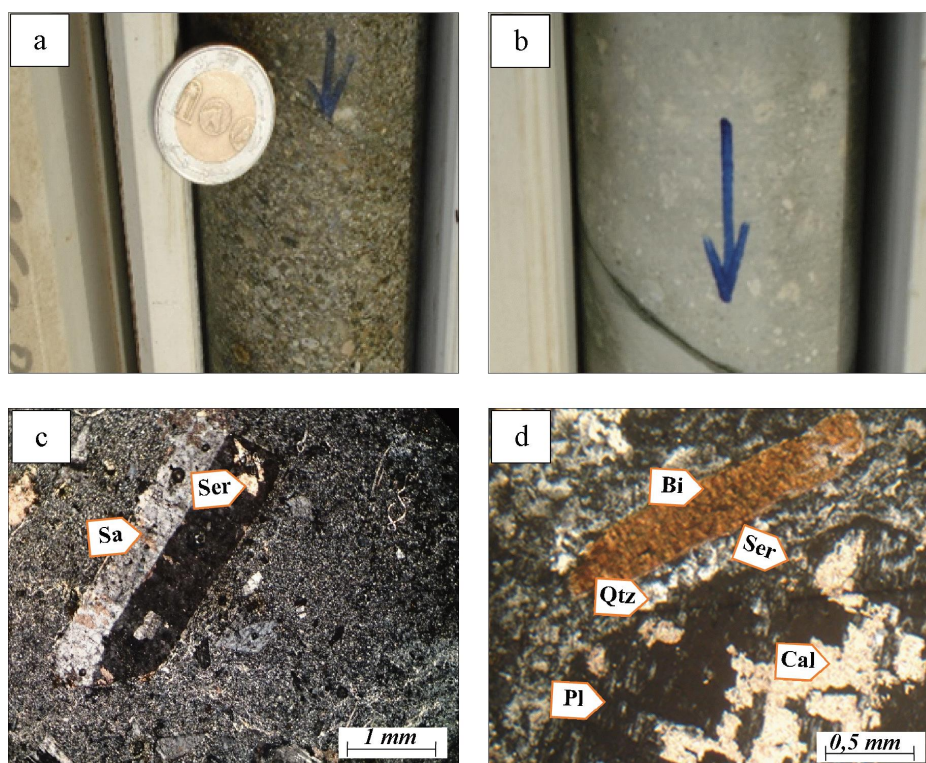


Figure II-7. Coulée de laves et tuf lithique d'Oued Amizour : a et b) aspect macroscopique ; c et d) aspect microscopique.

II.1.4 Les tufs volcaniques (crystal tuff)

Les roches de ce faciès, d'environ 10 m d'épaisseur, sont de couleur mésocrate, parfois mélanocrate (gris foncé à noire), qui montrent souvent une texture microcristalline bien que l'on note des passages plus ou moins grossiers et constitués de particules de nature hétérogène (Fig.II-8.a,b). Les tufs volcaniques présentent également une stratification notable marquée par un litage millimétrique. Notons aussi que le contact des tufs volcanique avec les faciès sous-jacents est exprimé par des niveaux d'ordre centimétrique de brèche volcanique. Leur texture est franchement vitreuse parsemée de cristaux fins du quartz secondaire. Ces tuffites sont également recoupées par des filonnets de calcite, ces derniers sont minéralisés et renferment par endroits de cristaux aciculaires l'actinote.

II.1.4.1 Composition minéralogique

Le quartz

Le quartz se présente sous forme de verre qui forme la mésostase de la roche. Il existe, en outre, des agrégats recristallisés très fins disséminés. Les agrégats sont de forme xénomorphe et d'une taille d'environ 0,5 mm et représentent le produit d'altération siliceuse (Fig.II-8.c).

La calcite

Elle se présente en filonnets millimétriques à centimétriques et est caractérisée par ses deux plans de clivages formant un quadrillage losangique caractéristique. Ces filonnets de calcite recourent la roche le long des fractures où on retrouve souvent une association minéralogique formée de calcite – actinote – pyrite (Fig.II-8.c).

L'actinote

L'actinote se présente en baguettes aciculaires allongés d'une taille d'environ 1 mm. Il est caractérisé par sa réfringence moyenne (Fig.II-8.c). L'actinote est exclusivement dispersée dans les filonnets de calcite en association avec les minéraux opaques, dans la mésostase on le rencontre plus. La formation de l'actinote est rattachée aux fluides hydrothermaux chauds.

Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont généralement de la pyrite qui se présente sous forme de grains subautomorphes à automorphes cubiques de taille variable le plus souvent millimétrique (Fig.II-8.c). Les grains de pyrite sont disséminés dans la mésostase vitreuse de la roche ou les filonnets de calcite.

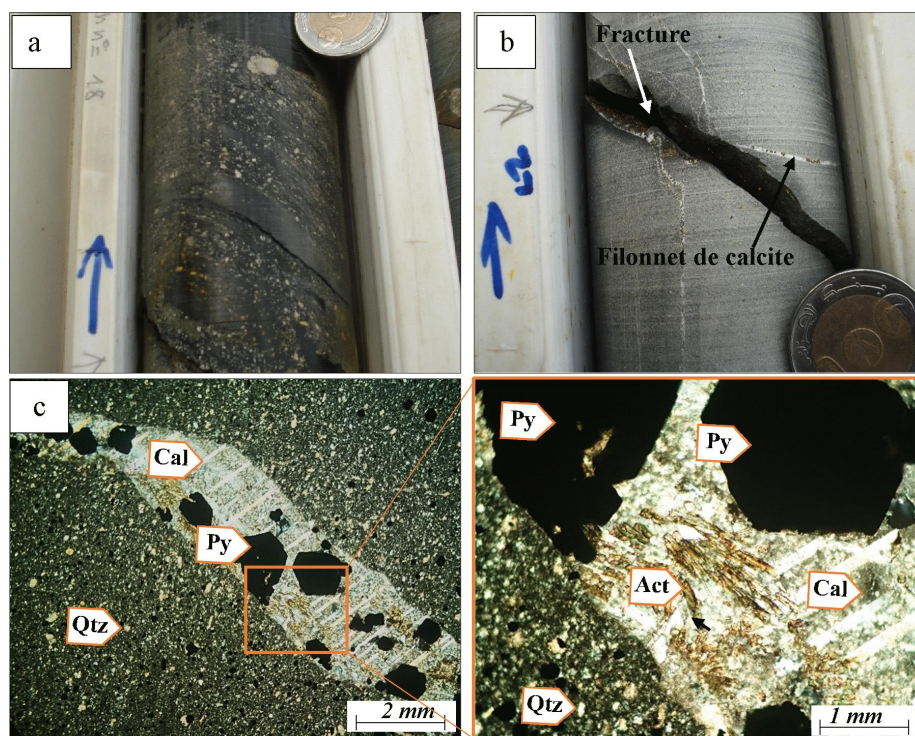


Figure II-8. Tufs volcaniques d'Oued Amizour : a et b) aspect macroscopique ; c et d) aspects microscopiques.

II.1.5 Les andésites vésiculaires

L'andésite vésiculaire forme une lave d'environ 30 m d'épaisseur ; il s'agit d'une roche de couleur verdâtre (Fig.II-9.a) qui présente une texture aphanitique, microlitique porphyrique. Elle est caractérisée par l'abondance de phénocristaux de plagioclases intermédiaires d'environ 40% et de la hornblende ~10%. Particulièrement, cette andésite renferme des vésicules de forme souvent arrondie bien que parfois elles présentent des formes irrégulières. Les vésicules sont des cavités de taille millimétriques formées suite au dégazage lors de l'éruption du volcan ; elles sont remplies de calcite et parfois de quartz et des minéraux opaques.

II.1.5.1 Les minéraux essentiels

Le plagioclase

Le plagioclase est le minéral le plus abondant, bien reconnaissable à l'œil nu ; il représente

environ 40% du volume de la roche. Il se présente sous forme de phénocristaux subautomorphes à automorphes tabulaire de taille atteignant 5mm (Fig.II-9.b,c). Les cristaux de plagioclase sont généralement maclés polysynthétique montrant une composition intermédiaire. Le plagioclase s'altère parfois en séricite ou en calcite.

Hornblende

La hornblende est également une espèce minérale très répandue dans les andésites vésiculaires ; son abondance dépasse les 10%. Elle montre, d'une façon générale, des sections basales subautomorphe à automorphes de forme losangiques, la taille des cristaux peut atteindre 3 mm. La hornblende s'altère parfois en chlorite (Fig.II-9.b,d).

Les minéraux opaques

Parmi tous les faciès volcaniques d'Oued Amizour, les andésites sont les plus riches en minéralisation sulfurée, en raison de leur porosité élevée. Les minéraux opaques se présentent surtout en grains automorphes disséminés ; il s'agit de la pyrite en grains de forme cubique et de taille millimétrique à centimétrique. La pyrite est tantôt associée au quartz et la calcite dans les vésicules (Fig.II-9.b), tantôt associée à des minéraux primaires de l'andésite tel que les plagioclases épidotisés. Ces deux aspects de l'association de la pyrite fait penser au moins à deux générations différentes épigénétiques successives.

II.1.5.2 Les minéraux d'altération

Chlorite

La chlorite est un minéral d'altération ; son abondance ainsi que sa distribution sont très variables. Dans le cas le plus courant, on la retrouve au niveau des minéraux ferromagnésiens, tels que l'amphibole (hornblende). La chlorite se présente sous forme de paillette très fines (Fig.II-9.d).

✚ Quartz

À la différence de l'andésite décrite ci-dessus, la quantité du quartz est très appréciable dans l'andésite vésiculaire, qui semble avoir été très affecté par l'altération. Le quartz se présente sous forme d'agrégats de forme et de taille très variables (Fig.II-9.d). Il est beaucoup plus souvent associé à la calcite et les minéraux opaques qui remplissent les vésicules. On rencontre parfois des filonnets millimétriques qui recoupent la roche.

✚ Calcite

À cause de l'altération hydrothermale, l'andésite vésiculaire a subi une forte carbonatation marquée par la formation de la calcite secondaire. Outre l'altération des plagioclases, la calcite précipite en colmatant les vésicules et les cavités de la roche. Au microscope, la calcite se présente sous forme de plages cryptocristallines souvent arrondies à subarrondies associée à des grains de quartz et les minéraux opaques (Fig.II-9.b).

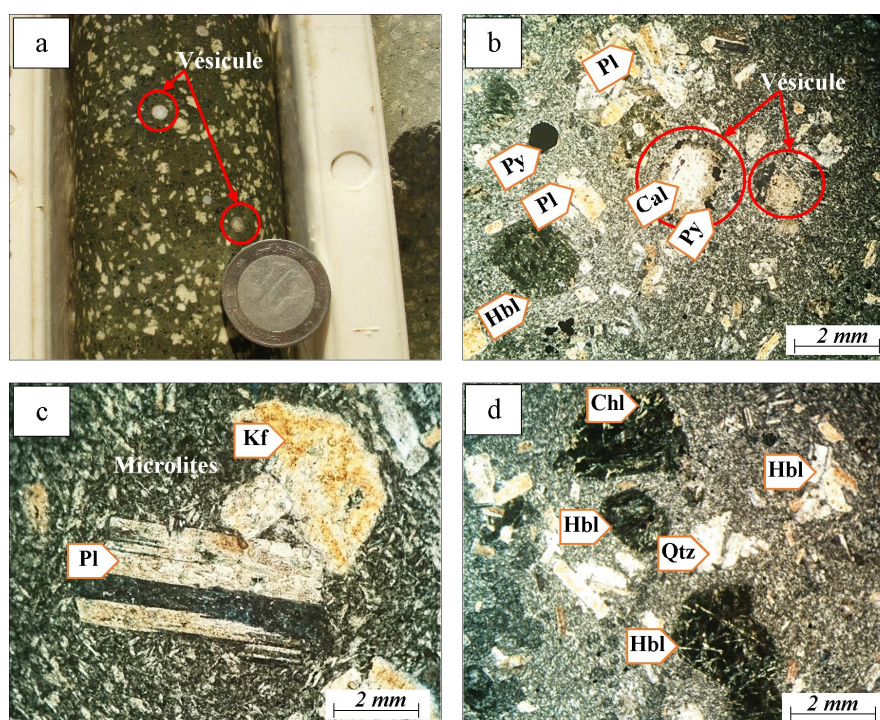


Figure II-9. Andésite vésiculaire d'Oued Amizour : a) aspect macroscopique ; b) aspect microscopique.

II.1.6 Les microgranites

C'est une roche de couleur gris-rosâtre (Fig.II-10). Il s'agit d'un niveau (sill) d'épaisseur considérable (180 m). Le sill de microgranite sépare deux piles volcaniques distinctes. Le microgranite, qui présente une texture microgrenue porphyrique, est composé essentiellement du quartz ~30%, feldspath ~25%, plagioclase ~20% et la biotite ~10%. Parfois, il montre des textures myrmékitique au niveau des feldspaths. Le microgranite présente parfois des sphérolites, qui sont de petites masses sphériques fibroradiées du quartz surtout présentes au sein d'une matrice fine dévitrifiée. Le microgranite est recoupé par de filonnets centimétriques de calcite (Fig.II-10.a) et est souvent affecté par une altération hydrothermale intense donnant un assemblage propylitique typique des roches intermédiaires à acide (chlorite, séricite, quartz, calcite, sulfures).

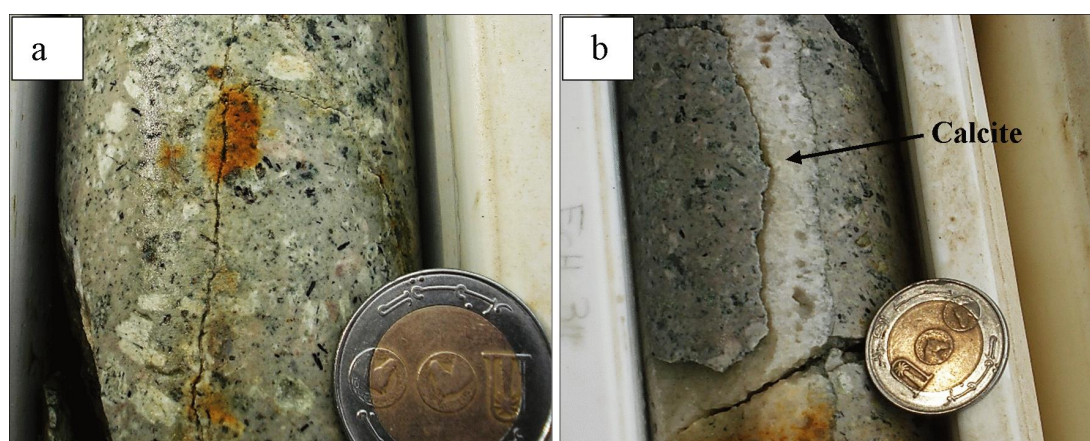


Figure II-10. Aspect macroscopique des microgranites d'Oued Amizour.

II.1.6.1 Les minéraux essentiels

Quartz

Le quartz est le minéral le plus abondant qui constitue le microgranite ; son abondance dépasse 30%. Il présente des formes variables bien distinctes ; sphérolitique, myrmékitique ou même sous forme d'agrégats xénomorphes recristallisés (Fig.II-11.a,d). La taille des grains est également variable, atteignant parfois 0.5 mm. L'analyse pétrographique montre

l'existence de deux générations différentes : une génération primaire interstitielle et une génération secondaire formé lors d'une silicification tardive déposée souvent en association des produits d'altération de la biotite, de l'albite ...etc.

Feldspath alcalin

Les phénocristaux de feldspath alcalin sont très fréquents et bien visibles à l'oeil nu. Les cristaux sont caractérisés par une macle simple ; c'est généralement de la sanidine. Cette dernière montre une taille d'environ de 2mm, et est généralement craquelée ; le long des craquelures se développe la séricite (Fig.II-11.a). Il se trouve beaucoup plus souvent une myrmékite qui couronne les cristaux des feldspaths potassiques (Fig.II-10.a,b,c).

Plagioclase

Le plagioclase est moins abondant ; il se présente en phénocristaux automorphes tabulaires souvent maclés (Fig.II-11.a,b,e). Les cristaux sont partiellement à complètement séricitisés, cette altération rend difficile la reconnaissance de leur composition.

Biotite

La biotite est un minéral répandu dans les microgranites ; elle représente environ 15% de la roche. La biotite se présente sous forme de cristaux lamellaires, de taille d'environ 2 mm. Les paillettes de la biotite sont, par le biais de l'altération, souvent déchiquetées et cicatrisées par de la chlorite qui se forme le long des plans de clivage ou même le long des bordures des cristaux (Fig.II-11.b,e). Le dépôt des oxydes de fer est aussi observé en association avec la chloritisation.

II.1.6.2 Les minéraux accessoires

Monazite

Ce minéral accessoire se présente de façon générale en petit cristaux de forme

automorphe. Les cristaux sont caractérisés par une forte réfringence et biréfringence. La monazite se trouve souvent associée aux lamelles de la biotite (Fig.II-11.e).

Zircon

Le zircon est un minéral accessoire assez abondant dans le microgranite. Ce minéral très biréfringent est souvent reconnu par ses terminaisons aigues. Le zircon (Fig.II-11.e) se trouve en association avec la biotite.

Apatite

L'apatite se trouve en inclusions de taille réduite dans la biotite ; sa forme est souvent automorphe, prismatique (Fig.II-11.b).

II.1.6.3 Les minéraux d'altération

Chlorite

La chlorite est très répandue ; elle représente une phase d'altération très fréquente et résulte généralement de l'altération de la biotite. Elle se présente en lamelle de taille très fines (Fig.II-11.f).

Calcite

À l'instar de la chlorite, la calcite est l'une des phases d'altération les plus importantes ; on rencontre des filonnets de taille millimétrique à souvent centimétrique de calcite. En outre, on retrouve des cristaux xénomorphes en association avec la pyrite, la chlorite et le quartz (Fig.II-11.f).

Séricite

Quant à la séricite (Fig.II-11.a,e), elle se présente souvent sous forme de petites paillettes résultants de l'altération des cristaux des plagioclases et même des feldspaths potassiques.

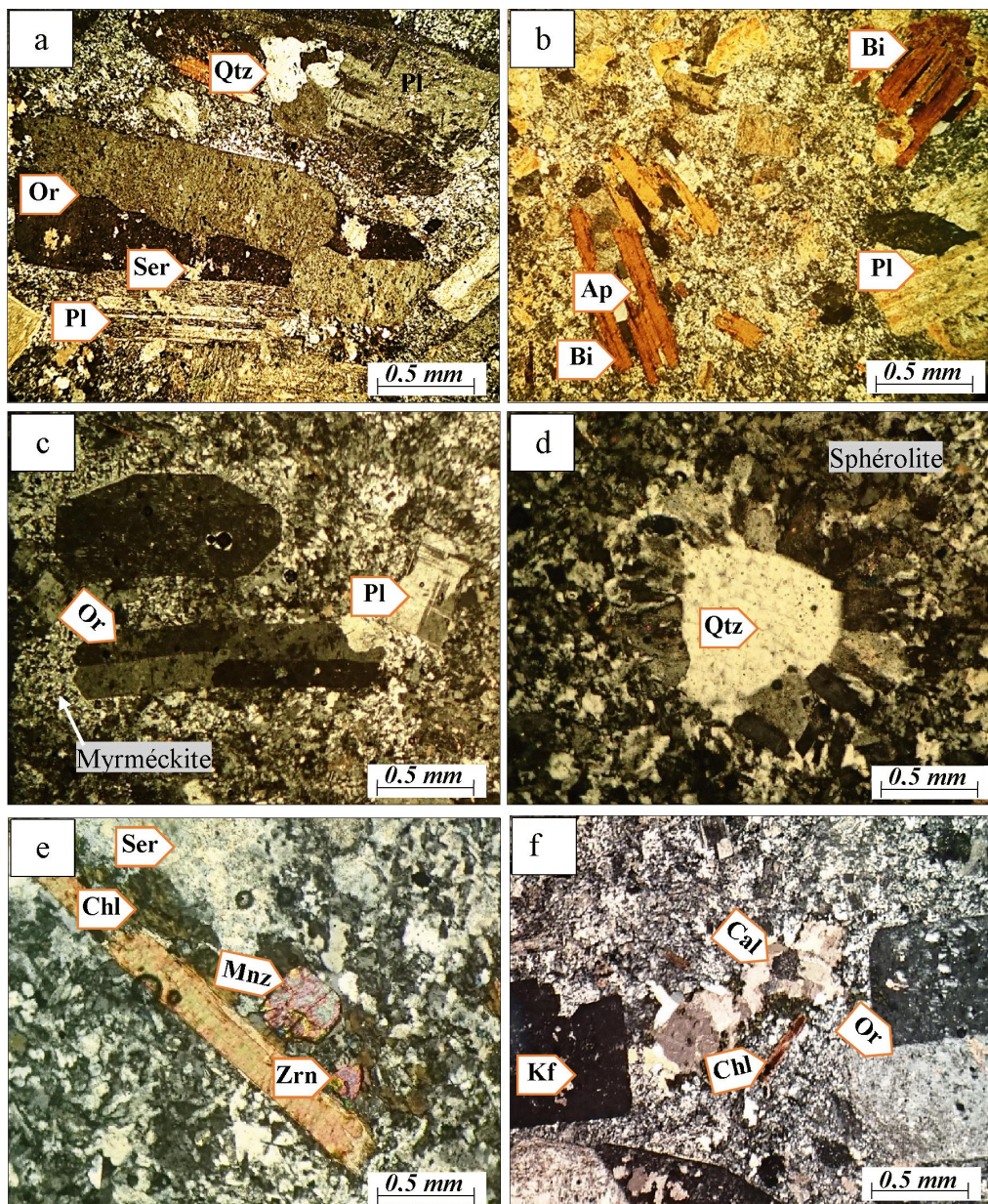


Figure II-11. Aspects microscopiques des microgranites d'Oued Amizour.

II.1.7 L'andésite fortement altérée et les tufs (cristal tuff) bréchifiés

Ces deux faciès volcaniques (Fig. II-12) superposés forment l'assise volcanique inférieure qui fait environ 200 m d'épaisseur. À l'échelle de la carotte, seuls les tufs directement au-dessous des microgranites sont partiellement préservés (Fig. II-12.a,b), au-delà l'altération argileuse a bousillé les faciès volcaniques en les transformant carrément en poudre métissée du soufre et de sulfures (Fig. II-12.c,d). C'est pourquoi nous avons procédé à la diffractométrie des rayons X pour l'identification du produit d'altération (voir plus loin). Les cristaux de plagioclases,

dans certains fragments, sont transformé en kaolinite blanche en gardant leurs habitus (Fig. II-12.c). L'andésite fortement altérée et le tuf volcanique bréchifié sont d'ailleurs les plus importants de point de vue gîtologique car ils encaissent la minéralisation zincifère économique d'Oued Amizour (Fig. II-12.f). Le corps de minerai à sphalérite montre une forme massive "amas" disposé d'une façon oblique.

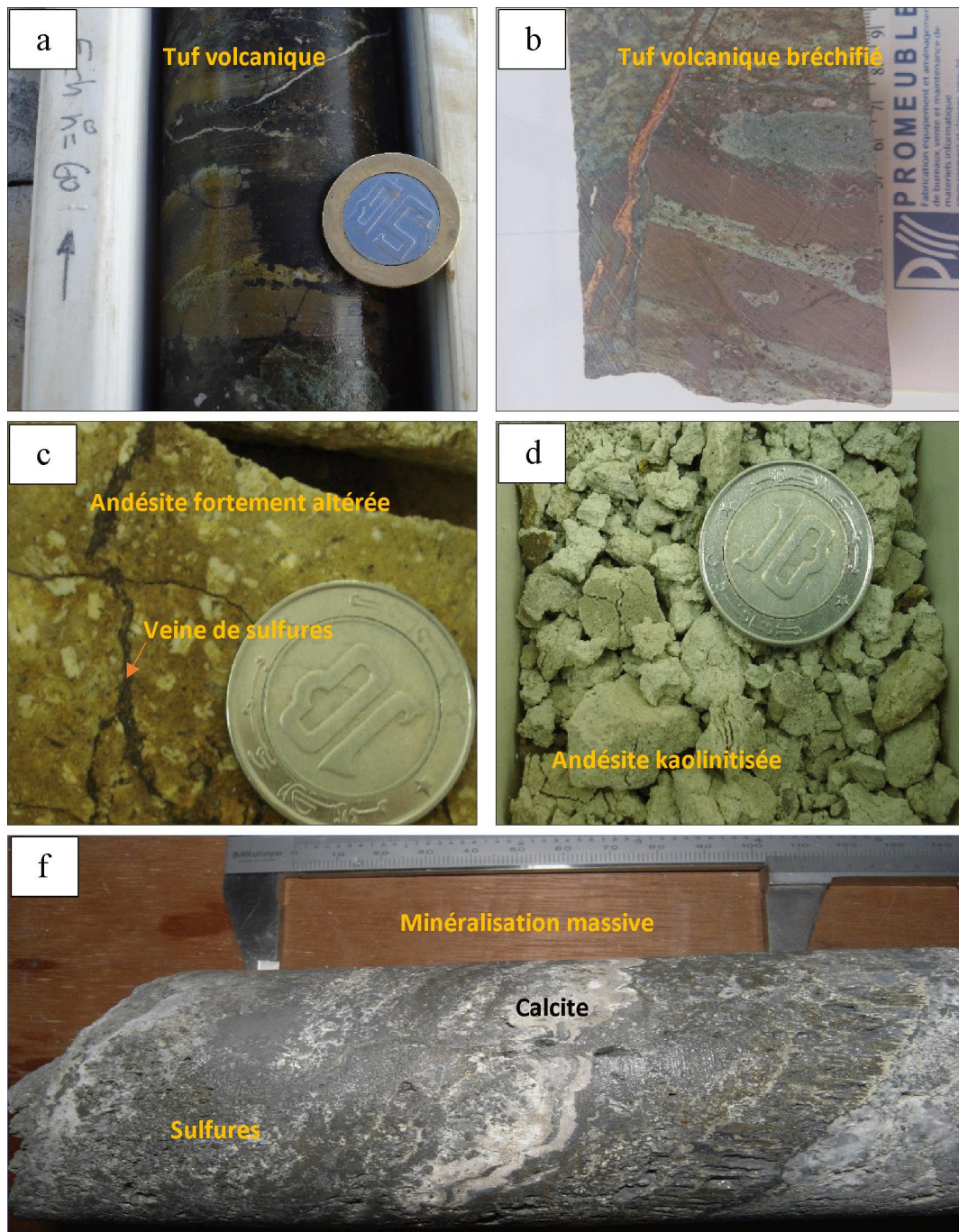


Figure II-12. Différents aspects macroscopiques des andésites fortement altérées et des tufs volcaniques bréchifiés.

II.1.8 L'aplite

L'aplite se présente sous forme de veine d'épaisseur métrique qui recourent les brèches andésitiques. Il s'agit d'une roche blanchâtre constituée principalement de quartz et de rares cristaux de plagioclase et de feldspath alcalin qui sont incrustés dans une texture granulaire finement cristallisée (Fig.II-13). La silicification qui affecte l'aplite est illustrée par des agrégats de quartz recristallisés, xénomorphes, de taille très réduite. L'aplite est souvent fracturée ; les fractures sont remplies de minéralisation à pyrite souvent automorphe, sphalérite et galène. On y rencontre également quelques disséminations de pyrite au sein de la roche.

II.1.8.1 Les minéraux essentiels

Quartz

Le quartz est le minéral le plus abondant ; on en retrouve au moins deux générations bien distinctes dont la dernière correspondrait à une silicification tardive (Fig.II-13.b,c,d) Les cristaux de quartz montrent souvent une texture granulaire similaire à celle d'une quartzite. La taille des grains, bien que variable qu'elle soit, demeure plus ou moins fine.

Feldspath alcalin

Le feldspath alcalin est d'une abondance remarquable dans les applites ; on en reconnaît des cristaux subautomorphes à automorphes, de forme tabulaire souvent non maclés. Les cristaux sont limpides et leur taille est très réduite et atteint parfois 250µm (Fig.II-13.b,c).

Plagioclase

Le plagioclase est peu abondant, il est reconnu par la macle polysynthétique, bien qu'elle soit partiellement masquée à cause de la séricitisation. Les cristaux de plagioclase montrent souvent la forme prismatique caractéristique, parsemée de fine paillettes biréfringente de la

séricite (Fig.II-13.c,d). La taille moyenne des cristaux de plagioclase est environ 0,5 mm.

II.1.8.2 Les minéraux accessoires

Zircon

Le zircon est un minéral accessoire très fréquemment. Il se présente souvent sous forme de cristaux automorphes à terminaison pointue et est caractérisé par sa forte réfringence et biréfringence (Fig.II-13.c). Le zircon se trouve généralement en inclusions dans les cristaux du quartz.

Monazite

La monazite se présente sous forme de cristaux automorphes, leur taille est d'environ 100µm. On reconnaît la monazite par sa biréfringence qui va jusqu'au quatrième ordre. Elle est souvent incluse dans des cristaux de feldspath alcalin (Fig.II-13.b).

Minéraux opaques

Les minéraux opaques sont fréquents dans l'aplite, ils sont soit en remplissage des fractures, soit en grains disséminés dans la roche. Les grains sont surtout de forme automorphe cubique faisant penser à la pyrite (Fig.II-13.d).

II.1.8.3 Les minéraux d'altération

Quartz secondaire

Le quartz secondaire provenant de l'altération hydrothermale de l'aplite est un minéral bien distinct par sa taille relativement grossière. On reconnaît des agrégats fortement recristallisés de forme variable. Les agrégats se développent aux dépens des feldspaths auxquels sont associés.

✚ Séricite

La séricite provient de l'altération des plagioclases. Elle est représentée par de fines paillettes biréfringentes souvent très fines (Fig.II-13.d).

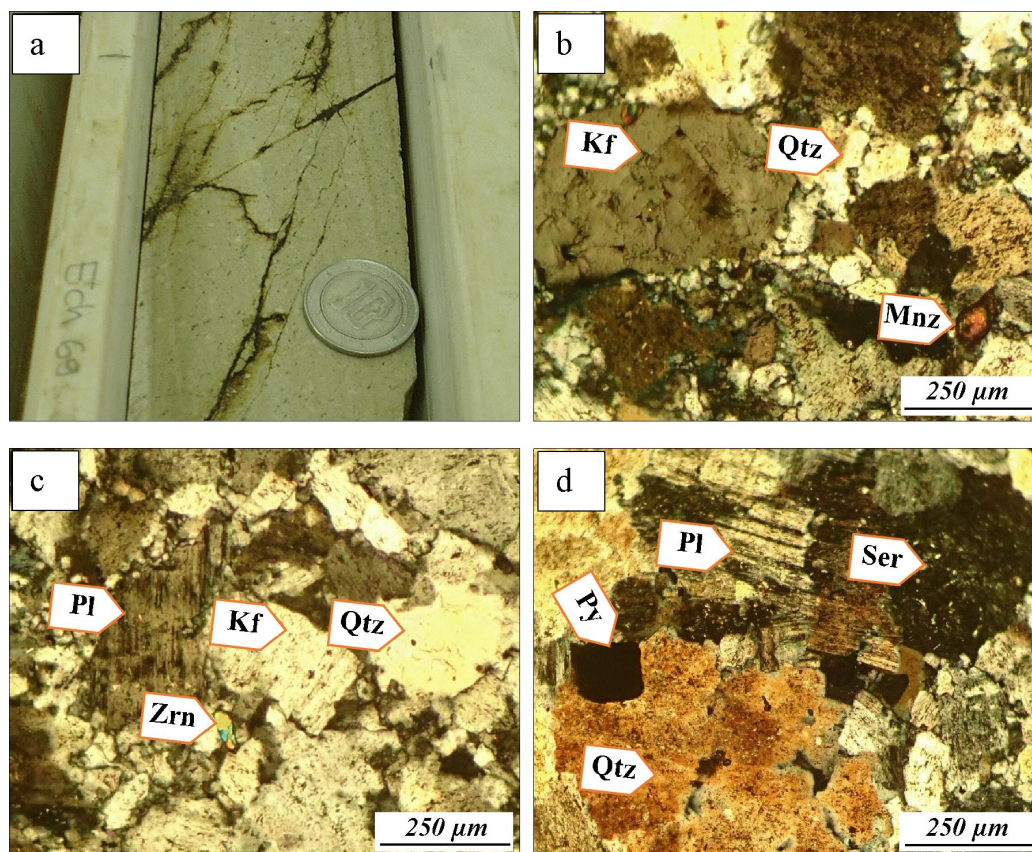


Figure II-13. Aplite d'Oued Amizour : a) Aspect macroscopique ; b, c et d) aspect microscopique.

II.1.9 La granodiorite métasomatisée

Le contact entre l'assise volcanique inférieure fortement altérée, qui encaissent la minéralisation sulfurée la plus importante, et la granodiorite métasomatisée est marqué par la présence d'une couche métrique à décimétrique d'anhydrite. Selon les sondages implantés, cette épaisseur est variable d'une zone à une autre.

La granodiorite métasomatisée, comme son nom l'indique, n'est que la partie supérieure ou apicale de la granodiorite (140 m) qui a été soumise à une percolation des eaux marines chaudes lors d'une mise en place sous-marine. La texture originelle ainsi que la

composition sont quasi totalement oblitérées, il en reste que de rares fragments centimétriques qui gardent des ressemblances envers la granodiorite (Fig.II-14).

La granodiorite métasomatisée est de couleur blanchâtre à légèrement grisâtre, en fonction de la quantité de l'anhydrite et du gypse imprégnée dans la roche. Elle est constituée essentiellement de quartz d'environ 50%, de l'anhydrite avec 30% et quelques reliques de plagioclases et de la biotite de taille très réduite ; par contre, les minéraux opaques sont fréquents. Les sulfures se sont déposés par les fluides hydrothermaux mais tardivement altérés en oxydes de fer.

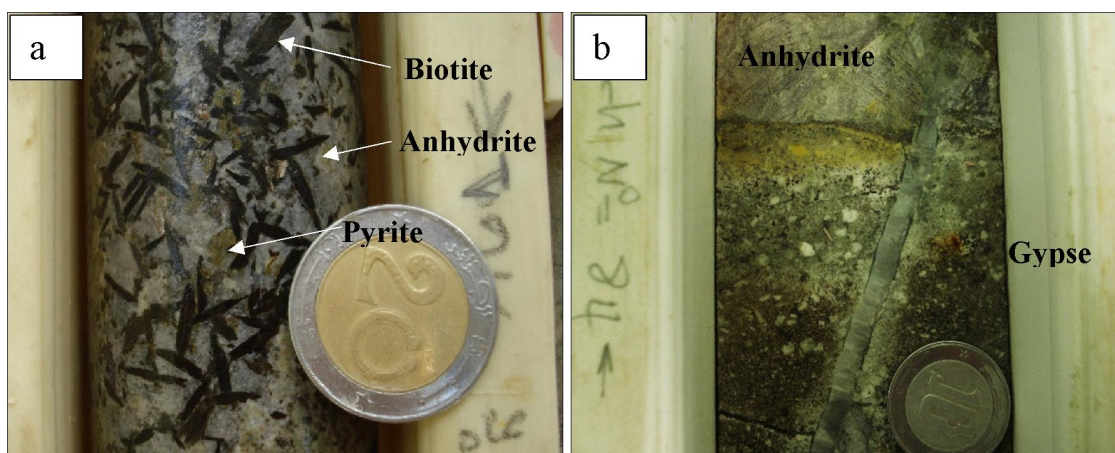


Figure II-14. Aspect macroscopique des granodiorite métasomatisés d'Oued Amizour.

✚ *Le quartz*

Le quartz est le minérale le plus abondant (~30%) ; il se présente en agrégats très fins recristallisés indiquant qu'il s'agit bien du quartz secondaire. La taille des agrégats est d'environ de 0,1mm à 0,5 mm (Fig.II-15.b).

✚ *Plagioclase*

Le plagioclase est rare ; en raison de son altération, il se transforme en séricite et en quartz secondaire. Le plagioclase, quand il est préservé, se présentent sous forme de cristaux tabulaires limpides de taille variable, dispersés dans la roche (Fig.II-15. c).

Anhydrite

L'anhydrite se présente sous forme de plages xénomorphes ou sous forme d'imprégnation fines (Fig.II-15). La taille et l'abondance de l'anhydrite demeurent variables selon le cas.

Gypse

Le gypse est plus ou moins rare comparativement à l'anhydrite, il se présente souvent sous forme de filonnets centimétriques qui recoupe la granodiorite (Fig.II-13). On peut également rencontrer des cristaux de forme xénomorphes de gypse formé à partir de la transformation de l'anhydrite.

Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont très abondants (environ 5%) ; ils sont souvent associés au quartz et l'anhydrite. Leur taille, bien qu'elle soit variable, est souvent grossière et atteint 0,5 cm voire plus (Fig.II-15).

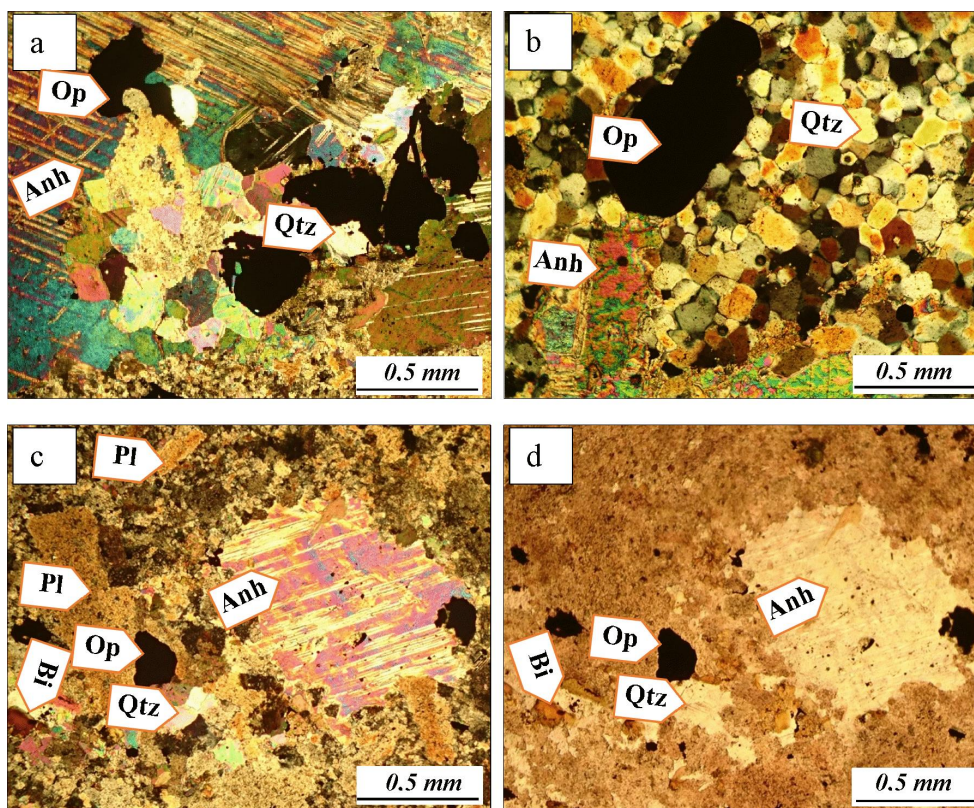


Figure II-15. Aspect microscopique de la granodiorite métasomatisée d'Oued Amizour.

II.1.10 La granodiorite

La granodiorite, recoupée par le sondage TH047 à environ 750m, forme la base de toute la série ignée de la région d'étude. À l'échelle de l'échantillon, il s'agit d'une roche de couleur mésocrate le plus souvent grisâtre montrant une texture franchement grenue avec développement de gros cristaux de plagioclase et de biotite (Fig.II-16.a).

La granodiorite se compose essentiellement d'agrégats de quartz, de plagioclases prismatiques de composition oligoclase-andésine, de phénocristaux de feldspath alcalin, de la biotite et de rares amphiboles maclés. Le sphène et l'apatite sont les principaux minéraux accessoires les plus communs. La roche est souvent fracturée et les fractures sont remplies d'anhydrite et de minéraux opaques. Ces derniers peuvent également se retrouver disséminés dans la roche sous forme de grains de 1 à 5 mm. Les principaux minéraux d'altération de la granodiorite sont la séricite, la chlorite et le quartz.

II.1.10.1 Les minéraux essentiels

Le plagioclase

Le plagioclase, dont l'abondance est d'environ 30%, se présente le plus souvent sous forme de phénocristaux bien reconnaissable à l'œil nu, atteignant parfois 5 mm de taille (Fig.II-16.a). Les cristaux sont de forme subautomorphe à automorphe, prismatique, montrant la macle polysynthétique ; leur composition varie entre l'andésine et le labrador. Le plagioclase s'altère fréquemment en séricite.

Le quartz

Le quartz représente environ 25% de la roche : il montre au moins deux générations bien distinctes l'une primaire dont la taille est millimétrique, l'autre secondaire (hydrothermale), rare, très finement recristallisée et franchement xénomorphe. Le quartz secondaire accompagne généralement l'altération des plagioclases (Fig.II-16.c,d,e).

Feldspath alcalin

Rares sont les cristaux du feldspath alcalin (~15%) ; on note seulement quelques cristaux de l'orthose reconnus par la macle simple, de forme automorphe allongée ou tabulaire (Fig.II-16.d). Les cristaux du feldspath alcalin, bien que visibles qu'ils en soient, leur taille demeure inférieure à celle des plagioclases et souvent ne sont pas maclés.

La biotite

La biotite (~15% de la roche) se présente le plus souvent sous forme de cristaux lamellaires allongés dont la taille moyenne avoisine 2mm (Fig.II-16.c). Cependant, on peut rencontrer des paillettes plus fines, ces dernières s'agglomèrent en formant des nids centimétriques (Fig.II-16.d). La biotite renferme le plus souvent des inclusions d'apatite automorphe. La biotite est parfois altérée en chlorite ou en épidote (Fig.II-16.d).

L'amphibole

La présence de l'amphibole demeure plus ou moins restreinte comparativement aux autres minéraux essentiels de la granodiorite. Toutefois, les cristaux sont de taille appréciable (~2 mm) et présentent parfois des macles simples (Fig.II-16.f). L'amphibole se transforme généralement en épidote qui lui est souvent associé.

II.1.10.2 Les minéraux accessoires

Zircon

Le zircon, comme pratiquement dans tous les faciès volcaniques et subvolcanique, se trouve en fines inclusions associées à la biotite ou le quartz (Fig.II-16.c). Il se présente sous forme de petits cristaux subautomorphes à automorphes à terminaison pointue ayant une réfringence élevée.

Le sphène

Le sphène se présente sous forme de cristaux subautomorphes, en forme losangique caractéristique. (Fig.II-16.e).

Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont très fréquents dans la granodiorite ; ils sont représentés par de la pyrite qui se présentent sous forme de grains automorphes ou subautomorphes et de taille variable. La pyrite est associée souvent aux minéraux d'altération et de même dans les fractures qui recoupe la roche (Fig.II-16.e,f).

II.1.10.3 Les minéraux d'altération

La chlorite

La chlorite est encore abondante ; elle se développe aux dépens de la biotite dans les cas les plus fréquents. Néanmoins, elle provient, dans de rares cas, de l'altération de l'amphibole. Lorsqu'il s'agit de de l'altération de la biotite, la chlorite montre des formes allongées beaucoup plus lamellaires similaires à la forme originelle de la biotite. La taille moyenne des agrégats de chlorite atteignent 2 mm, bien que l'on rencontre parfois des agrégats xénomorphes de taille très réduite (Fig.II-16.c).

La séricite

ans la granodiorite, on reconnaît souvent de très fines paillettes biréfringentes qui parsèment les cristaux de plagioclase, il s'agit de la séricite (muscovite inframillimétrique). Cette dernière peut montrer des agrégats millimétriques (Fig.II-16.c).

L'épidote

L'épidote est un minéral d'altération ; elle est relativement rare et on observe clairement sa coexistence spatiale avec les cristaux de l'amphibole dont il provient par altération. L'épidote

est reconnue par son aspect en 'Manteau d'arlequin' avec des teintes vives violacées et une extinction oblique (Fig.II-16.f).

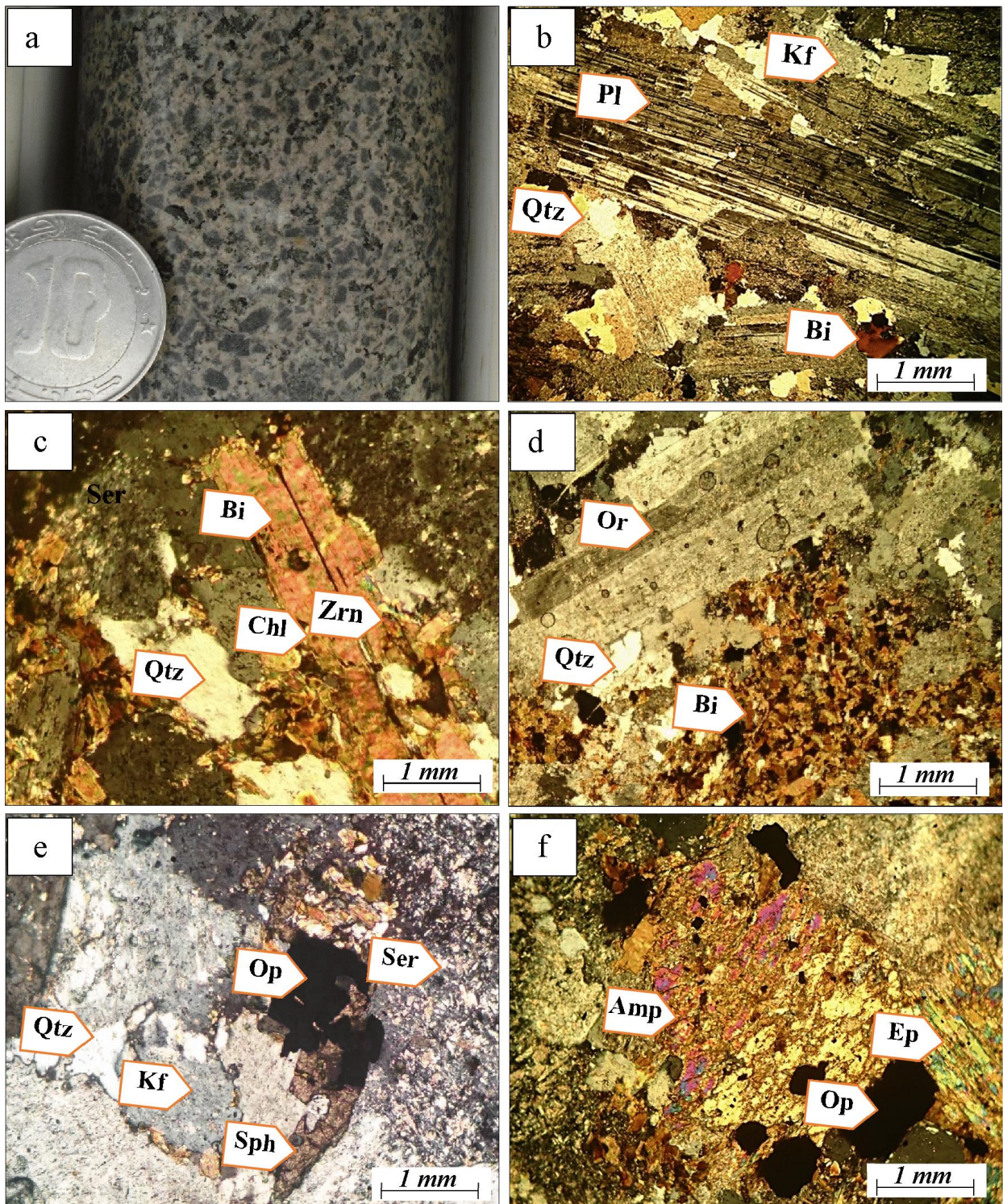


Figure II-16. La granodiorite d'Oued Amizour : a) aspect macroscopique ; b, c, d et f) aspect microscopique.

