وزارة الثعليم العالي والب <u>ens</u>

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار-

Année 2018

Faculté des Sciences de la Terre

Département de Géologie

THÈSE Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences

Le volcanisme rhyolitique de la région de Collo -NE Algérie (typologie,pétrologie, géochimie et cadre géodynamique).

Option

<u>Géologie</u>

Par

LAKKAICHI Abdelmalek

PRÉSIDENT	: CHOUABBI Abdelmadjid	Pr. U.B.M. Annaba
DIRECTEUR DE THÈSE	: BOUABSA Lakhdar	Pr. U.B.M. Annaba
EXAMINATRICE	: ARAFA – DAIF Menana	MCA. U.B.M. Annaba
EXAMINATEUR	: KESRAOUI Mokrane	Pr. USTHB – Alger
EXAMINATEUR	: BOUREFIS Ahcène	Pr. Université de Constantine
EXAMINATEUR	: CHABOU MOULAY Charaf	Pr. Université Sétif-1

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance et ma gratitude à tous ceux qui m'ont aidé et ont accepté de juger ce travail.

Je tiens avant tout à remercier mon directeur de thèse, le professeur Lakhdar BOUABSA pour son encadrement et sa patience lors des diverses phases de l'élaboration de la thèse.

Un grand merci aux membres de jury : le Pr. Abdelmadjid CHOUABBI qui m'a fait l'honneur de présider le jury de ma soutenance, Pr. KESRAOUI Mokrane, Pr. Ahcène BOUREFIS, Pr. CHABOU MOULAY Charaf et Dr. ARAFA – DAIF Menana qui ont accepté d'examiner ce travail.

Mes vifs remerciements vont également à tous les collègues qui m'ont aidé tout au long de mon parcours, pour leur disponibilité à m'accompagner sur terrain, pour leurs commentaires et leur bonne humeur.

Je tiens aussi à remercie profondément le responsable de l'atelier des lames minces M^r ALLEM Djaafar, qui m'a aidé pour réaliser mes lames minces. نتشكل صخور الريوليت بمنطقة القل (القبائل الصغري) من تركيبتين صخريتين مختلفتين من حيت الحجم والشكل. حيث نأ البنية الأولى عبارة عن أوردة و عروق ممتدة غالبا ما تكون متواجدة داخل الكتلة الغرانيتية المكونة لوحدة القاعدة الرئيسية لرأس بوقارون ، وخاصة في الميكرو غرانيت المتواجد بمنطقة عين السدمة.أما البنية الأخرى ه ي عبارة عن صرح بركاني نموذجي نجده على بعد 500 متر عن كدية أورار بمنطقة الزيتونة و بمنطقة كاف الشرايع حوالي 5 كلم عن مدينة القل.

من وجهة نظر التوصيف البتروغرافي إن ريوليت منطقة القل تبين بنيتين مجهريتين مختلف تين: الأولى تظهر نسيج زجاجي سفيروليتي والثانية ميكروليتية بورفيرية قريبة إلى الدوليريتي. فيما يخص التركيبة المعدنية لهذه الصخور فهي ثابتة نسبيا ، و تتألف أساسا من الكوارتز السفيرويدي، البلاجيوجلاز ، الفلسبات البوتاسي، البيوتيت وبصفة أقل من الميسكوفيت، الكلوريت و الإبيدوت (هذه الثلاثة الأخيرة تعتبر من نواتج عملية الحث والتغير).

النتائج الجيوكيميائية المتحصل عليها لدى دراسة ريوليت منطقة القل تظهر نسبة عالية من السيليس، إذن نحن نتعامل مع صخور ذات حموضة عالية للغاية. كما نلاحظ أيضا أن لهذه الصخور مضمون منخفض من Na₂O مقارنة بنسبة K₂O، و هذا راجع إلى تغيير عميق في هذه الصخور التي تم تحولها جزئيا. كما أنها تنتمي إلى سلة الصخور ذات الطبيعة الكلكو ألكالية الغنية بالبوتاسيوم و الألمنيوم.