II.2 Etude des altérations

L'altération des roches est un phénomène d'intensité variable ; les roches altérées peuvent être complètement oblitérées et perdent partiellement ou totalement leurs aspects originaux. Toutefois, le taux d'altération dépend de plusieurs paramètres : la composition initiale de la roche, la perméabilité, la profondeur, la température et la composition du fluide (de surface 'météorique' ou d'origine profonde 'hydrothermal') responsable de cette altération. Souvent, l'altération hydrothermale conduit au dépôt des gites métallifères qui sont souvent prospectés par le biais de ce phénomène.

Les roches magmatiques d'Oued Amizour sont affectées par une altération de degré très accentué, bien qu'il soit variable d'un faciès à l'autre et d'un niveau à autre. Cette altération affecte surtout les minéraux primaires, tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques, les amphiboles et la biotite. Elle a engendré de gros changements de la couleur, l'aspect extérieur des roches ainsi que leur composition minéralogique.

II.2.1 Méthodologie

Les minéraux d'altérations associés à chacun des faciès magmatiques d'Oued Amizour ont été identifiés par l'étude pétrographique microscopique. Cependant, les faciès minéralisés, vu leur perméabilité considérable et leur porosité importante (andésite et tuf volcanique) ont connu une altération très avancée qui a conduit à la formation des minéraux argileux. On a alors adopté la méthode de diffraction aux rayons X (DRX) pour leur identification.

II.2.2 Zonalité d'altération

Les résultats d'analyse pétrographiques et diffractométriques obtenus ont montré l'existence d'une zonalité d'altération verticale bien remarquable. Trois (03) zones d'altération peuvent être distinguées et réparties sur différents horizons : (1) zone à altération propylitique

supérieure, (2) zone à altération argileuse avancée et (3) zone à altération propylitique inférieure. Cette zonalité d'altération a été observée dans plusieurs gisements de type Kuroko (Ex : Yoichi, Toya, Yunosawa, Kosaka...etc, (Urabe, 1974) ; Buttle Lake, Vancouver, Colombie (Robinson *et al.*, 1996)).

II.2.2.1 Zone à altération propylitique supérieure :

Cette altération caractérise les roches volcaniques et subvolcaniques qui recouvrent le corps de minerai principal depuis les pyroclastites, les andésites, les tufs volcaniques jusqu'à les microgranites (voir description pétrographique ci-dessus). L'assemblage minéralogique propylitique, bien que distribué d'une manière disproportionnelle sur les faciès, il montre entre autres une association : chlorite – épidote – séricite – carbonate (calcite) – pyrite. À cet assemblage peut se rattacher la silicification (quartz secondaire), L'excès de silice peut être apporté par les eaux chaudes ou encore provenir sur place lors de l'altération des silicates. On remarque bien que la silicification devient de plus en plus accentuée en allant vers les profondeurs, contrairement à la carbonatation (calcite) qui affecte l'ensemble d'une manière uniforme si l'on excepte les pyroclastites.

II.2.2.2 Zone à altération argileuse avancée :

Cette altération caractérise l'encaissant volcanique du corps de minerai principal, en l'occurrence, les andésites bréchiques et les tufs volcaniques. Ces derniers sont fortement argilitisés. Trois (03) échantillons répartis sur différents niveaux de cette zone ont été analysés afin de mieux reconnaître tous les produits d'altération. Il en résulte un assemblage de minéraux argileux à kaolinite, illite, montmorillonite, pyrophyllite et de rare quartz. Les diffractogrammes sont représentés dans les figures II-17, II-18 et II-19.

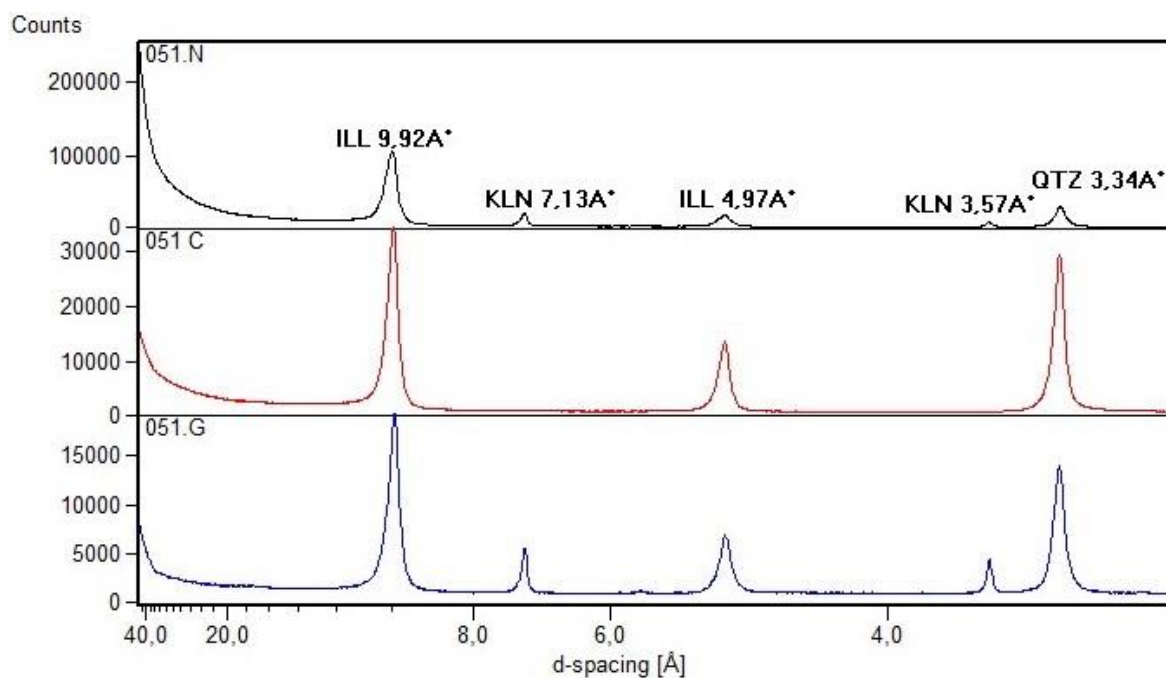


Figure II-17. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les tufs volcaniques minéralisés. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, ILL Illite, QTZ Quartz.

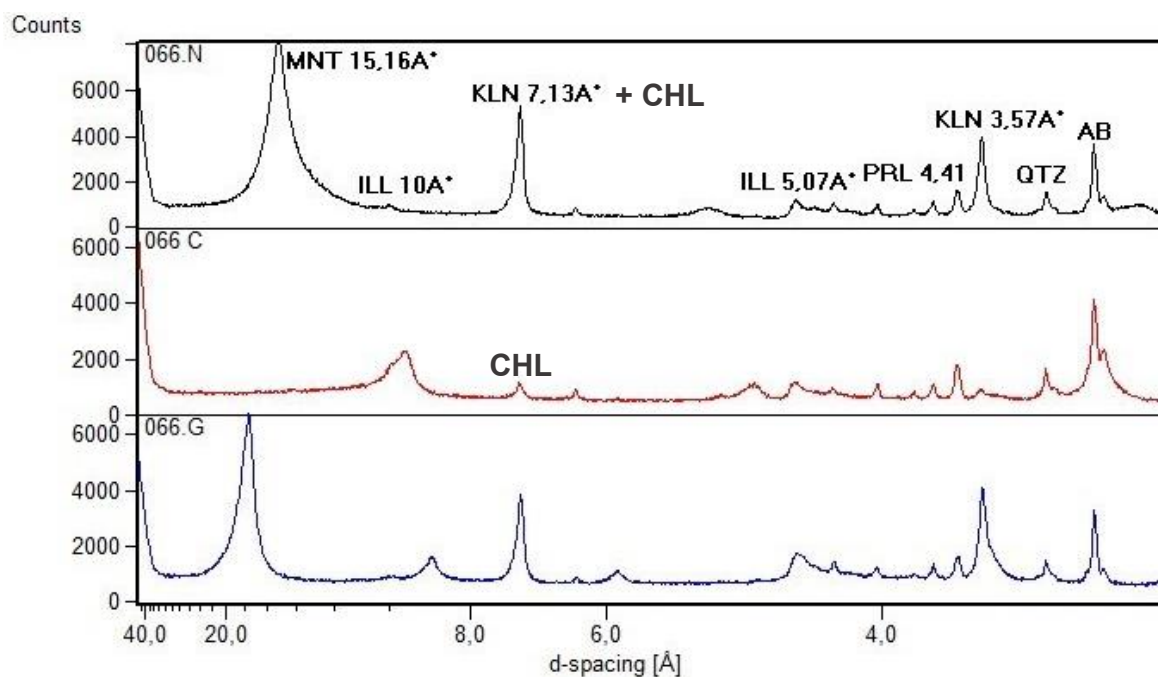


Figure II-18. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les andésites minéralisées. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, CHL Chlorite ILL Illite, MNT montmorillonite, PRL Pyrophyllite, AB Albite, QTZ Quartz.

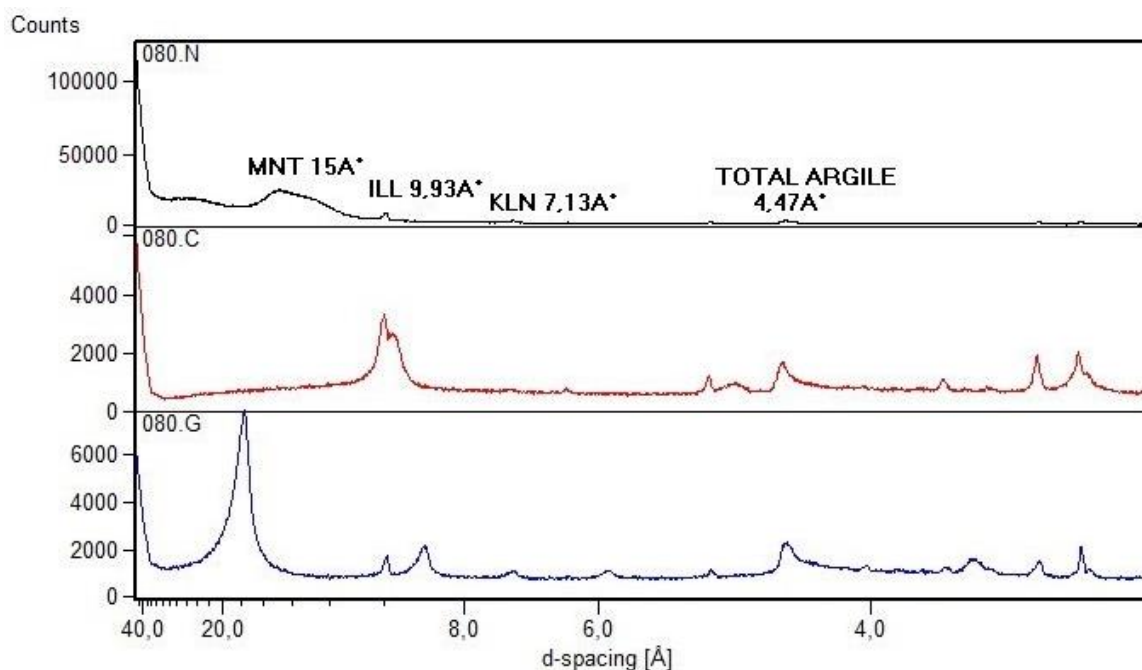


Figure II-19. Diffractogrammes des rayons X montrant les phases d'altération argileuse dans les andésites minéralisées au contact inférieur avec roches plutoniques. Echantillons : N normal, C cuisson, G glycolé. Minéraux : KLN Kaolinite, ILL Illite, MNT montmorillonite.

II.2.2.3 Zone à altération propylitique inférieure

Au-dessous du corps du minerai, l'altération propylitique réapparaît de nouveau. Elle se retrouve cette fois-ci associée à une minéralisation disséminée de sulfures de cuivre et de fer d'une part, et des oxydes de fer d'autre part. Cette altération propylitique affecte la granodiorite et donne une association minérale à séricite, chlorite, quartz, anhydrite et gypse ; la présence de l'épidote demeure très infime. La silicification devient très poussée, c'est l'endroit où l'on trouve avec le degré le plus ultime. Le quartz secondaire semble avoir été formé beaucoup plus à partir du fluide hydrothermal. La présence de l'anhydrite avec parfois des couches d'épaisseurs métriques indique une mise en place sous-marine des granitoïdes. Au-delà, vers la profondeur, la granodiorite devient de plus en plus fraîche, l'origine de ces fluides serait fort probable liée à la granodiorite intrudé bien après les émanations volcaniques.

Ci-dessous (Fig. II-20) une coupe schématique représentant la zonalité d'altération au niveau des roches encaissantes du gisement zincifère d'Oued Amizour.

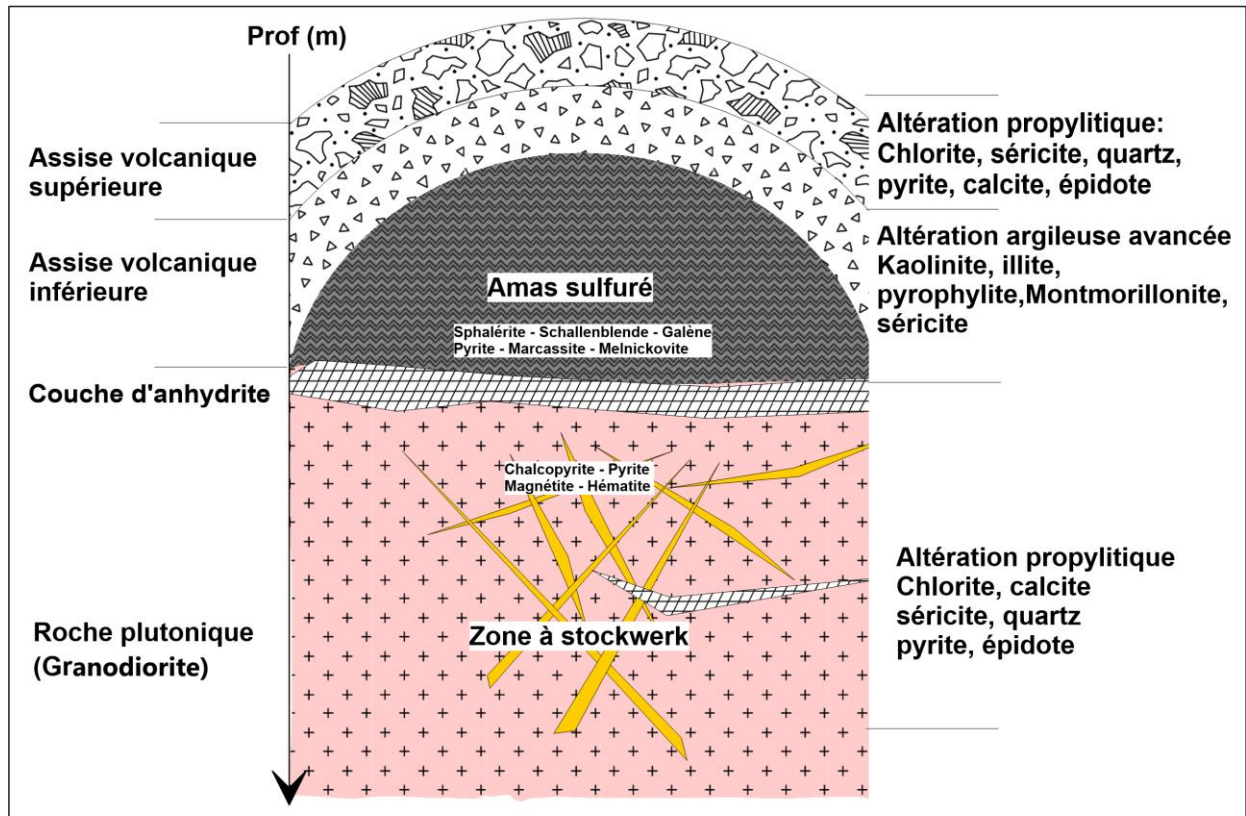


Figure II-20. Coupe schématique montrant la zonalité de l'altération au niveau du complexe ignés et gisement zincifère d'Oued Amizour (Echelle non attribuée).

II.3 Conclusion

L'étude pétrologique entreprise sur les granitoïdes d'Oued Amizour a été facilitée par l'utilisation d'un sondage profond (TH047 ~800 m) récemment réalisé, situé en position centrale ; ce qui a permis de recouper l'ensemble de roches ignées encaissant le corps minéralisé.

Cette étude a permis de caractériser précisément les différents faciès, leur texture ainsi que leurs paragenèses minérales primaires et secondaires. Les conclusions suivantes peuvent être soulevées :

Les résultats obtenus montrent l'existence aussi bien des roches plutoniques, subvolcaniques que volcaniques. De haut en bas on en distingue : Les pyroclastites à fiammes (pyroclastic rocks), les andésites, les coulées de lave et tufs lithiques (lava flow and lithic

tuff), les tufs volcaniques (crystal tuff), les andésites vésiculaires, les microgranites, les tufs et les andésites fortement altérés, la granodiorite métasomatisée et, à la base, la granodiorite relativement fraîche.

- Sur le plan pétrographique, ces roches montrent des assemblages minéralogiques souvent hydratés (amphiboles et micas) et circonscrivent un intervalle de composition intermédiaire à acide. Elles sont composées essentiellement de plagioclase, hornblende, biotite, sphène, magnétite, apatite et zircon, ce qui rappelle aux granitoïdes type I des régions avoisinantes (ex : Chétaibi-Cap de fer et Edough).

- Les granitoïdes d'Oued Amizour ont été soumis à une altération hydrothermale très sévère. La distribution et le degré des altérations associées montrent une zonalité franche autour du corps de minerai principal. On y distingue une altération propylitique dans les zones périphériques en haut de la série et également à la base, et d'une altération argileuse très avancée distribuée à proximité du corps de minerai. Cette zonalité d'altération de l'encaissant magmatique est caractéristique des roches encaissantes qu'on retrouve dans les gisements VHMS riches en Zn – Cu – Pb de type Kuroko.

Chapitre III.
Géochimie des granitoïdes
d'Oued Amizour

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE DES GRANITOÏDES

Ce chapitre est consacré à l'étude géochimique des différents faciès ignés, aussi bien subvolcaniques-plutoniques que volcaniques, de la région d'Oued Amizour. Cette étude permettra d'apporter de nouvelles précisions et interprétations sur l'origine des granitoïdes et leur contexte géodynamique, tout en se référant aux données des travaux antérieurs (ex: [Semroud, 1981, 1994](#); [Benali, 2007](#) ; [Graine et Marignac, 2001](#)).

III.1 Résultats analytiques et interprétations

120 échantillons de diverses lithologies ignées ont été récoltés à partir du sondage TH047. Sur la base de l'étude pétrographique, seulement 22 échantillons les plus représentatifs et les plus frais ont été sélectionnés pour analyses chimiques (éléments majeurs, éléments en traces et éléments de terres rares). Ces échantillons ont été nettoyés et concassés à environ 1 cm³ avant d'être envoyés au laboratoire ALS Minéraux, Seville en Espagne pour analyses chimiques. Pour les éléments majeurs, 0,2 g de chaque échantillon préparé est dissous par fusion (à environ 1000°C) au métaborate/tétraborate de lithium (0,90 g). Le produit fondu est refroidi et dissous dans 100 mL d'acide nitrique (4%) / acide hydrochlorique (2%). Cette solution est analysée par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy). La même procédure de préparation est utilisée pour les éléments en trace et les éléments de terres rares, mais les solutions obtenues sont analysées par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy). Les résultats obtenus sont corrigés pour les interférences spectrales inter-éléments. Pour la détermination de la perte au feu (LOI), 1 g de chaque échantillon préparé est placé dans un four à 1000°C pour une heure, ensuite refroidi et pesé. Le pourcentage en LOI est alors calculé à partir de la différence en poids. Sur la base d'analyses répétées et de standards, la précision analytique était mieux que 5% pour la plupart des éléments majeurs et en trace. Les résultats sont résumés dans le tableau III.1.

Tableau III-1. Données géochimiques en roche totale des roches plutoniques et subvolcanique d'Oued Amizour

Roches plutoniques et subvolcaniques d'Oued Amizour										
	<i>Microgranites</i>				<i>Aplites</i>		<i>Granodiorites</i>			
	029	032	036	037	069	137	105	107	159	165
SiO ₂	69.70	66.71	68.30	67.50	75.20	75.10	60.50	61.50	56.60	69.80
Al ₂ O ₃	14.90	14.70	15.75	15.50	13.45	14.90	15.20	15.95	14.75	14.35
Fe ₂ O ₃ ^t	2.17	2.62	2.02	2.36	1.49	0.24	5.18	4.46	6.33	1.44
CaO	0.74	1.34	0.77	0.77	0.44	0.43	2.20	3.03	5.54	1.98
MgO	1.47	1.07	1.69	1.97	0.26	0.05	3.94	3.86	4.42	1.23
Na ₂ O	1.33	3.16	3.54	3.24	4.45	8.51	3.56	4.08	3.86	6.86
K ₂ O	7.69	5.94	6.12	6.20	0.62	0.18	4.37	2.99	2.83	0.42
TiO ₂	0.46	0.45	0.48	0.64	0.24	0.04	0.72	0.73	0.66	0.42
MnO	0.03	0.04	0.03	0.05	0.01	<0.01	0.04	0.04	0.03	0.06
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.08	0.11	0.04	0.06	0.18	0.17	0.27	0.13
LOI	2.91	2.37	2.42	2.31	3.58	0.83	3.03	1.40	4.08	2.37
<i>Total</i>	<i>101.61</i>	<i>98.48</i>	<i>101.27</i>	<i>100.71</i>	<i>99.79</i>	<i>100.37</i>	<i>98.97</i>	<i>98.26</i>	<i>99.43</i>	<i>99.07</i>
Ba	861	290	448	53	27	17	299	181	173	23
Cr	9	6	9	9	9	9	10	10	20	9
Cs	10	-	8	7	8	1	10	10	13	3
Ga	18	-	21	21	14	6	19	20	20	17
Hf	9	-	8	13	5	4	8	7	5	6
Nb	16	15	14	17	10	1	15	10	9	1
Rb	455	416	388	422	49	10	266	227	247	34
Sr	105	117	133	128	108	230	181	247	312	130
Ta	2	-	2	2	1	-	1	1	1	1
Th	34	28	30	33	35	2	26	19	25	22
V	38	41	45	54	22	4	98	108	245	59
Y	30	23	24	26	11	2	40	23	33	13
Zr	334	81	301	499	165	176	291	251	217	217
Ce	82	55	64	77	14	4	103	55	72	28
Dy	5	4	4	4	2	-	7	4	6	2
Er	3	2	2	3	1	-	5	3	3	1
Eu	1	1	1	1	1	-	1	1	1	1
Gd	5	4	2	4	1	-	7	4	6	2
Ho	1	-	1	1	1	-	1	1	1	1
La	39	27	33	42	7	2	49	30	33	14
Lu	1	-	1	1	1	-	1	-	1	-
Nd	32	-	24	27	5	2	44	23	31	11
Pr	8	22	6	7	1	-	11	6	8	3
Sm	6	4	5	5	1	-	8	4	6	2
Sn	8	-	9	9	7	2	13	10	9	8
Tb	1	-	1	1	-	-	1	1	1	-
Tm	1	-	1	1	-	-	1	-	1	-
U	27	-	21	21	17	2	26	12	11	13
W	7	-	1	2	-	-	2	1	1	4
Yb	4	2	3	3	2	-	5	3	3	2
Fe ₂ O ₃ ^t : Fer Total										

Suite tableau III.1

Pyroclastites. Andésites et tuf volcanique d'Oued Amizour												
	005	011E	014	016E	022	24	049	055	058	122	122E	125
SiO ₂	67.80	64.00	59.40	52.90	57.10	57.90	58.20	64.20	61.80	57.70	55.30	72.70
Al ₂ O ₃	15.00	16.85	17.45	17.00	14.35	16.30	18.20	15.50	16.80	20.20	17.85	13.60
Fe ₂ O ₃ ^t	2.46	3.03	4.69	11.55	9.06	6.30	4.80	5.14	4.85	4.19	7.26	2.39
CaO	1.32	2.19	2.72	0.33	2.36	0.95	1.16	0.22	1.16	0.67	1.34	0.25
MgO	1.79	1.94	2.05	3.06	4.98	6.46	3.55	1.63	3.09	2.24	4.63	1.00
Na ₂ O	2.67	5.59	4.06	2.50	4.51	3.06	4.93	0.11	0.41	0.62	6.56	0.16
K ₂ O	3.61	1.81	3.20	3.50	0.60	2.50	3.64	5.48	4.21	8.20	0.19	4.18
TiO ₂	0.45	0.68	0.54	0.69	0.69	0.73	0.86	0.75	0.77	1.00	0.72	0.66
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.10	0.08	0.01	0.05	0.03	0.10	0.01
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.12	0.12	0.15	0.15	0.19	0.09	0.15	0.18	0.11	0.14
LOI	4.94	4.00	5.23	8.37	5.70	5.05	4.29	6.21	6.88	5.32	5.20	5.80
<i>Total</i>	<i>100.18</i>	<i>100.31</i>	<i>99.58</i>	<i>100.09</i>	<i>99.60</i>	<i>99.50</i>	<i>99.97</i>	<i>99.35</i>	<i>100.18</i>	<i>100.42</i>	<i>99.31</i>	<i>100.92</i>
Ba	236	214	168	120	88	639	335	136	121	525	20	232
Cr	9	320	200	30	110	43	40	10	10	30	260	100
Cs	11	8	16	27	5	-	5	29	37	20	1	34
Ga	18	14	18	26	23	-	22	30	25	24	18	20
Hf	8	2	2	3	3	-	5	7	7	3	2	3
Nb	16	5	5	5	14	8	10	13	13	6	4	13
Rb	305	132	279	372	31	116	204	596	492	672	12	324
Sr	88	213	168	42	148	162	137	8	24	54	194	31
Ta	2	1	1	1	1	-	1	1	1	1	1	1
Th	32	5	6	6	10	13	18	24	23	7	5	10
V	37	91	142.	212	161	147	141	110	127	279	134	239
Y	21	12	13	15	28	21	21	29	25	17	23	22
Zr	298	88	86	95	130	167	212	272	272	121	89	122
Ce	87	27	21	54	221	56	45	19	70	13	101	7
Dy	4	2	2	2	5	3	4	5	4	3	4	4
Er	2	1	2	2	3	2	2	3	3	2	2	3
Eu	1	1	1	1	2	1.	1	1	1	1	1	1
Gd	4	2	2	2	7	4	4	3	4	3	4	4
Ho	1	1	1	1	1	-	1	1	1	1	1	1
La	44	15	12	29	140	30	22	9	35	5	55	3
Lu	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
Nd	31	12	10	18	69	-	20	9	28	8	30	6
Pr	9	3	2	5	20	23	5	2	7	2	9	1
Sm	5	2	2	3	9	4	4	2	6	3	5	3
Sn	7	8	6	21	7	-	5	28	28	8	4	5
Tb	1	-	-	-	1	-	1	1	1	1	1	1
Tm	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
U	17	4	5	8	5	-	12	11	10	6	4	6
W	2	9	5	4	2	-	3	8	6	13	9	4
Yb	3	1	2	2	3	2	2	4	3	2.	2	3
Fe ₂ O ₃ ^t : Fer Total												

III.1.1 Nomenclature et séries géochimiques

Afin de classer les granitoïdes d'Oued Amizour, de faire ressortir leur nomenclature et de voir l'effet de l'altération sur les alcalin Na_2O et K_2O , deux diagrammes de classification ont été utilisés: le diagramme (TAS–IUGS) SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Fig. III-1) et le diagramme Zr/Ti versus Nb/Y de Winchester et Floyd (1977) (Fig. III-2) basé sur les éléments traces immobiles. Sur ces deux diagrammes, les granitoïdes d'Oued Amizour plotent dans les mêmes domaines de nomenclature: roches intermédiaires à acides représentées par des trachyandesite basaltique, trachyandesite, andésite, trachydacite, dacite et rhyolite. Ceci indique que les alcalins n'ont pas été largement mobilisés par les altérations hydrothermales.

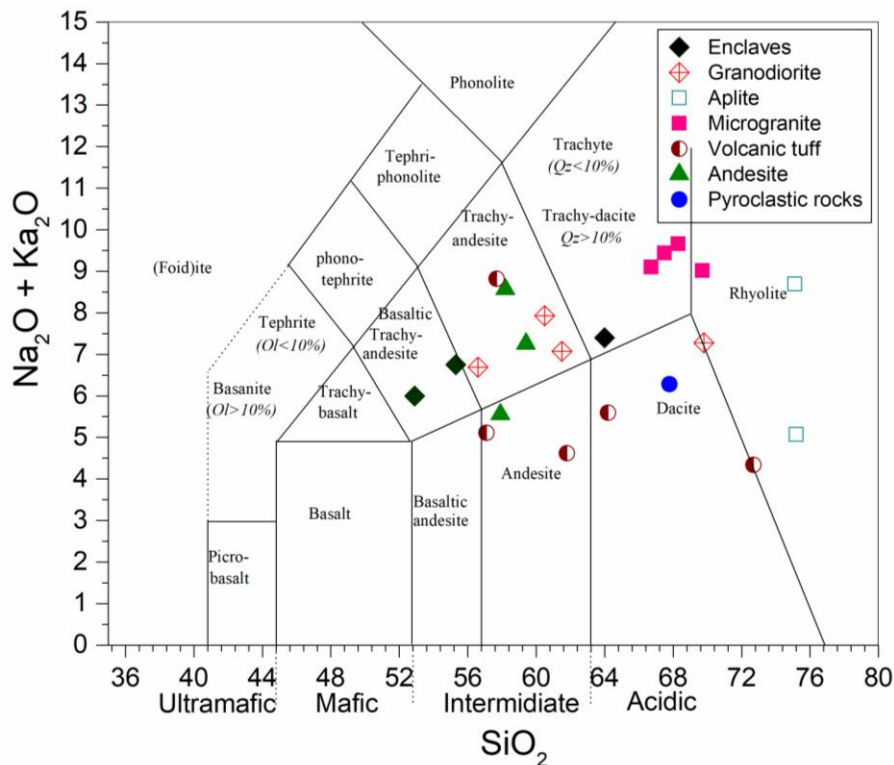


Figure III-1. Diagramme binaire TAS (SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) de Le Maitre *et al.* (2002) montrant la position des granitoïdes d'Oued Amizour.

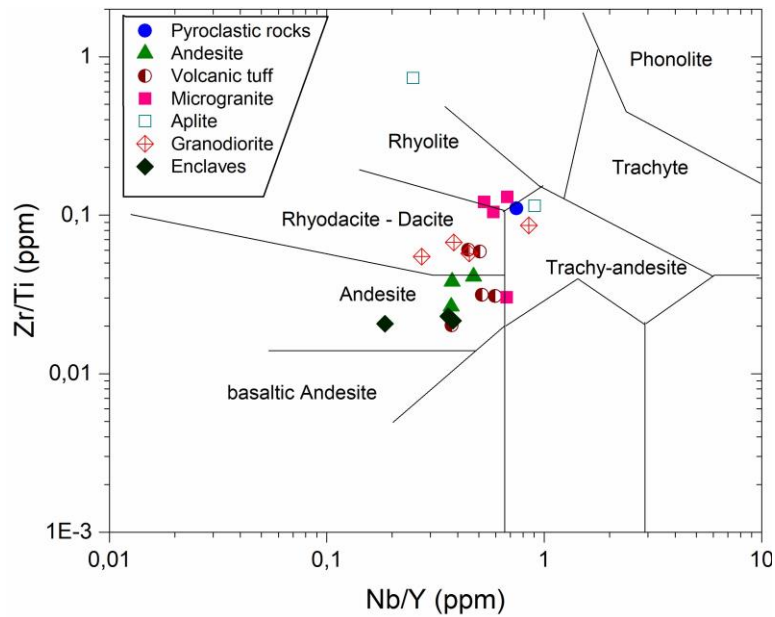


Figure III-2. Classification des granitoïdes d'Oued Amizour sur le diagramme Zr/Ti versus Nb/Y de [Winchester et Floyd \(1977\)](#).

Sur le diagramme AFM d'[Irvine et Baragar \(1971\)](#), les points représentatifs des granitoïdes d'Oued Amizour plotent dans le domaine calco-alcalin et tracent un trend franc vers le pôle des éléments alcalins ce qui confirme l'enrichissement de ces derniers au détriment des ferromagnésiens (Fig. III-3).

Sur le diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de [Peccerillo et Taylor \(1976\)](#), la majorité des points représentatifs des granitoïdes d'Oued Amizour plotent dans le domaine calco-alcalin à potassium élevé jusqu'au domaine shoshonitique (Fig. III-4). Les aplites et les enclaves, par contre, tombent dans le domaine calco-alcalin. Ce caractère est similaire à celui exhibé par les roches magmatiques miocène du Nord-Est algérien ([Fougnot, 1990](#) ; [Ahmed-Said et al., 1993](#) ; [Semroud et al., 1994](#) ; [Ouabadi, 1994](#) ; [Fourcade et al., 2001](#) ; [Laouar et al., 2005](#)).

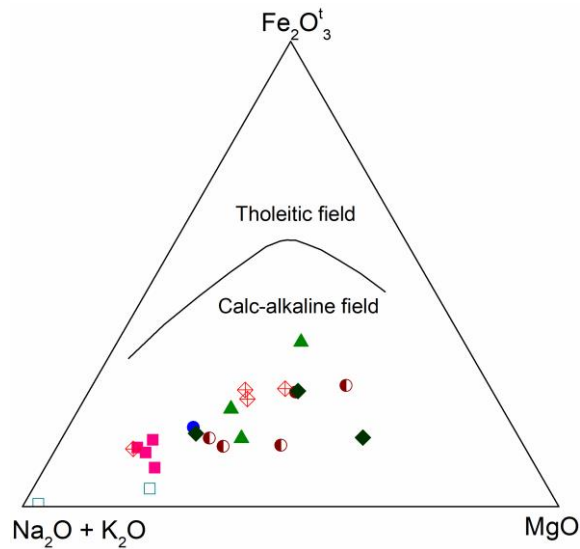


Figure III-3 : Diagramme ternaire $Fe_2O_3^t - Na_2O+K_2O - MgO$ d'Irvine et Baragar (1971) montrant le caractère calco-alcalin des granitoïdes d'Oued Amizour.

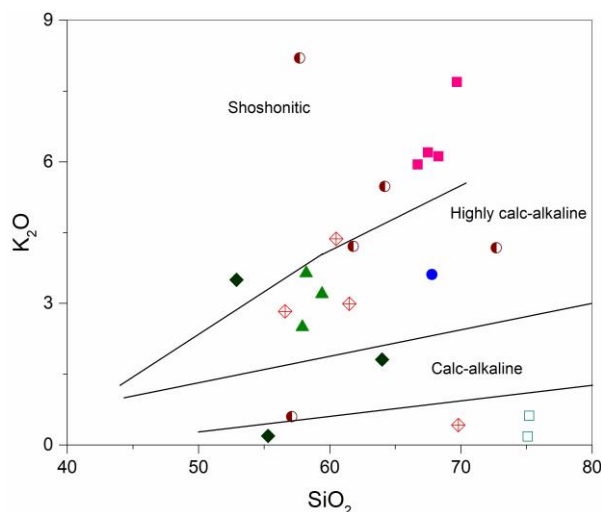


Figure III-4 : Diagramme binaire $SiO_2 - K_2O$ de Peccerilo et Taylor (1976) montrant le caractère calco-alcalin fortement potassique à shoshonitique des granitoïdes d'Oued Amizour.

III.1.2 Variation des éléments majeurs

Les résultats d'analyse des éléments majeurs sont illustrés sur les diagrammes type Harker (Fig. III-5). L'observation de ces derniers permettent à la fois de mettre en évidence l'existence ou l'absence de lignées évolutives et de déterminer la nature du mécanisme à l'origine de ces lignées; exemple: différenciation magmatique, cristallisation fractionnée, assimilation crustale, etc. La silice (SiO_2) a été utilisée comme indice de différenciation.

III.1.2.1 La silice (SiO₂)

Les granitoïdes d'Oued Amizour-présentent des teneurs en SiO₂ couvrant un intervalle large, variant entre 52.9 et 75.2 % avec une moyenne de 63,63% (n = 22). Ces valeurs traduisent une composition intermédiaire à felsique et sont présumées évoluées à partir d'un seul magma basique vers les termes intermédiaires et acides. Ce large intervalle explique, en partie, la diversité de faciès volcaniques ; les pyroclastites et les tufs volcaniques sont les plus enrichis en SiO₂ ; les andésites sont par contre appauvries.

III.1.2.2 Les alcalins (Na₂O et K₂O)

Les éléments alcalins, bien qu'ils soient connus parmi les éléments les plus mobiles lors de l'altération. Dans les granitoïdes d'Oued Amizour, les concentrations en Na₂O et K₂O sont presque identiques. En effet, les teneurs en Na₂O varient entre 0,11 et 8,5% et ceux du K₂O entre 0,18 et 8,2%. Les valeurs élevées en Na₂O et en K₂O dans quelques échantillons peuvent être expliquées par l'abondance des plagioclases sodiques, de l'orthose et de la sanidine. Les valeurs les plus faibles traduisent la cristallisation des plagioclases plus calciques (plagioclases intermédiaires) observés dans la plupart des échantillons. Les variations des alcalins Na₂O et K₂O définissent une corrélation sensiblement positive avec SiO₂ (Fig. III-5), ce qui encore indique que ces deux éléments n'ont pas été fortement mobilisés durant les processus d'altération post magmatique

III.1.2.3 L'aluminium (Al₂O₃)

L'aluminium est considéré comme élément immobile; ses concentrations dans les roches ignées de Oued Amizour reflètent généralement l'abondance effective de cet élément. Les valeurs de Al₂O₃ oscillent entre 13,45 et 20,20% avec une moyenne de 15,88% (n = 22). Elles montrent une corrélation positive au début (roches intermédiaires riches en plagioclases,

tels que les andésites et les granodiorites (voir chapitre Pétrologie)), qui devient négative vers le pôle felsique (pauvre en plagioclases, tels que les aplites) (Fig. III-5).

III.1.2.4 Les éléments ferromagnésiens (MgO et Fe₂O_{3t})

Les éléments ferromagnésiens (Fe₂O_{3t} et MgO) tracent une évolution linéaire et sont négativement corrélés avec la silice (Fig. III-5); ce qui indique leur diminution avec la différenciation magmatique. Les concentrations de MgO varient entre 0,05 et 6,46% avec une moyenne de 2,56 % tandis que celles du fer total varient entre 0,24 et 11,55% avec une moyenne de 4,27%. Le rapport MgO/Fe₂O_{3t} des granitoïdes d'Oued Amizour présente une valeur relativement faible (0,60, n = 22) un tel rapport est caractéristique des granitoïdes calco-alcalins des zones de subduction formés dans les arcs continentaux (Jacks et White, 1972). Les valeurs les plus faibles des éléments ferromagnésiens sont attribuées aux aplites qui sont des roches plus évoluées. Les valeurs les plus élevées sont rattachées aux andésites et aux granodiorites en raison de l'abondance de la hornblende et de la biotite.

III.1.2.5 Le calcium (CaO)

Le calcium se comporte comme un élément compatible similaire aux éléments ferromagnésiens. Il fractionne, par conséquent, dans les premiers minéraux formés à savoir l'amphibole et le plagioclase calcique. Les concentrations du calcium des échantillons analysés oscillent entre 0,22 à 5,54% avec une moyenne de 1,45%. Les faciès les plus enrichis en calcium sont les andésites et les granodiorites. Les faciès les plus appauvris sont les tufs volcaniques, aplites et microgranites (teneur en calcium <1%). Les plagioclases jouent donc un rôle important dans la concentration du Ca, puisque dans les faciès intermédiaires, le plagioclase plus calcique prédomine.

III.1.2.6 Le titanium (TiO₂)

Les granitoïdes d'Oued Amizour présentent des concentrations de TiO₂ oscillant entre 0,04 et 1,00% avec une moyenne de 0,61%. L'un des critères le plus discriminant entre les différents types des granitoïdes est l'enrichissement en TiO₂ à l'exception des aplites. Cet enrichissement peut être expliqué par l'abondance du sphène en phase minérale (titanite) et fait penser à une origine ignée. Le TiO₂ présente une corrélation négative classique avec la silice (Fig. III-5).

III.1.2.7 Le phosphore P₂O₅

Le P₂O₅ donne des indications importantes sur l'évolution des systèmes de fusion des silicates, des concentrations des terre rares (ETR) et de certains éléments en traces (U, Th, Sr...etc.). Le comportement et la saturation en P₂O₅ à partir d'un liquide magmatique (à 10% d'eau) a été bien documenté par [Harrison et Waston \(1984\)](#) et [Bea et al. \(1994\)](#). Il a été observé que la solubilité du P₂O₅ est fonction de la température et la teneur en silice et ou l'indice de saturation en alumine (ISA). Les roches métalumineuses avec ISA < 1,1 sont appauvries en P₂O₅ et montrent un trend négatif en fonction du SiO₂.

Les échantillons d'Oued Amizour présentent des concentrations très faibles en P₂O₅ avec des valeurs oscillant de 0,04 à 0,27% et une moyenne de 0,13%. Ils montrent une corrélation négative avec la silice (Fig. III-5).

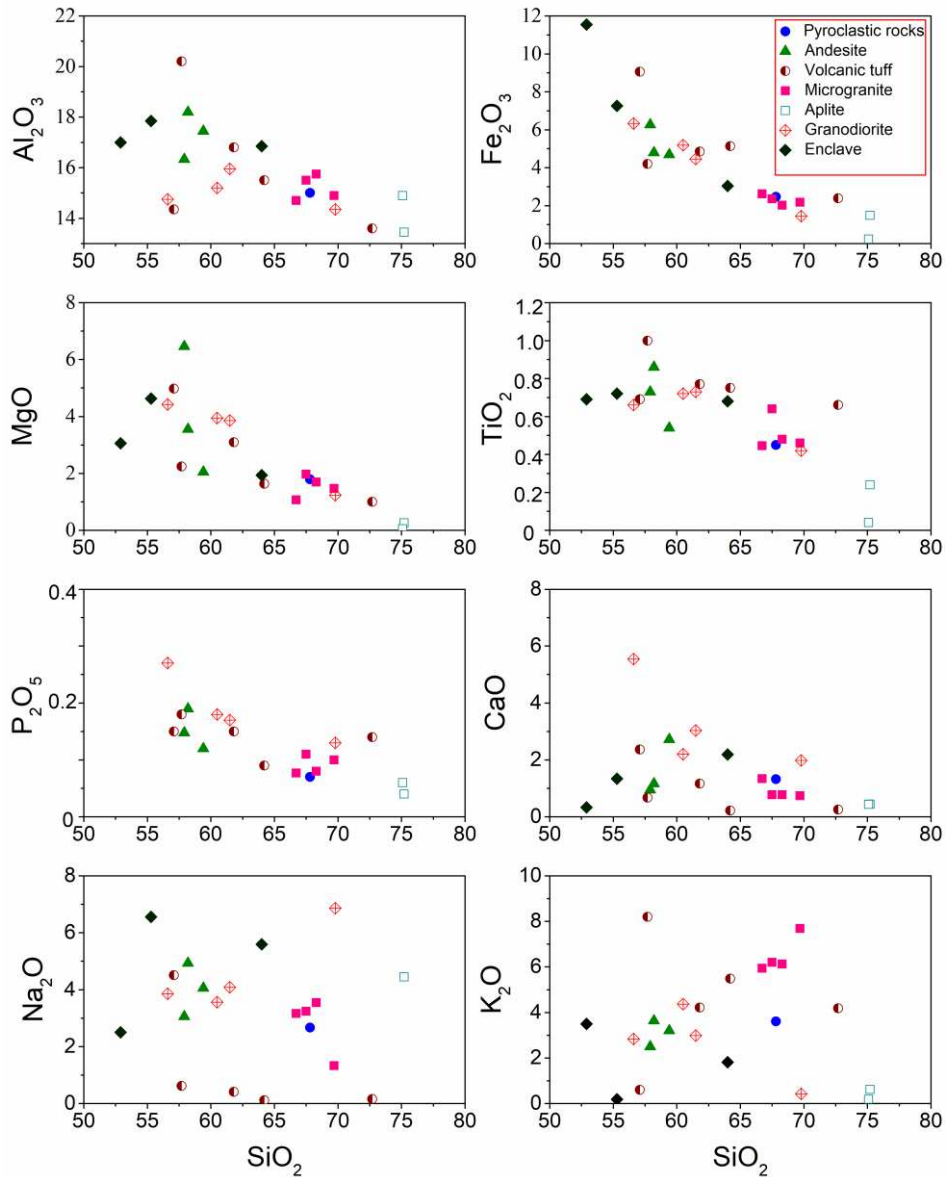


Figure III-5. Diagramme type Harker montrant la variation des oxydes en fonction de SiO_2 des granitoïdes d'Oued Amizour.

En conclusion et d'après ces diagrammes, les granitoïdes d'Oued Amizour montrent une allure similaire à celle des granitoïdes orogéniques (Pearce *et al.*, 1984) au sens large et à celle alpine au sens particulier (Maury *et al.*, 2000 ; Fourcade *et al.*, 2001). L'ensemble des éléments compatibles montrent de nettes corrélations négatives avec le SiO_2 à l'exception des éléments incompatibles, tels que le potassium et sodium qui montrent une légère tendance linéaire positive. Ceci pourrait être expliqué par le fractionnement du plagioclase, la hornblende, la biotite et les minéraux accessoires qui constituent ces granitoïdes.

III.1.3 Les éléments en traces

Les éléments en traces sont les éléments qui se trouvent en de très faibles concentrations dans les roches (habituellement <0,1% en poids) et dont les concentrations sont communément exprimées en parties par million (ppm, 1 ppm = 10⁻⁴ % en poids). Les éléments en traces ont tendance à se concentrer dans les minéraux par substitution aux éléments majeurs. Ils sont utiles pour formuler des modèles de différenciation magmatique et, dans certains cas, pour prédire la source d'un magma particulier. Les éléments en traces les plus couramment utilisés pour l'interprétation et la pétrogenèse des roches ignées comprennent : Ni, Cr, Sc, V, Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb et les éléments des terres rares (La – Lu).

L'incorporation d'un élément en trace dans la structure cristalline d'un ou de plusieurs minéraux dépend largement de sa charge et de son rayon ionique, mais aussi de l'électronégativité de cet élément et des effets du champ cristallin. En conséquence, un élément en trace se substituera à un élément majeur dans la structure d'un minéral cristallisant ou restera dans le liquide. On en distingue quatre groupes :

- (LILE) : Ce sont des éléments incompatibles, caractérisés par de grands rayons ioniques et de faibles charges. Ils se concentreront préférentiellement dans le liquide jusqu'à ce qu'une phase particulière avec des sites suffisamment grands pour les accueillir commence à cristalliser. Parmi ces éléments, on cite : K, Rb, Sr et Ba.
- (HFSE) : Ce sont les éléments les plus incompatibles qui ont de grands cations et de grandes charges. Ils sont également exclus des phases mantelliques et concentrés, le plus souvent, dans les liquides résiduels. Ces éléments sont concentrés dans des phases accessoires telles que le sphène, le zircon et l'apatite et incluent les éléments : Zr, Hf, Nb, Ta, Th et U.
- Les éléments de transition sont caractérisés par des rayons ioniques relativement petits et sont soit bi- ou trivalents. Ces éléments sont fortement cloisonnés dans les phases

solides qui se cristallisent au cours des premiers stades de l'évolution magmatique et sont compatibles avec les phases mantelliques. Ces éléments comprennent : Ni, Co, Cr et Sc.

- (REE) : C'est un groupe d'éléments dont les nombres atomiques sont compris entre 57 (La) et 72 (Lu). Ces éléments sont caractérisés par des rayons ioniques relativement importants et des valences de +2 ou +3. Ils se sont révélés très importants pour les interprétations pétrogénétiques malgré leurs faibles concentrations dans les roches ignées difficiles à analyser.

III.1.3.1 Variation des éléments en traces

Les digrammes multi-élémentaires servent à mettre en évidence de possibles relations génétiques entre les différents types de roches ignées d'un même secteur géographique et apportent des informations sur leur processus de cristallisation. Les diagrammes multi-éléments de l'ensemble des faciès magmatiques (volcanique, subvolcanique et plutonique) d'Oued Amizour, normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989), présentent pratiquement des tracés évolutifs similaires (Fig. III-6). Ces granitoïdes sont, en fait, riches en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) (Ba, Rb, Th) par rapport aux éléments à champs électrostatique élevé (High Field Strength Elements (HFSE)) (ex : Nb, Zr). Ces roches calco-alcalines fortement potassiques montrent également des anomalies négatives en Nb et Sr bien prononcées (Fig. III-6). Ces caractéristiques rappellent celles des magmas d'arc produits par fusion du coin du manteau métasomatisé par des fluides aqueux issus du "slab" (Smith et Leeman, 1993).

Le Ba, Rb ainsi que Sr sont des éléments incompatibles classiques qui font partie du groupe des éléments LILE ; ils remplacent K et Ca dans les phases minérales communes des roches ignées telles que les feldspaths et les micas ; leur comportement peut être utilisé pour

modéliser le rôle de ces minéraux au cours de l'évolution des magmas. Au cours du fractionnement d'un magma granitique, le Sr, comme l'Eu, est souvent le premier à avoir un comportement compatible, à la suite de l'élimination du plagioclase ; il est suivi du Ba qui est pris dans la structure du feldspath potassique, tandis que Rb reste relativement incompatible jusqu'à la dernière différenciation plus felsique, à moins que le magma soit suffisamment hydraté pour stabiliser la biotite et / ou la muscovite plus tôt.

On observe des anomalies négatives en Sr et Eu qui peuvent être expliquées par le fractionnement du plagioclase dans la chambre magmatique ou lors de l'ascension du magma (Wilson, 2007) et l'absence du grenat. Ceci est confirmé par les corrélations négatives observées entre CaO et Al₂O₃ avec SiO₂ (cf. Fig. III-5).

Les anomalies négatives en Sr, Nb, le rapport La/Nb > 2, l'enrichissement marquant de LILE dans toute la suite ignée ainsi que l'appauvrissement en Y indiquent que les roches volcaniques et plutoniques sont génétiquement apparentées et constituent deux traits caractéristiques des magmas des zones orogéniques formés dans les arcs volcaniques des zones de subduction (Saunders et al., 1979, Taylor & McLennan 1985).

Les granitoïdes d'Oued Amizour possèdent aussi des caractères communs de la série calco-alcaline fortement potassique des marges continentales actives. Les anomalies négatives en Nb et Ta sont générées à partir de la fusion partielle du slab océanique subduite conduisant au métasomatisme du manteau supérieur (Wilson, 2007, Chappell et al., 1999).

III.1.3.2 Variation des éléments de terres rares (ETR)

Les spectres des éléments de terres rares (REE) des différentes formations d'Oued Amizour normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) sont presque similaires; 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. Ils traduisent ainsi un enrichissement en terres rares légers par rapport aux éléments de terres rares lourds. L'anomalie négative en Eu est plus prononcée dans les termes les plus acides (Fig. III-6). Bien qu'elle demeure faible, cette anomalie négative en Eu confirme le fractionnement des plagioclases dans les phases précoces de la différenciation magmatique (les termes intermédiaires, microgranodiorites et andésites).

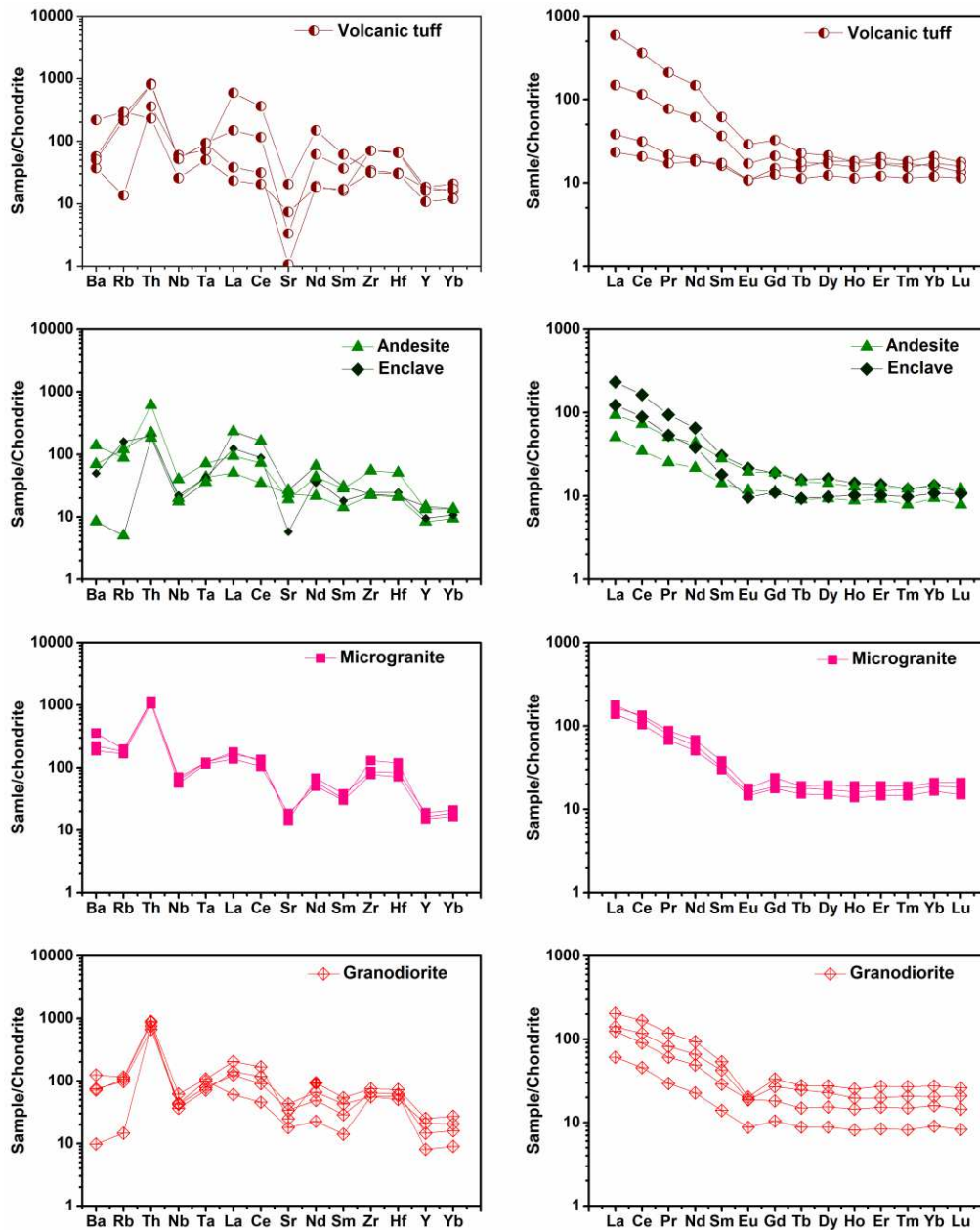


Figure III-6. Spectres des éléments en traces et des éléments de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Sun et McDonough, 1989) des échantillons d'Oued Amizour.

III.2 Source du magma et évolution pétrogénétique

Les investigations pétrologiques et géochimiques sur les granitoïdes d'Oued Amizour ont aboutis à des conclusions convergentes relatives à l'origine et l'évolution pétrogénétique du magma qui leur a donné naissance. 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). Nous présentons ci-dessous un tableau comparatif des principales caractéristiques de chaque type.

Tableau III-2. Comparatif des critères de différenciation entre les granitoïdes S-type, I-type, M-type et A-type (Chappell et White, 1974)

Magma	Principales caractéristiques
I-type	<ul style="list-style-type: none"> - Zone de subduction, marge continentale, arc volcanique. - Fusion partielle des roches ignée profondes ou du coin mantellique - Métalumineux à faiblement peralumineux ($ISA = Al_2O_3 / Ca + Na + K_2O < 1,1$ en mol.) : Al_2O_3 en concentrations modérées - Riche en Na_2O, SiO_2 couvrent un intervalle large - Paragénèse hydratée biotite, hornblende et présence du sphène - Corindon normatif < 1% et présence du diopside normatif > 1% - Variation linéaire des diagrammes binaires oxydes versus la silice - Rapport du Sr primitif ($Sr < 0,708$)
S-type	<ul style="list-style-type: none"> - Terrane en métamorphisme régional - Fusion partielle des roches métasédimentaires - Peralumineux ($ISA = Al_2O_3 / Ca + Na + K_2O > 1,1$ en mol.). - Riche en K_2O, SiO_2 couvrent intervalle restreint mais plus enrichis. - Enrichis en Al_2O_3 et riches en cordiérite, muscovite et grenat. - Corindon normatif > 1% - Variation irrégulière des digrammes binaires oxydes versus la silice - Rapport primitif du Sr ($Sr > 0,710$)
M-type	<ul style="list-style-type: none"> - Arc insulaire - Origine mantellique (cristallisation fractionnée) - Faible teneur en Rb, Th et U - Forme les tonalites - Rapport du Sr primitif ($Sr < 0,705$)
A-type	<ul style="list-style-type: none"> - Anorogénique, zones cratoniques - Riche en SiO_2, plus de 77%, paragénèse anhydre - Alcalin à peralcalin

Les granitoïdes d'Oued Amizour présentent les caractéristiques suivantes :

- L'abondance des minéraux ferromagnésiens hydratés tels que la hornblende, l'actinote, la biotite.
- La présence du sphène en quantités appréciables et l'absence totale de minéraux silicatés alumineux (muscovite, cordiérite...etc.)
- Un large intervalle que couvrent les concentrations en SiO_2
- Des concentrations modérées en Al_2O_3 , montrant en conséquence, un index de saturation en alumine faible ($\text{ISA} < 1,1$ pour la majorité des échantillons (Fig. III.7)).
- Un rapport faible Mg/Fe variant entre 0,17 à 1,03 avec une moyenne de 0,60 ($n=22$).
- Une diminution du P_2O_5 au cours de la différenciation magmatique montrée par la corrélation négative de ce dernier avec la silice.

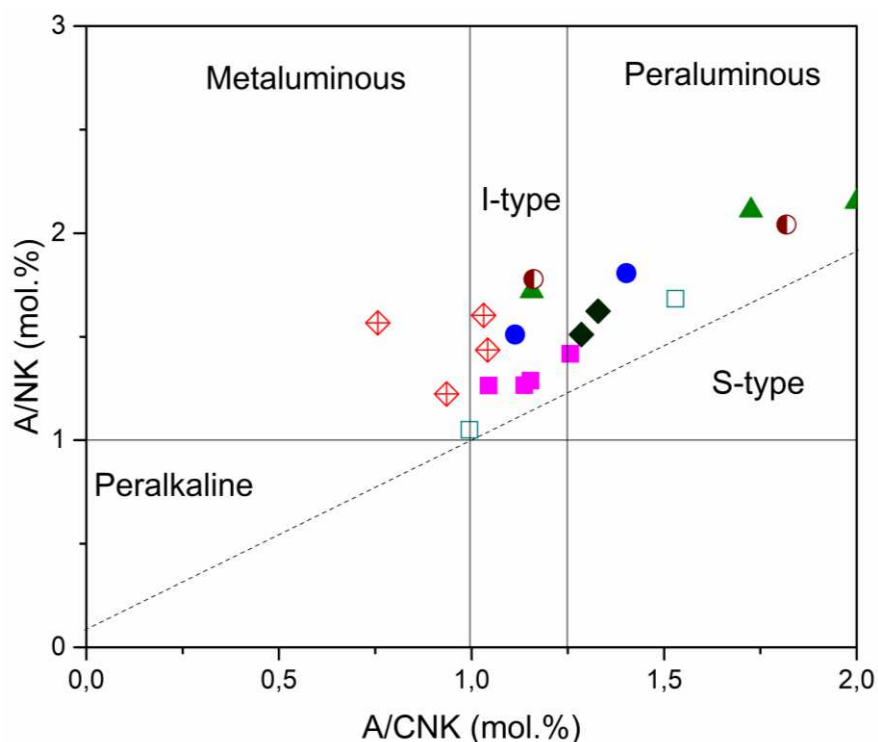


Figure III-7. Diagramme A/CNK contre A/NK de Maniar and Piccolli (1989) montrant le caractère métalumineux à faiblement peralumineux des granitoïdes d'Oued Amizour.

L'ensemble de ces caractéristiques attribue aux granitoïdes calco-alcalins d'Oued Amizour une origine de type I pour le magma (Chappell et White, 1974). Cette origine serait liée à la fusion partielle du manteau lithosphérique modifié par la subduction (Maury *et al.*, 2000).

L'évolution pétrogénétique d'un magma s'effectue à travers multiples mécanismes ou parfois par la combinaison de certains d'entre eux à savoir la cristallisation fractionnée, la fusion partielle, le mélange de magma basique et felsique, l'assimilation, la contamination ...etc. Indépendamment de l'origine du magma I ou S, Chappell et White (1974) adoptent la fusion partielle comme étant le processus conduisant à la formation des granitoïdes des deux types.

La différence entre la fusion partielle et la cristallisation fractionnée trahit le comportement contrasté des éléments compatibles au cours de ces deux processus. En effet, dans un diagramme binaire de variation d'un élément compatible en fonction d'un élément incompatible la cristallisation fractionnée, mécanisme appauvrissant efficacement le magma en éléments compatibles, engendrerait un tracé évolutif à forte pente (sub-verticale) tandis que la fusion partielle produit des tracés à pente très faible (sub-horizontale). La modification de ce tracé peut être engendrée par l'assimilation de quelques enclaves lors de l'ascension du magma dans la croûte continentale (granitoïdes type – S ou granitoïdes d'origine mixte).

La Figure III-8 illustre l'évolution des granitoïdes d'Oued Amizour suivant des diagrammes La/Sm vs La et Cr vs Rb (Jiang, 2005). On remarque, d'après cette figure, que ces granitoïdes plotent selon un tracé parallèle à celui des roches issues de la fusion partielle. Ce processus est largement connu pour la genèse des roches plutonique calco-alcalines des zones de subduction. L'hydratation de la croûte océanique diminue la température de fusion et provoque le fractionnement des terres rares léger favorisé par l'hydratation au niveau du coin mantellique (Arculus, 1994), la fusion partielle prend place au-delà de 700° C (Ringwood, 1974). Ces résultats sont concordants avec ceux publiés sur d'autres granitoïdes du Nord-Est

algérien par [Chazot et al. \(2017\)](#). Ces auteurs considèrent le manteau lithosphérique Kabyle a été déjà métasomatisé durant la subduction paléogène de la lithosphère océanique Téthys.

L'empreinte d'une composante crustale est également à évoquer ; les rapports isotopiques relativement élevés en Sr (0,7082 à 0,7117 ; [Semroud, 1994](#)), identiques d'ailleurs à ceux observés dans les granitoïdes de Chettaïbi-Cap de Fer, le témoignent.

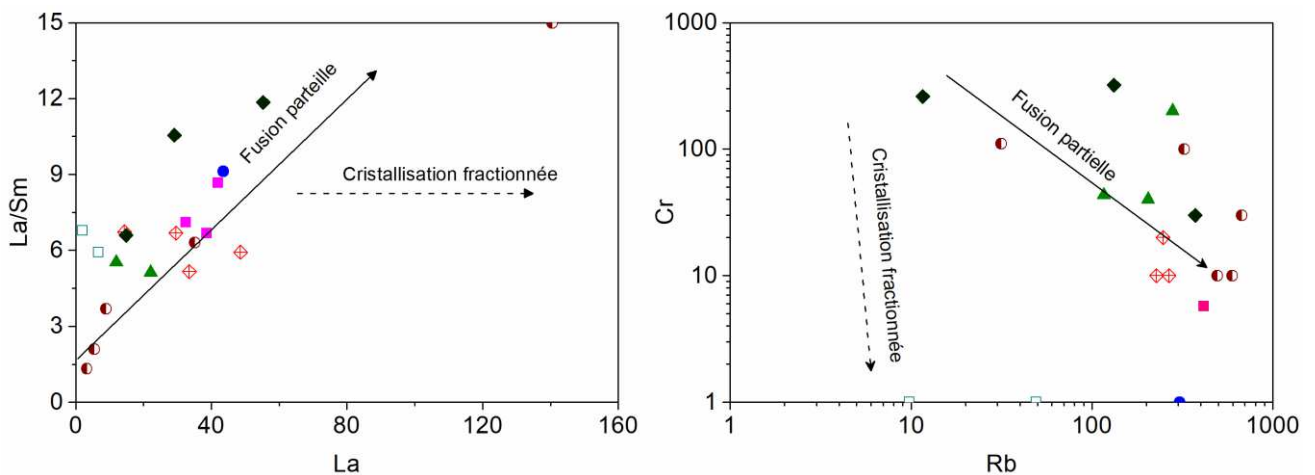


Figure III-8. Diagrammes La/Sm vs La et Cr vs Rb ([Jiang, 2005](#)) illustrant l'évolution des granitoïdes d'Oued Amizour suivant le processus de la fusion partielle.

III.3 Environnement géotectonique

Dans ce sous-chapitre, nous essayons, avec les données géochimiques obtenues dans ce travail, de reconstituer l'environnement géodynamique de mise en place des granitoïdes d'Oued Amizour. Quatre diagrammes de discrimination ([Fig. III-8](#)) ont été utilisés :

- (1) Le diagramme de discrimination Nb/Zr vs Zr de [Thieblemont et Tegye \(1994\)](#) montre que l'ensemble des points représentatifs des granitoïdes d'Oued Amizour se placent dans le domaine de subduction ([Fig. III.9A](#)).
- (2) Le diagramme SiO₂ vs Rb/Zr de [Harris et al. \(1986\)](#) montre que la majorité des échantillons des granitoïdes d'Oued Amizour se place dans le domaine des granitoïdes d'arc volcanique et celui post-collisionnel ([Fig. III.9B](#)).

(3) Le diagramme de discrimination géotectonique Rb vs Nb/Y de [Pearce \(1996\)](#) montre que les granitoïdes d'Oued Amizour plotent dans le domaine des granitoïdes post-collisionnels (Fig. III.9C).

(4) Le diagramme de discrimination géotectonique Nb vs Y de [Pearce \(1984\)](#) montre que les granitoïdes d'Oued Amizour plotent dans le domaine des granitoïdes d'arc volcanique (VAG) et les granitoïdes post-orogéniques (POG) (Fig. III.9D).

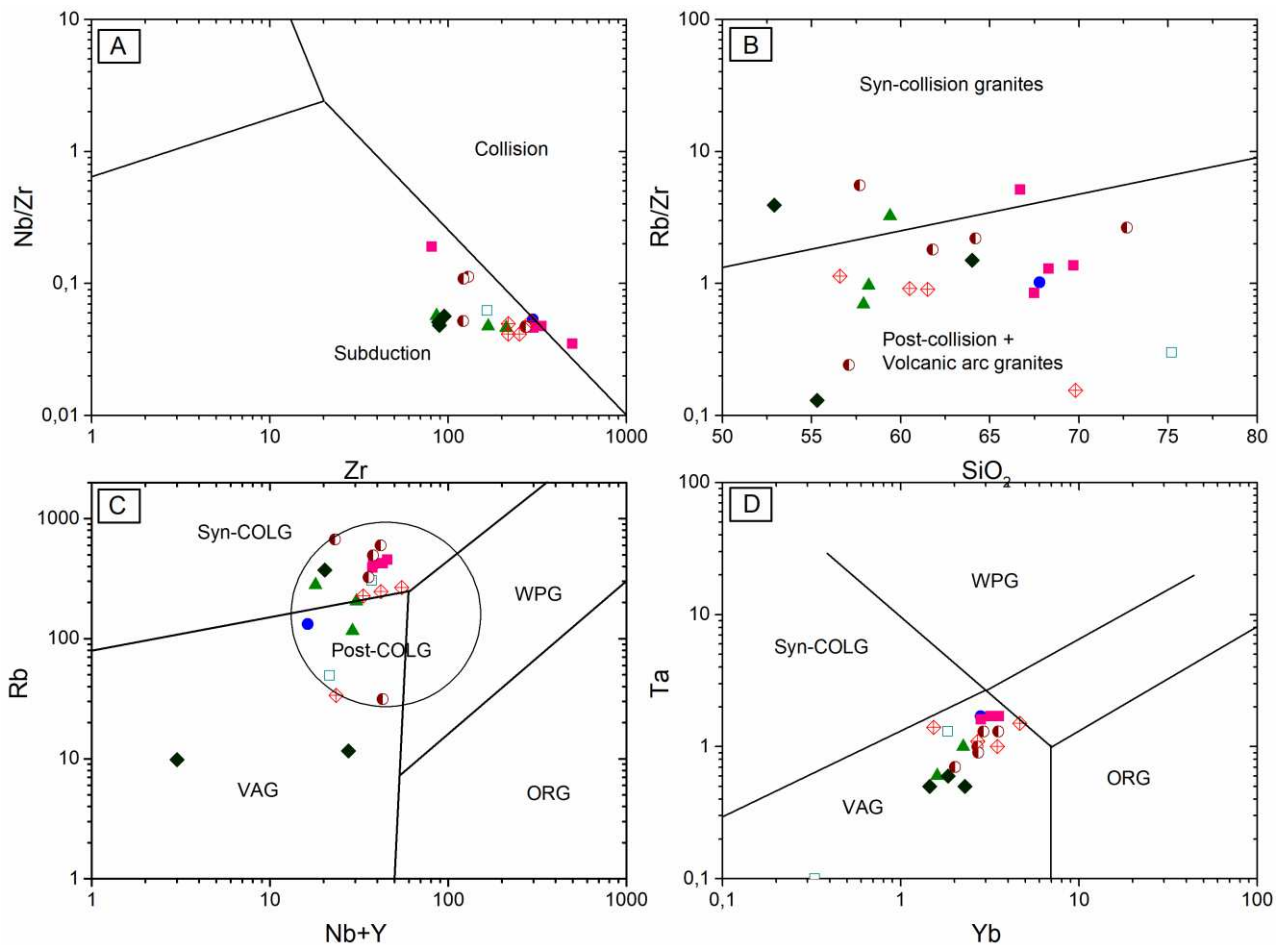


Figure III-9. Diagramme de discrimination géotectonique : A) Nb/Zr vs Zr ([Thieblemont et Tegye, 1994](#)) ; B) Rb/Zr vs SiO₂ ([Harris et al., 1986](#)) ; B) Rb vs Nb/Y de [Pearce, \(1996\)](#) ; D) Nb vs Y de [Pearce, \(1984\)](#) syn-COLG (syn-collision granite), WPG (within plates granite), VAG (volcanic arc granite), ORG (orogenic granite).

En résumé, la figure III.9 montre bien que les granitoïdes d'Oued Amizour sont formés dans un contexte de subduction et se sont mis en place dans un environnement post-collisionnel. Ils se placent dans le domaine d'arc volcanique, et pour distinguer entre un

magma d'arc volcanique continental et un magma d'arc insulaire, nous avons utilisé le diagramme Zr/Yb vs Nb/Yb de Pearce (1995) (Fig. III-10). Cette figure montre que les granitoïdes d'Oued Amizour se place dans le domaine d'arc volcanique continental caractérisé par un enrichissement en Zr et un appauvrissement en Yb. Ces conclusions, confirment les observations pétrogéochimiques mentionnées ci-dessus.

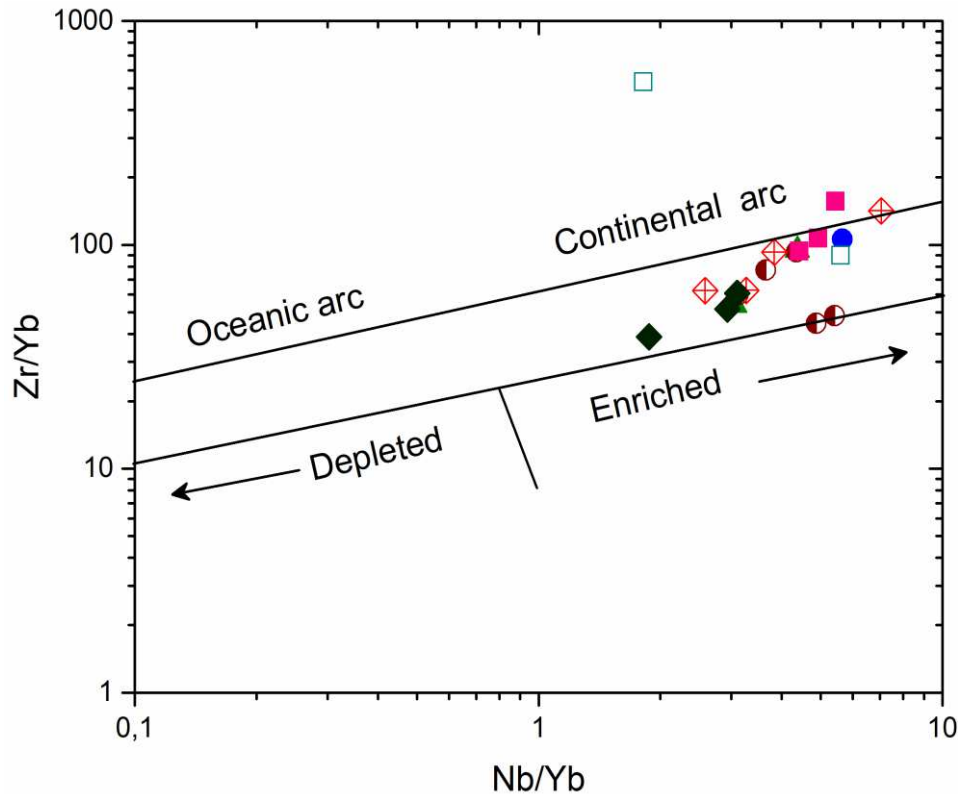


Figure III-10. Diagramme de discrimination géotectonique Zr/Yb vs Nb/Yb montrant que les granitoïdes d'Oued Amizour possèdent les affinités d'un magma d'arc volcanique continental. Domaines d'après Pearce, (1995).

III.4 Model pétrogénétique

Plusieurs travaux menés sur le magmatisme périméditerranéen (ex : Semroud, 1981 ; Bellon, 1976 ; Hernandez, 1979 ; Carminati *et al.*, 1998b ; Maury *et al.*, 2000 ; Laouar *et al.*, 2005 ; Chazot *et al.*, 2017) évoquent l'hypothèse d'un régime extensif post-collisionnel pour la mise en place des granitoïdes miocènes. Ce régime a suivi un contexte de subduction-collision

entre la plaque Européenne au nord et la plaque africaine au sud qui a provoqué un phénomène de détachement de slab (slab breakoff) et métasomatisme du manteau supérieur.

Les arguments pétrologiques et géochimiques relevés sur les granitoïdes d'Oued Amizour typiques de ces environnements géotectoniques : (1) la présence d'amphibole comme minéral ferromagnésien principal en l'absence de la muscovite, cordiérite et ilménite, caractéristiques des granitoïdes ACG de [Barbarin \(1999\)](#) et ceux de Chappell et White (1974) ; (2) l'anomalie négative en Nb caractéristique des zones de subduction ; (3) le caractère calco-alkalin qui caractérise également le contexte orogénique de subduction ; (4) le caractère I-type des granitoïdes qui indique une source ignée d'origine mantellique et il indique aussi un régime distensif pour la mise en place des magmas ; et (5) les diagrammes de discrimination qui place le magmatisme de Oued Amizour dans un contexte post collisionnel. Ces arguments permettent d'adopter le modèle pétrogénétique proposé à l'échelle des maghébides par [Maury et al. \(2000\)](#), [Fourcade et al. \(2001\)](#), [Chazot et al. \(2017\)](#) et [Laouar et al. \(2005\)](#). Ce modèle (Fig. III-11) explique l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale et s'appuie, entre autres, sur le détachement du slab et fusion partielle du manteau métasomaté. Nous présentons un résumé de ce scénario géodynamique depuis l'Éocène :

Une subduction prend place entre la période Éocène – Oligocène entre la plaque européenne au nord et celle africaine au sud.

Un arrêt de la subduction, le détachement du slab suivi d'une collision s'effectuent entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur.

La tectonique extensionnelle a permis l'exhumation du socle cristallophyllien et la mise en place des granitoïdes générés par le métasomatisme du manteau et la fusion partielle de croûte continentale inférieure au Miocène moyen – Miocène supérieur,

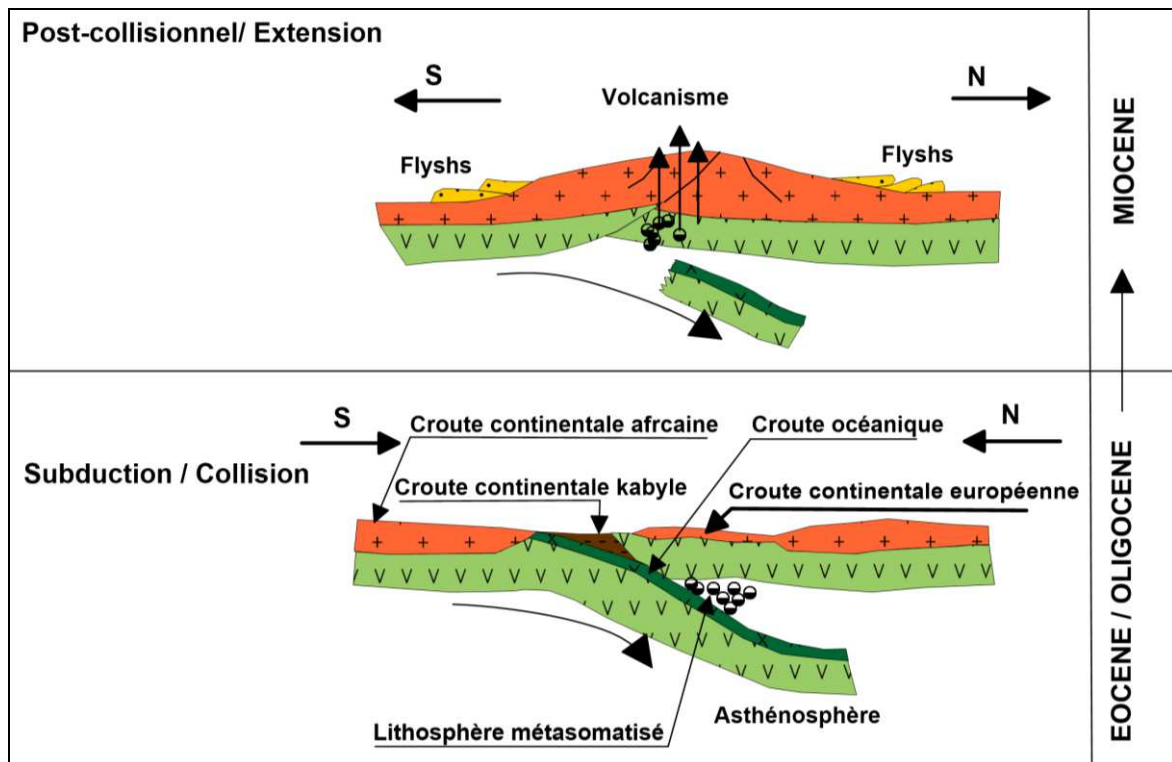


Figure III-11. Model pétrogénétique simplifié illustrant le scénario de mise en place des granitoïdes du Nord-Est algérien durant le miocène (Laouar *et al.*, 2005).

III.5 Conclusion

L'étude géochimique des granitoïdes d'Oued Amizour a porté sur les éléments majeurs, en traces et de terres rares (ETR). Elle a pour but de relever leur caractère géochimique de se prononcer sur leur origine, de retracer leur évolution pétrogénétique et reconstituer le contexte géotectonique de leur mise en place.

Les résultats obtenus et leurs présentations graphiques révèlent une composition intermédiaire à acide pour ces granitoïdes. Selon la nomenclature TAS, les granitoïdes d'Oued Amizour présentent des faciès variants de trachyandesite basaltique, trachyandesite, andésite, trachydacite, dacite à rhyolite.

Les granitoïdes d'Oued Amizour présentent un caractère calco-alcalin fortement potassique à shoshonitique, caractérisés par un intervalle large du SiO₂ (52.9 et 75.2 % avec

une moyenne 63,63% n = 22, des teneurs modérées en Al_2O_3 (13,45 et 20,20% avec une moyenne de 15,88%, n = 22).

Les diagrammes de type Harker des différents oxydes en fonction de SiO_2 montrent des corrélations négatives avec les éléments compatibles et des corrélations positives avec ceux incompatibles similaires aux granitoïdes calco-alcalins des zones orogéniques.

Les diagrammes multi-élémentaires normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) indiquent que l'ensemble des faciès magmatiques (volcanique, subvolcanique et plutonique) d'Oued Amizour possèdent pratiquement des tracés évolutifs similaires. Ces granitoïdes sont, en fait, riches en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) (Ba, Rb, Th) par rapport aux High Field Strength éléments (HFSE) (ex : Nb, Zr).

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrent clairement un enrichissement des éléments de terres rares légers par rapport aux terres rares lourdes. Ces roches calco-alcalines montrent également une anomalie négative en Eu, les termes les plus acides montrent l'anomalie la plus prononcée.

À la lumière de ces résultats, les granitoïdes d'Oued Amizour montrent des caractères de magmas qui ont été mis en place dans un contexte post-collisionnel. Ils sont qualifiés de type -I, formés par fusion partielle du manteau métasomatisé dans un régime de subduction – collision et ils ont été mis en place dans un régime extensionnel pendant le Miocène moyen à supérieur.

Chapitre IV.

Etude métallogénique du gisement zincifère d'Oued Amizour

CHAPITRE IV

ETUDE METALLOGENIQUE DU GISEMENT ZINCIFERE D'OUED AMIZOUR

À l'instar de l'ensemble des secteurs d'Algérie nord orientale qui s'étend d'El – Kala jusqu'à la wilaya de Béjaïa, le segment reliant Jijel – Bejaïa représente l'une des zones les plus prometteuses en matière de ressources minérales. En effet, ce segment d'environ 90 km recèle un potentiel minier très considérable et renferme des gisements métallifères d'ordre économique. Malgré que ces gisements offrent des réserves importantes (ORGM, 1992), ils demeurent encore non exploités. On en parle des gisements de Bou-Soufa (Cu, Au), Oued El-Kebir (Pb, Zn, Ag) dans la région d'El-Aouana et le large gisement d'Oued Amizour (Zn, Pb), objet de cette étude (Fig.IV-1). Leur mise en place est étroitement liée à leurs encaissants ignés.

Le gisement zincifère d'Oued Amizour représente un de nombreux exemples des gisements liés à l'activité magmatique tertiaire dans la chaîne alpine du nord de l'Algérie. Il est considéré comme le plus important de cette zone.

Le gisement zincifère d'Oued Amizour, également dénommé gisement de Tala Hamza, occupe la partie centrale de cette région d'où il est couramment mentionné dans la littérature 'secteur central'. On y retrouve, en outre, plusieurs secteurs miniers de moindre importance qui le juxtaposent (Fig.IV-1). Ces secteurs minéralisés adhèrent bien à celui d'Oued Amizour et sont représentés par le secteur d'Amedène (Cu, Pb, Zn), Ait Dali (Fe), Bouzenan (Zn, Pb, Cu, Fe) et Oumllil (Fe).

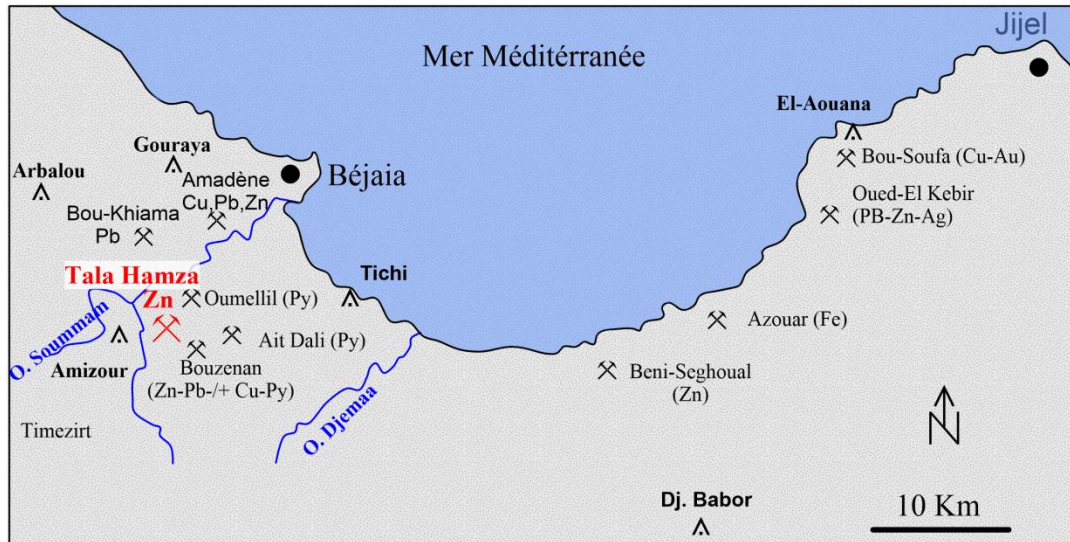


Fig. 0.1. Localisation des différents secteurs minéralisés sur la dépression El-Aouana – Oued Amizour

Ce chapitre, dédié à l'étude métallogénique du gisement zincifère d'Oued Amizour, a pour but de déterminer les caractéristiques géologiques de la minéralisation. Pour ce faire, nous avons opté pour une étude des textures existantes ainsi que des différentes paragenèses minérales.

IV.1 Historique des travaux géologiques dans la région d'étude

En raison de son potentiel minier de grande envergure, la région de Béjaia – Amizour a, depuis le siècle dernier, attiré de nombreux chercheurs et compagnies de prospection. Les travaux géologiques qui y ont été menés reviennent à 1889 et se poursuivent jusqu'à nos jours. Nous citons ainsi, la succession chronologique de ces travaux suivants :

- En 1889, Curie et Flaman entreprirent une étude pétrographique sur la région d'Oued Amizour où ils s'attachèrent à décrire les roches magmatique tertiaire de l'Algérie dans le temps et dans l'espace. A Oued Amizour ces auteurs distinguent plusieurs pointements de granitoïdes comparables à ceux de Thénia.
- En 1925, Glangeaud fit une description sommaire des roches magmatiques de la région et date le début du phénomène magmatique au Miocène inférieur.

- En 1936, Ehrmann (in Leikine, 1971) s'intéressa à l'étude des Babors – Béjaia et a conduit à l'établissement de cartes géologiques à différentes échelles. Celle de Béjaia, établie à 1/50 000, fournit des renseignements stratigraphiques importantes.
- En 1952, Duplan publia une monographie régionale où il a décrit la succession stratigraphique des unités baboriennes occidentales entre Gouraya et Arbelou. L'an 1955 marque le début des études structurales et gîtologiques pendant lequel Duplan s'intéressa à l'étude structurale et gîtologique de la mine de Boukhiana.
- En 1959-1960, Gravelle entreprit une étude sur le complexe volcanique d'Oued Amizour et ses minéralisations associées. Cette étude, dotée de conclusions importantes, a permis à Gravelle de subdiviser le massif en deux assises volcaniques inférieure et supérieure tout en mettant en évidence leurs différents faciès ainsi que l'emplacement de la minéralisation associée. Il rattache les andésites altérées à l'assise inférieure.
- En 1967, Glaçon effectua une étude métallogénique pour les minéralisations d'Oued Amizour. Il conclua que leur mise en place n'aurait pas de rapport avec le plutonisme ni la tectonique cassante de la région. Il proposa un modèle "type hydrothermal sédimentaire" identique à celui de Cavallo (El-Aouana).
- Durant la fin des années soixante, la SONAREM (Société Nationale de la Recherche Minière) entreprit des travaux de prospection minière conduisant à l'élaboration des supports cartographiques (feuille N°26, 47 et 48) et des rapports inédits définissant les paramètres géologico – économiques du gîte d'Oued Amizour.
- Durant la période 1971–1974, Leikine, dans son travail de thèse, en abordant l'étude structurale des Babores occidentaux, aboutit à la réalisation d'une carte géologique de la région de Béjaia – Amizour au 1/50 000.
- L'an 1974 correspond, par ailleurs, à la découverte des indices minéralisés de Bouzenan, Aït Dali et Ibourassène par la SONREM.

- La période 1981–1992 fut caractérisée par de multitudes travaux tant d'ordre académique (ex : la thèse de doctorat d'état de [B. Semroud en 1981](#), la thèse de magister de [Hassissène, 1989](#)) et les travaux de thèse de [B. Touahri \(1987 et 1991\)](#), que par les campagnes de prospections minières menées sous l'égide de la SONAREM. Les résultats d'étude pétrogéochimique des roches ignées considèrent que les roches plutoniques et volcaniques de la région d'Oued Amizour sont d'âge miocène et mises en place dans l'unité de Barbacha et la série des flyshs ([Semroud, 1981](#)). Les travaux de recherche de [Hassissène \(1989\)](#), par ailleurs, reprirent l'étude structurale des Babors occidentaux (Gouraya–Arbelou) et ont conduit à la délimitation des zones minéralisées dans les différents secteurs de Béjaia – Amizour.
- En [1997](#), dans le cadre de sa thèse de magister, [Graine-Tazerout](#) aborda l'étude des minéralisations polymétalliques d'Oued Amizour et a considéré leur mise en place en relation avec un site géothermal.
- En [2007](#), [Benali](#), dans le cadre de sa thèse de doctorat, entreprit l'étude métallogénique sommaire des minéralisations d'Oued Amizour où il présente plusieurs secteurs : Amedène, Aït Dali et Akintouche.
- Il faut attendre la période 2009 jusqu'à nos jours pour parler des derniers travaux de prospection et de réévaluation très avancés. Là, sous l'égide de la compagnie australienne WMZ (Western Mediterranean Zinc), depuis 2006, plusieurs sondages ont été réalisés. Le corps minéralisé a été délimité avec plus de précision. Les réserves présumées (inférées) ont été réévalués à 68,8 millions de tonnes à 5,7% Zn + Pb ([Terramin, 2010](#)). Les études de faisabilité ont débuté l'an 2010 et sont achevées aux horizons de l'an 2018.

IV.2 Morphologie du corps de minerai

Les anciens travaux de l'[ORGM \(1992\)](#), mais également ceux récemment menés par WMZ, ont permis d'identifier la profondeur et la morphologie de la zone minéralisée. Cette

dernière est située à une profondeur moyenne qui va de 400 à 500 m, bien qu'elle soit variable d'un sondage à un autre à cause de la tectonique.

La zone minéralisée du gisement d'Oued Amizour montre une épaisseur variable de 30 à 400 m. La configuration de ce gisement rappelle les gisements de type Kuroko. Le minerai est composé d'un amas sulfuré proprement dit contiguë à une zone à stockwerk. L'amas sulfuré, dit aussi corps de minerai principal, montre une forme 'stratoïde' à lenticulaire dimensionné à 500 x 400 m. Il est caractérisé par une minéralisation massive et économique. La zone à stockwerk se trouve encaissée dans les niveaux inférieurs au sein des roches plutoniques. Cette zone ne présente vraiment pas des concentrations d'ordre économique.

Le corps du minerai principal est encaissé dans des andésites fortement argilitisées (kaolinisées surtout) recoupées localement par des aplites en filons métriques. Les andésites sont également associées à des tufs volcaniques de composition plus acide (voir les chapitres précédents). L'amas stratoïde (Fig.IV-2) est légèrement inclinée vers le Sud où la fracturation devient beaucoup plus intense (Fig.IV-2) ; il n'est vraiment pas concordant avec son encaissant volcanique.

La zone à stockwerk, située au-dessous du corps de minerai principal (Fig.IV-2), est caractérisée par une minéralisation éparse. Cependant, elle devient exceptionnellement très riche en Pb, Zn et Ag. L'encaissant de cette zone à stockwerk dans les sondages étudiés (TH047 et TH022) est représenté par la granodiorite.

De telle configuration pour le gisement zincifère d'Oued Amizour, à savoir l'emplacement du gîte de Tala Hamza d'une façon discordante par rapport à l'encaissant volcanique ainsi que la présence d'une zone à stockwerk, confirme l'idée qu'il s'agit d'un gîte épigénétique faisant partie du groupe VHMS (Volcanic Hosted Massive Sulphides).

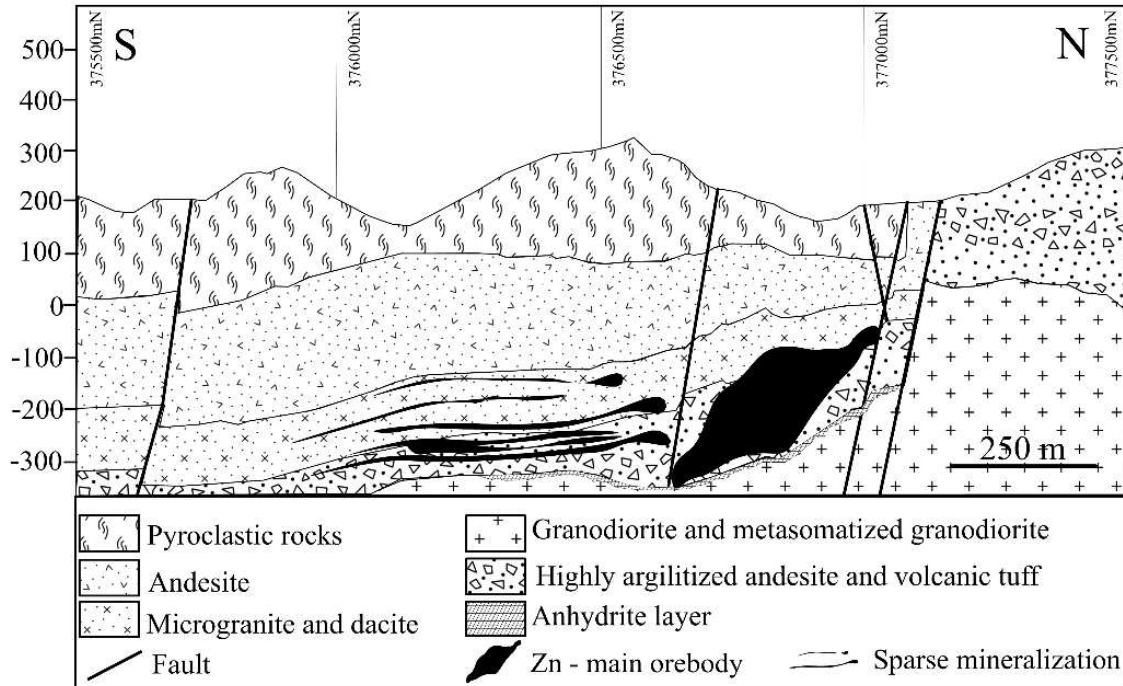


Figure 0-2. Coupe géologique réalisée à partir des sondages de l'O.R.G.M. et W.M.Z. montrant l'emplacement du corps de minerai et sa morphologie (ORG 1988, modifié par W.M.Z., 2009).

IV.3 Relation encaissant/minéralisation

La région de Bejaia – Amizour est caractérisée par une fracturation intense qui affecte l'ensemble des faciès magmatiques. Cette fracturation est représentée par de grandes failles : la faille Est-Ouest de Tizi-Ouchène, la faille de Takrant-Naït Larbi et la faille N 140°. Une relation étroite existe entre la mise en place de la minéralisation sulfurée et ces accidents tectoniques. Elle est confirmée par les brèches tectoniques qui sont cimentées par les sulfures, les filons d'aprites qui recourent l'encaissant, et les concentrations élevées en Zn, Pb, et Ag dans les zones à fracturation intense (sondages TH065, TH066 et TH 067 ; WMZ, 2010). La mise en place de la minéralisation du gisement de Tala Hamza a été, en outre, contrôlée par l'existence d'encaissant volcanique favorable. L'existence de l'amas sulfuré au niveau des andésites bréchiques et des tufs volcaniques de l'assise inférieure n'est qu'un indice franc de cette idée. Leur porosité importante faciliterait l'acheminement des fluides et/ou le dépôt des minéralisations.

IV.4 Etude des minéralisations d'Oued Amizour

L'étude métallogénique du gisement zincifère d'Oued Amizour est basée sur les observations macroscopiques et microscopiques faites sur une vingtaine d'échantillons minéralisés prélevés à partir des sondages TH047 et TH022.

IV.4.1 Observations macroscopiques

La description macroscopique de cette minéralisation révèle la présence de plusieurs morphologies et textures dont on cite :

1) La texture massive

Elle est largement répandue au niveau de l'amas sulfuré et est représentée par un amalgame sombre composée de minéraux sulfurés comme la sphalérite, la galène, la pyrite zonée et la marcassite. Cette association est accompagnée par une gangue carbonatée (calcite) très rarement exprimée. La texture massive donne au minerai sulfuré un aspect plutôt homogène ; elle est habituellement caractéristique des températures élevées à modérées (Fig.IV-3).

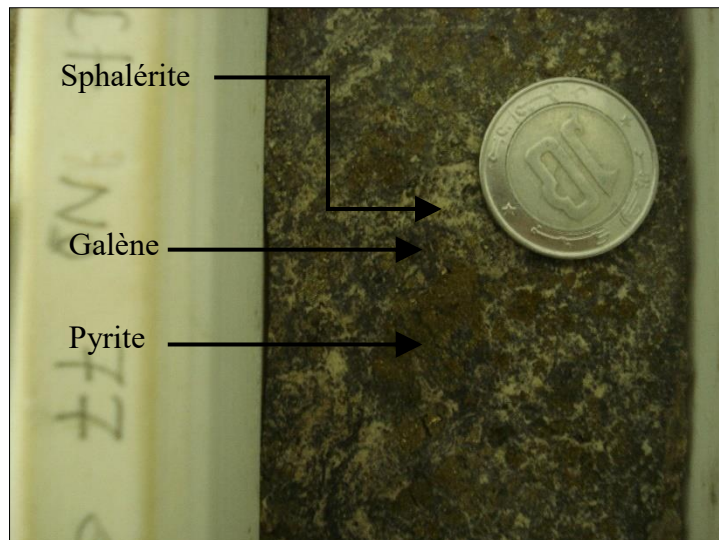


Figure 0-3. Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture massive

2) La texture collomorphe

Elle est également très répandue, surtout au niveau du corps de minerai principal et témoigne souvent des conditions de dépôt à faible température. Cette texture est caractérisée, essentiellement, par la présence de la schallénbende et de la melnickovite en association avec la marcassite. Les minéraux de gangue (notamment la calcite) sont fréquents (Fig.IV-4).

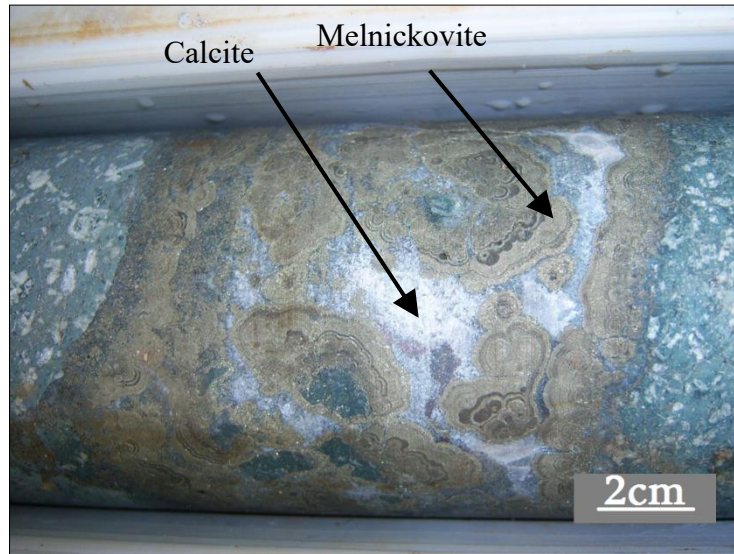


Figure 0-4. Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture collomorphe.

3) Les texture en veinules ou en filonnets

Les veinules et les filonnets minéralisés sont localisés au niveau des roches volcaniques de l'assise supérieure où ils recoupent les andésites, les tufs volcaniques ainsi que les pyroclastites. Les veinules et les filonnets sont souvent de tailles millimétriques à centimétriques et sont surtout à remplissage pyrite calcite. Au-dessous de l'amas sulfuré, on rencontre également des filonnets à remplissage d'anhydrite, de chalcopryrite, de pyrite et d'oxydes de fer. Ces filonnets recoupent les faciès plutoniques. L'occurrence de ce type de texture tardive et discordante à l'encaissant igné confirme des venues hydrothermales successives (Fig.IV-5).

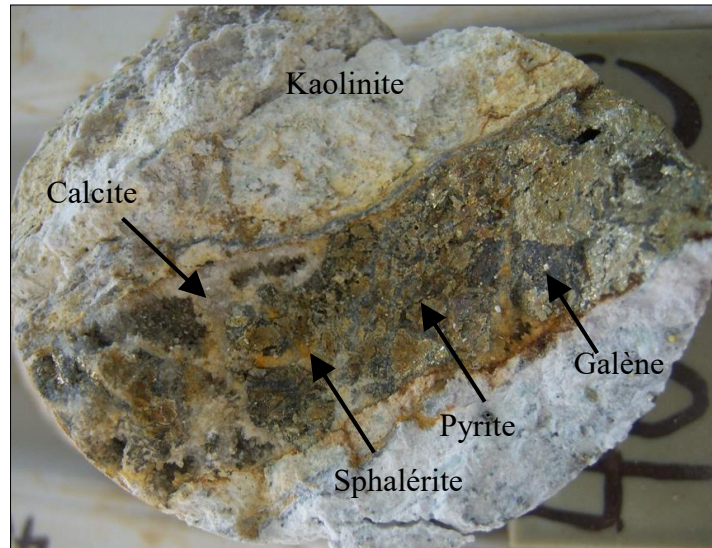


Figure 0-5. Minerai du gisement zincifère d'Oued Amizour à texture veinulée.

4) La texture disséminée

Elle est représentée par des sulfures (sphalérite, pyrite et chalcopryrite) et est assez fréquente le long de la colonne lithologique d'Oued Amizour. Elle est sous forme de grains fins, moyens à grossiers, disséminés dans l'encaissant volcanique. Dans les roches plutoniques, cette minéralisation, outre que celle dans les veinules d'anhydrite à sulfures et oxydes, est représentée par d'importantes disséminations de pyrite et de chalcopryrite de tailles plus grandes (Fig.IV-6).

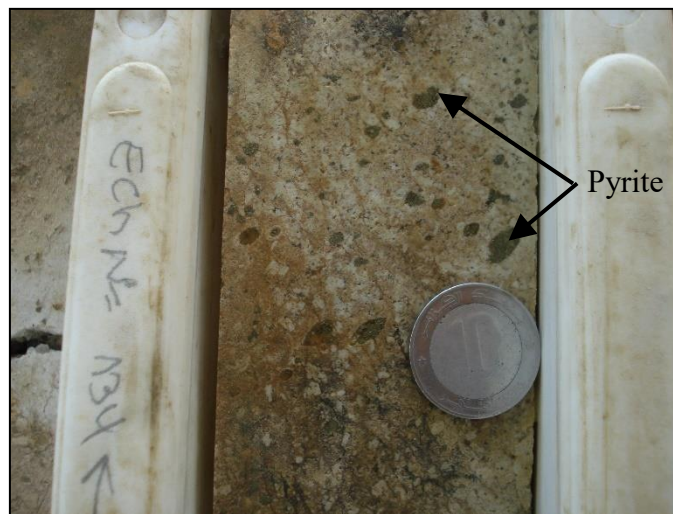


Figure 0-6. Minerai du gisement d'Oued Amizour à texture disséminée

5) La texture bréchique

Elle est également présente, bien qu'elle demeure plus rare parmi les textures précédentes. Elle est rencontrée au niveau de quelques sondages (ex : TH022) et est caractérisé par des brèches à fragments de roches cimentés par la sphalérite et la calcite (texture de remplissage de brèche). Il faut noter que le minerai sulfuré lui-même peut se trouver bréchifié à cause de la tectonique post dépôt. Quand il s'agit de texture de remplissage de brèche, surtout dans un contexte volcanique, en raison de l'échappé du gaz pendant le refroidissement du fluide, le minerai ou la roche (minerai et minéraux de gangue) se déforment en laissant des vides ; elle survient principalement dans les dépôts de remplacement (Fig.IV-7).

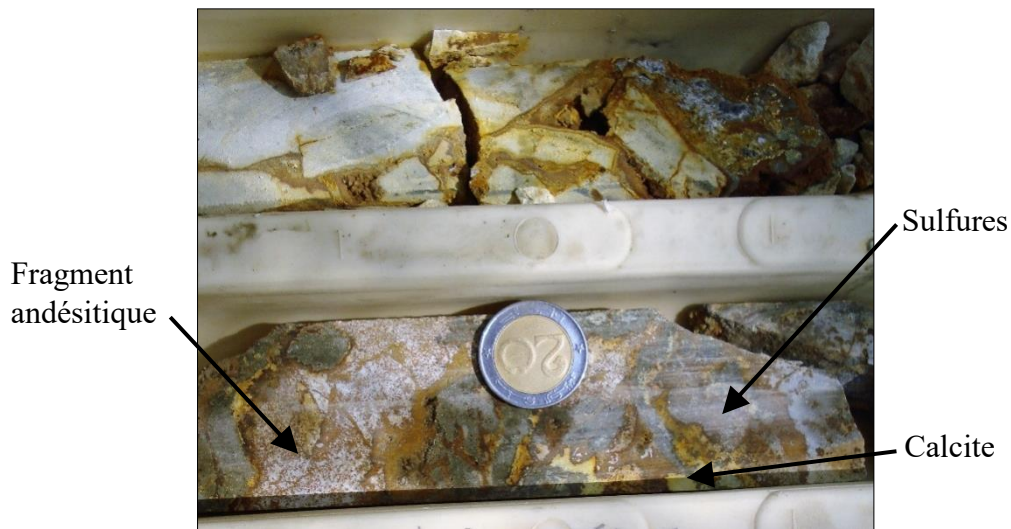


Figure 0-7. Minerai du gisement d'Oued Amizour à texture bréchique.

IV.4.2 Observations microscopiques

Les études microscopiques effectuées sur des sections polies ont été réalisées sur l'amas sulfuré et la zone à stockwerk, les zones les plus minéralisées à Oued Amizour. Les observations métallographiques pour chaque zone sont les suivantes :

1) L'amas sulfuré

Dit encore le corps de minerai principal, l'amas sulfuré est encaissé dans des andésites kaolinisées présentant une association minérale composée principalement de sphalérite, schallenblende, galène, pyrite, marcassite, melnickovite et rarement de la chalcopryrite. La gangue est exclusivement représentée par de la calcite. Cette association minéralogique montre des textures hydrothermales franches traduites par le remplacement et le remplissage des vides et des cavités (open-space filling). Ces dernières confirment aussi l'origine hydrothermale à venues successives.

L'étude microscopique montre :

Les sulfures

➤ **La sphalérite**

La sphalérite est le minéral le plus abondant. Au microscope, on reconnaît des plages millimétriques à centimétriques à surface rugueuse caractéristiques. La sphalérite est caractérisée par son pouvoir réflecteur très faible, dans le gris sombre. Elle montre une réflexion interne mielleuse mais parfois jaunâtre à légèrement blanchâtre lorsqu'elle est cryptocristalline. Il faut noter la présence parfois d'une sphalérite pulvérulente. Généralement, la sphalérite occupe des positions interstitielles et fissurelles entre les cristaux de pyrite et de galène ou le long des microfractures qui les recourent. La transformation de la pyrite et de la galène en sphalérite est bien visible, indiquant sa cristallisation tardive (Fig.IV-8.c.d.e.h).

➤ **La schallenblende**

La schallenblende est une forme colloïdale de la sphalérite. Elle montre des critères optiques identiques à celle de la sphalérite. Cependant, elle prend tantôt la forme botryoïdale tantôt en minces couches concentriques empilées les unes sur les autres, avec des réflexions

internes différentes dans leurs couleurs d'un niveau à l'autre. La schallénblende se développe souvent aux bordures des cristaux des autres sulfures, comme elle peut également colmater les parois des cavités. La schallénblende est présumée formée à partir des solutions de basse température en forme de gel (Fig.IV-8.a.b.c.d).

➤ ***La galène***

La galène est également un minéral très répandu. Elle est reconnue par ses clivages caractéristiques sous forme d'arrachements triangulaires. La galène est souvent massive montrant des plages xénomorphes de tailles centimétriques. Elle peut parfois se présenter sous forme de cristaux automorphes cubiques. Ces derniers se retrouvent au sein des cavités de dissolution en association avec la calcite, ce qui fait penser à l'existence de deux générations successives de galène. D'autres occurrences de galène sous forme de reliques inclus dans la schallénblende et la sphalérite sont fréquemment rencontrées (Fig.IV-8.a.b.c.d.e.g).

➤ ***La pyrite***

La pyrite est un minéral ubiquiste ; elle couvre pratiquement tous les faciès ignés du gisement d'Oued Amizour. On reconnaît au moins deux générations de pyrite :

- La pyrite primaire est représentée par des cristaux de taille centimétrique, souvent zonés et déformés. Le zonage de la pyrite indique, entre autres, des zones de croissance entre lesquelles peuvent se développer d'autres sulfures comme la galène et la sphalérite. Cette génération primaire de pyrite se présente parfois sous forme de 'reliques' dans les plages de galène et de sphalérite montrant l'existence des transformations pyrite – galène et pyrite – sphalérite (Fig.IV-8.e.f.g).
- La pyrite secondaire ou la melnickovite se distingue par sa forme collomorphe caractéristique, mais également par sa couleur à nuance cuivreuse (dans le marron du

cuire). Elle tapisse les parois des cavités de dissolution ; par conséquent, elle doit avoir une venue tardive (Fig.IV-8.e).

➤ ***La marcassite***

La marcassite se cristallise à basse température, lors d'un excès de fer trivalent (Fe^{3+}). Elle peut se former à partir de la pyrite par réaction de pseudomorphisme dans un environnement plus acide. C'est le cas le plus fréquent que nous rencontrons. La marcassite se présente en association intime avec la pyrite zonée d'où elle provient. La marcassite est reconnue par sa forte anisotropie et ses macles lamellaires bien visibles (Fig.IV-8.h).

➤ ***La chalcopyrite***

La chalcopyrite est le sulfure le plus rare voire absent. Au niveau de l'amas sulfuré, on ne rencontre que de petits reliques (millimétriques) inclus dans des cristaux isolés de la pyrite primaire. Les reliques de la chalcopyrite sont reconnues par leur couleur jaune laiton (jaune profond) et sa frange noire (Fig.IV-8.f).

✚ ***Les minéraux de gangue***

➤ ***La calcite***

La calcite représente le minéral de gangue associé aux minéralisations. Elle devient rare, voire pratiquement absente, lorsque le minerai est massif. Elle devient abondante dans les cavités de dissolution. La calcite est reconnue par son pléochroïsme bien visible et sa réflexion interne blanchâtre. C'est le minéral de gangue qui a fait objet d'étude des inclusions fluides (voir chapitre suivant) (Fig.IV-8.a.b.c.d.e.f).

A la lumière des relations texturales que présentent les minéraux constitutifs de l'amas sulfuré la succession paragénétique correspondante est la suivante :

Chalcopyrite – Pyrite – Galène – Marcassite – Sphalérite – Melnikovite – Schallénblende – Calcite.

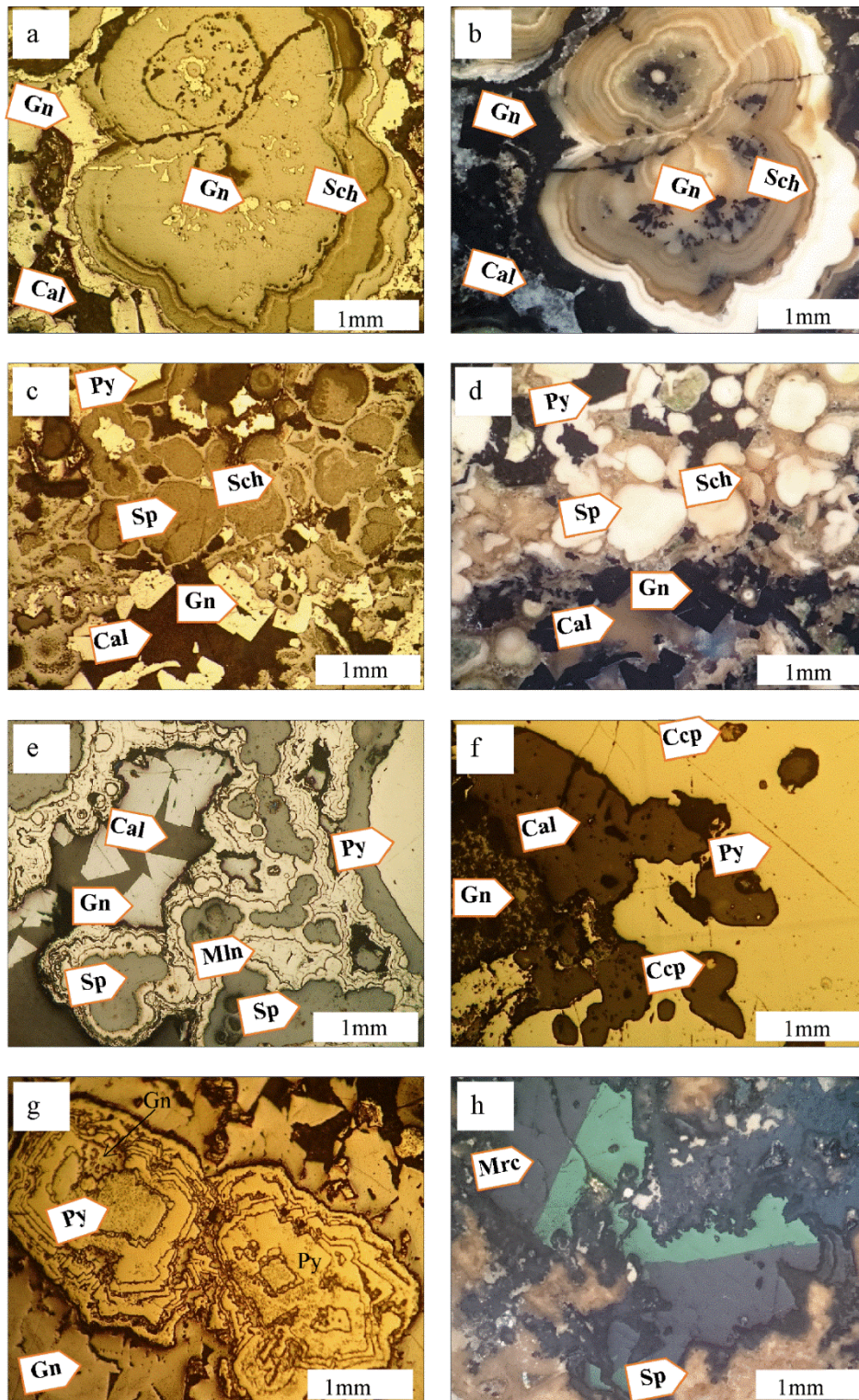


Fig. 0-8. Différents aspects microscopiques des minéralisations d'Oued Amizour au niveau de l'amas sulfuré (a , c, e et g en LPNA ; b, d et h en LPA).

2) La zone à stockwork

Le minerai au niveau de la zone à stockwork est encaissé dans la granodiorite. Il se développe le long des fractures à remplissage gypse–anhydrite et ne montre que des concentrations timides de sulfures et des oxydes de fer. L'association minérale est caractérisée par la présence importante de pyrite. Toutefois, la chalcopyrite devient également plus fréquente comparativement à son abondance au niveau de l'amas sulfuré. Ces deux sulfures sont contigus à leurs produits d'altération hydrothermale, magnétite et hématite. Les textures de remplacement hydrothermal sont claires et répandues sur toute la zone à stockwork. Le remplacement prend place entre toutes les phases minérales de cette association qui, en terme claire, rappelle du phénomène métasomatique qui prend lieu lors de formation d'un skarn où chaque phase remplace celle qui la précède.

L'examen microscopique a révélé les observations suivantes :

Les sulfures

➤ ***La pyrite***

La pyrite est bien répandue dans cette zone à stockwork. La pyrite est ubiquiste et se présente sous forme de grains disséminés ou sous forme de petits filonnets millimétriques. Les grains de pyrite sont souvent de forme xénomorphe de taille millimétrique à centimétrique, issus du remplacement. La pyrite renferme des reliques de chalcopyrite en inclusion indiquant la transformation chalcopyrite en pyrite. Souvent, la pyrite est affectée par des fractures le long desquelles se développent des oxydes de fer. Les grains fins de la pyrite sont inclus dans les cristaux de magnétite (Fig.IV-9).

➤ ***La chalcopryrite***

La chalcopryrite montre des concentrations appréciables au niveau de la zone à stockwork. Elle se présente souvent sous forme de grains disséminés en inclusions dans la pyrite ou la magnétite. Les grains de chalcopryrite présentent des tailles variables, le plus souvent millimétriques à centimétriques. Parfois, on note l'existence de larges plages de la chalcopryrite ; leurs contacts avec la pyrite sont marqués par des fronts de remplacement irréguliers (Fig.IV-9.a.b.f).

✚ **Les oxydes**

➤ ***La magnétite***

La magnétite se présente en cristaux automorphes de taille millimétrique. Parfois, elle montre des plages centimétriques de forme xénomorphes. Le remplacement de la pyrite et la chalcopryrite par la magnétite est bien visible. Les bordures des cristaux et les microfractures sont les zones les plus attaquées par ce phénomène. On reconnaît la magnétite, en plus de sa forme, par son pouvoir réflecteur faible ou par le test avec un aimant permanent (Fig.IV-9.b.c.d.e.f).

➤ ***L'hématite***

L'hématite se retrouve le plus souvent associée à la magnétite indiquant le remplacement de cette dernière. Elle se présente sous forme de pellicules fines qui jalonnent les cristaux de la magnétite. Cependant on rencontre, parfois, l'hématite en formes fibreuses qui parsèment la surface de la magnétite faisant allusion à une réaction 'd'ex-solution' (Fig.IV-9.d.e.f).

Les minéraux de gangue

➤ L'anhydrite

Les couches, les lentilles ainsi que les imprégnations de l'anhydrite représentent la gangue ayant accompagné la mise en place la minéralisation à sulfures et à oxydes de la zone à stockwork (Fig.IV-9).

➤ Le gypse

Malgré son association avec l'anhydrite, le gypse ne montre aucune relation métallogénique claire, vue sa formation très tardive. Cependant, il paraît provenir de la transformation de l'anhydrite et sa formation aurait été à très basse température (Fig.IV-9.a).

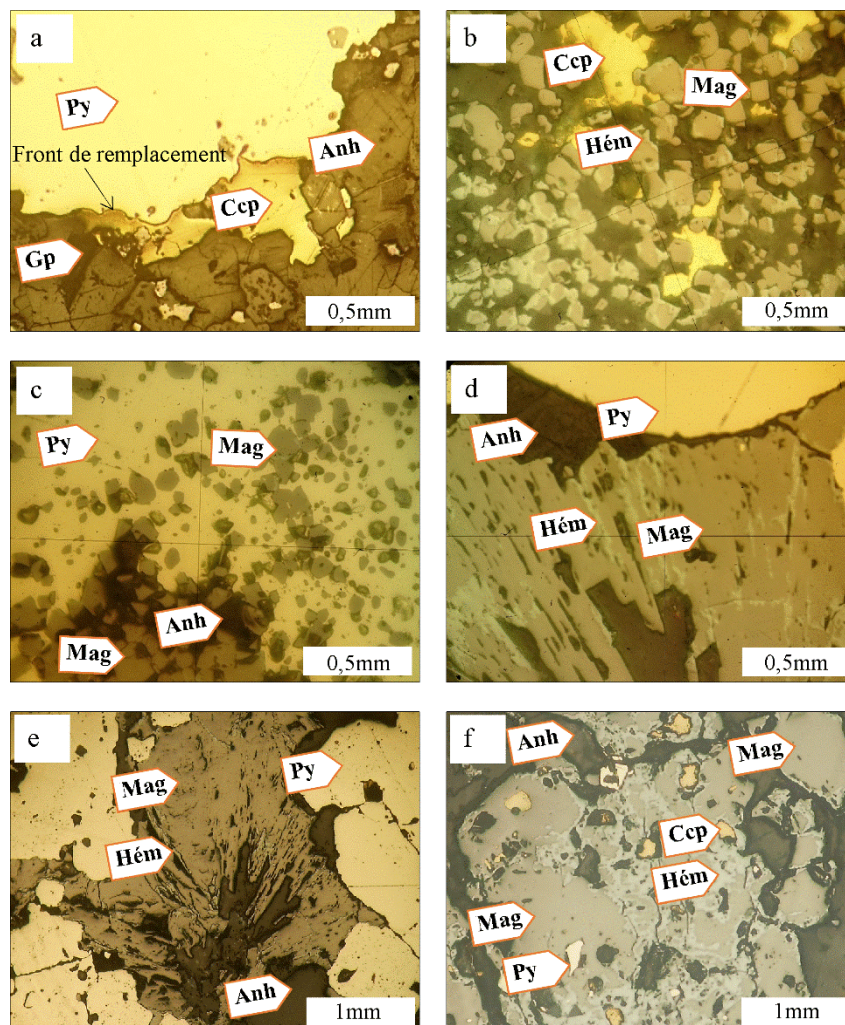


Figure 0-9. Différents aspects microscopiques (L.P.N.A) de la minéralisation située au niveau de la zone à stockwerk du gisement d'Oued Amizour.

Les observations microscopiques qui portent sur la minéralisation de la zone à stockwork ont permis d'identifier la succession paragénétique suivante.

Chalcopyrite – Pyrite – Magnétite – Hématite – Anhydrite – Gypse.

IV.4.3 Succession paragénétique

La minéralisation polymétallique d'Oued Amizour semble être formée selon deux stages hydrothermaux bien distincts. Les reconstitutions métallographiques ont permis d'élaborer la succession paragénétique ci-dessous (Fig.IV-10).

Phase	Hydrothermale			Supergène
	Stade I (Stockwerk)	Stade II (Amas sulfuré)		
		Précoce	Tardif	
Chalcopyrite	◆	◆		
Pyrite (I)	◆	◆	◆	
Magnétite		◆		◆
Hématite				◆
Galène		◆	◆	
Marcassite (Pyrite II)			◆	
Sphalérite (I)		◆		
Shallenblende (Sphalérite II)			◆	
Melnickovite (Pyrite III)			◆	
Calcite			◆	
Anhydrite			◆	
Gypse				◆

Figure 0-10. Succession paragénétique des minéralisations d'Oued Amizour.

IV.5 Typologie du gisement d'Oued Amizour

Les dépôts d'amas sulfurés associés aux roches volcaniques sont dénommés par leur acronyme 'VHMS' (Volcanic Hosted Massive Sulphides). Ils ont depuis longtemps attiré de nombreux chercheurs et prospecteurs en raison de leur contenu en métaux de base (Cu, Zn, Pb, Fer surtout) et en métaux précieux (Au, Ag, Co...etc). Depuis les années mille neuf cents soixante-dix, des milliers d'articles ont été publiés en ce propos. Ces amas sulfurés (VHMS) peuvent être subdivisés en trois catégories principales en se basant sur la nature de l'encaissant volcanique et ou sédimentaire, la morphologie du corps de minerai et la composition minéralogique (Singer, 1986 a et b). Voici quelques types de gisements affiliés aux VHMS :

(1) les gisements de type Chypre tendent à être de petites réserves avec des concentrations modérées en cuivre et en zinc. Ces dépôts sont généralement lenticulaires à pyrite massive encaissés dans des basaltes dans un contexte ophiolitique où la zone à stockwork, d'ailleurs riche en cuivre, est composée de veines de quartz-sulfure anastomosées dans du basalte fortement chloritisé.

(2) les gisements de type Kuroko (par référence au district Kuroko au Japan) sont généralement développés dans des roches volcaniques intermédiaires à felsiques marqués par l'abondance de pyroclastite et du tuf volcanique de composition andésitique, dacitique ou même rhyolitique. Ces gisements de type Kuroko sont généralement interprétés pour s'être formés dans des environnements sous-marin associés au volcanisme d'arc. Comparativement aux dépôts de type Chypre, ils sont généralement plus riches en zinc, plomb, cuivre, Ag et Au en reflétant la composition de leur encaissant volcanique felsique. L'amas sulfuré possède généralement une morphologie en sorte de 'monticule' séparé d'une zone à stockwork, plus riche en cuivre, par un passage à anhydrite et gypse.

(3) les gisements de type Besshi sont présents dans des environnements mixtes volcaniques et sédimentaires. Les dépôts de ce type sont généralement encaissés dans des turbidites intrudés par un sill basaltique. Ces gisements sont généralement riches en cuivre et contiennent de petites quantités de plomb et d'autres éléments lithophiles. Contrairement aux types précédents, de nombreux gisements de type Besshi forment des feuilles latérales étendues de sulfures massifs riches en pyrrhotite et pyrite. Cependant, les caractéristiques de ce type peuvent varier considérablement d'un cas à l'autre, le lecteur est sollicité de consulter [Slack \(1993\)](#).

Dans l'optique de déterminer la typologie gîtologique du gisement zincifère d'Oued Amizour, les résultats des travaux pétrologiques, géochimiques et gîtologiques ont été combinés et ont permis la mise en évidence des conclusions suivantes :

- La colonne lithologique du gisement est représentée par des roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique (granodiorite, andésite, pyroclastique, tuf volcanique, microgranite) ;
- Ces roches ignées sont calco-alcalins fortement potassiques à shoshonitiques formées dans une zone de subduction-collision et ayant des affinités des magmas post-collisionnels ;
- L'encaissant volcanique du minerai sulfuré, représenté par des andésites et du tuf volcanique, est fortement argilitisé ;
- Le minerai zincifère est configuré en deux zones bien distinctes : une zone à amas sulfuré, et une zone basale à stockwork. Ces deux zones sont séparées par une couche métrique d'anhydrite et du gypse.
- Le gisement montre une forme lenticulaire au niveau de l'amas sulfuré, plus riche en zinc, plomb et rarement en cuivre. Ce dernier est bien concentré au niveau de la zone à stockwork.

Ces conclusions s'accordent bien avec les critères distinctifs des gisements de type Kuroko et permettent en conséquence de le classer parmi ce groupe gîtologique. L'exception probable que fait le gisement d'Oued Amizour comparativement à plusieurs cas du même type Kuroko, est la réserve géante qu'il détient (environ 68 million de tonnes). En effet, les gisements de type Kuroko, voir même tous les amas sulfurés associés aux roches volcaniques, présentent des moyennes géométriques allant de 2,7 à 7,1 Mt (Franklin *et al.*, 2005).

IV.6 Conclusion

La minéralisation formant le gisement zincifère d'Oued Amizour a été étudiée dans le but de donner une caractérisation gîtologique détaillée, nous avons opté pour déterminer, via plusieurs critères morphologique, minéralogique, texturale et architecturale, les mécanismes de mise en place et sa typologie gîtologique.

Le gisement est encaissé dans des volcanites de l'assise inférieurs, ces volcanites sont représentées par des tufs et des andésites très argilitisés. La minéralisation peut être subdivisée en deux zones bien distinctes relatives à la morphologie du minerai, l'encaissant, l'assemblage minéralogique et la profondeur :

- (1) Zone à amas sulfuré : Cette zone renferme le minerai le plus économique (minerai noire). La minéralisation est encaissée dans des andésites kaolinisée et des tufs volcaniques bréchifié. Elle est constituée de la sphalérite, schallenblende, galène, pyrite, melnickovite, marcassite et chalcopryrite (rare) avec la calcite comme minéral de gangue.
- (2) Zone à stockwork : Cette zone renferme le minerai jaune encaissé dans de la granodiorite métasomatisée très fracturée. La minéralisation est caractérisée par des formes disséminées ou veinulées et est constituée de pyrite, chalcopryrite, magnétite et hématite avec l'anhydrite comme minérale de gangue.

L'observation macroscopique de ces minéralisations a permis de distinguer plusieurs textures : massive, veinulée, bréchique, disséminée et collomorphe. L'observations métallographiques effectuées au niveau de l'amas sulfuré et la zone à stockwork ont révélé l'existence de réactions de remplacement, de pseudomorphisme, d'"open-space filling"...etc. Celles-ci ont permis de confirmer l'intervention du processus hydrothermal dans la mise en place la minéralisation et ce suivant deux stages successifs :

Stage I : caractérisé par le dépôt de pyrite disséminée et de chalcopyrite ;

Stage II : dépôt du minerai principal : dépôt de pyrite massive, sphalérite et galène suivie par celui de la marcassite pseudomorphique, de melnikovite dans les vides, de schalenblende, de calcite et enfin d'anhydrite. Ce stage est aussi accompagné par la transformation partielle et tardive de l'anhydrite en gypse ;

Un processus d'altération de surface succède la phase hydrothermale et assiste aux développements des oxydes et des hydroxydes de fer.

La combinaison des résultats pétrologiques, géochimiques et métallogénique ont permis de déterminer la typologie de ce gisement zincifère. En effet, l'encaissant volcanique à caractère calco-alcalin (andésite et tuf) mis en place dans une zone de subduction-collision et qui montre des affinités d'un magma post-collisionnel, la configuration du gisement en deux zones différentes (zone à amas sulfuré et zone à stockwerk) séparées par une couche d'anhydrite (mise en place sous-marine), la morphologie lenticulaire du corps de minerai ainsi que l'enrichissement en zinc, cuivre, plomb représentent les critères les plus distinctifs des gisements VHMS avec des signatures de type Kuroko.

Chapitre V.
Inclusions fluides & isotopes stables
(S – C – O)

CHAPITRE V

ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES ET DES ISOTOPES STABLES (S, C ET O)

V.1 Etude des inclusions fluides

V.1.1 Introduction

Ce chapitre est une application de l'étude des inclusions fluides pour la détermination des caractéristiques des fluides minéralisateurs responsables à la mise en place du grand gisement de zinc d'Oued Amizour. L'étude des inclusions fluides nous permet, dans ce travail, d'identifier les caractéristiques du fluide piégé, la température d'homogénéisation ainsi que la salinité correspondante.

V.1.2 Généralités

Les inclusions fluides sont des microcavités (1 à 500 μm) intra-cristallines présentes dans un minéral et qui contiennent des fluides, sous forme liquide et/ou gazeuse, accompagnés ou non de solides. Ces inclusions sont les seuls témoins directs des fluides qui ont percolés dans un volume rocheux au cours du temps.

Dans la nature n'importe quel minéral peut renfermer des inclusions fluides. En pratique, ces inclusions peuvent être étudiées dans des minéraux transparents ou semi-transparentes, exemple : Calcite, quartz, fluorine, halite, anhydrite, dolomite, sphalérite, barytine, topaze.

Le plus important dans l'étude des inclusions fluides c'est l'examen microscopique de ces préparations. Ces observations constituent le travail le plus délicat dans cette étude, car il dépend de plusieurs facteurs, à savoir la qualité de la préparation, le degré de transparence du minéral, le degré de remplissage du minéral ainsi que les dimensions micrométriques des

inclusions fluides. L'examen de ces inclusions dans le minéral, se fait à l'aide d'un microscope optique à lumière blanche transmise. Les observations microscopiques permettent de définir :

- La forme, la taille, l'agencement des inclusions et leur mode d'association
- Les classifications génétiques (primaires, pseudosecondaires ou secondaires)
- Le contenu de l'inclusion à température ambiante (vapeur, liquide, solide)
- Le degré de remplissage [$DR = (V_v/V_{totale}) * 100$]
- La chronologie relative des différentes générations de fluides piégés dans le minéral.

V.1.2.1 Classification des inclusions fluides

Lors de l'étude microscopique des inclusions fluides, on procède généralement à une classification de ces dernières. Le choix de 'bonnes' inclusions fluides qui seraient objets à des études microthermométriques en dépend étroitement.

Classification génétique

Inclusion primaire : Ces inclusions sont de grandes dimensions (jusqu'à 500 μ m), en forme de cristaux négatifs et sont dispersées dans la masse cristalline. Ce type d'inclusions nous renseigne sur les conditions dans lesquelles s'est formé le minéral.

Inclusion pseudo-secondaire : Ces inclusions sont de taille plus réduite que les inclusions primaires et présentent des formes variables (sphériques, tabulaires, et lenticulaires), et elles sont groupées suivant un alignement le long des zones de croissance cristallines ou dans les fractures s'arrêtant sur les zones de croissance.

Inclusion secondaire : Elles se sont formées lors de cicatrisation des craquelures apparues dans le cristal longtemps après sa formation. Elles sont épigénétiques par rapport au minéral et offrent des indications sur les processus qui ont succédé à la naissance du cristal.

✚ **Classification selon la nature du remplissage**

- *Inclusion monophasée* : Remplie par une seule phase liquide, ou gazeuse.
- *Inclusion biphasée* : Remplie de deux phases différentes ; liquide dominant + vapeur, vapeur dominant + liquide ou deux liquides immiscibles.
- *Inclusion triphasée* : Contient une phase liquide (aqueuse saturé en sel), une ou plusieurs phases solides et une phase gazeuse.

V.1.3 Microthermométrie des inclusions fluides du gisement d'Oued Amizour

Les minéraux de gangue soumis à l'étude des inclusions fluides, qui proviennent du grand gisement de zinc d'Oued Amizour, sont l'anhydrite au niveau de la zone à stockwork et la calcite au niveau de l'amas sulfuré et les horizons superficiels respectivement (Fig. V-1 et V-2).

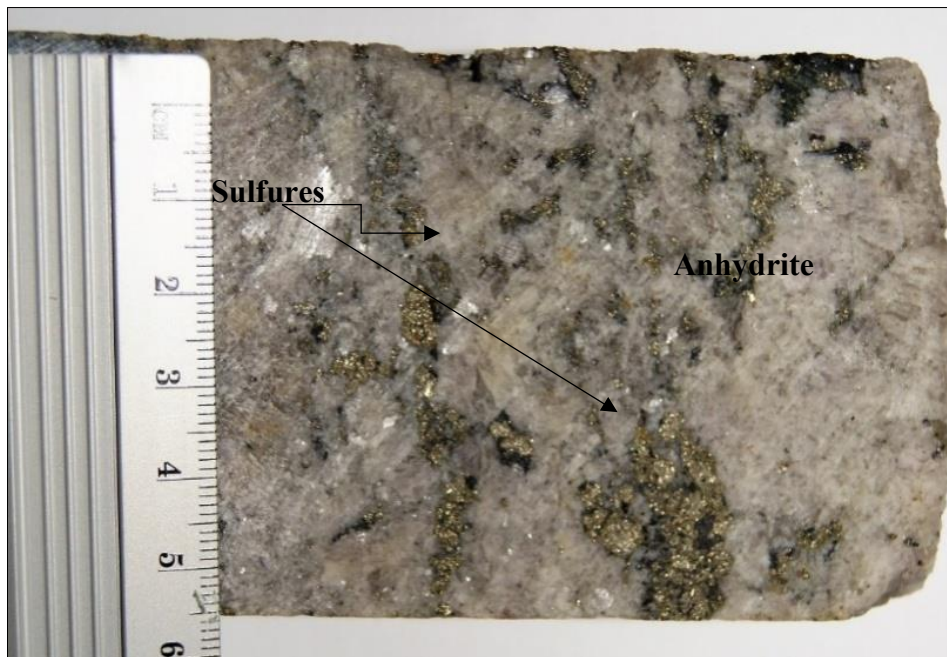


Figure V-1. Macrophotographie de l'anhydrite sélectionnée pour inclusion fluides.

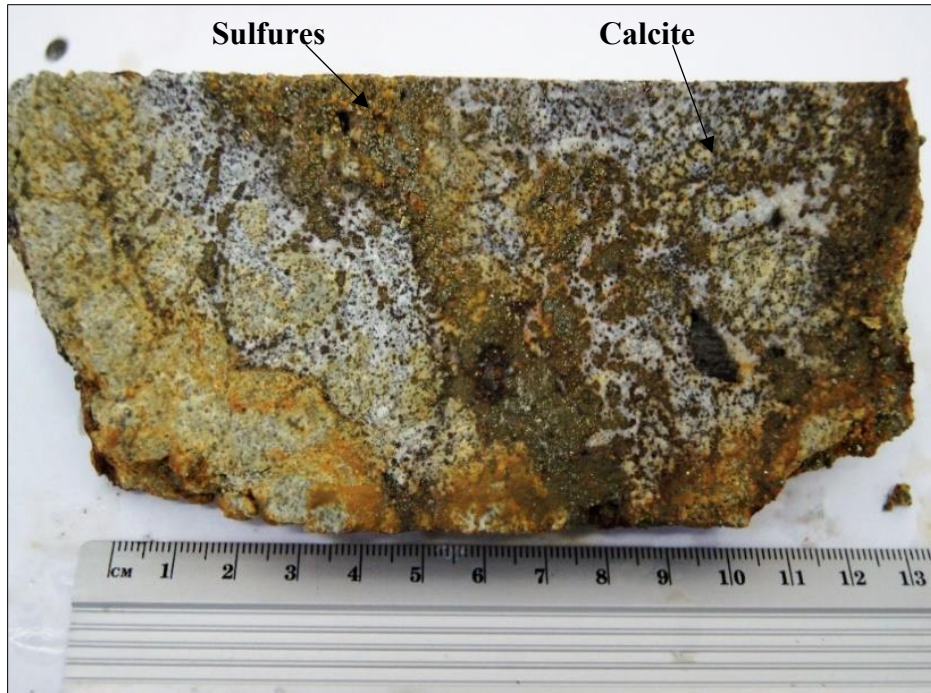


Figure V-2. Macrophotographie de la calcite sélectionnée pour inclusions fluides.

Les analyses microthermométriques ont été effectuées sur des inclusions fluides primaires, généralement dispersées et isolées au sein des cristaux hôtes anhydrite et calcite.

Les inclusions fluides contenues dans l'anhydrite sont biphasées (L+V), riches en liquide et montrent une forme caractéristique en cristaux négatifs (Fig. V-3 a,b). Elles ont une taille moyenne d'environ 30 μm . Le volume de gaz (de la phase vapeur) est compris entre 15 et 20% du volume total des inclusions.

Les inclusions fluides contenues dans la calcite sont également biphasées (L+V), riches en liquide. Elles sont caractérisées par une forme allongée, le plus souvent rectangulaire (Fig. V-3 c, d) et montre des tailles variables, mais demeure plus réduite (15 μm). Le volume de gaz (de la phase vapeur) est compris entre 5 et 15% du volume total des inclusions.

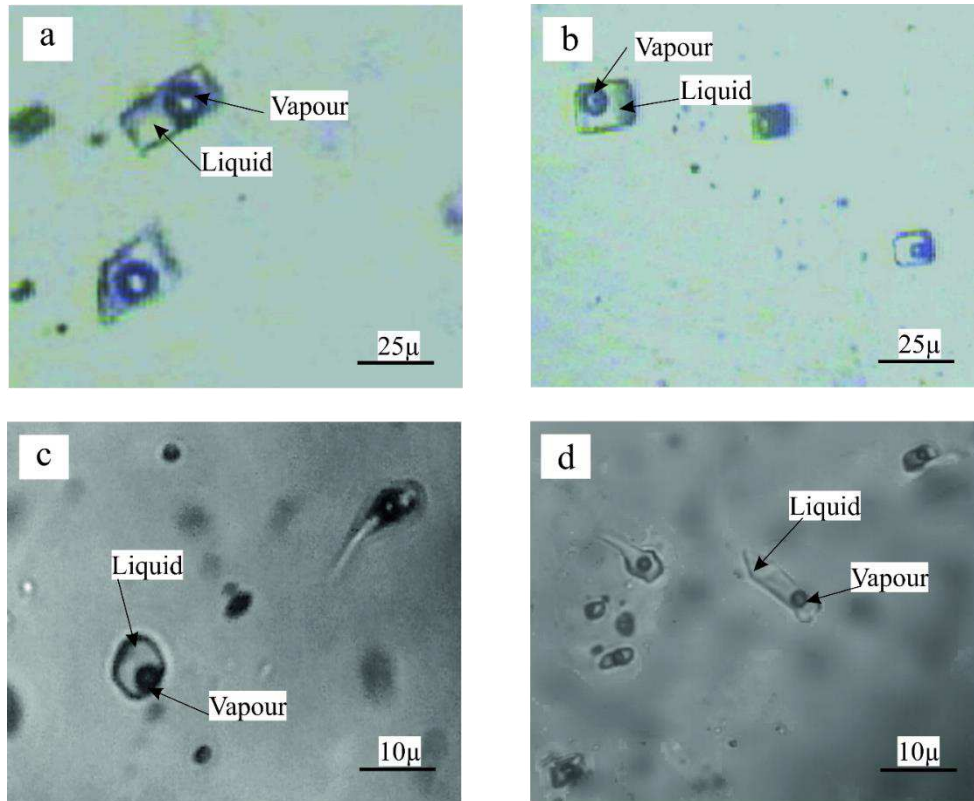


Figure V-3. Microphotographie des inclusions fluides contenues dans les minéraux de gangue du gisement zincifères d’Oued Amizour. a et b) inclusions fluides en cristaux négatifs dans l’anhydrite, c et d) inclusions fluides en forme allongée dans la calcite.

V.1.3.1 Résultats microthermométriques

Les mesures microthermométriques ont été réalisées à l’aide d’une platine chauffante-réfrigérante modèle Linkam, de Type THM600, installée au niveau du Laboratoire de Minéralogie et Géochimie Appliquée, Faculté des Sciences, Université El Manar, Tunis. Les salinités ont été calculées par le logiciel online (www.fluids.unileoben.ac.at) en utilisant le système H₂O–NaCl de [Anderko et Pitzer, \(1993\)](#). Les résultats des mesures microthermométriques sont reportés dans le tableau 1 et illustrés dans figure V-4.

Tableau V-1. Récapitulatif des résultats d'analyses microthermométriques des inclusions fluides dans l'anhydrite et la calcite du gisement d'Oued Amizour. Te : température de l'eutectique (C°), Tfg : température de fusion de glace (C°), Th : température d'homogénéisation (C°), Sal : salinité (poids. % éq. NaCl).

Anhydrite					Calcite									
N°	Te	Tfg	Th°C	sal	N°	Te	Tfg	Th°C	sal	N°	Te	Tfg	Th°C	sal
1	-43.0	-20.3	189.1	22.3	17	-38.0	-24.7	201.0	24.9	1	-60	-21	220	23.0
2	-45.0	-23.5	200.0	24.3	18	-45.0	-25.6	196.6	25.5	2	-58	-20	222	22.3
3	-38.0	-24.7	201.0	24.9	19	-32.8	-22.2	194.6	23.6	3	-57	-21	223	23.0
4	-45.0	-22.0	182.0	23.6	20	-33.4	-23.3	193.0	24.3	4	-55	-21.5	224	23.0
5	-43.0	-22.3	189.9	23.6	21	-35.0	-25.1	190.1	25.5					
6	-36.0	-25.7	202.0	25.5	22	-40.9	-26.5	189.7	26.6					
7	-34.0	-24.4	188.0	24.9	23	-38.9	-26.3	191.1	26.6					
8	-35.0	-20.2	194.0	22.3	24	-39.1	-25.7	191.3	25.5					
9	-33.0	-21.8	184.7	23.0	25	-34.5	-25.8	198.6	25.5					
10	-39.0	-25.0	190.2	25.5	26	-41.0	-23.9	190.0	24.3					
11	-36.0	-24.1	197.3	24.9	27	-41.0	-25.5	192.5	25.5					
12	-44.0	-25.0	189.2	25.5	28	-40.0	-24.9	198.1	24.9					
13	-40.3	-23.0	199.0	24.3	29	-35.0	-24.5	169.9	24.9					
14	-42.0	-25.8	192.0	25.5	30	-40.0	-26.1	202.0	26.6					
15	-43.0	-20.3	189.1	22.3	31	-38.0	-25.0	196.6	25.5					
16	-45.0	-23.5	200.0	24.3	32	-37.0	-22.6	192.3	23.6					

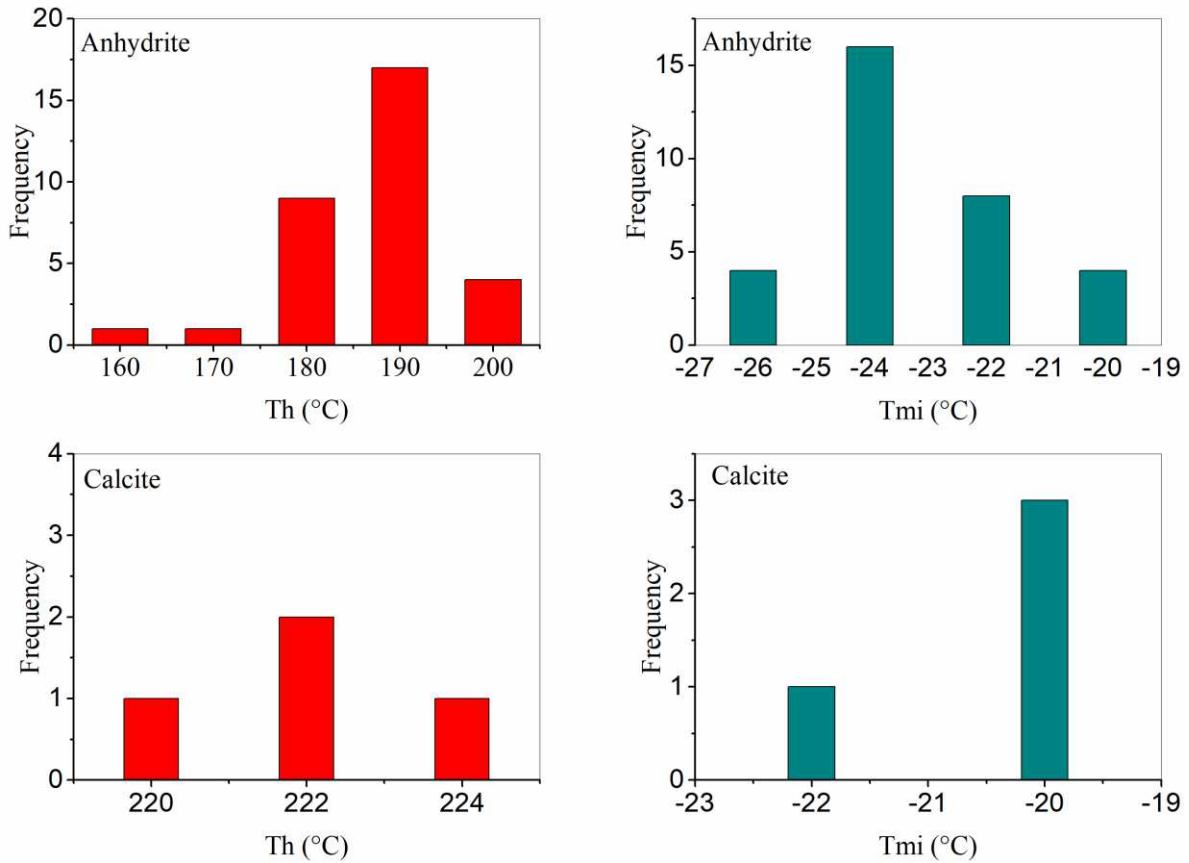


Figure V-4. Histogrammes des mesures microthermométriques sur l’anhydrite et la calcite. Th : Température d’homogénéisation ; Tmi: Température de fusion de glace.

V.1.3.2 Interprétation

L’analyse des inclusions fluides contenues dans l’anhydrite pose parfois des problèmes majeurs quant aux résultats obtenus. Parmi ces problèmes, on note : (a) les possibilités d’étirement (Bodnar et Bethke, 1984) ; (b) la dissolution partielle ; (c) la précipitation pendant le chauffage ; et (d) la formation de gypse par réaction de l’anhydrite avec le liquide aqueux piégé (Le Bel et Oudin, 1982). Dans cette étude, la cohérence des résultats microthermométriques obtenus, à savoir la température d’homogénéisation, la salinité et la température de l’eutectique, ainsi que la similitude de ces données avec celles obtenues sur des échantillons de calcite de profondeurs similaires dans le corps minéralisé principal infirme l’influence de tous ces facteurs, y compris l’étirement.

Les températures eutectiques (T_e) obtenues sur l'anhydrite varient entre -45 et $-32,8^\circ\text{C}$ (moyenne = $-38,79^\circ\text{C}$). Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles de l'eutectique du système $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (-21°C). Cette baisse de la température du début de la fusion est expliquée par la présence d'autres sels dissous différents de NaCl , tels que CaCl_2 , MgCl_2 (Roedder, 1984 ; Sabouraud, 1975 ; Potter, 1977 ; Crawford, 1981b).

Les températures eutectiques obtenues sur la calcite varient entre -60 et -55°C (moyenne = $-57,5^\circ\text{C}$). Ces valeurs sont donc largement inférieures à celle de l'eutectique du système $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Il est donc fort probable que le contenu des inclusions soit aussi riche en d'autres sels dissouts tel que le FeCl_3 (Linke, 1958).

Les températures d'homogénéisation (T_h) vont de 170 à 202°C , avec une fréquence maximale de 190°C pour l'anhydrite et de 220 à 224°C , avec un pic à 222°C pour la calcite (Fig. V-4). Les salinités varient entre $22,3$ et $26,6\%$ en poids d'éq. NaCl pour les inclusions de fluide anhydrite et de $22,3$ à $23,0\%$ en poids éq. NaCl pour la calcite.

V.2 Géochimie des isotopes stables

V.2.1 Introduction

La géochimie des isotopes stables est une discipline récente qui contribue, entre autres, à la compréhension des processus de formation des gîtes métallifères. Elle a été largement appliquée à l'étude des gisements hydrothermaux dans différents environnements géologiques (magmatique, métamorphique et sédimentaire) durant les dernières décennies (Ault et Kulp, 1959; Thode et Monster, 1965; Nielsen, 1978; Holser et Kaplan, 1966; Pilot *et al.*, 1972; Ohmoto, 1972; Rye et Ohmoto, 1974; Taylor, 1974a, 1979; Ohmoto et Rye, 1979; Claypool *et al.*, 1980; Ohmoto, 1986; Kyser, 1986; Laouar *et al.*, 1990; Bouzenoune, 1993; Laouar *et al.*, 2002; Salmi-Laouar *et al.*, 2004).

L'utilisation des données des isotopes stables peut également nous informer sur les conditions physico-chimiques, telles que la température, le pH et la fugacité de l'oxygène (fO_2) du fluide minéralisateur. L'utilisation de telles données doit être combinée avec d'autres informations géologiques, minéralogiques et géochimiques pour une interprétation meilleure et plus précise de la genèse des gisements, car les données des isotopes stables à elles seules ne peuvent pas donner un modèle génétique définitif. Il est nécessaire donc de mener une étude pluridisciplinaire ; d'une part, l'étude du terrain permet de comprendre les structures géologiques qui ont favorisé la localisation et le piégeage de ces gisements, et d'autre part, l'étude géochimique permet d'identifier les sources des sulfures et des fluides transporteurs et de quantifier les conditions physico-chimiques de transport et de dépôt.

Le soufre qui est un élément très répandu dans le manteau, la croûte terrestre et les océans, a été abondamment étudié sur le plan isotopique dans les processus de concentrations métallifères (sulfates ou sulfures). L'étude isotopique du soufre des phases sulfurées et sulfatées est utilisée pour apporter des informations sur les conditions de genèse des gîtes respectifs. La composition

isotopique du soufre peut permettre de préciser l'origine du soufre, d'identifier la source des fluides et de retracer leur évolution chimique et thermique, et de rechercher les sources des minéralisations (Ohmoto et Rye, 1979; Ohmoto et Goldhaber, 1997). Pour ce faire, il est nécessaire de connaître la nature des processus qui produisent un fractionnement important des isotopes du soufre lors de l'histoire gîtologique et géologique du site étudié.

L'étude isotopique de l'oxygène peut répondre à un certain nombre de paramètres indépendants, dont les plus importants sont la source et la nature des fluides minéralisateurs (eaux) ainsi que la température de dépôt des phases minérales co-génétiques. L'étude isotopique du carbone complète les données isotopiques de l'oxygène en confirmant l'origine du carbone (organique et/ou inorganique) des carbonates déposés à partir du fluide minéralisateur. En somme, l'étude de la composition des isotopes du soufre, de l'oxygène et du carbone apporte des informations importantes sur les conditions de genèse des gîtes polymétalliques (Jensen, 1967 ; Rye et Ohmoto, 1974 ; Ohmoto et Lasaga, 1982 ; Ohmoto et Goldhaber, 1997).

V.2.2 Terminologie isotopique

Les isotopes stables généralement utilisés dans la recherche des minéralisations hydrothermales sont O, C, H et S. Chacun de ces éléments a deux ou plusieurs isotopes stables (Tableau 4). Dans chaque cas, le plus léger des isotopes (^1H , ^{12}C , ^{16}O , ^{32}S) est le plus abondant. La composition isotopique d'un minéral ou d'une autre phase (aqueuse ou gazeuse), peut être caractérisée par R qui représente le rapport de l'isotope lourd le plus abondant sur l'isotope léger ; exemple : $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, etc...

Tableau V-2. Abondances naturelles des isotopes et références des standards (Campbell et Larson, 1998).

Élément	Isotope	Abondance	Rapport	Standard international
Oxygène	^{16}O	99.763%	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW); ou Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) pour les carbonates
	^{17}O	0.0375%		
	^{18}O	0.1995%		
Carbone	^{12}C	98.89%	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	V-PDB
	^{13}C	1.11%		
Hydrogène	^1H	99.9844%	D/H	V-SMOW
	^2H (D)	0.0156%		
Soufre	^{32}S	95.02%	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	Vienne Canon Diablo Troilite (V-CDT)
	^{33}S	0.75%		
	^{34}S	4.21%		
	^{36}S	0.02%		

Tableau V-3. Terminologie des isotopes stables (Campbell et Larson, 1998).

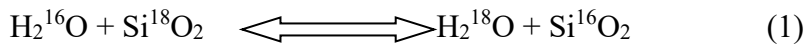
Nom	Symbol	Définition
Rapport absolu d'abondance	R	R = molécules de l'isotope lourd / molécules de l'isotope léger
Enrichissement relatif isotopique	δ	$\delta \text{ ‰} = ((R_{\text{ech}} / R_{\text{std}}) - 1) \cdot 10^3$
Coefficient de fractionnement isotopique (α)	α_{xy}	$\alpha_{xy} = R_x / R_y$ $\alpha_{xy} = \delta_x + 10^3 / \delta_y + 10^3$ $10^3 \ln \alpha_{xy} \approx \Delta_{xy}$
Fractionnement isotopique relatif (Δ)	Δ_{xy}	$\Delta_{xy} \equiv \delta_x - \delta_y$

δ (pour mille : ‰) est l'expression de base de la composition isotopique ; elle n'est pas donnée en teneur absolue mais toujours mesuré par rapport à un standard de référence (cf. tableau 5). Les mesures isotopiques sont, donc, faites par rapport au standard pour augmenter la précision et faciliter les mesures. Les valeurs positives de δ sont enrichies en isotopes lourds par rapport au standard, alors que les valeurs négatives de δ sont appauvries. Les échantillons enrichis sont souvent appelés "lourds" et ceux appauvris sont appelés "légers". Cependant, ces appellations sont des termes relatifs et la base de la comparaison doit être définie. Par exemple, un quartz avec une valeur de $\delta^{18}\text{O} = +2 \text{ ‰}$ est appelé "léger" par rapport à un autre échantillon qui a une valeur de $+5 \text{ ‰}$ bien qu'ils soient tous les deux enrichis ou (lourd) par rapport au standard ($\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ V-SMOW).

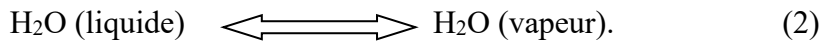
Les isotopes légers d'un élément sont distribués aléatoirement ou partagés dans les phases durant les réactions chimiques dans lesquelles ils font partie. Par exemple, quand le quartz précipite à partir d'un fluide hydrothermal, le rapport isotopique de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) dans le quartz sera différent de celui du fluide. Ce partage est appelé 'fractionnement'.

Le fractionnement isotopique est contrôlé par deux processus principaux :

Les réactions d'échange isotopique tel que :



Les réactions cinétiques tel que :



Dans les deux cas, l'isotope léger réagit plus rapidement que l'isotope lourd, vu la liaison (ionique, covalente ou métallique) forte que forme ce dernier par rapport à l'isotope léger. De ce fait, les premiers produits formés d'une réaction seront enrichis en isotope léger. Dans un système fermé, la composition isotopique des produits devient essentiellement identique à celle des réactifs.

Pour discuter la relation isotopique entre deux minéraux en équilibre isotopique, on a besoin d'utiliser le coefficient du fractionnement isotopique (α) définie comme le rapport isotopique R de la phase x sur le rapport isotopique R de la phase y (cf. Tableau V.3). La notation conventionnelle pour le fractionnement entre les deux minéraux x et y est :

$$\alpha_{xy} = R_x / R_y.$$

Exemple pour la réaction d'échange isotopique (1) :

$$\alpha_{\text{H}_2\text{O-SiO}_2} = {}^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} / {}^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{SiO}_2} \quad (3)$$

Sachant que dans le cas des gaz parfaits,

K (constante d'équilibre de la réaction 1) = $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ H_2O / $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ SiO_2

et,

$$\ln K = 1/T^2$$

d'où,

$$\ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2} = 1/T^2$$

Il a convenu également que :

$$1000 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2} \approx \delta \text{H}_2\text{O} - \delta \text{SiO}_2 \approx \Delta_{\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2}$$

Les fractionnements isotopiques entre les couples minéraux co-génétiques peuvent donc être utilisés pour estimer la température de formation des assemblages minéraux des gisements "géothermométrie isotopique". L'application réussie de la géothermométrie isotopique pour tout gisement particulier, nécessite l'équilibre isotopique entre deux minéraux co-génétiques (ex : sphalérite-galène) lors du dépôt et que les deux minéraux ne doivent présenter aucun échange isotopique depuis leur formation.

V.2.3 Sélection des échantillons

L'étude des isotopes stables a porté sur les minéralisations du grand gisement de zinc d'Oued Amizour associé aux granitoïdes. Les échantillons sélectionnés pour l'analyse isotopique (minéralisation et gangue) se répartissent sur toute la colonne du sondage étudié depuis la surface jusqu'à la profondeur (~800 m). Pour l'analyse isotopique du soufre, les échantillons minéraux (sulfures) ont été prélevés systématiquement à partir des minéraux métallifères (pyrite, chalcopryrite, galène, sphalérite et shallenblende). L'analyse isotopique de l'oxygène ainsi que l'analyse isotopique du carbone ont été portés sur la gangue carbonatée (calcite).

Les mesures des isotopes stables du soufre des sulfures ont été effectuées sur la sphalérite, la chalcopryrite et la pyrite. Les échantillons portant les minéraux séparés ont été prélevés aussi bien du corps minéralisé que des différentes lithologies ignées encaissantes. 22 échantillons de

sulfures ont été préparés, dont de la pyrite, de la sphalérite et de la chalcopryrite (7 échantillons de l'assise volcanique supérieure, 7 échantillons du gisement principal situé dans l'assise volcanique inférieure et 8 échantillons des roches plutoniques).

Pour les sulfates, 10 échantillons ont été sélectionnés : 7 échantillons d'anhydrite et 3 de gypse prélevé à partir des veines de sulfates situé dans la zone de transition entre les roches plutoniques et volcaniques, juste en dessous du gisement principal.

Pour les isotopes du carbone et de l'oxygène, douze (12) échantillons de gangue de calcite ont été recueillis dans l'ensemble de la pile volcanique, y compris le corps minéralisé principal. En générale, la calcite se présente sous forme de cristaux spathiques blancs de 0,5 à 1 cm.

V.2.4 Techniques analytiques

Les minéraux sulfurés et carbonatés ont été séparés manuellement après broyage, tamisage et lavage sous binoculaire avec pour souci permanent d'obtenir des phases minérales aussi pures que possible. Pour les sulfures, 6 à 10 mg du minéral pur sont utilisés pour l'extraction du gaz SO₂ et l'analyse du soufre, alors que pour les sulfates, le poids nécessaire est de 10 à 16 mg. Pour la calcite, 1 mg du minéral pur suffit pour l'extraction de CO₂ et l'analyse simultanée de l'oxygène et du carbone. Les analyses isotopiques du soufre, du carbone et de l'oxygène ont été effectuées au laboratoire Isotope Geosciences Unit, Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow, Ecosse.

V.2.4.1 Le Soufre

Le SO₂ est extrait des phases sulfurées par combustion avec l'oxyde de cuivre (CuO) à 1075°C suivant la méthode conventionnelle décrite par [Robinson et Kusakabe \(1975\)](#). Les sulfates, mélangés avec le CuO et du sable pur, sont chauffés à 1120° C et tout le SO₃ produit est réduit en SO₂ en utilisant un mini-four en cuivre (Coleman et Moore, 1978). Les impuretés, CO₂ et H₂O, sont séparées techniquement par congélation et dégagées par la ligne d'extraction sous

vide (Kelley et Fallick, 1990). D'autres échantillons ont bénéficié d'une analyse "in situ" par laser. Cette toute nouvelle technique est pratiquée sur des phases sulfurées sur des sections polies après avoir fait leur étude métallographique. Les sections polies sont insérées dans la chambre des échantillons avec un excès de gaz d'oxygène et la combustion se fait par un spectron laser 902Q CW Nd : YAG (Fallick *et al.*, 1992). Le gaz SO₂ produit est purifié dans une ligne d'extraction similaire à celle de la ligne conventionnelle déjà décrite par Kelley et Fallick (1990).

Toutes les analyses isotopiques du soufre ont été effectuées avec un spectromètre de masse Isospec 64 ou VG Isogas Sira 2. Tous les résultats sont reportés en notation standard δ (‰) comme déviation par rapport au standard "Vienna - Canon Diablo Troïlite". La reproductibilité des résultats, basée sur des répétitions complètes d'analyses de standards (laboratoire et international) incluant la préparation des échantillons, s'est soldée par $(1\sigma) \pm 0.3\text{‰}$.

V.2.4.2 Carbone et oxygène

Les échantillons de calcite ont été analysés pour les isotopes de l'oxygène et du carbone. Les poudres d'échantillons ont été converties en CO₂ par réaction avec l'acide phosphorique (H₃PO₄) 100% à 25°C (McCrea, 1950). L'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone du CO₂ préparé a été effectuée sur un spectromètre de masse Micomass 602D suivant la méthode décrite par Craig (1957, 1965). Les rapports des différences isotopiques sont exprimés en ‰ par rapport aux standards V-PDB pour le carbone et V-SMOW pour l'oxygène. La reproductibilité des résultats est de $\pm 0.1\text{‰}$.

V.2.5 Résultats d'analyse isotopique

Les résultats d'analyse isotopique du soufre des sulfures et des sulfates sont présentés dans les tableaux V-4 et V-5 respectivement. Ils sont illustrés sur la figure V-5. Les résultats d'analyse

isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates (calcite) sont présentés dans le tableau V-6.

Tableau V-4. Résultats d'analyse isotopique du soufre des sulfures du gisement d'Oued Amizour.

Echantillon	Sulfures	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Observations
Volcanites			
O16	py	-0.1	Veinules millimétriques de pyrite
O22	py	-2.7	Pyrite disséminée dans la calcite dans tufs
O23	py	+0.3	Veinules millimétriques de pyrite
O27a	sph	-2.2	Sphalérite à grains fins
O27b	sph	-2.7	Sphalérite à grains grossiers
O31	cp	-1.5	Space filling chalcopryrite à grains fins
O44	sph	+4.5	Space-filling sphalérite (geodique)
Main orebody			
O69	py	-0.7	Veinules de pyrite dans la métasomatite
O70	cp	+1.4	Chalcopryrite massive
O70	sp	-2.2	Sphalérite collomorphe
O70	py	+1.9	Pyrite massive
O75	sp	-4.0	Sphalérite pulvérulente
O77	sp	-5.6	Sphalérite massive
O77	py	+1.2	Pyrite massive
Plutonites			
O84	Py	+2.6	Pyrite associée aux veines de gypse
O88	cpy	+2.4	Chalcopryrite massive
105	py	+3.0	Pyrite disséminée
135	py	-1.7	Pyrite grenue dans les roches brechifiées
136	cpy	-6.9	Chalcopryrite massive
136	py	-2.0	Pyrite massive
138	py	-7.2	Pyrite massive
161	py	-6.2	Pyrite Disséminée dans filons d'anhydrite

Tableau V-5. Résultats d'analyse isotopique du soufre des sulfates du gisement d'Oued Amizour.

Sample	Sulfates	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Comments
Plutonites			
O84	gy	+14.7	Gypsum vein within anhydrite layer
O87	anhy	+13.2	Anhydrite layer
O98	anhy	+14.1	Anhydrite layer
104	anhy	+20.6	Anhydrite vein
105	gy	+19.3	Gypsum vein
153	anhy	+17.1	Anhydrite vein
155	anhy	+16.0	Anhydrite vein
157	anhy	+14.2	Meter thick anhydrite layer
161	anhy	+15.0	Cm thick anhydrite vein
166	gy	+18.7	Gypsum vein

Tableau V-6V. Résultats d'analyse isotopique du carbone et de l'oxygène effectuée sur la calcite du gisement d'Oued Amizour.

Echantillon	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)
016ca	-8.2	16.2
19ca f	-9.1	11.2
023caf	-6.5	15.3
026ca g	-11.	20.1
027ca g	-9.6	20.2
034ca g	-8.9	16.01
037ca	-9.1	17.9
44ca	-9.6	16.8
060ca	-7.4	12.7
136ca	-6.4	16.8
138ca	-4.5	18.5
144ca	-3.7	

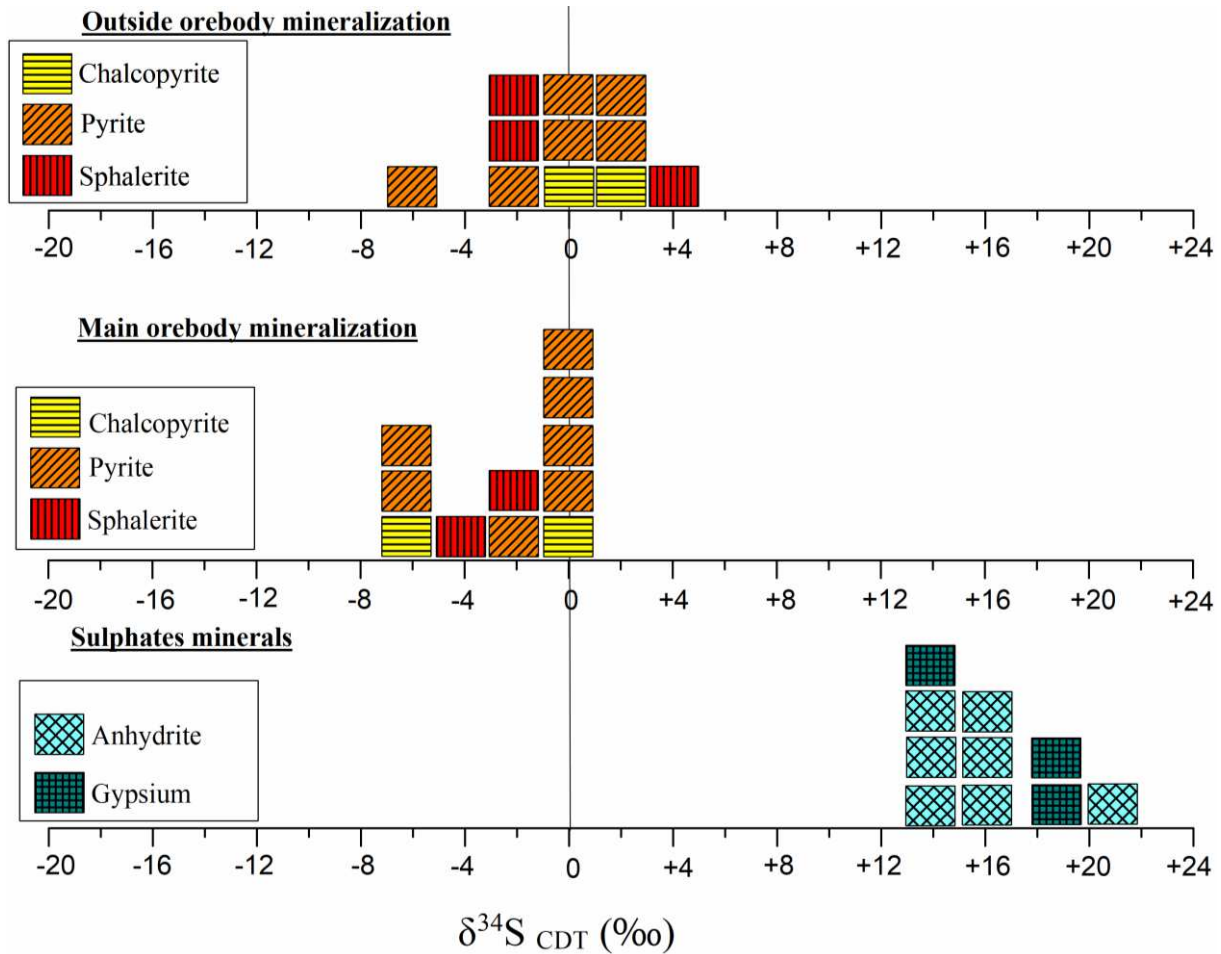


Figure V-5. Histogrammes montrant la composition isotopique du soufre des sulfures et des sulfates du gisement de zinc d'Oued Amizour.

Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ V-CDT des différents sulfures analysés oscillent entre -7,2 ‰ et + 4,5 ‰ (n = 22, moyenne = -1,3 ‰). Il n'existe pas de variation spatiale significative de la composition isotopique du soufre dans les sulfures. En outre, la distribution de cette composition isotopique du soufre des sulfures n'est pas étroitement liée à leur distribution dans le gisement. Cependant, les valeurs relativement étalées sont observées au niveau du corps de minerai principal ($\delta^{34}\text{S}$ varie entre -5,6 et + 4,5 ‰). En contrepartie, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des minéraux sulfatés (anhydrite et gypse) sont plus enrichies, allant de + 13,2 ‰ à + 20,6 ‰ (n = 10, moyenne = + 16,3 ‰).

Les valeurs les plus basses sont observées dans la couche d'anhydrite proche du corps de minerai principal de Zn.

Les analyses isotopiques des carbonates ont donné des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ variant entre +11,2 et +20,2 ‰ (moyenne = +16,7 ‰) et $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ allant de -3,7 à -11,0 ‰ (valeur moyenne = -7,8 ‰).

V.2.6 Interprétation des résultats (origine du fluide minéralisateur)

V.2.6.1 Le soufre

Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des minéraux sulfurés d'Oued Amizour varient entre -7,2 et +4,9 ‰ (n = 22, moyenne = -1,3 ‰). La valeur moyenne de -1,3 ‰ est largement inférieure à celle des sulfates d'eau de mer Miocène contemporaine qui est d'environ ~ 22‰ (Paytan *et al.*, 1998), tandis que les minéraux sulfatés (anhydrite et gypse) présentent des valeurs significativement plus élevées, variant entre +13,2 et +20,6 ‰. Les valeurs les plus faibles des sulfates sont enregistrées dans la couche d'anhydrite à proximité du corps de minerai principal. Les valeurs les plus élevées, proches de celles des sulfates d'eau de mer Miocène contemporaine, sont observées dans les veines d'anhydrite qui recourent la granodiorite métasomatisée.

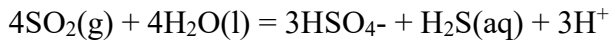
L'intervalle des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures d'Oued Amizour chevauche celles des sulfures enregistrés dans les roches ignées d'origine mantellique ($\delta^{34}\text{S}$ entre -3 et +3 ‰ ; Sakai *et al.*, 1984 ; Ohmoto, 1986 ; Taylor, 1987), avec peu de valeurs en dehors cet intervalle, notamment dans la zone minéralisée principale (cf. Fig. V-5 et Fig. V-6).

Drill-core (depth in metre)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)		$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	Mineralisation
	Sulphides	Sulphates			
100					
200	-0.1 -2.7 +0.3		+16.24 +11.21 +15.27	-8.19 -9.11 -6.46	Millimetric veins of pyrite Pyrite within calcite veins Millimetric veins of pyrite
	-2.2 to -2.7		+20.08 +20.20	-11.01 -9.55	Fine-grained sphalerite
300	-1.5		+16.01	-8.92	Fine-grained chalcopyrite
	+4.5		+17.95 +16.82	-9.12 -9.65	Geodic sphalerite with calcite
400			+12.66	-7.45	
500	-0.7 +1.4 +1.9 -2.2 -4.0 -5.6				Pyrite veins within aplite Massive chalcopyrite Colloform sphalerite Massive pyrite Powder-like sphalerite Massive sphalerite
600	+1.2 +2.6 +2.4	+14.7 +13.2			Massive pyrite Coarse-grained to massive pyrite Coarse-grained chalcopyrite
700		+14.1			
800	+3.0	+20.6 +19.3			Coarse-grained pyrite

Figure V-6. Répartition spatiale des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures et des sulfates sur la colonne lithologique du massif d'Oued Amizour. Les valeurs les plus négatifs sont situées à proximité du corps de minerai principal, au-dessus de la couche d'anhydrite.

A partir de ces observations, deux sources majeures du soufre des sulfures peuvent être évoquées: 1) un soufre dérivé de la réduction inorganique partielle (processus thermochimique) du sulfate marin combiné à la dissolution du soufre des roches lors de la percolation des eaux de mer à travers la pile volcanique sous-jacente du corps de minerai ; un tel processus est bien connu dans la plupart des dépôts de type VHMS (ex: [Sasaki, 1970](#), [Solomon et al., 1988](#)); ou

(2) un soufre qui provient des fluides magmatiques– hydrothermaux (Ohmoto *et al.*, 1983; Solomon *et al.*, 1988), où le disproportionnement du SO₂ magmatique forme du sulfate aqueux et H₂S selon la réaction (Huston *et al.*, 2011):



Huston *et al.* (2011) ont souligné que les fluides très acides produits par ce processus contribuent à la formation d'assemblages d'altération argileuse avancée, et que cette réaction est significative à des températures inférieures à 400°C dans les fluides magmatiques-hydrothermaux oxydés. Sous ces conditions, le fractionnement isotopique du soufre entre les sulfates et H₂S ($\delta^{34}\text{S}$ sulfate – H₂S) devient significatif ; il varie de 18 à 400°C à 29 à 200°C (Ohmoto et Rye, 1979). En outre, Arribas (1995) a noté que, dans les gîtes épithermaux à forte sulfuration, le disproportionnement des fluides magmatiques – hydrothermaux donne un fractionnement isotopique $\delta^{34}\text{S}$ sulfate – sulfure de 20 à 30‰ avec des minéraux sulfurés ayant généralement des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ comprises entre -10 ‰ et 0 ‰. Ceci explique les valeurs négatives de $\delta^{34}\text{S}$ (jusqu'à -5,6‰) observées dans la zone d'altération argileuse avancée.

L'intervalle des valeurs $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures d'Oued Amizour est en concordance avec les données observées dans la plupart des gisements VHMS (Franklin *et al.*, 1981 ; Gemmell et Large, 1992 ; Cook et Hoefs, 1997 ; Ohmoto et Goldhaber, 1997 ; Gemmell et Fulton, 2001 ; Torró *et al.*, 2016). Ces valeurs peuvent être attribuées : (a) au soufre provenant des roches magmatiques sous-jacentes, (b) au sulfate d'eau de mer thermochimiquement réduit, ou (c) à une combinaison des deux sources. L'intervalle relativement large de variation des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures au niveau du corps de minerai principal (amas sulfuré) (entre -5,6 et + 4,5 ‰) ainsi que la présence d'altération argileuse et l'intervalle étroit de variation de $\delta^{34}\text{S}$ (entre -2,7 et + 3 ‰) dans l'ensemble du sondage étudié (environ 800 m) indiquent que la source significative du soufre est d'origine magmatique. Le disproportionnement du fluide magmatique – hydrothermal évoquée par Huston *et al.* (2011) et le lessivage du soufre à partir des roches

encaissantes sont les processus les plus probables, car ils ont donné des compositions isotopiques de soufre similaires (Ohmoto et Rye, 1979, Ohmoto et Goldhaber, 1997, Huston *et al.*, 2011).

La présence de la couche d'anhydrite et de veines d'anhydrite sous l'amas sulfuré du gisement d'Oued Amizour est caractéristique des gisements de type Kuroko (Lambert et Sato 1974, Farrell et Holland 1983, Shikazono *et al.*, 1983, Ohmoto, 1996). Selon les observations pétrographiques, l'anhydrite est considérée comme un minéral primaire et la présence peu fréquente de gypse résulterait de l'hydratation ultérieure de l'anhydrite. Ceci est également une caractéristique des gisements type-Kuroko où Yeats *et al.* (2017) ont souligné que le gypse est un minéral secondaire qui provenait de l'hydratation de l'anhydrite. En plus, il est considéré que l'anhydrite dans les gisements de type Kuroko est formé par mélange de fluides hydrothermaux avec les eaux de mer sous le fond océanique (ex : Shikazono *et al.*, 1983; Teagle *et al.*, 1998; Chiba *et al.*, 1998). La composition isotopique du soufre de ces sulfates (+13,2 à + 20,6 ‰) est beaucoup plus proche de celle des sulfates d'eau de mer Miocène contemporaine ($\delta^{34}\text{S} \approx + 22 \text{ ‰}$; Cendón *et al.*, 2004 ; Hryniv *et al.*, 2007) que celle du soufre d'origine magmatique ($\delta^{34}\text{S} \approx -3 \text{ à } + 3 \text{ ‰}$). Ces données indiquent que le soufre des sulfates provient directement du sulfate d'eau de mer Miocène, mais avec un mélange du soufre du fluide magmatique–hydrothermal, en particulier au niveau de l'amas sulfuré. Ceci est franchement montré dans les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de l'anhydrite et du gypse, respectivement +13,2 et + 14,7 ‰ en haut de la couche d'anhydrite près de l'amas sulfuré, et +20,6 et +19,3 ‰ en bas, dans les veines d'anhydrite – gypse au sein des granodiorites.

On doit noter ici que la composition isotopique des sulfures dans les roches ignées d'Oued Amizour est similaire à celle rapportée sur les sulfures associés aux roches magmatiques d'âge Miocène, considérées comme des granitoïdes de type I, du massif de Chetaibi-Cap de Fer et du massif de l'Edough par Laouar *et al.* (2002 et 2005) (Fig. V-7).

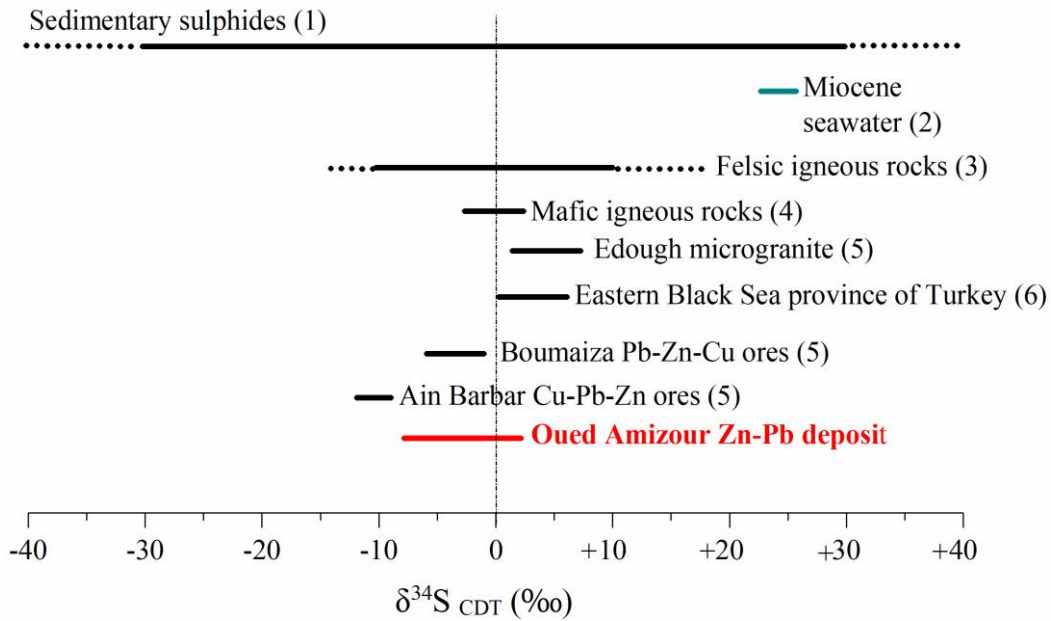


Figure V-7. Comparaison des signatures isotopiques du soufre des sulfures du gisement de zinc d'Oued Amizour avec d'autres gisements à l'échelle locale et régionale. (1) Coleman (1977), (2) Zaback et Pratt (1993); (3) Coleman (1979), Ishihara et Sasaki (1989), Sasaki et Ishihara (1979), Laouar *et al.* (1990); (4) Kyser (1986). (5) Laouar *et al.* (2002), (6) Çagatay et Eastoe (1995).

V.2.6.2 L'oxygène et le carbone

Le calcul de la composition isotopique de l'oxygène du fluide hydrothermal en équilibre avec les carbonates de gangue (calcite) analysés a été réalisé afin de déterminer l'origine du ou des fluides minéralisateurs. L'étude microthermométrie des inclusions fluides effectuée sur des échantillons d'anhydrite et de calcite a donné des températures d'homogénéisation (Th) oscillantes entre 170 et 202°C, avec une fréquence maximale de 190°C pour l'anhydrite ; pour la calcite, la température d'homogénéisation (Th) varie de 220 à 224°C avec un pic maximal à 222°C. Les salinités varient entre 22,3 et 26,6% en poids éq. NaCl pour l'anhydrite et de 22,3 à 23,0 % en poids éq. NaCl pour la calcite. Ces données indiquent que la température du fluide est relativement élevée au niveau de l'amas sulfuré et diminue légèrement vers la couche d'anhydrite, alors que la salinité du fluide augmente.

La composition isotopique de l'oxygène du fluide en équilibre avec les calcites de gangue a été calculée pour cet intervalle de température, en utilisant les facteurs de fractionnement calcite - H²O qui dépend de la température (Friedman et O'Neil, 1977). Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ calculé couvre un intervalle de valeurs comprises entre + 2,9‰ et + 7,8‰ (moyenne = +5,3‰, deux échantillons de calcite avec des valeurs anormales en $\delta^{18}\text{O}$ sont exclus). Les températures relativement élevées associées à des fluides minéralisateurs riches en ¹⁸O, par rapport à l'eau de mer et aux eaux météoriques, sont concordantes avec les fluides magmatiques-hydrothermaux dominants. De Ronde (1995) a d'ailleurs suggéré qu'une origine magmatique-hydrothermale des fluides minéralisateurs pourrait expliquer les salinités élevées.

De plus, Huston *et al.* (2011) ont montré que la contribution magmatiques-hydrothermales dans la formation des gisements type VHMS comprennent un enrichissement extrême des fluides minéralisateurs en ¹⁸O ($\delta^{18}\text{O} > 5 \text{ ‰}$) et des salinités remarquablement élevées par rapport à l'eau de mer moderne (plus de trois fois). Vu que ces deux caractéristiques sont difficiles à produire à partir de processus connus qui modifient l'eau de mer dans les systèmes VHMS, elles sont considérées comme des preuves solides de l'incorporation de fluides magmatiques-hydrothermaux.

D'autres arguments de la contribution des fluides magmatiques-hydrothermales dans la mise en place du gisement de Zinc d'Oued Amizour sont les assemblages d'altération argileuse alumineuse avancée (par exemple, la kaolinite, la pyrophyllite, la montmorillonite et l'illite (voir chapitre II). L'apparition d'une telle altération argileuse avancée dans certains gisements VHMS où les fluides magmatiques-hydrothermaux ont joué un rôle majeur dans le dépôt de minerai est rapportée par Sillitoe *et al.* (1996) ; Huston et Kamprad (2001) ; Dubé *et al.* (2006). Ce processus d'altération est interprété comme ayant été provoqué par le disproportionnement du SO₂ dans les fluides magmatiques-hydrothermaux dérivés de magmas oxydés dans ces gisements de type VHMS (Huston *et al.*, 2011 et références incluses).

Les mêmes échantillons de la calcite de gangue analysés pour l'oxygène ont été soumis à des analyses d'isotopes de carbone. Leur composition isotopique en carbone est appauvrie en ^{13}C , avec des valeurs oscillantes entre -3,7 et -11‰ (cf. Tab. V.6). Similaire à beaucoup de gisements VHMS (Huston, 1999), il n'existe pas de corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. V-8). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des échantillons de calcite observées pourraient provenir (1) par mélange du carbonate d'eau de mer et le carbone dérivé de l'oxydation du méthane résultant de la dégradation du carbone organique dans les roches sédimentaires sous-jacentes ($\delta^{13}\text{C}$ de -20 à -30 ‰ (Berger et Vincent, 1986) comme suggéré pour certains gisements VHMS (Huston, 1999) ; (2) par mélange de carbonate d'eau de mer avec celui dérivé des roches ignées ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de -5 à -10 ‰ (Ohmoto et Goldhaber, 1997) ; ou (3) à travers les processus thermaux de la matière organique avec l'oxygène de l'eau. L'intervention du carbone marin (avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ allant typiquement de -3 à +3‰) dans le fluide minéralisateur probablement explique l'enrichissement des deux échantillons de calcite en ^{13}C (-3,7 et -4,5‰).

V.2.7 Conclusions

Les mesures microthermométriques effectuées sur les minéraux de gangues anhydrite et calcite associés à la minéralisation zincifère d'Oued Amizour ont donné des résultats concordants. Ces résultats confirment que cette minéralisation s'est mise en place à partir d'un fluide hydrothermal relativement chaud caractérisé par une température qui varie entre 190°C – 222°C et une salinité élevée oscillante entre 22,3 et 26,6% en poids éq. NaCl. Ces caractéristiques sont identiques à celles des fluides de mélange eau magmatique/eau marine des gisements de type Kuroko.

Les analyses des isotopes stables (S, C, O) ont été réalisées sur des sulfures, des sulfates et des minéraux de gangue (calcite) prélevés du gisement d'Oued Amizour. Les minéraux analysés proviennent de l'amas sulfuré mais également tout au long du sondage étudié (TH047) et ce dans le but de mieux déterminer l'origine du fluide minéralisateur. Les minéraux sulfurés

analysés sont la sphalérite, la chalcopryrite et la pyrite, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ correspondantes à ces sulfures varient de -7,2 à +4,9 ‰ (n = 22, moyenne = -1,3 ‰). Les minéraux sulfatés analysés sont le gypse et l'anhydrite situés en dessous de l'amas sulfuré. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ de ces minéraux sont plus élevées et oscillent entre +13,2 et + 20,6 ‰. Ces observations et celles révélées par les études des inclusions fluides confirment le processus de disproportionnement du fluide magmatique – hydrothermal évoquée par [Huston et al. \(2011\)](#) et le lessivage du soufre à partir des roches encaissantes et indiquent que la source majeure de soufre des sulfures est d'origine magmatique bien que le mécanisme de mixingsoufre magmatique – soufre marin ne soit pas exclu. Tandis que le soufre des sulfates provient de la mer miocène contemporaine.

L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène a été effectuée sur la gangue calcite. La composition isotopique de l'oxygène du fluide en équilibre avec les calcites de gangue a été calculée, en utilisant le facteur de fractionnement calcite - H_2O de Friedman et O'Neil (1977). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ -fluid calculé couvre un intervalle compris entre + 2,9‰ et +7,8‰ (moyenne = +5,3‰). La composition isotopique en carbone est appauvrie en ^{13}C , elle est caractérisée par des valeurs allant de -3,7 à -11‰. Ces observations sont en concordance avec celles données par les isotopes du soufre. Les données de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ ont confirmé la contribution des fluides magmatiques-hydrothermales dans la formation des gisements type VHMS qui comprennent un enrichissement extrême en ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} > 5\text{‰}$). En outre, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ confirment le processus de mélange de carbonate d'eau de mer avec celui dérivé des roches ignées ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de -5 à -10 ‰ : [Ohmoto et Goldhaber, 1997](#)).

A la lumière de l'ensemble des résultats isotopiques cités dessus, ainsi que celles donnés par les inclusions fluides et les assemblages d'altération associés aux roches encaissantes et leur architecture conduisent tous à confirmer l'appartenance du gisement d'Oued Amizour à la classe des gisements VHMS (Volcanic hosted massive sulphides) ayant des signatures de gisements type Kuroko.

Conclusion générale

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les granitoïdes de la région d'Oued Amizour sont situés à environ 15 km au sud de la ville de Béjaïa et sont mis en place au sein des séries de type flysch d'une part, et les formations telliennes d'autre part (unité Baborienne de Barbacha). La tectonique cassante qui a affecté l'ensemble a contribué à la mise en place de divers gisements et indices dans la région ; en l'occurrence, le large gisement de zinc de Tala Hamza qui détient des réserves importantes atteignant 68,8 millions de tonnes.

L'étude pétrologique effectuée sur un sondage d'environ 800 m de profondeur (TH 047) montre l'existence de roches plutoniques, subvolcaniques et volcaniques qui sont de haut en bas : des pyroclastites, des andésites, des coulées de lave, des tufs volcaniques, des microgranites, des tufs bréchifiés, des andésites fortement altérées (kaolinisées) recoupées par des aplites, des granodiorites métasomatisées et des granodiorites. Ces roches montrent des assemblages minéralogiques surtout à plagioclase, hornblende, biotite, sphène, apatite et zircon, ce qui rappelle aux granitoïdes type I des régions avoisinantes (Chétaïbi, Cap de Fer).

Les granitoïdes d'Oued Amizour ont été soumis à une altération hydrothermale parfois très sévère. La distribution et le degré des altérations montrent une zonalité franche autour du corps de minerai principal. On y distingue une altération propylitique à séricite – quartz – chlorite – calcite – épidote – pyrite concentrée dans les zones périphériques (en haut de la série et également à la base) suivie d'une altération argileuse très avancée à kaolinite – illite – montmorillonite - pyrophyllite distribuée à proximité du corps de minerai.

Les investigations géochimiques montrent que les granitoïdes d'Oued Amizour présentent un caractère calco-alcalin fortement potassique à shoshonitique. Ils sont caractérisés par un intervalle large en SiO₂ (52.9 et 75.2 %), A/CNK < 1,1 ce qui confirme, en plus de la minéralogie, le caractère I-type de Chappell et White (1974) et la définition ACG de Barbarin

(1999). Les spectres multi-élémentaires ainsi que les spectres des terres rares normalisés aux chondrites montrent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) (Ba, Rb, Th) et LREE par rapport aux High Field Strength éléments (HFSE) et HREE respectivement. Les éléments de terres rares (REE) montrent une légère anomalie négative en Eu. En conséquence, ces roches calco-alcalines d'origine ignée sont similaires au magma mis en place dans un contexte post-collisionnel durant le Miocène. Elles ont été formées à partir d'un matériel mantellique métasomatisée, contaminé par du matériel crustal.

L'étude métallogénique a permis de mettre en évidence deux zones bien distinctes relatives à la morphologie du minerai, l'encaissant, l'assemblage minéralogique et la profondeur : (1) zone à amas sulfuré qui renferme le minerai le plus économique (minerai noire). La minéralisation est encaissée dans des andésites kaolinisée et des tufs volcaniques bréchifié. Elle est constituée de la sphalérite, schallénblende, galène, pyrite, melnickovite, marcassite, et de rare chalcopryrite avec la calcite comme minéral de gangue ; et (2) zone à stockwork qui renferme le minerai jaune encaissé dans de la granodiorite métasomatisée à la faveur des fractures. La minéralisation montre des textures disséminées ou veinulées et est constituée de pyrite, chalcopryrite, magnétite et hématite avec l'anhydrite comme minérale de gangue.

Les observations métallographiques effectuées au niveau de l'amas sulfuré et la zone à stockwerk (réaction de remplacement, le pseudomorphisme, open-space filling...etc.) ont permis la mise en évidence d'un processus hydrothermal à venues successives. Ce processus hydrothermal ayant joué pour la mise en place la minéralisation peut être développé en deux stages successifs : (a) Stage I : caractérisé par le dépôt de pyrite disséminée et de chalcopryrite ; (b) Stage II : dans lequel les principaux minéraux métalliques ont été déposés. Ce stage a commencé avec le dépôt de pyrite massive, sphalérite et galène, suivie du dépôt de marcassite pseudomorphique, de melnikovite dans les vides, de schalenblende, de calcite et enfin

d'anhydrite. L'anhydrite a été plus tard partiellement transformée en gypse ; et (3) un processus d'altération de surface caractérisé par le développement d'oxydes de fer et d'hydroxydes surtout dans les horizons superficiels.

Les mesures microthermométriques effectuées sur les minéraux de gangues, anhydrite et calcite, associés à la minéralisation ont donné des températures d'homogénéisation du fluide minéralisateur variant entre 190 et 220°C et une salinité oscillante entre 22,3 et 26,6% en poids éq. NaCl. Ils indiquent, ainsi, une origine magmatique du fluide avec une contribution minimale de la composante marine.

Les analyses des isotopes stables (S, C et O) ont été réalisées sur des sulfures, des sulfates et des minéraux de gangue (calcite) prélevés dans la zone minéralisée et le long de la colonne lithologique, dans le but de déterminer l'origine et les caractéristiques isotopiques du ou des fluides minéralisateurs. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des minéraux sulfurés analysés (sphalérite, chalcopryrite et pyrite) varient entre -7,2 et +4,9 ‰. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des minéraux sulfatés (gypse et anhydrite) oscillent entre +13,2 et + 20,6 ‰. Ces observations indiquent que la source majeure de soufre des sulfures est d'origine magmatique bien que le mécanisme de mixing soufre magmatique – soufre marin ne soit pas exclu. Tandis que le soufre des sulfates provient de la mer miocène contemporaine. L'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène a été effectuée sur la gangue calcite. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ calculé couvre un intervalle de valeurs comprises entre +2,9 et +7,8‰ (moyenne = +5,3‰). La composition isotopique en carbone est appauvrie en ^{13}C , elle est caractérisée par des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ variant entre -3,7 et -11‰. Les données de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ confirment la contribution des fluides magmatiques-hydrothermales dans la formation du gisement de zinc d'Oued Amizour. En outre, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ confirment le processus de mélange de carbonate d'eau de mer avec celui dérivé de fluides magmatiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de -5 à -10‰).

Sur le plan typologie gîtologique, l'ensemble des observations pétrologiques, géochimiques, métallographiques, des inclusions fluides et isotopes stables ont permis de classer ce gisement dans le groupe des gisements VHMS avec une signature Kuroko-type.

Recommandations

Les gisements de type Kuroko sont, en plus de leur contenu en métaux de base (Cu-Zn ; Zn-Pb-Cu) réputés par leur enrichissement en métaux précieux, tels que l'or et l'argent (Au, Ag). Par conséquent, nous recommandons plus d'analyses approfondies surtout au niveau de la zone à stockwork pour la prospection de ces éléments.

Références bibliographiques

Bibliographie

A

Abbassene, F., 2016. Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie. *Thèse de doctorat USTHB Alger/ UBO Brest, P 360.*

Abderrahmane, H., 2011. Gitologie et géochimie des minéralisations liées aux roches magmatiques d'Oued Amizour. *Mémoire de magister. USTHB, Alger P 86.*

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 17 (1), 1–13.*

Aissa, D. E., 1985. Etude des indices et gisements métallifères du massif de l'Edough. *Thèse de doctorat 3ème cycle. USTBH. Université d'Alger.*

Aissa, D.E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Marignac, Ch., 1995. Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis : The Edough case(NE Algeria). In: Pasava, J., Kribek, B. and Zak, K. (Eds.), Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts. Balkema, Rotterdam. pp 23-26.

Alagna, K.E., Peccerillo, A., Martin, S., Donati, C., 2010. Tertiary to Present Evolution of Orogenic Magmatism in Italy. *Journal of the Virtual Explorer, V 36, P 18.*

Anderko, A., Pitzer, K.S. 1993. Equation-of-state representation of phase equilibria and volumetric properties of the system NaCl–H₂O above 573 K, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57-1657-1680.

Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos 33, 189-208.*

Arribas, A., Jr., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v. 23, 419-454.*

Ault, W.U., et Kulp, J. L., 1959. Isotopic geochemistry of sulfur. *Geochem. Cosmochem. Acta, 16, pp. 201-235.*

Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1973. The origin of the Western Mediterranean basin. *Journ. Geol. Soc. London 129, 607-620.*

Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1975. La marge nordafricaine considérée comme marge active. *Bulletin de la Société Géologique de France 7, 486–495.*

B

Bagdazarjan, G.P., Bajanic, S.D. et Vass, D., 1972. Age radiométrique du volcanisme néogène dans le Nord de la Tunisie. *Notes du service Géologique de Tunisie, 40: 79-93.*

Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos 46, 605–626.*

Bea, F., Pereira, M.D., Stroh A., 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem Geol 117 :291-312.*

Belanteur, O., 2001. Le magmatisme miocène de l'Algérois : chronologie de mise en place, pétrologie et implications géodynamiques. (Thèse Sciences) Univ. Alger, 243 p.

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., 1981a. Chronologie radiométrique K-Ar des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C. (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins. C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint Bologna*, pp. 341-360.

Bellon, H., and 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., et Brousse, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la Société Géologique de France, Serie 7, 19* : 469-480.

Bellon, H., et Semroud, B., 1978. Premières datations du complexe magmatique de la région de Béjaïa-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., Belanteur, O., 1999. Sur la présence d'Adakites à El-Aouana (Algérie). *Première conférence internationale de la géologie africaine, Assiut, Egypte*, 23 – 25.

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.

Berger, W.H., and Vincent, E., 1986. Deep sea carbonates: Reading the carbon isotope signal. *Geol. Rundschau*, 75, 249-269.

Bodnar, R.J., and Bethke, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions, I: fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geol.*, 79:141-161.

Bouabsa, L., Marignac, C., Chabbi, R., Cuney, M. 2010. The Filfila (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications. *Journal of African Earth Sciences* 56. 107–113.

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.

Bouzenoune, A., 1993. Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie Orientale). *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 209 p.

C

Çagatay, M.N., Eastoe, C.J., 1995. A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulfide deposits of the Eastern Black Sea province, Turkey. *Mineralium Deposita* 30, 55 – 66.

Campbell, A.R., et Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. *Soc. of Econ. Geol.*, V10, Chapter 8, pp. 173-193.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173-192.

- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998b.** 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.
- Casciello, E., Fernández, M., Vergés, J., Cesarano, M., Torne M., 2015.** The Alboran domain in the western Mediterranean evolution: the birth of a concept. *Bull. Soc. géol. France*, 2015, t. 186, no 4-5, pp. 371-384.
- Cendón, D.I., Peryt, T.M., Ayora, C., Pueyo, J.J., Taberner, C., 2004.** The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212, 141– 158.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974.** Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S., Wyborn, d., Hergt, J.M., Woodhead, J.D. 1999.** Discussion. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 827–831.
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Deverch, 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. *Geological Society of Africa Presidential Review*. 125. 27 – 41.
- Chiba, H., Uchiyama, N., Teagle, D.A.H., 1998.** Stable isotope study of anhydrite and sulfide minerals at the TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 268N, *Proc. ODP, Sci. Results* 158 (85–90).
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I. R., Sachet, H. et Zak, I., 1980.** The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulphate and their mutual interpretation. *Chem Geol*, 28, pp. 199-260.
- Cohen, C.R., 1980.** Plate tectonic model for the oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 68, 283–311.
- Coleman, M.L. et Moore, M. P., 1978.** Direct reduction of sulphates to Sulphur dioxide for isotopic analysis. *Analytical Chemistry*, 50, pp. 1594-1595.
- Coleman, M.L., 1977.** Sulphur isotopes in petrology. *Journal of the Geological Society of London* 133, 593–608.
- Coleman, M.L., 1979.** Isotopic analysis of trace sulphur from some Sand I-type granites: heredity or environment? In: Atherton, M.P., Tarney, J. (Eds.), Origin of granite batholiths: geochemical evidence. *Shiva Publishing Ltd, Kent*, pp. 129–133.
- Comas, M.C., Platt, J.E., Soto, J.I., & Watts, A.B., 1999.** The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C. & Klaus, A. (eds) *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 161, 555-579.
- Cook, N.J and Hoefs, J., 1997.** Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive sulphide deposits in the Norwegian Caledonides. *Chem. Geol.*, 135, 307–324.
- Craig, H., 1957.** Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 12, pp. 133-149.

Craig, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Symposium on "Isotopes in hydrology and paleoclimatology", *Spoleto, Lab. Geol. Nucleaire, Pise ed.*

Crawford, M.L., 1981b. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions, in Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, edited by L.S. Hollister and M.L. Crawford, 6, 75–100.

Curie, J., & Flamand, G., 1889. Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. *Bull. Ser. Carte géol. Algérie. 4 – 8.*

D

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Border, P., Hernandez, J., Montenat, C., and Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene, *Tectonophysics, 15, 41-52*

de Ronde, C.E.J., 1995. Fluid chemistry and isotope characteristics of seafloor hydrothermal systems and associated VMS deposits: potential for magmatic contributions. *Miner. Assoc. Can. Short Course Ser. 23, 479–509.*

Dubé, B., Gosselin, P., Hannington, M., and Galley, A., 2006. Gold-rich Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication.*

Duplan, L., 1952. La région de Bougie. Pub. Ser. Cart. Géol. Alg. *XIX cong. Géol. int. Alger.*

Duplan, L., 1955. Tectonique et minéralisation dans la région de Bougie. *Bull. Sc et Econ. BRMA n° 1. Alger.*

Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Congrès géologique internationale.*

E

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.P., 2014. Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics 77, 171-185.*

El Azzouzi, M., Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, Ch., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., Réhault, J.P., 2003. Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb : manifestation d'un détachement lithosphérique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. 447, 107–116.*

El Azzouzi, M.h., Bernard-Griffiths, J., Bellon, H., Maury, R.C., Piqué, A., Fourcade, S., Cotten, J., Hernandez, J., 1999. Évolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *CR Acad. Sci. Paris, 329, 95-102.*

F

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001b. History of subduction and backarc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International 145, 809-820.*

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics 23.*

Fallick, A. E., McConville, P., Boyce, A. J., Burgess, P. et Kelley, S. P., 1992. Laser microprobe stable isotope measurements on geological materials: some experimental considerations (with special reference to $\square^{34}\text{S}$ in sulfides). *Chemical Geology*, 101, pp. 53-61.

Farrell, C.L., Holland, H.D., 1983. Strontium isotope geochemistry of the Kuroko deposits. *Econ Geol Monograph* 5:302–319.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord constantinois. Thèse de Doctorat, INPL, Nancy, France, 358p.

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., and Galley, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits, in Hedenquist, J.W., et al., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume, *Society of Economic Geologists*, p. 523–560.

Franklin, J.M., Lydon, J.W. and Sangster, D.F., 1981. Volcanic associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., 485-627.

Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-kk, p. 12.

Frizon de Lamotte, D.F., Michard, A., and Saddiqi, O., 2006. Some recent developments on the Maghreb geodynamics, *C. R. Geosci.*, 338, 1–10.

Frizon de Lamotte, D.F., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.C., Blanpied, C., Ringenbach, J.C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics* 30.

G

Gelard, J.P., 1969. Le flysch a base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata: le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull.Soc. Geol. Fr.*, 7, 676–686.

Gelard, J.P., 1969. Le flysch a base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata: le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bull.Soc. Geol. Fr.*, 7, 676–686

Gemmell, J.B., Fulton, R., 2001. Geology, genesis and exploration implications of the footwall and hanging-wall alteration associated with the Hellyer volcanic-hosted massive sulphide deposit, Tasmania, Australia. *Econ Geol* 96:1003–1035.

Gemmell, J.B., Large, R.R., 1992. Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania, Australia. *Econ Geol* 87: 620–649.

Gérald, J.-P., 1969. Le Flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : Le flysch maurétanien (Grande Kabylie). *Bulletin de la société géologique de la France*, (7), XI, p676-686.

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*, no8, 56, volume751, 372 p.

Glangeaud, L. 1925. Sur la constitution pétrographique de la région éruptive d'oued Amizour (Béjaia), Algérie. *Congrès. Grenoble 1925, Paris*.

Glangeaud, L., 1935. Origine des gîles métallifères du Nord de l'Algérie. Entre Ténès et Djidjelli. *C. R. VII' Cong. Int. M. M- G. Ap., Paris.*

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

Graine, K., Marignac, C., 2001. Dépôts pyriteux et minéralisation Zn-Pb-(Cu) du massif volcano-plutonique d'Amizour (Bejaia, Algérie). Typologie et genèse des minéralisations. *Bul Ser. Géo.Algérie. Vol. 11, n°1, pp.97-127.*

Graine, K., 1997. Les dépôts pyriteux et les minéralisations Zn, Pb, (Cu) du massif volcano-plutnique miocène d'Oued Amizour (Béjaïa, Algérie). *Thèse Mag. USTHB. Alger.*

Gravelle, M., 1959. Etude géologique et prospection minière dans le massif éruptif d'Oued Amizour (Algérie). Bulletin du service de la carte géologique. Algérie, *nouvelle série no28, 151-216.*

Gravelle, M., 1960. Etude géologique et prospection minière dans le massif éruptif d'Oued Amizour (Algérie). *Bulletin du service de la carte géologique. Algérie, nouvelle série no28, 151-216.*

H

Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews 102, 121-158.*

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., & Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M. P. Coward, & A. C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics (pp. 67-81).*

Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta 48, 1468–1477.*

Hassissène, M., 1989. Etude géologique des Djebels Arbalou- Gouraya : éléments occidentaux du domaine des Babors (région de Béjaïa). *Thèse Mag., USTHB, Bab Ezzouar- Alger.*

Henley, R.W. and Ellis, A.J.,1983. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review. *Earth-Sci. Rev. 19, 1–50.*

Hernandez, J. and Lepvrier. C., 1979. Le volcanisme calco-alcalin 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) No. 19, 408 p.*

Holser, W.T., et Kaplan, I.R., 1966. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem.Geol., 1 pp. 93-135.*

Hryniv, S., Parafiniuk, J., and Peryt, T. M., 2007. Sulphur isotopic composition of K–Mg sulphates of the Miocene evaporites of the Carpathian Foredeep, Ukraine. *Geol. Soc. London, Spec. Pub., 285, 265-273.*

Huston, D., Relvas, J.M.R.S., Gemmell, B., Driberg, S., 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic-hydrothermal contributions to the ores. *Miner. Deposita, 46, 473-508.*

Huston, D.L., 1999. Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. *Rev Econ Geol* 10:151–180.

Huston, D.L., Kamprad, J., 2001. Zonation of alteration facies at Western Taarsis: implications for the genesis of Cu–Au deposits, Mount Lyell field, western Tasmania. *Econ Geol* 96:1123–1132.

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.

Ishihara, S., Sasaki, A., 1989. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith—a reconnaissance study. *Geology* 17, 788–791.

J

Jacks P, White, J.R., 1972. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol Soc Am Bull* 83:29–40.

Jensen, M. L., 1967. Sulfur isotopes and mineral genesis. In: H. L. Barnes (Editeur), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Holt, Rinehart et Winston, New York, pp.143–165.

Jiang, H., Eiriksson, J., Schulz, M., Knudsen, K.L., Seidenkrantz, M.S., 2005. Evidence for solar forcing of sea-surface temperature on the North Icelandic shelf during the late Holocene. *Geology* 33, 73–76.

K

Katharine, F. B., Jocelyn, M., 2007. Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164(4), 205–216. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.05.005.

Kazi-Tani, N., 1986. Evolution géodynamique de la bordure nordafricaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse ès Sciences, Univ. Pau*, 871 pp.

Kelley, S.P., et Fallick, A.E., 1990. High precision spatially resolved analysis of d34S in sulfides using a laser extraction technique. *Geochim. Cosmochim Acta*, 54, pp. 883–888.

Kovalenko, D.V., 2010. Paleomagnetism of Late Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic rocks in Mongolia. *Russian Geology and Geophysics* 51 (2010) 387–403.

Kyser, T. K., 1986. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley J.W., Taylor H.P. and O'Neil J.R. (editors). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 141–162.

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., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 35, 271–283.

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., Boyce, A.J., Fallick, A.E., Leake, B.E., 1990. A Sulphur isotope study on selected Caledonian granites of Britain and Ireland. *Geological Journal* 25, 359–369.

Le Bel, L., and Oudin, E., 1982. Fluid inclusion studies of deep-sea hydrothermal sulphide deposits on the East Pacific Rise near 21°N. *Chem. Geol.*, 37:129-136.

Le Maitre, R.W., 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. *Cambridge University Press*: 252 p.

Leikine, M., 1971. Etude géologique des Babords occidentaux (Algérie). *Thèse ès Sciences, Paris*, 536 pp.

Leikine, M., 1974. Essai d'interprétation structurale d'une transversale au Sud-Ouest de Béjaïa (Algérie) : les Babors et la région sub-baborienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Du Nord*, vol. 65, pp. 439- 459.

Lepvrier, C., and 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.

Linke, W.F., 1958. Solubilities of inorganic and metal-organic compounds. *New York, Van Nostrand*, 1407 p.

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.

M

Maniar, P. D. & Piccolli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of A-type granite suite. Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.

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.

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*.

Masclé, J., Huguen, C., Benkhelil, J., Chamot-Rooke, N., Chaumillon, E., Foucher, J.P., Gribouard, R., Kopf, A., Lamarche, G., Volkonskaia, A., Woodside, J., Zitter, T., 2004. Images may 262 C. Huguen et al. / *Marine Geology* 209, 245–263 show start of European – African plate collision. *E.O.S.* 80, 421, 425, 428.

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. *CR Acad. Sc. Séries IIA-Earth and Planetary Science* 331, 159-173.

McCrea, J.M., 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.

Meghraoui, M., and F. Doumaz., 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold, *J. Geophys. Res.*, 101, 17,617 – 17,644.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building:

evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *CR Geoscience* 338, 92-114.

N

Nielsen, H., 1978. Sulphur isotopes in nature. In: Handbook of Geochemistry, II-2. K.H. Wedepohl (ED), *Springer-Verlag*, pp. 283-312.

O

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

Ohmoto, H. et Lasaga, A. C., 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, pp. 1727-1745.

Ohmoto, H. et Rye, R. O., 1979. Isotopes of sulphur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, New York, N.Y., 2nd ed., pp. 509-567.

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 67, pp. 551-579.

Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley J.W., Taylor H.P. and O'Neil J.R. (editors). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 491-555.

Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geol. Rev.*, 10, 135-177.

Ohmoto, H., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnond, V., Lenagh, T.C., 1983. Chemical processes of ore formation. *Economic Geology Monograph* 5, 570– 604.

Ohmoto, H., et Goldhaber, M. B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H. J. (editor) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition, Wiley-Interscience, New York, pp.

Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Béni-Touffout et Filfila), Algérie nord-orientale. *Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, France*, 257p.

Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., Semroud, B., 1992. Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie) : un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie) ? *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II* 314, 1187–1194.

P

Paytan, A. (1998). Sulfur Isotopic Composition of Cenozoic Seawater Sulfate. *Science*, 282(5393), 1459–1462. doi:10.1126/science.282.5393.1459

Pearce J.A., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual review of Earth and planetary sciences. vol 23. issue 1. p 251-285.

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.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.

Peccerillo, A., & Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol.* 58, 63-81.

Peccerilo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamona area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Pilot, J., Rosler, H.V., et Müller, P., 1972. Zur geochemischen Entwicklung des Meereswassers und marinen Sedimente im Phanerozoikum mittels Untersuchungen von S-O- und C-Isotopen. *Neue Bergbautech.*, 2 pp. 161-168.

Potter, R.W., 1977. An electrochemical investigation of the system copper-sulfur. *Econ. Geol.* 72, 1524- 1542.

R

Ringwood, A.E., 1974. The petrologic evolution of island arc systems, *J. Geol. Soc. London* 130, 183-204.

Robin, C., 1970. Etude géodynamique du massif volcanique du Cap Cavallo (El Aouana) Algérie. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle.*

Robinson, B. W., et Kusakabe, M., 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide, for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry*, 47, pp.1179-1181.

Robinson, M., Godwin, C.I., Stanley, C.R., 1996. Geology, Lithochemistry, and Alteration of the Battle Volcanogenic Massive Sulfide Zone, Suttle Lake Mining Camp, Vancouver Island, British Columbia. *Economic Geology*, v 91, p.527-548.

Roedder, E., 1984. The fluids in salt. *Am. Mineral.* 69, 413-439.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics* 23.

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.

Ross, C.S., Smith, R.L., and Bailey, R. A., 1961. *Outline of the geology of the Jemez Mountains, New Mexico.* Guidebook New Mexico Geol. Soc. *Twelfth Field Conf., Albuquerque, N. M., 1961, p. 138–143.*

Rouvier, H., 1977. Géologie de l'Extrême Nord - tunisien : Tectonique et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Thèse d'Etat, Paris VI*, 703 pp.

Rye, R.O. et Ohmoto, H., 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69, pp. 826-842.

S

Sabouraud, C., 1975. Inclusions solides et liquides du gypse. *These d'Etat. Presses de l'E.N.S.*

Sakai, H., Des Maria, D.J., Ueda, A. & Moore, J.G., 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2433–2441.

Salmi-Laouar, S., Laouar, R., Boyce, A. J., Zerdazi, A., et Arrouche, Y., 2004. Rapports isotopiques du soufre de l'oxygène et du carbone dans le massif de Boujaber, NE algérien : Origine des minéralisations à Pb-Zn-Ba et Source des fluides. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie Vol. 15, n°1, pp.3-25.*

Sasaki, A., 1970. Seawater sulfate as a possible determinant for sulfur isotopic compositions of some strata-bound sulfide ores. *Geochem. J.* 4, 41–51.

- Sasaki, A., Ishihara, S., 1979.** Sulfur isotopic composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 107–115.
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1979.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 555--572.
- Schettino, A., Turco, E., 2006.** Plate kinematics of the Western Mediterranean region during the Oligocene and Early Miocene. *Geophysical Journal International* 166, 1398-1423.
- Seghedi, I., Bojar, A.-V., Downes, H., Roşu, E., Tonarini, S., Mason, P.R.D., 2007.** Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: a Sr–O–H isotopic study of the Apuseni Mountains Neogene magmatic province, Romania. *Chemical Geology* 245, 70–88.
- Semroud, B. 1981.** Evolution pétrologique du complexe magmatique néogène de la région de Béjaïa-Amizour. Thèse d'Etat Un. Alger, 263 p.
- Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriès, J., Gravelle, M., 1994.** Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaïa-Amizour (Algérie du Nord). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II* 319, 95–102.
- Semroud, B., 1993.** Caractères pétrologiques des laves miocènes de la région de Béjaïa-Amizour (Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol. 4, pp. 55-64.*
- Shikazono, N., Holland, H.D., and Quirk, R.F., 1983.** Anhydrite in Kuroko deposits, mode of occurrence and depositional mechanism: *Economic Geology, Monograph* 5, p. 329–344.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., and Thompson, J.F.H., 1996.** High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment: *Economic Geology*, 91, 204–212.
- Singer, D, A., 1986a.** Descriptive model of Cyprus massive sulfide, in Cox, D.P., and Singer, D.A., eds., Mineral deposit models: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1693, p. 131.
- Singer, D, A., 1986b.** Descriptive model of Kuroko massive sulfide, in Cox, D.P., and Singer, D.A., eds., Mineral deposit models: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1693, p. 189-190.
- Slack, J.F., 1993.** Descriptive and grade-tonnage models for Besshi-type massive sulfide deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., Mineral deposit modeling. *Geological Association of Canada Special Paper* 40, p. 343-372.
- Smith, D.R. and Leeman, W.P., 1993.** The origin of Mount St. Helens andesites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55: 271- 303.
- Solomon, M., Eastoe CJ., Walshe JL., Green, GR., 1988.** Mineral deposits and sulfur isotope abundances in the Mount Read Volcanics between Que River and Mount Darwin. *Econ Geol* 83:1307–1328.
- 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., and McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: 4.D. Saunders and M.J. Norry (Editors). *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society. London. pp. 3 13-345.*

T

Talbi, F., Jaafari, M. et Tlig, S., 2005. Magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale : pétrogenèse et événements géodynamiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (3-4): 241-252.

Taylor, B.E., 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. *Mineralog Associations Can Short Course Ser 13*:337–445.

Taylor, H.P.Jr., 1974a. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology* 69, 843-883.

Taylor, H.P.Jr., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Wiley, New York, N.Y., 2nd ed., pp.236-567.

Taylor, S.R., and McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust. Its Composition and Evolution. *Blackwell, Oxford*.

Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Chiba, H., Humphris, S.E., Halliday, A.N., 1998. Strontium and oxygen isotopic constraints on fluid mixing, alteration, and mineralization in the TAG hydrothermal deposit. *Chem. Geol.*149, 1–24.

Thieblemont, D., and 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*, v. 319, no. II, p. 87–94.

Thode, H.G., et Monster, J., 1965. Sulfur isotope geochemistry of petroleum, évaporites, and ancient seas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 4*, pp. 367-377.

Torró L., Proenza J.A., Melgarejo J.C., Alfonso P., Farré de Pablo J., Colomer J.M., García-Casco A., Gubern A., Gallardo E., Cazañas X., Chávez C., Del Carpio R., León P., Nelson C.E., Lewis J.F., 2016. Mineralogy, geochemistry and sulfur isotope characterization of Cerro de Maimón (Dominican Republic), San Fernando and Antonio (Cuba) lower Cretaceous VMS deposits: Formation during subduction initiation of the proto-Caribbean lithosphere within a fore-arc. *Ore Geology Reviews* 72, 794–817.

Touahri, B., 1987. Géochimie et métallogénie des minéralisations à Plomb et zinc du nord de l'Algérie. *Thèse de doctorat en science naturelle. Université de Paris VII*. P. 381.

U

Urabe, T., 1974. Mineralogical Aspects of the Kuroko Deposits in Japan and Their Implications. *Mineral. Deposita (Berl.)* 9, 309-324 by Springer-Verlag.

V

Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014. Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 33, 393-419.

Vergés, J., Fernández, M., 2012. Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579. 144–172.

Vila, J. M., 1980. La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat, Paris VI*, 663.

Villemaire, Cl., 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*, Vol. 7, No. 1, pp. 133-148.

W

W.M.Z., 2009. Rapports mensuels de Terramin Australia Limited. website. <https://www.terramin.com.au/2009>.

W.M.Z., 2010. Rapports mensuels de Terramin Australia Limited. Drill results enhance Tala Hamza upside. <https://www.terramin.com.au/2010/>. TZN - 19 July 2010 - P 4/4.

Wilson, A.J., Cooke, D.R., Stein, H.J., Fanning, C.M., Holliday, J.R., Tedder, I.J., 2007. U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkali porphyry ore-forming events in the Cadia District, New South Wales, Australia. *Econ Geol* 102:3–26.

Wilson, M., Bianchini, G., 1999. In the Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen, B. Durand, L. Jolivet. F. Howath. M. Seranne, *Eds.*, *Ceol. Soc. London Spec. Publ.* 156, pp. 141-168.

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

Yeats, C.J., Hollis, S.P., Halfpenny, A., Corona, J.C., LaFlamme, C., Southam, G., Spratt, J., 2017. Actively forming Kuroko-type volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) mineralization at Iheya North, Okinawa Trough, Japan. *Ore Geology Reviews*, 84, 20–41.

Z

Zaback, D.A., Pratt, L.M., 1993. Isotopic composition and speciation of sulfur in the Miocene Monterey Formation: Reevaluation of sulfur reactions during early diagenesis in marine environments. *Geochimica, Cosmochimica Acta* Vol. 56, pp. 763-774.

Rapports inédits

O.R.G.M., 1988. Rapport sur les résultats de travaux de recherches dans la partie centrale du massif d'Oued Amizour. (*Rapport inédit de Kousmenko, S*).

O.R.G.M., 1992. Le gisement zincifère d'Oued Amizour (*Rapport inédit de Houfani, M et Salmi, M.T*).

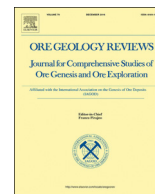
O.R.G.M., 1992. Le nouveau gisement de Zn- Pb de Oued Amizour (Wilaya de Béjaïa). Présentation, réserves et traitement, développement minier. 43 pages, (*Rapport inédit de Saverov*).

O.R.G.M., 1992. Synthèse des données pétrographiques, pétrochimiques, géochimiques et caractérisation de la minéralisation sulfurée du massif d'Oued Amizour. (*Rapport inédit de Aoun, N., Hamani, M. et Sinderov, A*).

O.R.G.M., 1993. Rapport sur les caractéristiques minéralogiques du gisement d'Oued Amizour et des stériles de traitement de l'échantillon technologique, ORGM. (*Rapport inédit de Mankov, S*).

THE END

***** *Publication internationale* *****



Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria)



Rabah Laouar^{a,e,*}, Abdelmalek Lekoui^b, Tayeb Bouima^c, Sihem Salmi-Laouar^a, Salah Bouhlel^d, Nachida Abdallah^e, Adrian J. Boyce^f, Anthony E. Fallick^f

^a Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji-Mokhtar Annaba, B.P. 12, 23000 Annaba, Algeria

^b Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université Mohamed Seddik Ben Yahia, 18000 Jijel, Laboratoire de génie géologique Jijel, Algeria

^c Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre, Université Farhat Abbas Sétif, 19000 Sétif, Algeria

^d Mineral Resources Team, LRM2E, Geology Department, Faculty of Sciences, University Tunis El Manar, Tunis 2092, Tunisia

^e Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie, F.S.T.G.A.T., USTHB, BP. 32, Bab Ezzouar, 16111 Algiers, Algeria

^f Isotope Geosciences Unit, S.U.E.R.C., East Kilbride, Glasgow G75 0QU, Scotland, UK

ARTICLE INFO

Keywords:

Igneous rocks
Calc-alkaline
Zn-deposit
Hydrothermal alteration
Stable isotopes
Oued Amizour

ABSTRACT

The Oued Amizour granitoids of North Africa were studied in order to assess the role of magma processes in the formation of the large Zn-deposit in the region. Access to material from a ~800 m drillhole cutting the entire igneous succession greatly facilitated the investigation. The rocks reveal, from the top to the bottom, two distinct lithologies: volcanic, mainly pyroclastic rocks and sub-volcanic microgranitic – plutonic granodioritic rocks. Both lithologies were subject to hydrothermal alteration. The boundary between the two lithologies is marked by a massive, ~10 m thick anhydrite layer. The geochemistry of these rocks shows that they are intermediate to felsic in composition and exhibit high-K to shoshonitic calc-alkaline features with I-type signature. The negative Eu, Sr and Nb anomalies and the high LILE and LREE enrichment observed in the whole igneous suite indicate that the various volcanic and plutonic rocks are genetically related. The granitoids are considered to have formed under post-collisional geotectonic regime during the Miocene, similar to those described in the Alpine Belt of northern Africa.

The main sulphide mineralisation is dominated by sphalerite with rare marcasite, melnikovite, galena and minor but ubiquitous pyrite. The sphalerite ore body of about 20–30 m thick is hosted by hydrothermally altered andesite breccias and volcanic tuff, between the anhydrite layer at the base and the volcanic pile at the top. Replacement, colloform and open space filling are the main ore texture patterns which indicate hydrothermal processes throughout successive percolation phases.

$\delta^{34}\text{S}$ of sulphides (sphalerite, pyrite and chalcopyrite) vary between -7.2‰ and $+4.5\text{‰}$ ($n = 22$; mean = -1.3‰), suggesting that magmatic fluids have played a major role in the formation of the Oued Amizour Zn-deposit. However, $\delta^{34}\text{S}$ of sulphates (anhydrite and gypsum) which are isotopically heavier ranging between $+13.2\text{‰}$ and $+20.6\text{‰}$ ($n = 10$; mean = $+16.3\text{‰}$), likely reflect mixing between Miocene seawater sulphate and magmatic sulphur. Fluid inclusion microthermometric measurements on anhydrite and gangue calcite yield a mean temperature of $\sim 200\text{ °C}$ and salinity between 22.3 and 26.6% eq. NaCl. Calcite $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ varies between $+11.2$ and $+20.2\text{‰}$ ($n = 12$, mean = $+16.7\text{‰}$) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ varies between -3.7 and -11.0‰ (mean = -7.8‰). These results confirm the magmatic origin of the mineralising fluids, with a marked contribution of seawater, for precipitation of the Oued Amizour Zn mineralisation. Low $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ could, however, be attributed to the contribution of carbon from unconsolidated mudstones and/or magmatic carbon. The observed data on the Oued Amizour Zn deposit show that the mineralisation is part of VHMS group with a Kuroko-type signature.

* Corresponding author at: Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji-Mokhtar Annaba, B.P. 12, 23000 Annaba, Algeria.

E-mail addresses: rabahlaouar@yahoo.fr (R. Laouar), lekouim@yahoo.fr (A. Lekoui), tbouima@yahoo.fr (T. Bouima), ssalmit@yahoo.fr (S. Salmi-Laouar), salah.bouhlel@fst.mu.tn (S. Bouhlel), a_nachida@yahoo.fr (N. Abdallah), a.boyce@suerc.gla.ac.uk (A.J. Boyce), Anthony.Fallick@glasgow.ac.uk (A.E. Fallick).

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>

Received 5 November 2017; Received in revised form 25 July 2018; Accepted 27 July 2018

Available online 29 July 2018

0169-1368/ © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

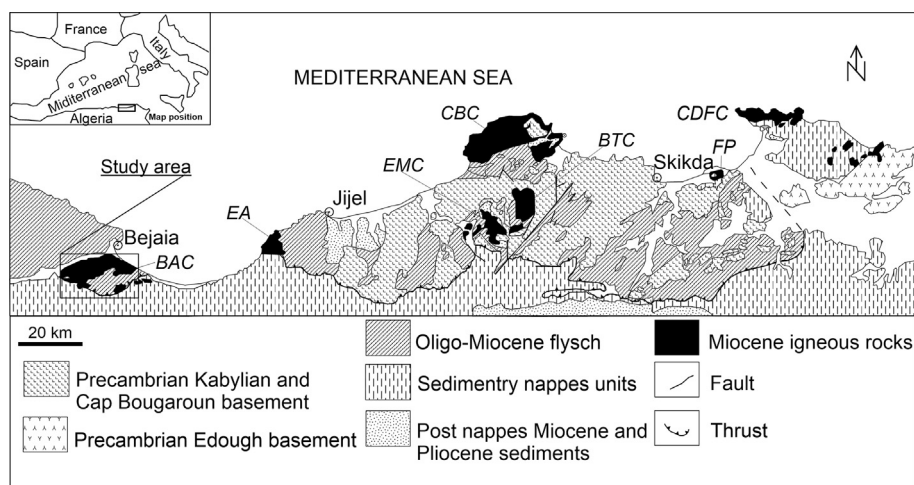


Fig. 1. Geological sketch map of northeastern Algeria showing the location of the igneous complexes. CBC: Cap Bougaroun, BTC: Beni Touffout, EMC: El Milia, FP: Filfila peraluminous plutons, BAC: Bejaia–Amizour, EA: El Aouana, CDFC: Chetaibi-Cap de Fer. (Modified from Durand-Delga, 1978; Vila, 1980; Fourcade et al., 2001).

1. Introduction

A number of Miocene igneous rocks crop out along the North African margin and are distributed from the Galite Isle in Tunisia along the Algerian coast to northern Morocco. The emplacement of these igneous rocks is believed to be a consequence of the western Mediterranean subduction-collision between the African and European plates during the Oligo-Miocene (e.g., Auzende et al., 1975; Cohen, 1980; Maury et al., 2000; Carminati et al., 2012; Chazot et al., 2017). This tectonic episode was also responsible for the actual tectonic structure of the so-called Alpine Belt of the western Mediterranean Basin (e.g., Bellon, 1976; Durand-Delga and Fontboté, 1980).

In northern Algeria, the composition of the Miocene magmatic rocks ranges from predominantly mafic compositions in the west to felsic compositions in the east showing different emplacement conditions from plutonic through sub-volcanic to volcanic environments (Benali, 2007). The igneous bodies in northeastern Algeria intruded both the metamorphic basement and the overlying sedimentary cover of the Internal Zones (Fig. 1) at ca. 17–11 Ma (Bellon, 1981; Marignac and Zimmermann, 1983; Abbassene et al., 2016). The previous geological, geochemical and isotopic studies on these rocks (e.g., Hilly, 1962; Fougnot, 1990; Ouabadi et al., 1992, Ouabadi, 1994; Ahmed-Said et al., 1993; Semroud et al., 1994; Laouar et al., 2002; Laouar et al., 2005; Bouabssa et al., 2010; Maury et al., 2000) show two post-collisional main types of magmas: a mantle-derived magma which has undergone variable crustal contamination (e.g., Edough, Chetaibi and Cap de Fer; Laouar et al., 2002; Laouar et al., 2005) and a magma generated by partial melting of metasedimentary rocks (e.g., Cap Bougaroun Filfila; Ouabadi et al., 1992; Bouabssa et al., 2010). The petrological and geochemical features of these two types of magmas correspond to the I-type and S-type granitoid classification of Chappell and White (1974, 2001) respectively.

The magmatic activity in northeastern Algeria was accompanied by various degrees of hydrothermal fluid circulation which resulted in three main types of mineralisation: (1) Pb–Zn–Cu vein ores; (2) W–As–Au deposits related to skarns; and (3) Sb–Au vein mineralisation. These are exposed either as small prospects (e.g., Chetaibi-Cap de Fer and Edough massif) or giant ore bodies (e.g., Oued Amizour, El-Aouana and Ain Barbar; Benali, 2007; Villemaire, 1987; Marignac, 1983).

Oued Amizour massif is an example of this magmatic activity that was accompanied by the emplacement of the largest Zn deposit in north Algeria. The massif has been previously studied by Semroud (1981) and Semroud et al. (1994) who presented a detailed geological framework of the igneous rocks, including petrological and mineralogical investigations. However, few geochemical data (major and trace elements) were published. The recent work of Benali (2007) who discussed

the ore deposits associated with the igneous rocks of north Algeria, gave a detailed description of the Oued Amizour volcanic-hosted mineralisation and proposed a ‘Kuroko-type’ for the genesis of deposit.

In this paper we present new petrological and geochemical (major, trace and rare earth elements) data from the Oued Amizour igneous rocks, since few data were published on this important massif. The results are then used to infer the petrogenesis of volcanic-plutonic rocks in order to interpret their melt sources and magmatic evolution. We, then, provide, for the first time, stable S-, O- and C-isotopic composition and fluid inclusion data on the volcanic-hosted base-metal mineralisation, including gangue carbonates and sulphates, to determine the characteristics of the mineralising fluids. The petrological, geochemical, fluid inclusion and stable isotope criteria are used to advocate for, and against, magmatic–hydrothermal contributions in these supposed ‘Kuroko-type’ volcanic-hosted massive sulphides.

2. Geology

The Oued Amizour massif is located on the north coast of Algeria, 15 km west of the coastal Mediterranean Sea city of Bejaia and 180 km west of the capital, Algiers. It forms the western part of the Amizour – El Aouana Basin. The igneous rocks of the Oued Amizour massif intruded the Bouhatem metamorphic basement and the Baborian carbonate units, and were emplaced into Cretaceous flysch formation that is locally covered by Tertiary sediments (Fig. 2a). The Bouhatem basement, which is part of the Kabylian basement of the Alpine Belt, consists of Palaeozoic metamorphic rocks that crop out as a window through the Cretaceous flysch formation in northern part of the massif (Fig. 2a). It is composed mainly of high-grade gneisses, micaschists and marbles grouped as ‘Gneiss Complex’ which is overlain by low-grade pelites and subordinate volcanics (Bossière and Peucat, 1985; Monié et al., 1988). These lithologies are cross-cut by quartz and pegmatite veins up to 2 m wide (Leikine, 1971, 1974; Obert, 1981). The sedimentary rocks consist of two different formations: the allochthonous flysch and the Baborian units. The allochthonous flysch formation is composed of the so-called ‘Massylian flysch’ of Cretaceous age and the ‘Mauretanean flysch’ dated Cretaceous to Eocene. They consist mainly of carbonates, shale and sandstone. The Oligocene-Miocene ‘Numidian’ flysch formation overlays the Massylian and the Mauretanean flysch and is composed of clays at the base and sandstone. The Baborian units are known as Brek Gouraia and Barbacha units. The Brek Gouraia unit (Fig. 2a) is composed of Triassic gypsum-bearing marls and Cretaceous carbonate formation. The Barbacha unit consists of Liassic to Cretaceous lithologies, mainly carbonates and pelitic facies (Semroud, 1981, Semroud et al., 1994).

Structurally, the Oued Amizour massif is located between two main

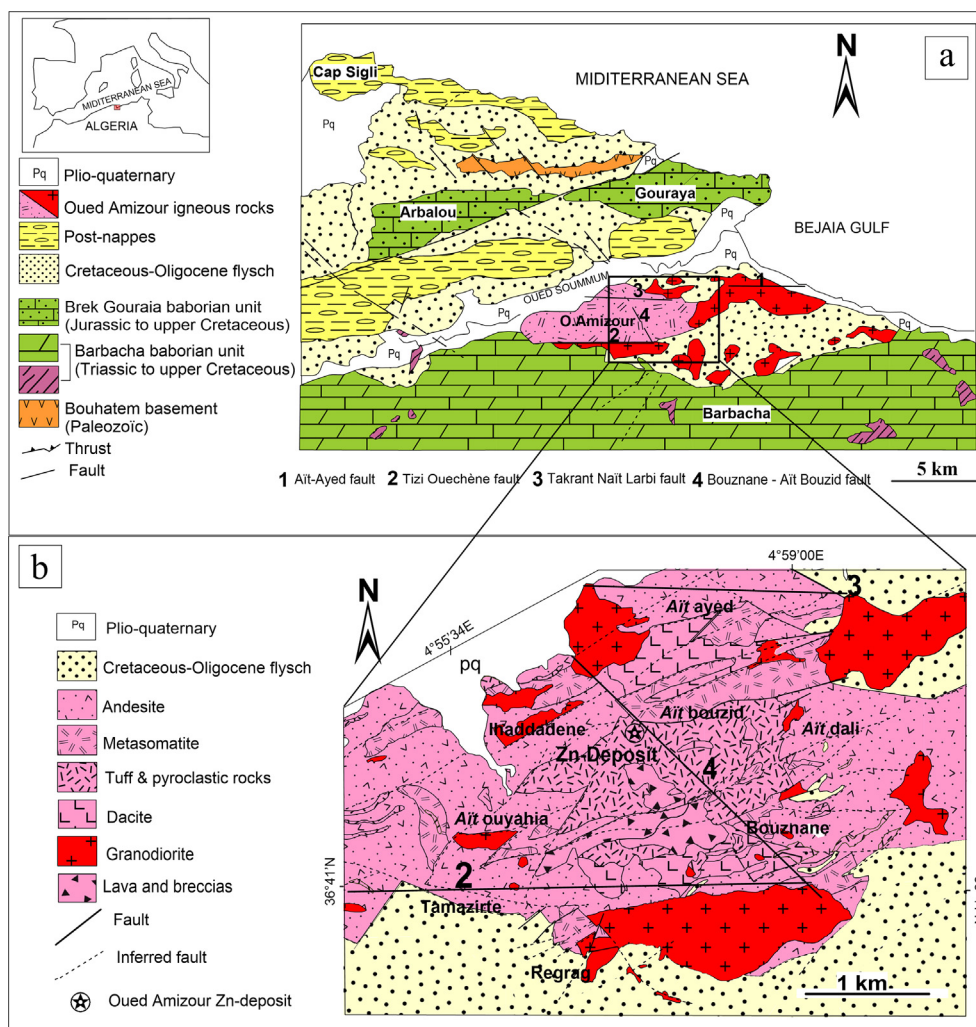


Fig. 2. (a) Geological sketch map of Bejaia-Oued Amizour region. (b) Simplified geological map of the Oued Amizour region showing the Ait Bouzid (Tala Hamza) sector (After O.R.G.M., 1998, unpub. doc.).

geological domains of north Algeria: the Internal Domain to the north comprising the Kabylia basement of Bouhatem and allochthonous flysch sediments, and the External Domain which consists of Brek-Gouraya and Barbacha Baborian units at the south (Fig. 2a). The massif itself is divided into several mining sectors: Ait Bouzid (Tala Hamza), Ihaddadene Ait Ouyahia, Tamazirte, Regrag, Bouzenane, Ait Dali and Ait Ayad (Fig. 2b). Previous studies (e.g., the mining studies carried out by the Algerian mining companies: SONAREM (Société Nationale de Recherche Minière), EREM (Entreprise de Recherche Minière) and ORGM (Office National de Recherche Géologiques et Minières) followed more recently by the Australian WMZ (Western Mediterranean Zinc) – Terramin international company, as well as research studies, such as those of Gravelle (1959), Semroud (1981), Semroud et al. (1994), and Benali (2007)), show that the Oued Amizour igneous massif is composed of plutonic rocks located at the periphery and at the base of the igneous series, and volcanic rocks at the top. The latter are subdivided into two units: a lower unit (600–800 m thick) composed of andesitic rocks and comprising the main Zn-ore deposit, and an upper unit consisting mainly of rhyolitic and dacitic lithologies.

The Oued Amizour massif is affected by multiple Alpine (Eocene-Miocene) fault generations; those striking ENE-WSW and NW-SE are the most important, since they are believed to be the pathways for the mineralising fluids (e.g. the Takrant Nait Larbi fault (Fig. 2a)); and younger faults striking NNE-SSW and NNW-SSE which show no relationship with the mineralisation (Gravelle, 1959; Graine and

Marignac, 2001). The Tala Hamza deposit of Ait Bouzid sector, the subject of this study, is located in the central part of the volcano-plutonic massif and hosts the main massive sulphide (Zn-Pb) mineralisation. Mineralisation is characterised mainly by yellowish sphalerite occurring as a 20–30 m thick, oval ore body embedded within 'stratified' andesitic tuffs and breccias. These units are located on top of the plutonic metasomatised granodiorites (Fig. 3). The contact between the two lithologies is marked by a 10 m thick hydrothermal anhydrite layer that overlies a highly metasomatised granodioritic zone. The top contact of the anhydrite layer against the andesitic breccias and tuff is relatively sharp, whereas the base that is in contact with highly fractured and metasomatised granodiorite, often shows thin anhydrite veins and impregnations within the granodiorite. In places, anhydrite is replaced by prismatic gypsum. Subordinate mineralisation occurs also as veins and dissemination within tuffs and andesites. Emplacement of the main Zn ore body and associated Pb and Fe sulphides was accompanied by hydrothermal alteration of the host rocks, such as argillic, calcitic, chloritic, kaolinitic and sericitic alteration (Fig. 4). According to Benali (2007), the Oued Amizour mineralisation belongs to volcanic hosted massive sulphide deposits (VHMS) with some Kuroko-type signatures.

3. Petrology of the igneous rocks

Field observations and petrological studies of an approximately 800 m long drillhole that cross-cuts the whole plutonic, sub-volcanic

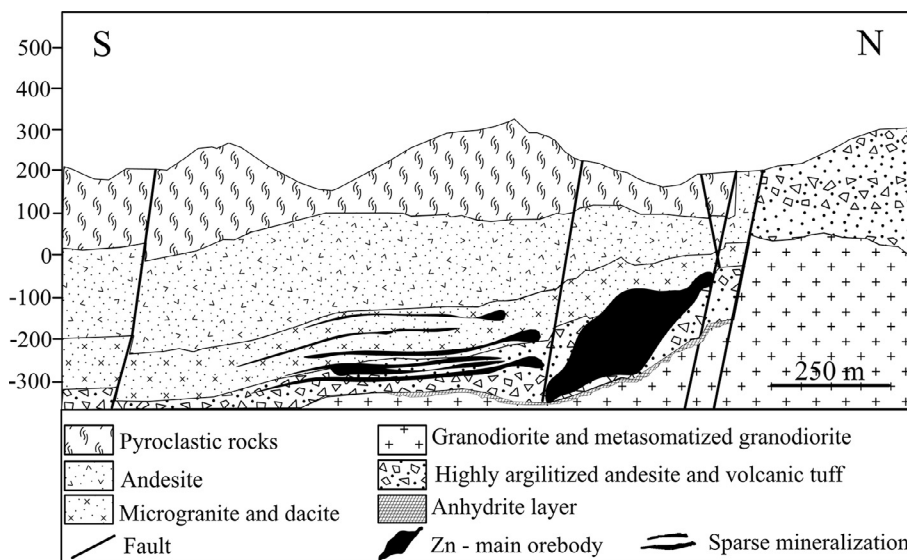


Fig. 3. Geological cross sections through the Ait Bouzid (Tala Hamza) sector showing the location of the main mineralisation.

and volcanic masses show the following lithologies from the top to the bottom: pyroclastic rocks, andesites, lavas flows, vesicular andesites, microgranites, tuff and lava flows, volcanic breccias and highly altered andesite that are intruded by aplites, metasomatised granodiorites and,

finally, massive granodiorites (Fig. 4).

Drill core (depth in metre)	Lithology	Alteration	Mineralisation
100	Pyroclastic (crystal tuff) rocks and andesites	Propylitic assemblage: chlorite, sericite, calcite, epidote, quartz, pyrite	Mainly disseminated pyrite, rare chalcopyrite and rare sphalerite
200	Lava flow and lithic tuff Crystal tuff Vesicular andesite		
300	Microgranite		
400	Crystal tuff	Advanced argilic assemblage: kaolinite, illite, pyrophyllite, sericite, montmorillonite	Massive sulphides: sphalerite, pyrite, galena, chalcopyrite
500	Highly altered andesite cross-cut by aplites Zn main orebody		
600	Anhydrite layer	Propylitic assemblage: chlorite, sericite, calcite, quartz, pyrite, epidote	Mainly disseminated pyrite, rare chalcopyrite, hematite, magnetite
700	Metasomatised granodiorite cross-cut by anhydrite and gypsum veins		
800	Granodiorite		

Fig. 4. Drill-core log showing the lithologies, alteration and mineralisation of Oued Amizour.

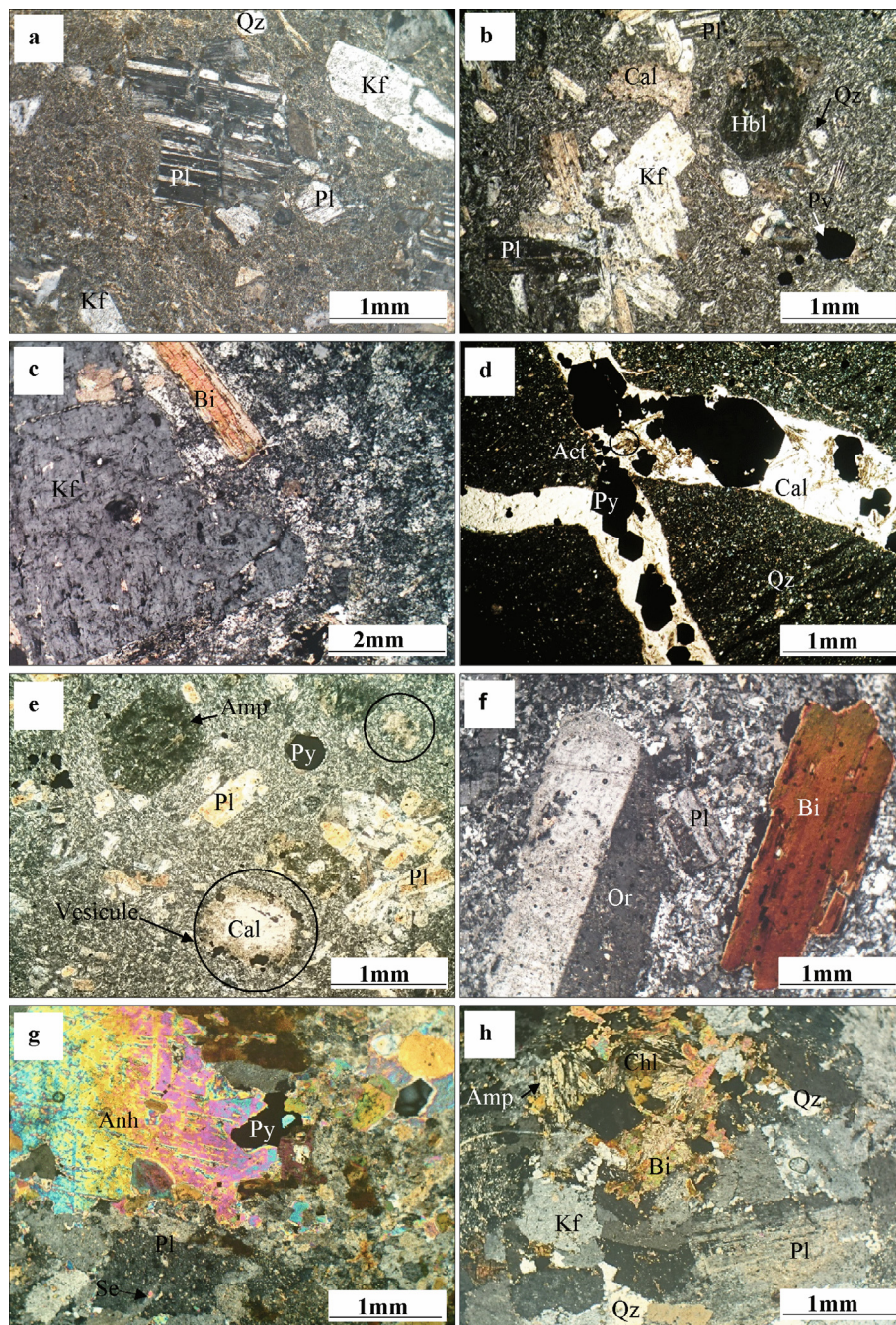


Fig. 5. Photomicrographs of the Oued Amizour granitoides: (a) pyroclastic rock, (b) andesite, (c) lava flow, (d) volcanic tuff, (e) vesicular andesite, (f) fresh microgranite, (g) metasomatised granodiorite, (h) granodiorite. (Pl: plagioclase, Or: orthoclase, Se: sericite, Chl: chlorite, Hbl: hornblende, Amp: amphibole, Cal: calcite, Qz: quartz, Py: pyrite, Act: actinolite, Kf: k-feldspar, Anh: anhydrite).

3.1. Pyroclastic rocks

The pyroclastic rocks are generally greenish gray rocks of andesitic composition and are mainly crystal tuffs which consist of quartz fragments, laths of twinned plagioclase, pseudomorphs of altered hornblende and rare K-feldspar angular grains (Fig. 5a). These crystal fragments (~0.5 to 2 mm in size) are embedded within a matrix which often shows fluidal-like textures. Subhedral pyrite minerals are often disseminated within the matrix which underwent extensive calcitic, sericitic and chloritic alteration.

3.2. Andesites

The andesites are the most abundant volcanic rocks in the Oued Amizour region. They are often porphyritic mesocratic rocks and show greenish colour when altered. The andesites (Fig. 5b) are composed mainly of twinned and zoned plagioclase phenocrysts (An₄₀₋₅₅), chloritised biotite, altered subhedral hornblende, rare quartz and K-feldspar phenocrysts (mainly sanidine). The groundmass consists of microclaths of plagioclase showing a flow texture. The accessory minerals are monazite, zircon and ubiquitous, disseminated, euhedral pyrite that in places fills the microcracks of the rocks.

3.3. Lava flows

The lava flows are composed of perthitic K-feldspar phenocrysts (up to 1 mm in size) often altered to sericite, recrystallised quartz and chloritised biotite. These phenocrysts are embedded within a micro-lithic groundmass (Fig. 5c). Apatite and sphene crystals are the main accessory minerals, and alunite, calcite and pyrite are the common secondary minerals.

3.4. Tuff

The tuff formation is about 150 m thick and is mainly composed of lithic tuffs which exhibit grey, dark grey, to black colour. Sedimentary xenoliths are present and show various shapes; they are composed of marl and Oligocene sandstone fragments. Vitric tuff is locally stratified and often shows glassy texture, though recrystallised fine-grained (< 0.2 mm) quartz can be distinguished. The volcanic tuff formation is cross-cut by andesite dikes and calcite veins. Calcite veins, mm to cm wide, are often plugged by disseminated euhedral to subhedral pyrite and acicular actinolite crystals (Fig. 5d).

3.5. Vesicular andesites

Vesicular andesites (~30 m thick) are similar to the andesites described above; they are greenish in colour, exhibit porphyritic texture and are composed mainly of plagioclase (An₃₅₋₄₅) phenocrysts (~3 mm), chloritised hornblende, relicts of pyroxene and rare K-feldspar. Calcitisation is observed on altered plagioclase, pyroxene and hornblende. Vesicles are rounded to elongated spaces filled by calcite, quartz and pyrite (Fig. 5e).

3.6. Microgranites

The microgranites, of about 200 m thick, are strongly silicified; they are pink to pale pink in colour and consist of euhedral, often perthitic, K-feldspar phenocrysts, recrystallised quartz and chloritised biotite (Fig. 5f). Subhedral sphene and prismatic apatite are the main accessory minerals; apatite is often enclosed in biotite flakes. The groundmass is composed of microliths and microcrystals of feldspar, with both the matrix and K-feldspar phenocrysts extensively replaced by sericite and calcite. Euhedral pyrite is ubiquitous and is randomly disseminated in the rocks.

3.7. Aplites

White, metre-thick aplites veins crosscut andesitic breccias (cf. Fig. 4). They are composed of fine-grained quartz and rare K-feldspar crystals displaying granular texture. Silicification of aplitite is shown by recrystallised, xenomorphic, fine-grained quartz aggregates. Fractures are filled with subhedral to euhedral pyrite, sphalerite and galena.

3.8. Metasomatised granodiorites

Metasomatised granodiorites are located between the massive plutonic granodiorite at the bottom and the highly altered andesites above (cf. Fig. 4). They are composed of quartz aggregates, K-feldspar and secondary fine-grained calcite crystals. Impregnated anhydrite crystals are also present. The granular texture of the granitoid is wholly obliterated and the rock is transformed into a metasomatite (Fig. 5g), containing euhedral disseminated pyrite grains, up to 2 mm in size. Massive anhydrite forms a layer of more than 10 m thick and is composed of cm size crystals associated in places with pyrite grains.

3.9. Granodiorite

The granodiorite forms the base of this igneous series (cf. Fig. 4). It

consists of quartz aggregates, K-feldspar phenocrysts, subhedral plagioclase of oligoclase-andesine composition, and biotite (Fig. 5h). Sphene and apatite are the main accessory minerals. The rock is often fissured and the microcracks are filled with anhydrite and pyrite. Pyrite is also disseminated within the rock as euhedral, 1–5 mm grains.

4. Mineralisation

The Oued Amizour Zn-deposit is an example of many ore deposits related to the Tertiary magmatic activity in the Alpine Belt of north Algeria and is considered the largest in this zone (e.g., Ain Barbar (Marignac, 1983); El Aouana (Villemaire, 1987); Edough (Laouar et al., 2002)). A number of exploration programs have been undertaken by Algerian mining companies (SONAREM, EREM and ORGM) since 1970, as a result of which the Tala Hamza Zn-Pb deposit was discovered. According to mineral showings that are observed at several localities, the massif was divided in a number of sectors, e.g., Ait Bouzid (Tala Hamza), Ihaddadene Ait Ouyahia, Tamazirte, Regrag, Bouzenane, Ait Dali and Ait Ayad. Recently, the Australian Terramin Company has taken over the project for further prospecting and exploitation, starting with Tala Hamza deposit which is the most important with 68.6 million tonnes at 4.6% zinc and 1.1% lead in the measured, indicated and inferred resources (Terramin Australia Ltd. Report of December 2009; unpublished).

The main ore body at Tala Hamza occurs as lens-shaped body that is interbedded within the andesitic breccias and highly altered tuffs, at a depth of 400 to 500 m. The ore body, which is southerly dipping, has a thickness that varies between 30 and 200 m. The main base metal mineralisation consists of sphalerite and galena; pyrite is widespread while chalcocopyrite rarely occurs. Pure sphalerite mineralisation of about 20–30 m thick shows lenticular shape within the main ore body.

The mineralisation styles range from massive through semi-massive, stockwork, breccia and disseminated sulphides. Mineralisation is often fine-grained at upper levels, but becomes medium to coarse-grained towards the main ore body. The latter consists of massive sulphides dominated by Zn sulphides (sphalerite and schalenblende), galena and Fe-sulphides (pyrite, marcassite and melnikovite). Sphalerite is characteristically a honey-yellow colour mineral. It often occurs as massive form filling the interstices of the brecciated andesites (Fig. 6a), but millimeter- to centimeter-thick veins associated with pyrite and galena can also occur within the andesitic tuffs (Fig. 6b).

Microscopically, sphalerite often shows xenomorphic, millimetric grains that are sometimes replaced by marcassite and melnikovite. The latter shows colloform structures (Fig. 7a) that are also observed on hand specimen (Fig. 6c). Schalenblende which is yellow to brownish in colour also shows colloform structures (Fig. 6b and 7b). Inclusions of galena and sphalerite often occur within schalenblende minerals (Fig. 7b). Galena occurs as (i) millimeter-thick veins of large, xenomorphic crystals (Fig. 6b), (ii) disseminations within the rock often associated with pyrite (Fig. 7c), or (iii) a space filling mineral associated with calcite (Fig. 7a). Pyrite is ubiquitous and usually occurs as disseminated grains throughout the whole volcanic pile (Fig. 6d). Occasionally, it shows zoned, space-filling aggregates (Fig. 6e) or mm wide veinlets cross-cutting the rocks (Fig. 6f). Microscopically, pyrite occurs as euhedral millimetric crystals disseminated within the rock (cf. Fig. 5e) or associated with calcite in the veinlets (cf. Fig. 5d). Rare, zoned subhedral crystals are often associated with or replaced by galena and sphalerite in the main ore body (Fig. 7c). Euhedral pyrite is sometimes associated with magnetite and chalcocopyrite (Fig. 7d and e). Marcassite and melnikovite often replace pyrite aggregates; marcassite is often twinned, occurring commonly as overgrowths on subhedral to euhedral pyrite crystals, while melnikovite is more colloidal and zoned with reddish yellow colour. Chalcocopyrite is rare and occurs as xenomorphic interstitial fine-grained crystals within the rocks and is usually corroded by magnetite (Fig. 7f). Sulphate minerals are mainly anhydrite with subordinate gypsum. Anhydrite is often prismatic, 1–5 mm in

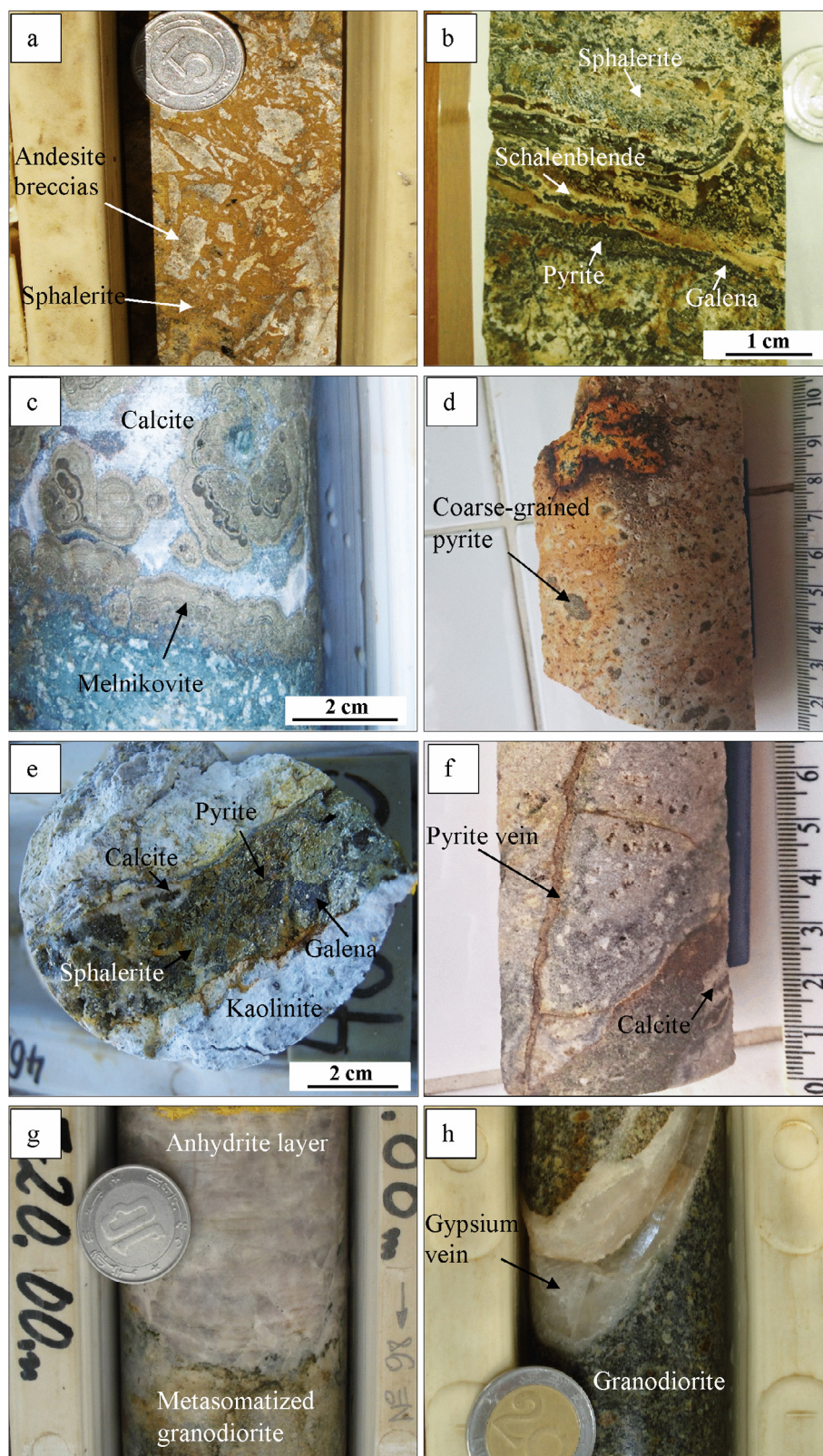


Fig. 6. Textures of the Oued Amizour mineralisation and host rocks: (a) breccia texture showing clasts of andesites cemented by massive sphalerite, (b) veins of sphalerite, scalenblende, galena and pyrite within the andesitic tuffs, (c) melnikovite colloform structure and space-filling calcite within the main ore body, (d) disseminated pyrite within the rock, (e) mineralised vein cross-cutting kaolinised andesite and showing euhedral galena, pyrite and sphalerite cemented by calcite, (f) veinlets of pyrite cross-cutting the rock, g: massive anhydrite overlying the metasomatised granodiorite, (h) gypsum vein within the granodiorite.

size and occurs as a thick layer (Fig. 6g) underneath the main sulphide ore body. It also occurs as fine, xenomorphic, interstitial crystals within the main ore body. Gypsum often replaces anhydrite and occurs as

millimeter-thick veins cross-cutting the underlying granodiorite (Fig. 6h). Iron oxides are represented by magnetite which is brownish gray and is usually fine- to medium-grained crystals, sometimes

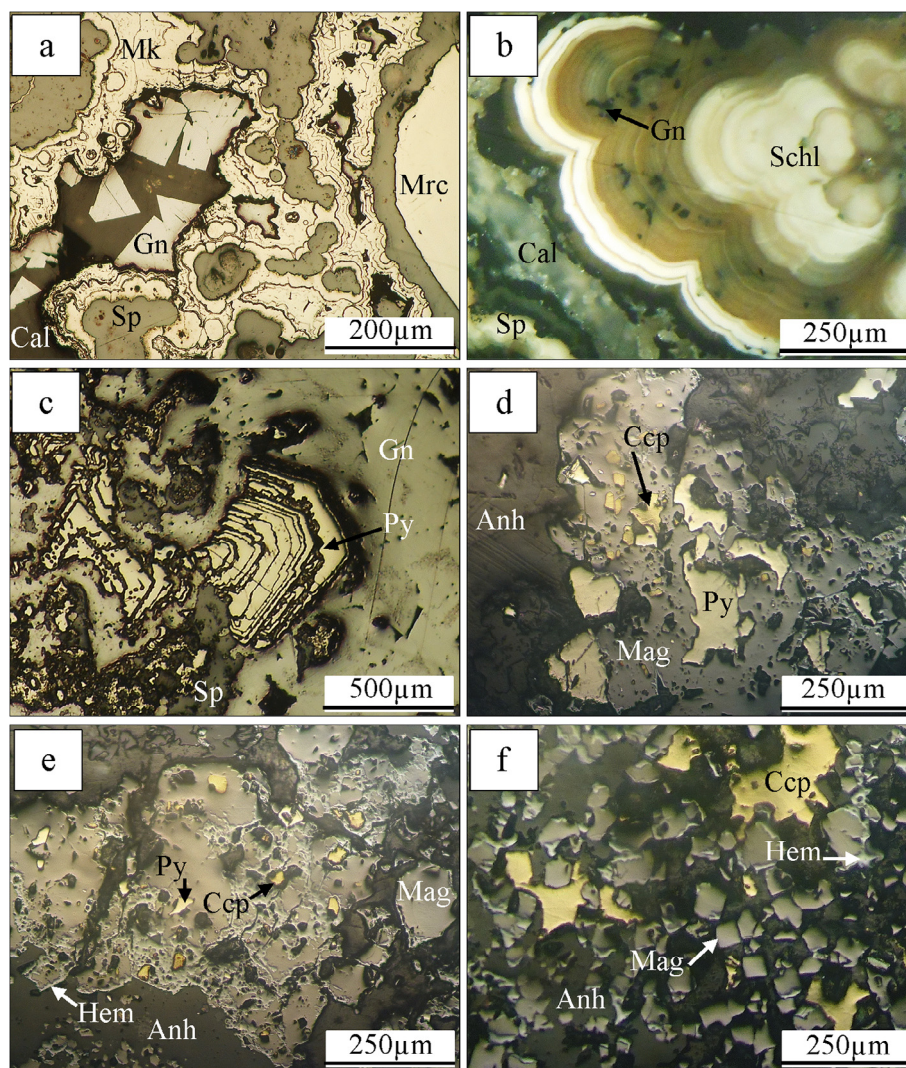


Fig. 7. Photomicrographs in reflected light showing the ore textures of Oued Amizour deposit: (a) sphalerite (Sp) replaced by marcasite (Mrc) and melnikovite (Mk); the latter shows colloform structures, (b) schallblende (Schl) showing colloform structures and galena (Gn) inclusions; calcite (Cal) is a space-filling gangue mineral, (c) subhedral, zoned pyrite (Py) partly replaced by sphalerite and galena, (d) and (e) chalcopyrite (Ccp) and pyrite replaced by magnetite (Mag); anhydrite (Anh) is interstitial and space-filling mineral, (f) anhedral chalcopyrite replaced by magnetite; anhydrite is a space-filling mineral.

surrounded by hematite. Iron oxides usually replace pyrite and chalcopyrite (Fig. 7d–f); this replacement texture could be explained by hydrothermal processes taking place from reduced to oxidising environment in the main ore body.

The paragenetic sequence can be divided into two main hydrothermal stages followed by two alteration processes:

- Stage I characterised by the deposition of disseminated pyrite and chalcopyrite;
- Stage II in which the main minerals were deposited within the ore body. This stage started with the deposition of massive pyrite, sphalerite and galena (stage IIa), followed by the formation of pseudomorphic macasite, open space-filling melnikovite, schallblende and the deposition of calcite and anhydrite which are interstitial minerals within the main sulphide ores (see Fig. 7). (stage IIb);
- Stage III in which anhydrite was partially transformed into gypsum;
- Stage IV characterised by oxidation processes that developed iron oxides and oxyhydroxides.

5. Alteration assemblages

The Oued Amizour igneous rocks were subjected to severe hydrothermal alteration that contributed to mineralogical and chemical changes. However, the alteration intensities differ based on rock type and depth. Fig. 4 illustrates different types of alteration and their corresponding depth. The products (mineralogy) of hydrothermal alteration were determined by petrographic examination and X-ray diffraction analysis. Alteration zoning can be clearly observed on the granitoid's lithological drill-core (Fig. 4): (i) within the metasomatised granodiorites, alteration zone is characterised by chlorite, calcite and sericite, but also quartz and pyrite; (ii) towards the main Zn orebody, an argillic assemblage is represented by kaolinite \pm montmorillonite \pm illite \pm pyrophyllite and rare sericite that characterises the brecciated andesite; (iii) towards the surface, the alteration products are mainly chlorite, sericite, calcite, pyrite and quartz, in addition to iron-oxide in the microcracks. A general feature is that alteration increases in strength from surface to depth towards the proximal zone of the Zn-Pb orebody where the argillic assemblage becomes more abundant. Weathering, however, dominates at shallower depths.

Table 1
Major (wt%), trace (ppm) and rare earth elements (ppm) analyses of the Oued Amizour granitoids.

	Microgranites				Aplites		Granodiorites			
	029	032	036	037	069	137	105	107	159	165
SiO ₂	69.70	66.71	68.30	67.50	75.20	75.10	60.50	61.50	56.60	69.80
Al ₂ O ₃	14.90	14.70	15.75	15.50	13.45	14.90	15.20	15.95	14.75	14.35
Fe ₂ O ₃ ^t	2.17	2.62	2.02	2.36	1.49	0.24	5.18	4.46	6.33	1.44
CaO	0.74	1.34	0.77	0.77	0.44	0.43	2.20	3.03	5.54	1.98
MgO	1.47	1.07	1.69	1.97	0.26	0.05	3.94	3.86	4.42	1.23
Na ₂ O	1.33	3.16	3.54	3.24	4.45	8.51	3.56	4.08	3.86	6.86
K ₂ O	7.69	5.94	6.12	6.20	0.62	0.18	4.37	2.99	2.83	0.42
TiO ₂	0.46	0.45	0.48	0.64	0.24	0.04	0.72	0.73	0.66	0.42
MnO	0.03	0.04	0.03	0.05	0.01	< 0.01	0.04	0.04	0.03	0.06
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.08	0.11	0.04	0.06	0.18	0.17	0.27	0.13
LOI	2.91	2.37	2.42	2.31	3.58	0.83	3.03	1.40	4.08	2.37
<i>Total</i>	<i>101.61</i>	<i>98.48</i>	<i>101.27</i>	<i>100.71</i>	<i>99.79</i>	<i>100.37</i>	<i>98.97</i>	<i>98.26</i>	<i>99.43</i>	<i>99.07</i>
Ba	861	290	448	53	27	17	299	181	173	23
Cr	9	6	9	9	9	9	10	10	20	9
Cs	10	–	8	7	8	1	10	10	13	3
Ga	18	–	21	21	14	6	19	20	20	17
Hf	9	–	8	13	5	4	8	7	5	6
Nb	16	15	14	17	10	1	15	10	9	1
Rb	455	416	388	422	49	10	266	227	247	34
Sr	105	117	133	128	108	230	181	247	312	130
Ta	2	–	2	2	1	–	1	1	1	1
Th	34	28	30	33	35	2	26	19	25	22
V	38	41	45	54	22	4	98	108	245	59
Y	30	23	24	26	11	2	40	23	33	13
Zr	334	81	301	499	165	176	291	251	217	217
Ce	82	55	64	77	14	4	103	55	72	28
Dy	5	4	4	4	2	–	7	4	6	2
Er	3	2	2	3	1	–	5	3	3	1
Eu	1	1	1	1	1	–	1	1	1	1
Gd	5	4	2	4	1	–	7	4	6	2
Ho	1	–	1	1	1	–	1	1	1	1
La	39	27	33	42	7	2	49	30	33	14
Lu	1	–	1	1	1	–	1	–	1	–
Nd	32	–	24	27	5	2	44	23	31	11
Pr	8	22	6	7	1	–	11	6	8	3
Sm	6	4	5	5	1	–	8	4	6	2
Sn	8	–	9	9	7	2	13	10	9	8
Tb	1	–	1	1	–	–	1	1	1	–
Tm	1	–	1	1	–	–	1	–	1	–
U	27	–	21	21	17	2	26	12	11	13
W	7	–	1	2	–	–	2	1	1	4
Yb	4	2	3	3	2	–	5	3	3	2

Pyroclastites, andesitic lava and volcanic tuff of Oued Amizour

	005	011E	014	016E	022	24	049	055	058	122	122E	125
SiO ₂	67.80	64.00	59.40	52.90	57.10	57.90	58.20	64.20	61.80	57.70	55.30	72.70
Al ₂ O ₃	15.00	16.85	17.45	17.00	14.35	16.30	18.20	15.50	16.80	20.20	17.85	13.60
Fe ₂ O ₃ ^t	2.46	3.03	4.69	11.55	9.06	6.30	4.80	5.14	4.85	4.19	7.26	2.39
CaO	1.32	2.19	2.72	0.33	2.36	0.95	1.16	0.22	1.16	0.67	1.34	0.25
MgO	1.79	1.94	2.05	3.06	4.98	6.46	3.55	1.63	3.09	2.24	4.63	1.00
Na ₂ O	2.67	5.59	4.06	2.50	4.51	3.06	4.93	0.11	0.41	0.62	6.56	0.16
K ₂ O	3.61	1.81	3.20	3.50	0.60	2.50	3.64	5.48	4.21	8.20	0.19	4.18
TiO ₂	0.45	0.68	0.54	0.69	0.69	0.73	0.86	0.75	0.77	1.00	0.72	0.66
MnO	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.10	0.08	0.01	0.05	0.03	0.10	0.01
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.12	0.12	0.15	0.15	0.19	0.09	0.15	0.18	0.11	0.14
LOI	4.94	4.00	5.23	8.37	5.70	5.05	4.29	6.21	6.88	5.32	5.20	5.80
<i>Total</i>	<i>100.18</i>	<i>100.31</i>	<i>99.58</i>	<i>100.09</i>	<i>99.60</i>	<i>99.50</i>	<i>99.97</i>	<i>99.35</i>	<i>100.18</i>	<i>100.42</i>	<i>99.31</i>	<i>100.92</i>
Ba	236	214	168	120	88	639	335	136	121	525	20	232
Cr	9	320	200	30	110	43	40	10	10	30	260	100
Cs	11	8	16	27	5	–	5	29	37	20	1	34
Ga	18	14	18	26	23	–	22	30	25	24	18	20
Hf	8	2	2	3	3	–	5	7	7	3	2	3
Nb	16	5	5	5	14	8	10	13	13	6	4	13
Rb	305	132	279	372	31	116	204	596	492	672	12	324
Sr	88	213	168	42	148	162	137	8	24	54	194	31
Ta	2	1	1	1	1	–	1	1	1	1	1	1
Th	32	5	6	6	10	13	18	24	23	7	5	10
V	37	91	142.	212	161	147	141	110	127	279	134	239
Y	21	12	13	15	28	21	21	29	25	17	23	22

(continued on next page)

Table 1 (continued)

Pyroclastites, andesitic lava and volcanic tuff of Oued Amizour												
	005	011E	014	016E	022	24	049	055	058	122	122E	125
Zr	298	88	86	95	130	167	212	272	272	121	89	122
Ce	87	27	21	54	221	56	45	19	70	13	101	7
Dy	4	2	2	2	5	3	4	5	4	3	4	4
Er	2	1	2	2	3	2	2	3	3	2	2	3
Eu	1	1	1	1	2	1.	1	1	1	1	1	1
Gd	4	2	2	2	7	4	4	3	4	3	4	4
Ho	1	1	1	1	1	–	1	1	1	1	1	1
La	44	15	12	29	140	30	22	9	35	5	55	3
Lu	1	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
Nd	31	12	10	18	69	–	20	9	28	8	30	6
Pr	9	3	2	5	20	23	5	2	7	2	9	1
Sm	5	2	2	3	9	4	4	2	6	3	5	3
Sn	7	8	6	21	7	–	5	28	28	8	4	5
Tb	1	–	–	–	1	–	1	1	1	1	1	1
Tm	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–
U	17	4	5	8	5	–	12	11	10	6	4	6
W	2	9	5	4	2	–	3	8	6	13	9	4
Yb	3	1	2	2	3	2	2	4	3	2.	2	3

Fe₂O₃^T: Total iron.

6. Analytical techniques

Various igneous lithologies were sampled from a representative bore-hole (about 800 m deep) that was recently drilled by WMZ (Western Mediterranean Zinc Company) (cf. Fig. 4). The bore-hole is located at the central part of the Oued Amizour Zn deposit and cross-cuts the whole volcanic-plutonic pile. About 120 samples were collected for the present study.

Based on detailed petrographical investigation, only 22 samples, including three enclave specimens (011E, 016E and 122E) from the volcanic breccias and tuff formation, were selected among the least altered lithologies for geochemical analyses. The samples were trimmed to centimeter-size grains and sent to ALS Minerals, Seville, Spain, for major, trace and rare earth element analysis. Prepared samples were analysed using ICP-AES and ICP-MS for major and trace elements respectively. The results are summarized in Table 1.

Fluid inclusion study was carried out on anhydrite and calcite samples from the stage II of the main mineralisation. The anhydrite sample was collected from the massive anhydrite layer just underneath the main Zn-ore body, whereas the calcite sample is the gangue mineral of the main sulphide mineralisation. Doubly polished rock wafers (less than 1 mm thick) were used for microthermometric measurements of primary fluid inclusions at the ‘Laboratoire de Minéralogie et Géochimie Appliquée, Faculté des Sciences, Université El Manar, Tunis’, using a Linkam THMS G600 heating-freezing stage, with a temperature range between –180 and +600 °C (Roedder, 1984a). If fluid inclusions within individual clusters showed dissimilar homogenisation temperatures, they were likely stretched, and the microthermometric data were discarded. The obtained data reasonably and sufficiently characterise both the anhydrite layer and ore formation conditions because mineralisation was uniformly developed throughout this zone of the Oued Amizour deposit at this stage.

For sulphur isotope study, 22 sulphide samples including pyrite, sphalerite and chalcopyrite were prepared (7 samples from the volcanic upper unit, 7 samples from the main ore body and 8 samples from the plutonic rocks). For sulphates, 10 samples were selected: 7 anhydrite and 3 gypsum samples collected from the veins at the transition zone between the plutonic and volcanic rocks, just below the main ore body. For carbonate carbon and oxygen isotope studies, twelve (12) gangue calcite samples were collected from the whole volcanic pile, including the main ore body. In all cases, calcite occurs as white, spathic crystals of 0.5–1 cm. Pure minerals were separated by careful handpicking techniques under a binocular microscope then cleaned using bi-distilled

water.

Stable isotope analyses were carried out at the Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow, UK. For S isotope analysis, SO₂ gas was produced from both sulphides and sulphates following the standard technique of Robinson and Kusakabe (1975) and ³⁴S/³²S ratios were determined on a VG Isogas Sira 2 mass spectrometer. Results are reported in the standard “delta” (δ) notation as per mil (‰) deviations relative to Cañon Diablo Troilite (V-CDT) standard. Analytical reproducibility is ± 0.2‰ at 1σ; NBS 123 gives –17.1‰ and IAEA –S-3 –32.1‰.

For carbonate O and C isotope analyses, the sample powders were converted to CO₂ by reacting with phosphoric acid (H₃PO₄) 100% at 25 °C (McCrea, 1950). The isotope analysis of oxygen and carbon of prepared CO₂ was carried out on a separate VG Sira 2 mass spectrometer according to the method described by Craig (1957, 1965). Results are expressed in per mil (‰) relative to V-PDB standard for carbon and V-SMOW for oxygen. Reproducibility is ± 0.2‰ or better at 1σ and standardisation is via NBS 19.

7. Results

7.1. Rock geochemistry

The selected samples for chemical analyses are considered the least altered rocks, though the loss on ignition (LOI) contents may reach 5% in the intermediate to mafic volcanic rocks which often show traces of calcitisation (see Fig. 5). Samples that show LOI more than 5% are considered hydrothermally altered and are therefore excluded from the discussion of magmatic evolution. The entire geochemical data are summarized in Table 1.

The SiO₂ concentrations of all granitoids, including mafic enclaves, range from 52.9 to 75.2 wt%. The Na₂O and K₂O contents in the altered rocks show the effect of post magmatic alteration; e.g. Na₂O contents in the aplites are very low (> 1%) compared to K₂O which shows high values (up to 8%). However, these classic mobile elements exhibit a magmatic behaviour in the less altered rocks.

7.2. Fluid inclusions

All observed primary fluid inclusions contain two phases: liquid and vapour (Fig. 8). These inclusions show variable forms but most of them are rectangular, and their sizes vary from 5 to 30 μm. The vapour phase is often spherical and represents 5–20% of the whole inclusion.

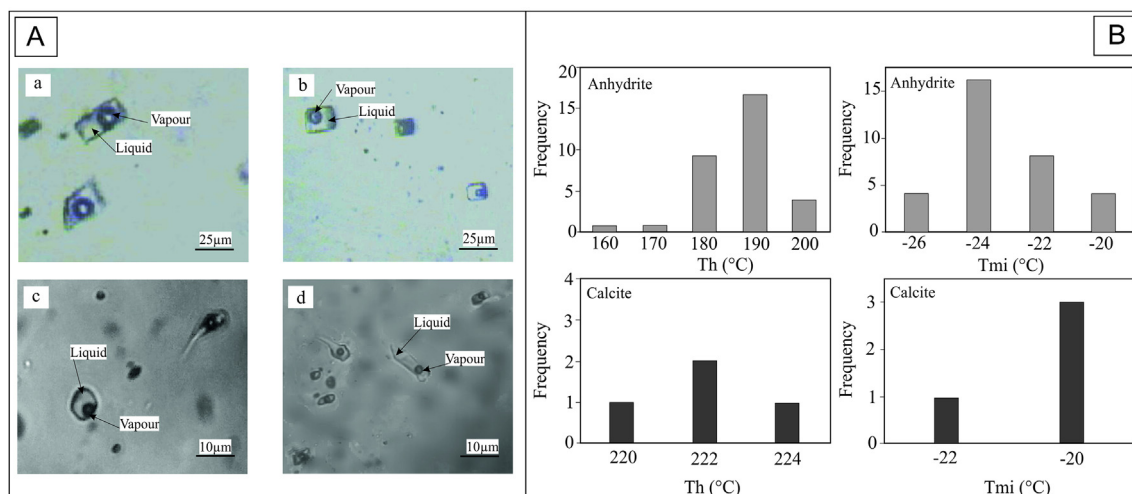


Fig. 8. A: Photomicrographs of fluid inclusions hosted in anhydrite (a and b) and calcite (c and d) from the Oued Amizour ore deposit. B: Histograms of thermometric measurements on anhydrite and calcite. Th: homogenisation temperature; Tmi: melting temperature of ice.

Major concerns are often associated with analyzing fluid inclusions in anhydrite, including (i) potential stretching (Bodnar and Bethke, 1984), (ii) partial dissolution, and (iii) precipitation during heating and formation of gypsum from reaction of anhydrite with the trapped aqueous fluid (Le Bel and Oudin, 1982). Nevertheless, the consistency of the measured homogenisation temperatures and salinity results in anhydrite samples along with the similarity of these data to those obtained in calcite samples from similar depths in the main ore body, argue against the influence of any of the above factors.

The microthermometric data obtained from the observed primary inclusions are presented in Table 2. Homogenisation temperatures (Th) range from 170 to 202 °C, with a maximum frequency at 190 °C for anhydrite and 220 to 224 °C with a peak at 222 °C for calcite (Fig. 8).

Eutectic temperatures of inclusions in all cases were below that of the eutectic NaCl-H₂O system (−20.8 °C); they are between −32.8 and −60 °C. Usually, these temperatures are attributed to the presence of other divalent cations, such as Na⁺, Ca⁺⁺ and Mg⁺⁺ and are characteristic of H₂O-NaCl-CaCl₂ ternary system (Borisenski, 1977; Crawford, 1981; Roedder, 1984b). Salinities are determined by combining the melting temperatures of hydrohalite (Thh) with the corresponding melting temperature of ice (Tmi). The computer programme of Chi and Ni (2007) was used to determine the salinity. At Oued Amizour Zn-deposit, the latter varies between 22.3 and 26.6 wt% eq. NaCl for anhydrite fluid inclusions and from 22.3 to 23.0 wt% eq. NaCl for calcite (Table 2).

7.3. Stable isotopes

Sulphur isotope measurements were carried out on sphalerite, chalcopyrite and pyrite separates from the main Zn deposits and different igneous lithologies described above, and the results are presented in Table 3 and Fig. 9. $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ of sulphides varies between −7.2‰ and +4.5‰ (n = 22; mean = −1.3‰). There is no significant spatial variation in sulphur isotopic composition in the sulphides. Also, the distribution of the isotopic composition of sulphur from the sulphides is not closely related to their spatial distribution in the deposit. However, larger values interval is observed within the main ore deposit ($\delta^{34}\text{S}$ varies between −5.6 and +1.4‰ (n = 7)). The $\delta^{34}\text{S}$ of sulphate minerals (anhydrite and gypsum) are higher ranging from +13.2‰ to +20.6‰ (n = 10; mean = +16.3‰). The lowest values are observed within the anhydrite layer close to the main Zn ore.

Oxygen and carbon isotope results of the twelve gangue calcite samples are shown in Table 4. Analyses gave $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ values varying between +11.2 and +20.2‰ (mean = +16.7‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ values

Table 2

Data of fluid inclusion microthermometric measurements in anhydrite and calcite of the Oued Amizour ore deposit. Th: homogenization temperature (°C); Te: eutectic temperature (°C); Tmi: melting temperature of ice (°C); Sal: salinity (wt.% eq. NaCl);

	Anhydrite			Calcite				
	Te	Tmi	Th °C	Sal	Te	Tmi	Th	Sal
1	−43.0	−20.3	189.1	22.3	−60	−21	220	23
2	−45.0	−23.5	200.0	24.3	−58	−20	222	22.3
3	−38.0	−24.7	201.0	24.9	−57	−21	223	23
4	−45.0	−22.0	182.0	23.6	−55	−21.5	224	23
8	−43.0	−22.3	189.9	23.6				
9	−36.0	−25.7	202.0	25.5				
10	−34.0	−24.4	188.0	24.9				
11	−35.0	−20.2	194.0	22.3				
12	−33.0	−21.8	184.7	23.0				
13	−39.0	−25.0	190.2	25.5				
14	−36.0	−24.1	197.3	24.9				
15	−44.0	−25.0	189.2	25.5				
16	−40.3	−23.0	199.0	24.3				
17	−42.0	−25.8	192.0	25.5				
18	−45.0	−25.6	196.6	25.5				
19	−32.8	−22.2	194.6	23.6				
20	−33.4	−23.3	193.0	24.3				
21	−35.0	−25.1	190.1	25.5				
22	−40.9	−26.5	189.7	26.6				
23	−38.9	−26.3	191.1	26.6				
24	−39.1	−25.7	191.3	25.5				
25	−34.5	−25.8	198.6	25.5				
26	−41.0	−23.9	190.0	24.3				
27	−41.0	−25.5	192.5	25.5				
28	−40.0	−24.9	198.1	24.9				
29	−35.0	−24.5	169.9	24.9				
30	−40.0	−26.1	202.0	26.6				
31	−38.0	−25.0	196.6	25.5				
32	−37.0	−22.6	192.3	23.6				

ranging from −3.7 to −11.0‰ (mean value = −7.8‰).

8. Discussion

The SiO₂ concentrations of the Oued Amizour igneous rocks and associated enclaves vary between 52.9 and 75.2 wt% indicating that they span the range of compositions from intermediate to acidic lithologies, with the enclaves being the most mafic lithologies. On the total alkali (Na₂O + K₂O) vs. silica (SiO₂) (TAS-IUGS) classification diagram of Le Maitre (2002), the Oued Amizour volcanic and their

Table 3
Results of sulphur isotope analyses of the Oued Amizour mineralization.

Sample		$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)	Comments
<i>Volcanites</i>			
<i>sulphides</i>			
O16	py	-0.1	Millimetric pyrite veins
O22	py	-2.7	Disseminated pyrite within calcite veins within tuff
O23	py	+0.3	Millimetric pyrite veins
O27a	sph	-2.2	Fine-grained sphalerite
O27b	sph	-2.7	Coarse-grained spalerite
O31	cp	-1.5	Space filling fine grained chalcopyrite
O44	sph	+4.5	Space-filling sphalerite (geodic)
<i>Main orebody</i>			
O69	py	-0.7	Veins of pyrite within metasomatite
O70	cp	+1.4	Massive chalcopyrite
O70	sp	-2.2	Collomorphic sphalerite
O70	py	+1.9	Massive pyrite
O75	sp	-4.0	Powder-like sphalerite
O77	sp	-5.6	Massive sphalerite
O77	py	+1.2	Massive pyrite
<i>Plutonites</i>			
O84	Py	+2.6	Pyrite associated with gypsum veins
O88	cpy	+2.4	Massive chalcopyrite
105	py	+3.0	Disseminated pyrite
135	py	-1.7	Coarse-grained pyrite in brecciated rock
136	cpy	-6.9	Massive chalcopyrite
136	py	-2.0	Massive pyrite
138	py	-7.2	Massive pyrite
161	py	-6.2	Disseminated pyrite within anhydrite veins
<i>Plutonites</i>			
<i>sulphates</i>			
O84	gy	+14.7	Gypsum vein
O87	anhy	+13.2	Anhydrite disseminations
O98	anhy	+14.1	Anhydrite vein
104	anhy	+20.6	Anhydrite vein
105	gy	+19.3	Gypsum vein
153	anhy	+17.1	Anhydrite vein
155	anhy	+16.0	Anhydrite vein
157	anhy	+14.2	Meter thick anhydrite vein
161	anhy	+15.0	Cm thick anhydrite vein
166	gy	+18.7	Gypsum vein

equivalent sub-volcanic and plutonic rocks plot in the field of basaltic trachyandesite (the mafic enclaves), trachyandesite, andesite,

Table 4
Carbon and oxygen isotopic composition of gangue calcite from Oued Amizour Zn deposit.

Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)
O16ca	-8.2	16.2
19ca f	-9.1	11.2
O23caf	-6.5	15.3
O26ca g	-11.	20.1
O27ca g	-9.6	20.2
O34ca g	-8.9	16.01
O37ca	-9.1	17.9
44ca	-9.6	16.8
O60ca	-7.4	12.7
136ca	-6.4	16.8
138ca	-4.5	18.5
144ca	-3.7	19.1

trachydacite, dacite and rhyolite (Fig. 10a). The AFM diagram (Fig. 10b) of Irvine and Baragar (1971) shows the calc-alkaline character of the Oued Amizour granitoids. On the SiO₂ against K₂O diagram of Peccerillo and Taylor (1976), the majority of samples display high-K calc-alkaline to shoshonitic character; few samples plot in the low-K tholeiitic field (Fig. 10c). These features are similar to those of the majority of the Miocene magmatic rocks of northeastern Algeria (see: Fougnot, 1990; Ahmed-Said et al., 1993; Semroud et al., 1994; Ouabadi, 1994; Fourcade et al., 2001; Laouar et al., 2005).

The variation of incompatible elements with SiO₂ contents shows the usual positive correlation (Fig. 11). On the other hand, CaO, Al₂O₃ and compatible elements, such as total iron (Fe₂O₃^T) and MgO show the common negative correlation with SiO₂.

On the chondrite-normalised multi-element and REE diagrams (Fig. 12), both the volcanic and plutonic lithologies show similar patterns: enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) with respect to high field strength elements (HFSE) and heavy rare earth element (HREE) respectively. These high-K calc-alkaline rocks also have pronounced Nb and Sr negative anomalies and slight negative Eu anomaly (Fig. 12).

Ba, Rb and Sr are classic LILE that replace K and Ca in the common igneous major mineral phases such as feldspars and micas; their behavior can be used to model the role of these minerals on the evolution of granite magmas (e.g., Taylor, 1965). During granite magma

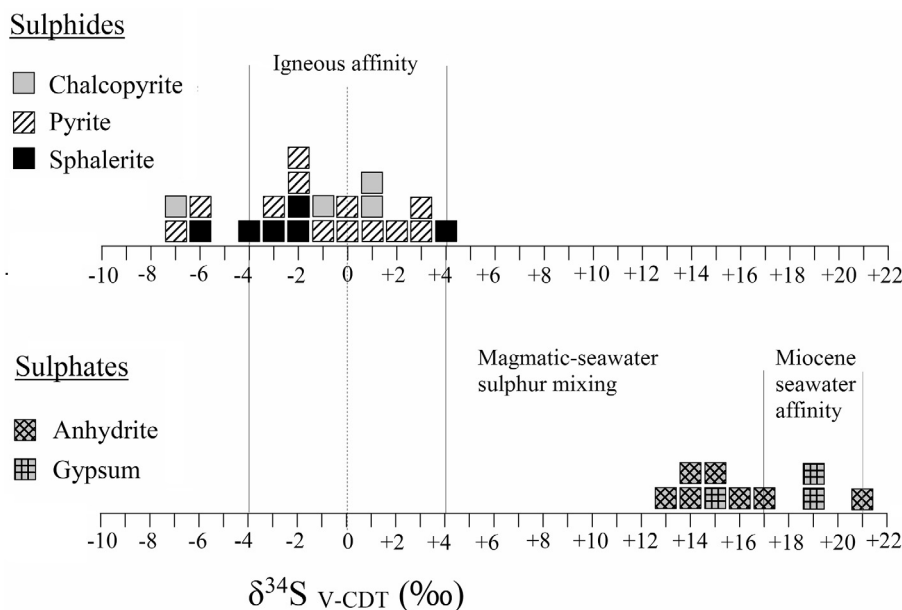


Fig. 9. Histogram showing the sulphur isotopic compositions of the Oued Amizour sulphides and sulphates.

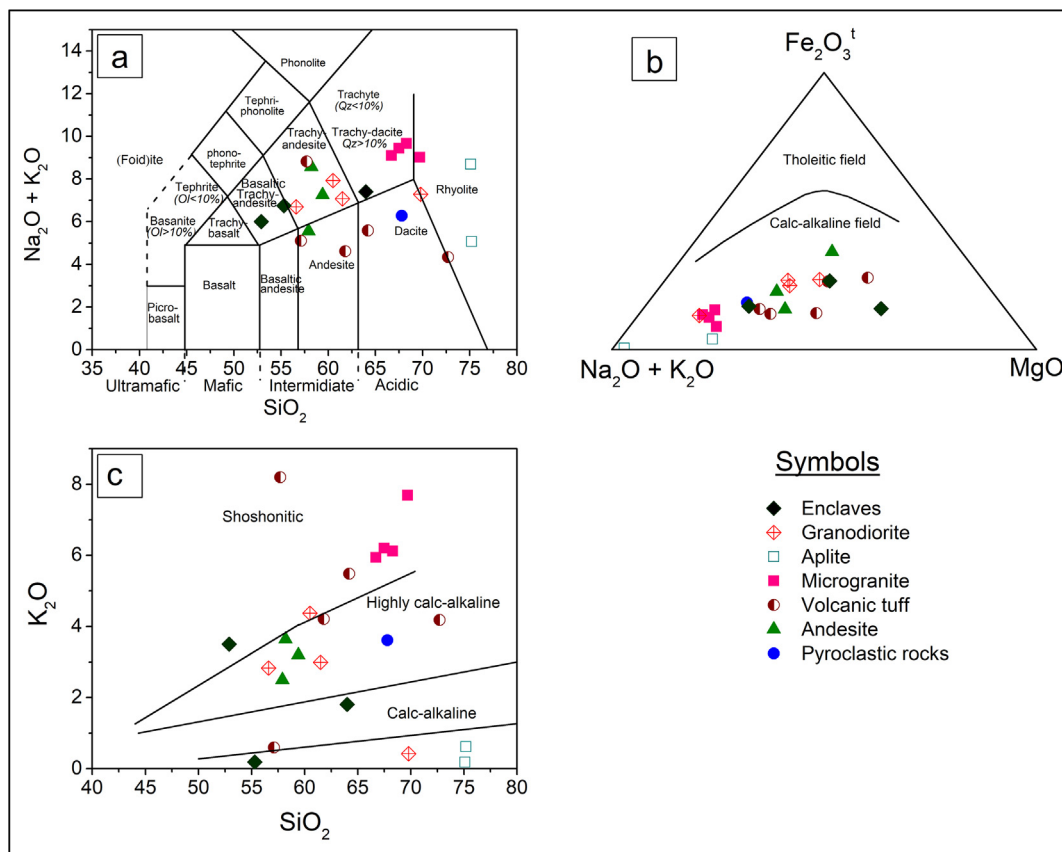
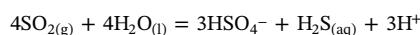


Fig. 10. a: Total alkali-silica (TAS) plot with IUGS fields after [Le Maitre \(2002\)](#) for the Oued Amizour granitoids; b: AFM diagram of [Irvine and Baragar \(1971\)](#) showing the calc-alkaline character; and c: K_2O vs SiO_2 plot of [Peccerillo and Taylor \(1976\)](#) showing the high-K to shoshonitic, calc-alkaline features of the Oued Amizour granitoids.

fractionation, Sr, similarly to Eu, is often the first to have a compatible behavior, as a result of plagioclase removal; it is followed by Ba which is taken into the K-feldspar structure, whereas Rb remains relatively incompatible until the last more felsic differentiates, unless the magma is hydrous enough to stabilize biotite and/or muscovite earlier on (e.g., [Taylor, 1969](#); [Culbert, 1972](#)). Almost all the Oued Amizour igneous lithologies show negative Eu anomalies, with the most acidic cases showing the most pronounced anomaly ([Fig. 12](#)). This is systematically accompanied by Sr negative anomalies which can be explained by fractional crystallization of plagioclase either in magma chamber or during magma ascent ([Wilson, 2007](#)). This is supported by the observed negative correlations between CaO , Al_2O_3 , and SiO_2 ([Fig. 11](#)). The Eu, Sr and Nb negative anomalies and the high LILE enrichment observed in the whole igneous suite indicate that the various volcanic and plutonic rocks are genetically related. They are also common characteristics of the high-K calc-alkaline series of active continental margins. Nb and Ta negative anomalies along with LREE and LILE enrichment point to a ‘subduction-related signature’ for the genesis of the Oued Amizour magmas. On the other hand, the presence of mafic to intermediate rocks comprising sulphides with S-isotopic signature close to that of the mantle (see below), suggest the involvement of subduction-metasomatised mantle material in the genesis of the magmas. The Nb + Y versus Rb diagram of [Pearce et al. \(1984\)](#) ([Fig. 13](#)) confirms that the Oued Amizour granitoids belong to the Miocene post-collisional magmatic events. This was already proposed by [Fourcade et al. \(2001\)](#) and [Laouar et al. \(2005\)](#) when studying the post-collisional Miocene igneous rocks of north-eastern Algeria. Recently, [Chazot et al. \(2017\)](#) pointed out that the Kabylia subcontinental lithospheric mantle previously metasomatised during the Paleogene subduction of the Tethys oceanic lithosphere is the most likely source region for the post-collisional magmas

of northeastern Algeria.

The $\delta^{34}S$ values of Oued Amizour sulphide minerals vary from -7.2 to $+4.9\text{‰}$ ($n = 22$; mean = -1.3‰). The mean value of -1.3‰ is $\sim 23\text{‰}$ lower than that of coeval Miocene seawater sulphates ($+22\text{‰}$; [Paytan et al., 1998](#)), whereas the sulphate minerals (anhydrite and gypsum) exhibit significantly higher values ($+13.2$ to $+20.6\text{‰}$). The lowest sulphate values are recorded in the anhydrite layer close to the main ore deposit, whereas the highest values, approaching those of coeval Miocene seawater sulphates, are observed in the anhydrite veins within the metasomatised granodiorite. The range of $\delta^{34}S$ values of Oued Amizour sulphides overlaps that of sulphides recorded in igneous rocks of mantle origin ($\delta^{34}S$ ranges from -3 to $+3\text{‰}$; [Sakai et al., 1984](#); [Ohmoto, 1986](#); [Taylor, 1987](#)), with few values outside the igneous range, especially within the main mineralised zone. From these data, two major sources of sulphide-sulphur are envisaged: (1) sulphur was derived from partial inorganic reduction (thermochemical process) of marine sulphate combined with dissolution of rock sulphur as seawater convected through the volcanic andesitic breccia and tuff underlying the main ore body; a well known process in most VHMS deposits (e.g., [Sasaki, 1970](#); [Solomon et al., 1988](#)); and (2) sulphur originates from magmatic-hydrothermal fluids ([Ohmoto et al., 1983](#); [Solomon et al., 1988](#)), where disproportionation of magmatic SO_2 to form aqueous sulphate and H_2S according to the reaction ([Huston et al., 2011](#)):



[Huston et al. \(2011\)](#) pointed out that the highly acidic fluids produced by this process contribute to the formation of advanced argillic alteration assemblages, and that this reaction is significant at temperatures below 400 °C in oxidised magmatic-hydrothermal fluids.

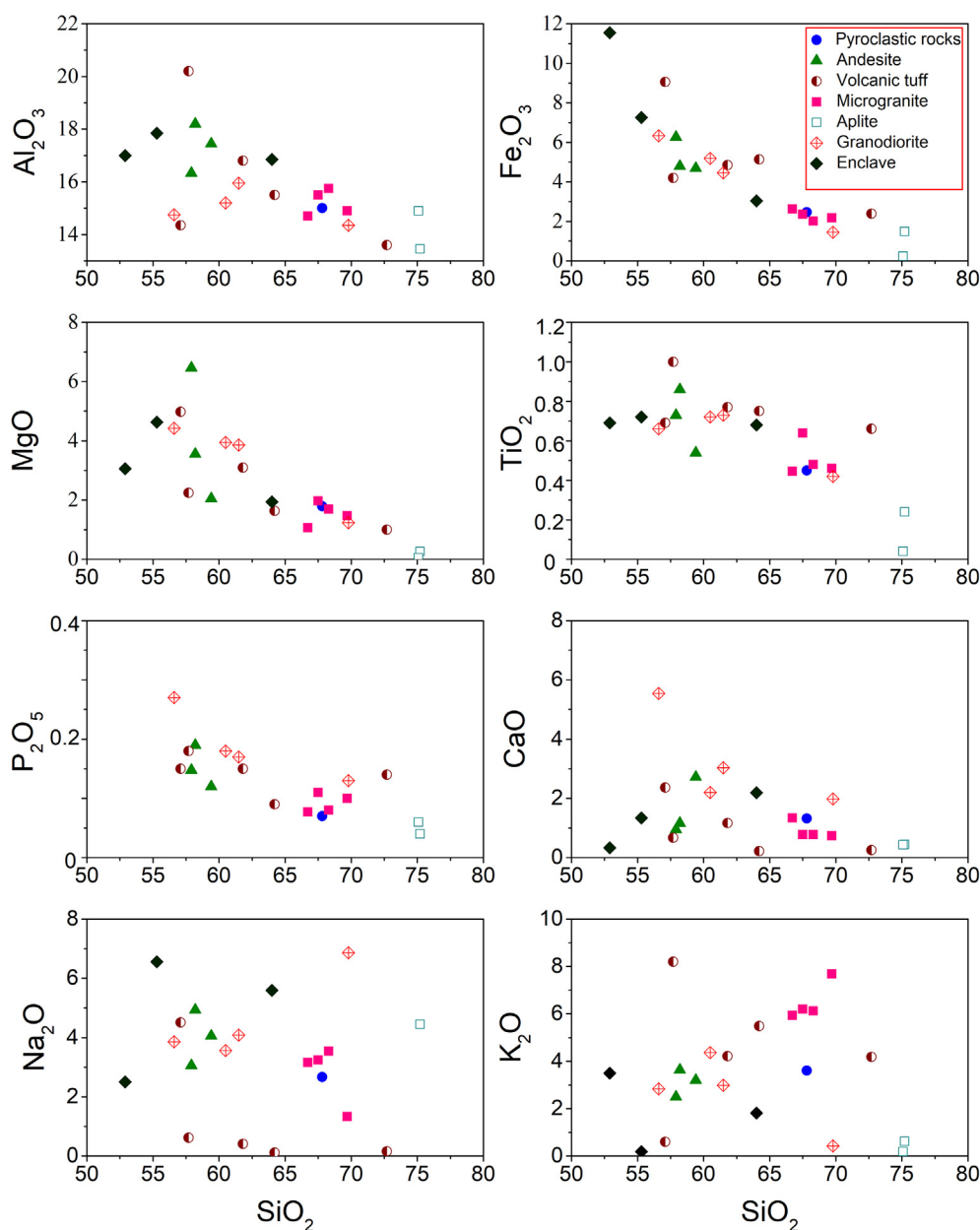


Fig. 11. Harker diagrams of major oxides versus SiO_2 (wt.%) of Oued Amizour granitoides: (sample symbols as in Fig. 10).

Under these conditions, sulphur isotope fractionation between sulphates and H_2S ($\Delta^{34}\text{S}_{\text{sulphate-H}_2\text{S}}$) becomes significant; it varies from 18‰ at 400 °C to 29‰ at 200 °C (Ohmoto and Rye, 1979). Furthermore, Arribas (1995) noted that, in high-sulphidation epithermal deposits, disproportionation of magmatic–hydrothermal fluids resulted in $\Delta^{34}\text{C}_{\text{sulphate-sulphide}}$ of 20–30‰, with sulphide minerals commonly having $\delta^{34}\text{S}$ values between -10‰ and 0‰ .

The range of $\delta^{34}\text{S}$ values of Oued Amizour sulphides is in agreement with the data observed in most VHMS deposits (e.g., Franklin et al., 1981; Gemmill and Large, 1992; Cook and Hoefs, 1997; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Gemmill and Fulton, 2001; Sharman et al., 2015; Torró et al., 2016). These values can be assigned to: (a) sulphur sourced from underlying magmatic rocks; (b) thermochemically reduced seawater sulphate; or (c) a combination of both sources. The relatively large range of variation in $\delta^{34}\text{S}$ values of sulphides within the main ores (between -5.6 and $+1.9\text{‰}$) along with the presence of argillic alteration and the narrow range of $\delta^{34}\text{S}$ variation within the whole 800 m borehole (between -2.7 and $+4.5\text{‰}$; Fig. 14) indicates that the

significant source of sulphur is of magmatic origin. Both disproportionation of magmatic–hydrothermal fluid alluded to by Huston et al. (2011), and dissolved rock sulphide processes, are most likely, since they give similar sulphur isotopic compositions (Ohmoto and Rye, 1979; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Huston et al., 2011).

The presence of the anhydrite layer and veins underneath the Zn-mineralised zone of the Oued Amizour deposit are distinctive features of the Kuroko type deposits (e.g., Lambert and Sato, 1974; Farrell and Holland, 1983; Shikazono et al., 1983; Ohmoto, 1996). According to petrological observations, anhydrite is considered to be precipitated before gypsum which clearly replaces anhydrite (see the Geology section above). This is also a feature of the Kuroko deposits, where Matsubaya and Sakai (1973), Ogawa et al. (2007) and Yeats et al. (2017) pointed out that gypsum is considered to be a secondary mineral that was formed by hydration of anhydrite. Moreover, it is considered that the anhydrite in the Kuroko-type deposits is formed by the sub-seafloor mixing of hydrothermal solution with seawater (e.g., Shikazono et al., 1983; Teagle et al., 1998; Chiba et al., 1998; Ogawa

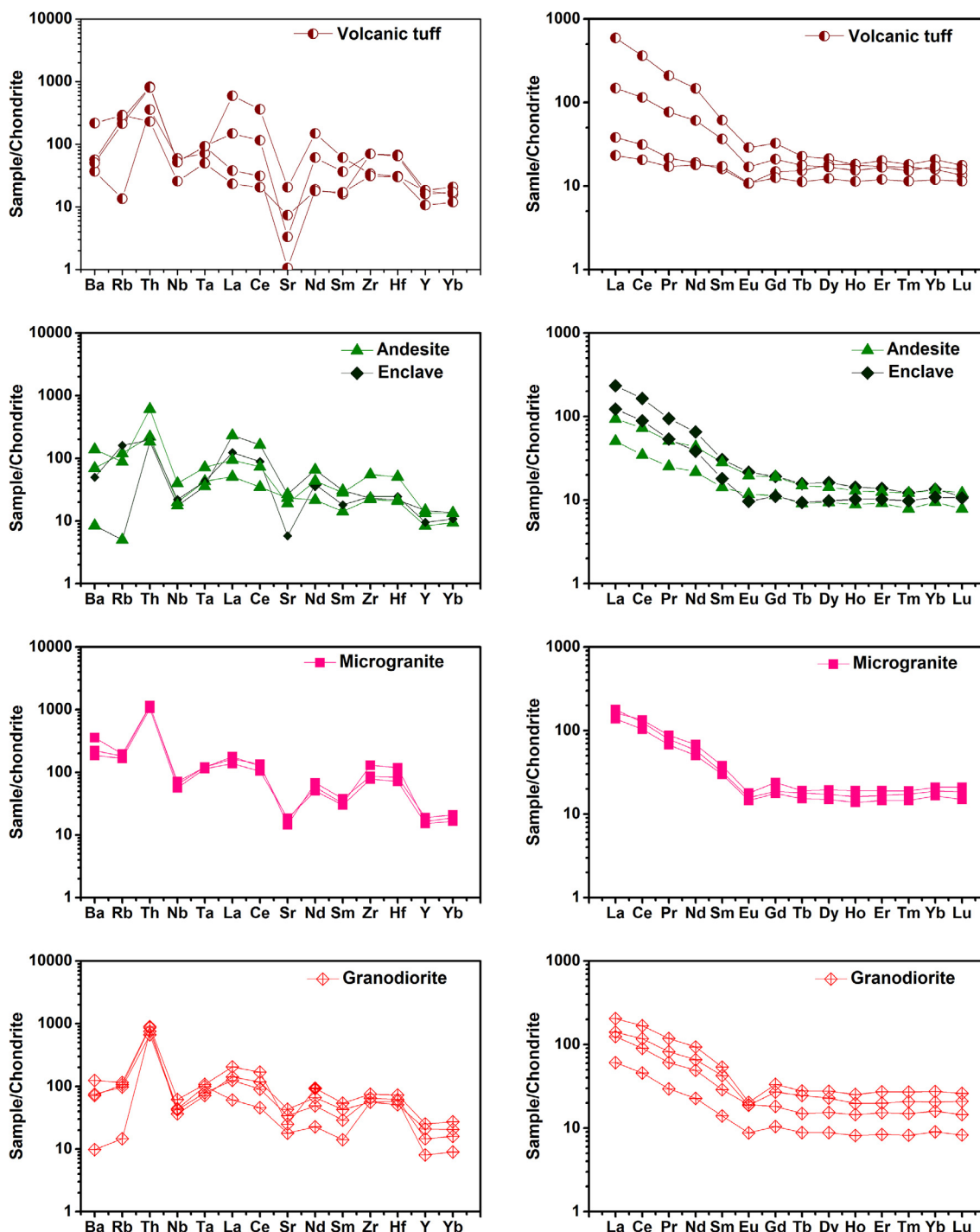


Fig. 12. Chondrite-normalised trace element and REE of the Oued Amizour granitoids.

et al., 2007). The sulphur isotopic composition of the Oued Amizour sulphates (+13.2 to +20.6‰) is much closer to that of coeval Miocene seawater sulphates ($\delta^{34}\text{S} \approx +22\%$; e.g., Cendón et al., 2004; Hryniw et al., 2007) than that of igneous sulphur ($\delta^{34}\text{S} \approx -3$ to +3‰). The data indicate that the sulphate sulphur originates directly from Miocene seawater sulphate, though a mixture with low $\delta^{34}\text{S}$ sulphate sulphur derived from disproportionation of magmatic-hydrothermal fluid is not excluded, especially proximal to the Zn-mineralised zone. This is shown in the $\delta^{34}\text{S}$ values of anhydrite and gypsum of +13.2 and +14.7‰, respectively, at the top of the anhydrite layer close to the main Zn ore, and +20.6 and +19.3‰ at the bottom, in the anhydrite-gypsum veins within the granodiorites. Mixing between seawater and hydrothermal

solution is already alluded by Ogawa et al. (2007) when studying the mechanisms for anhydrite and gypsum formation in the Kuroko massive sulfide-sulfate deposits, north Japan.

The calculation of the oxygen isotope composition of the hydrothermal fluid in equilibrium with the analysed gangue carbonate samples is carried out in order to determine the origin the mineralising fluid (s). The fluid inclusion microthermometric investigation performed on anhydrite and calcite samples gave homogenisation temperatures (Th) range from 170 to 202 °C, with a maximum frequency at 190 °C for anhydrite and 220 to 224 °C with a peak at 222 °C for the gangue calcite. The salinities vary between 22.3 and 26.6 wt% eq. NaCl for anhydrite and from 22.3 to 23.0 wt% eq. NaCl for calcite (see above).

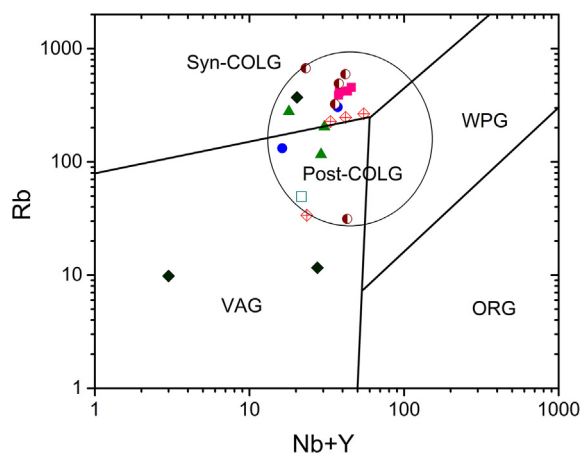


Fig. 13. (Y +Nb) versus Rb (Pearce et al., 1984) diagram to distinguish the tectonic setting of the Oued Amizour magmatic rocks; the area showing the post-collisional setting is from Pearce (1996) (sample symbols as in Fig. 10).

These data indicate that the fluid temperature is relatively hot within main sulphide ore body and decreases slightly towards the anhydrite layer, whereas salinity of the fluid increases. The oxygen isotope composition of the fluid in equilibrium with the gangue calcites was

calculated for this range of temperature, using the temperature dependent calcite-H₂O fractionation factor of Friedman and O’Neil (1977). The calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ cover a range between +2.9‰ and +7.8‰ (mean = +5.3‰; two calcite samples with anomalously low $\delta^{18}\text{O}$ are excluded (samples 19ca f: +11.2‰ and 060 ca: +12.7‰)). The high temperatures coupled with ^{18}O -rich ore fluids, relative to seawater and meteoric waters, are consistent with dominant magmatic–hydrothermal fluids. de Ronde (1995) has previously suggested that a magmatic–hydrothermal origin could account for elevated salinities in VHMS-style mineralisation. Moreover, Huston et al. (2011) pointed out that the evidence for magmatic–hydrothermal contributions to VHMS deposits includes extreme enrichment of ore fluids in ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} > 5\text{‰}$) and consistently elevated ore fluid salinities relative to modern seawater (more than three times). As these two characteristics are difficult to produce from known processes that modify seawater in VHMS systems, they are considered to be strong evidence for the incorporation of magmatic–hydrothermal fluids. Other evidence for magmatic–hydrothermal contributions to the Oued Amizour Zn deposit is the occurrence of aluminous advanced argillic alteration assemblages (e.g., kaolinite, pyrophyllite, montmorillonite and illite (see above)). The occurrence of such advanced argillic alteration in some VHMS deposits where magmatic-hydrothermal fluids played a major role in the ore deposition is reported by Sillitoe et al. (1996); Huston and Kamprad (2001); Dubé et al. (2007). This alteration process is interpreted to have been caused by disproportionation of SO₂ in

Drill-core (depth in metre)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)		$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (‰)	Mineralisation
	Sulphides	Sulphates			
100					
200	-0.1 -2.7 +0.3 -2.2 to -2.7		+16.24 +11.21 +15.27 +20.08 +20.20	-8.19 -9.11 -6.46 -11.01 -9.55	Millimetric veins of pyrite Pyrite within calcite veins Millimetric veins of pyrite Fine-grained sphalerite
300	-1.5 +4.5		+16.01 +17.95 +16.82	-8.92 -9.12 -9.65	Fine-grained chalcopryrite Geodic sphalerite with calcite
400			+12.66	-7.45	
500	-0.7 +1.4 +1.9 -2.2 -4.0 -5.6 +1.2				Pyrite veins within aplite Massive chalcopryrite Colloform sphalerite Massive pyrite Powder-like sphalerite Massive sphalerite Massive pyrite
600	+2.6 +2.4	+14.7 +13.2			Coarse-grained to massive pyrite Coarse-grained chalcopryrite
700		+14.1			
800	+3.0	+20.6 +19.3			Coarse-grained pyrite

Fig. 14. Distribution of the stable S, O and C isotope data through the whole igneous suite.

magmatic–hydrothermal fluids derived from oxidised magmas in these VHMS deposits (Huston et al., 2011 and references therein).

The same gangue calcite samples analysed for oxygen isotopes also provided carbon isotope ratios. Their carbon isotopic composition is depleted in ^{13}C , with values ranging from -3.7 to -11% (see Table 4). Similar to many VHMS (Huston, 1999), there is no correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($r = 0.03$). The observed $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite samples could have been derived (i) by mixing seawater carbonate with carbon derived from oxidation of methane produced by degradation of organic carbon ($\delta^{13}\text{C}$ values of -20 to -30% : Berger and Vincent, 1986) in underlying sedimentary rocks as suggested for some VHMS deposits (Huston, 1999), (ii) by mixing of seawater carbonate with carbon of igneous derivation ($\delta^{13}\text{C}$ values of -5 to -10% : Ohmoto and Goldhaber, 1997) or (iii) through thermal processing of organic matter, with oxygen supplied from water. Input of marine carbon (with $\delta^{13}\text{C}$ values typically ranging from -3 to $+3\%$) into the mineralising fluid is possibly shown in the two relatively ^{13}C -enriched calcite samples (-3.7 and -4.5%).

9. Conclusions

The Oued Amizour magmatic complex is composed of igneous rocks with diverse compositions and emplacement style. They vary from plutonic (granodiorites) through sub-volcanic (microgranites) to volcanic rocks (pyroclastites, andesites, lava flows). These rocks exhibit a calc-alkaline character and are mainly highly potassic to shoshonitic. Petrological and geochemical data as well as geotectonic discrimination diagrams indicate that the Oued Amizour magmatic rocks are post-collisional I-type, the Kabylie subcontinental lithospheric mantle previously metasomatised during the Paleogene subduction of the Tethys oceanic lithosphere being the most likely source of the magmas. The emplacement of these granitoids was accompanied by hydrothermal fluids responsible for the deposition of the largest Zn-deposit (sphalerite with minor base metal sulphides, such as pyrite, galena and chalcopyrite) in Algeria. Stable S, O, and C isotopic composition of the sulphides, sulphates and gangue calcite indicate: (1) a major contribution of a relatively hot ($\sim 200^\circ\text{C}$) and saline (between 22.3 and 26.6% eq. NaCl) magmatic fluid to the generation of primary sulphide mineralisation; (2) the contribution of Miocene seawater sulphur for the generation of anhydrite; and (3) the input of organic carbon from unconsolidated mudstone and/or magmatic carbon (with negative $\delta^{13}\text{C}$ values) into the fluids during the calcitisation processes. The detailed metallogenetic and isotopic studies of the deposit as well as the different alteration processes indicate that the mineralisation is part of the VHMS group with a Kuroko-type signature.

Acknowledgments

The authors wish to thank WMZ (Western Mediterranean Zinc) and Terramin Australia companies for providing access to field and sampling bore-holes at the conservation store. They are also grateful to T. Donnelly, A. Tait and J. Dougans for isotope analyses technical support. Adrian J. Boyce is funded by NERC support of the Isotope Community Support Facility at SUERC. Abdelmalek Lekoui wishes to thank the University of Jijel for providing several short period grants to Tunisia.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>.

References

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Déverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern

Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114–134.

Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., Rogers, G., 1993. The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 17, 1–13.

Arribas, A. Jr., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: Thomson, J.F.H. (Ed.), *Magmas, Fluids, and Ore Deposit*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23, pp. 419–454.

Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., 1975. La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 486–495.

Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométriques. Implications géodynamiques. Université Paris-Sud-Orsay, pp. 367 Thèse d'État.

Bellon, H., 1981. Chronologie radiométrique K-Ar des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: Wezel, F.C. (Ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. Technoprint, Bologne, pp. 341–360.

Benali, H., 2007. Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie: Typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implications métallogéniques. Doct. thesis. USTHB, Algiers, pp. 195.

Berger, W.H., Vincent, E., 1986. Deep sea carbonates: reading the carbon isotope signal. *Geol. Rundschau* 75, 249–269.

Bodnar, R.J., Bethke, P.M., 1984. Systematics of stretching of fluid inclusions, I: fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. *Econ. Geol.* 79, 141–161.

Borisenski, A.S., 1977. Cryogenic technique applied to studies of the saline composition of solution in gaseous fluid inclusion in mineral. *Akadem. Nauk. CCCP* 8, 16–21.

Bossière, G., Peucat, J.J., 1985. New geochronological information by Rb-Sr and U-Pb investigations from the pre-Alpine basement of Grande-Kabylie (Algérie). *Can. J. Earth Sci.* 22, 675–685.

Bouabsa, L., Marignac, C., Chabbi, R., Cuney, M., 2010. The Filfila (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications. *J. Afr. Earth Sci.* 56, 107–113.

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.

Cendón, D.I., Peryt, T.M., Ayora, C., Pueyo, J.J., Taberner, C., 2004. The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 212, 141–158.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173–174.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types – 25 years later. *Aust. J. Earth Sci.* 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. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 27–41.

Chi, G., Ni, P., 2007. Equations for calculation of NaCl/(NaCl + CaCl₂) ratios and salinities from hydrohalite-melting and ice-melting temperatures in H₂O-NaCl-CaCl₂ system. *Acta Petrol. Sin.* 23, 33–37.

Chiba, H., Uchiyama, N., Teagle, D.A.H., 1998. Stable isotope study of anhydrite and sulfide minerals at the TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26°N. *Proc. Ocean Drill Prog. Sci. Results* 158, 85–90.

Cohen, C.R., 1980. Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 68, 283–331.

Cook, N.J., Hoefs, J., 1997. Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive sulphide deposits in the Norwegian Caledonides. *Chem. Geol.* 135, 307–324.

Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 133–149.

Craig, H., 1965. Measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: Tongiorgi, E. (Ed.), *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. CNR Lab. Geol. Nucl. Pisa, pp. 161–182.

Crawford, M.L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Mineral. Assoc. Can. Short Course Handb.* 6, 75–100.

Culbert, R., 1972. Abnormalities in the distribution of K, Rb, and Sr in the Coast Mountain batholith. *Br. Columbia: Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 1091–1100.

de Ronde, C.E.J., 1995. Fluid chemistry and isotope characteristics of seafloor hydrothermal systems and associated VMS deposits: potential for magmatic contributions. *Miner. Assoc. Can. Short Course Ser.* 23, 479–509.

Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Gosselin, G., Gosselin, P., 2007. The La Ronde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulphide deposit, Abitibi, Québec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration. *Econ. Geol.* 102, 633–666.

Durand-Delga, M., 1978. Alpine chains of the western Mediterranean (Betic Cordilleras and Maghrebides). In: Lemoine, M. (Ed.), *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier, Amsterdam, pp. 163–225.

Durand-Delga, M., Fontboté, J.-M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26th Int. Geol. Congress, Paris, Geology of the Alpine chains born of the Tethys. *Mém. BRGM* 115, 67–85.

Farrell, C.L., Holland, H.D., 1983. Strontium isotope geochemistry of the Kuroko deposits. *Econ. Geol. Monograph* 5, 302–319.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord constantinois. Doct. Thesis. INPL, Nancy, France, pp. 358.

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., Lydon, J.W., Sangster, D.F., 1981. Volcanic associated massive sulfide

- deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol. 485–627.
- Friedman, I., O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-kk, 12.
- Gemmell, J.B., Fulton, R., 2001. Geology, genesis and exploration implications of the footwall and hanging-wall alteration associated with the Hellyer volcanic-hosted massive sulphide deposit, Tasmania, Australia. *Econ. Geol.* 96, 1003–1035.
- Gemmell, J.B., Large, R.R., 1992. Stringer system and alteration zones underlying the Hellyer volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania, Australia. *Econ. Geol.* 87, 620–649.
- Graine, K., Marignac, C., 2001. Dépôts pyriteux et minéralisations Zn-Pb-(Cu) du massif volcanico-plutonique d'Amizour (Bejaia, Algérie). typologie et genèse des minéralisations. *Bull. Serv. Géol. Algérie* 11 (1), 97–127.
- Gravelle, M., 1959. Études géologiques et prospection minière dans le massif d'Oued Amizour (Algérie). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie* 28, 149–216.
- Hilly, J., 1962. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). *Pub. Serv. Carte Géol. Algérie (Nlles séries)* 19, 408.
- Hryniv, S., Parafiniuk, J., Peryt, T.M., 2007. Sulphur isotopic composition of K-Mg sulphates of the Miocene evaporites of the Carpathian Foredeep, Ukraine. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 285, 265–273.
- Huston, D.L., 1999. Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. *Rev. Econ. Geol.* 10, 151–180.
- Huston, D.L., Kamprad, J., 2001. Zonation of alteration facies at Western Tharsis: implications for the genesis of Cu–Au deposits, Mount Lyell field, western Tasmania. *Econ. Geol.* 96, 1123–1132.
- Huston, D., Relvas, J.M.R.S., Gemmell, B., Drieberg, S., 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic-hydrothermal contributions to the ores. *Miner. Deposita* 46, 473–508.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- 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., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 271–283.
- 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). *J. Afr. Earth Sci.* 41, 445–465.
- Le Bel, L., Oudin, E., 1982. Fluid inclusion studies of deep-sea hydrothermal sulphide deposits on the East Pacific Rise near 21°N. *Chem. Geol.* 37, 129–136.
- Le Maitre, R.W. (Ed.), 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, second ed. Cambridge University Press, pp. 236.
- Leikine, M., 1974. Essai d'interprétation structurale d'une transversale au SW de Bejaia (Algérie): Les Babors et la région subbaborienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord* 65, 439–459.
- Leikine, M., 1971. Etude géologique des Babors occidentaux. *Doct. Etat thesis. Univ. Paris*, pp. 536.
- 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). *Miner. Deposita* 18, 457–467.
- Marignac, C., 1983. The Polymetallic Ore Veins of Aïn-Barbar (Algeria) as a Consequence of Alpine Geothermal Activity. In: Schneider, H.J. (Ed.), *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*. Special Publication No. 3 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 298–312.
- Matsubaya, O., Sakai, H., 1973. Oxygen and hydrogen isotopic study on the water of crystallization of gypsum from the Kuroko type mineralization. *Geochem. J.* 7, 153–165.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab detachment. *C.R. Acad. Sci. Paris* 331, 159–173.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, 849–857.
- Monié, P., Maluski, H., Saadallah, A., Caby, R., 1988. New ³⁹Ar–⁴⁰Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria). *Tectonophysics* 152, 53–69.
- Obert, D., 1981. Géologie des Babors (Algérie): importance de la paléotectonique alpine dans l'orogénèse alpine. *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.* 25 (2), 99–117.
- Ogawa, Y., Shikazono, N., Ishiyama, D., Sato, H., Mizuta, T., Nakano, T., 2007. Mechanisms for anhydrite and gypsum formation in the Kuroko massive sulfide-sulfate deposits, north Japan. *Miner. Deposita* 42, 219–233.
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geol. Rev.* 10, 135–177.
- Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, third ed. Wiley, New York, pp. 517–611.
- Ohmoto, H., Rye, D., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. Wiley, New York, pp. 509–567.
- Ohmoto, H., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnon, V., Lenagh, T.C., 1983. Chemical processes of ore formation. *Econ. Geol. Monogr.* 5, 570–604.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Valley, J.W., Taylor, H. P. Jr., O'Neil J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy Vol. 16*, Mineral. Soc. Am. pp. 491–560.
- Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., Semroud, B., 1992. Le granite à biotite et cordiérite du Cap Bougaroun (Algérie): un analogue alpin des granites de type S de la ceinture de Lachlan (Australie)? *C.R. Acad. Sci. Paris* 314, 1187–1194.
- Ouabadi, A., 1994. Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Béni-Touffout et Filfila), Algérie nord-orientale. *Doct. thesis. Univ. Rennes I, France*, pp. 257.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., Thieme, M.H., 1998. Sulfur isotopic composition of Cenozoic seawater sulfate. *Science* 282, 1459–1462.
- Pearce, J.A., 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, 120–125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Pecceirillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Robinson, B.W., Kusakabe, M., 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide, for ³⁴S/³²S analyses, from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Anal. Chem.* 47, 1179–1181.
- Roedder, E., 1984b. The fluids in salt. *Am. Mineral.* 69, 413–439.
- Roedder, E., 1984. *Fluid Inclusions. In: Reviews in Mineralogy; Mineralog. Soc. America*, vol. 12, p. 604.
- Sakai, H., Des Marais, D.J., Ueda, A., Moore, J.G., 1984. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulfur in ocean-floor basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2433–2441.
- Sasaki, A., 1970. Seawater sulfate as a possible determinant for sulfur isotopic compositions of some strata-bound sulfide ores. *Geochem. J.* 4, 41–51.
- Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotton, J., Fourcade, S., Fabries, J., Gravelle, M., 1994. Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaia-Amizour (Algérie du Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, 95–102.
- Semroud, B., 1981. Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Béjaia-Amizour. *Doct. thesis. USTHB, Algiers*, pp. 267.
- Sharman, E.R., Taylor, B.E., Minarik, W.G., Dubé, B., Wing, B.A., 2015. Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis. *Miner. Deposita* 50, 591–606.
- Shikazono, N., Holland, H.D., Quirk, R.F., 1983. Anhydrite in Kuroko deposits, mode of occurrence and depositional mechanism. *Econ. Geol. Monogr.* 5, 329–344.
- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., Thompson, J.F.H., 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Econ. Geol.* 91, 204–212.
- Solomon, M., Eastoe, C.J., Walshe, J.L., Green, G.R., 1988. Mineral deposits and sulfur isotope abundances in the Mount Read Volcanics between Que River and Mount Darwin. *Econ. Geol.* 83, 1307–1328.
- Taylor, S.R., 1965. Application of trace elements data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth* 6, 133–213.
- Taylor, S.R., 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull.* 65, 43–63.
- Taylor, B.E., 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. *Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser.* 13, 337–445.
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Chiba, H., Humphris, S.E., Halliday, A.N., 1998. Strontium and oxygen isotopic constraints on fluid mixing, alteration and mineralization in the TAG hydrothermal deposits. *Chem. Geol.* 149, 1–24.
- Torró, L., Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Alfonso, P., Farré de Pablo, J., Colomer, J.M., García-Casco, A., Gubern, A., Gallardo, E., Cazañas, X., Chávez, C., Del Carpio, R., León, P., Nelson, C.E., Lewis, J.F., 2016. Mineralogy, geochemistry and sulfur isotope characterization of Cerro de Maimón (Dominican Republic), San Fernando and Antonio (Cuba) lower Cretaceous VMS deposits: Formation during subduction initiation of the proto-Caribbean lithosphere within a fore-arc. *Ore Geol. Rev.* 72, 794–817.
- Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Doct. Etat thesis. Univ. Paris VI*, pp. 663.
- Villemaire, Cl, 1987. Les amas sulfurés du massif miocène d'El Aouana (Algérie). Dynamisme de mise en place des roches volcaniques et implications métallogéniques. *J. Afr. Earth Sci.* 7, 133–148.
- Wilson, M., 2007. In: *Igneous Petrogenesis*. Springer, pp. 480.
- Yeats, C.J., Hollis, S.P., Halfpenny, A., Corona, J.-C., LaFlamme, C., Southam, G., Fiorentini, M., Herrington, R.J., Spratt, J., 2017. Actively forming Kuroko-type volcanic-hosted massive sulfide (VHMS) mineralization at Iheya North, Okinawa Trough. *Ore Geol. Rev.* 84, 20–41.