تُظهر جيوكيمياء العناصر الأرضية النادرة الممثلة في مختلف مخططات التمييز والمحاكات المحددة للمناطق الجيوثيكثونيكية، أن هذه الصخور نشأت في قشرة قارية خلال مرحلة التصادم، انطلاقا من الصهارة القاعدية المشبعة ب LREE والناتجة عن انصهار المعطف الليتوسفيري خلال مرحلة التصادم. هذه الصهارة تتطور فيما بعد عن طريق التبلور التجزيئي والتلوث القشري وفقاً لنموذج MASH (الذوبان - الاستيعاب - التخزين - التجانس) على أربع مراحل لإعطاء تشكل صخور الريوليت في هذا القطاع.

الكلمات المفتاحية: ريوليت ، القل، الصمهارة ، نسيج سفيروليتي ، علم الصخور ، الجيوكيمياء ، المنشأ

RESUME

Les rhyolites de la région de Collo constituent deux types d'appareils de tailles très différentes. Les uns sont des filons injectés dans le massif granitique, dans le socle, moins systématiquement dans les microgranites de la région d'Aïn Sedma ; les autres sont des édifices volcaniques typiques, localisés à 500 m à l'est de k^{et} Aourar dans la région de Zitouna et dans le Kef Cheraïa à environ 5 km de la ville de Collo.

Du point de vue pétrographique, ces rhyolites montrent principalement deux types de textures, une hyaline sphérolitique et l'autre microlitique porphyrique. Sa minéralogie, relativement constante, est composée principalement de quartz sphérolitique, plagioclase, orthose, biotite et rarement de muscovite, la chlorite et l'épidote apparaissent comme produits d'altération. Les données géochimiques de cette rhyolite, montrent une forte proportion en SiO₂, et une teneur en Na₂O faible comparativement à celle de K₂O. Elle appartient à la série calco alcaline hyper-potassique et montre un caractère peralumineux.

La géochimie des éléments en traces et des terres rares représentées dans les diagrammes de discrimination géotectonique montrent que ces roches prennent naissances dans une croûte continentale pendant le stade de collision, à partir d'une source de magmas mafiques enrichis en LREE, issues du manteau lithosphérique métasomatisé durant la subduction. Ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale selon le modèle MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization) en quarte phases pour donner les rhyolites massives et filoniennes dans ce secteur.

Mots Clés : Rhyolite, Collo, magmas, texture sphérolitique, pétrographie, géochimie, pétrogenèse.

ABSTRACT

The rhyolites of Collo region are two types of different sizes of apparatuses. Some are veins injected into the granite massif, in the basement, less systematically in the microgranites of the region of Ain Sedma; the others are typical volcanic edifices, located 500 m east of Ket Aourar in the Zitouna region and Kef Cheraïa about 5 km from the town of Collo.

From the petrographic point of view, these rhyolites mainly show two types of textures, a spherulitic hyaline and the other is porphyritic microlitics. Its relatively constant mineralogy is composed mainly of spherulitic quartz, plagioclase, orthoclase, biotite and rarely muscovite, chlorite and epidote appear as alteration products. The geochemical data of this rhyolite show a high proportion of SiO2, and a low Na2O content compared to that of K2O. It belongs to the hyper-potassium calc alkaline series and shows a peraluminous character.

The geochemistry of trace elements and rare earth elements represented in discrimination geotectonic diagrams show that these rocks are originated in a continental crust during the stage of collision, from a source of mafic magmas enriched in LREE, from lithospheric mantle metasomatised during subduction. These magmas then evolved by fractional crystallization and crustal contamination according to the MASH model (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization) in four-phase to give massive and veinous rhyolites in this sector.

Key words: Rhyolite, Collo, magmas, Spherulitic texture, Petrography, Geochemistry, Petrogenesis.

Table des matières			
I-Introduction			
Cadre général	001		
Objectifs du travail	002		
Présentation du mémoire	002		
Méthodologie	003		
I-Généralité : Genèse des magmas orogéniques et composants impliqués			
I.1. Introduction	005		
I.2. Source des magmas dans les zones de subduction	005		
I.3. Les principales sources du potassium dans les magmas orogéniques	006		
I.4. Rôle de la croute continentale dans la genèse des magmas orogéniques	007		
I.5. Processus pétrogénétiques impliqués dans le métasomatisme du manteau lithosphérique	007		
I.5.1. Intervention de fluides	008		
I.5.2 Intervention de liquides	009		
II -Cadre géologique			
II.1- Cadre géologique global	011		
II.2- Cadre géologique régional : Les grands traits géologiques de la Kabylie de Collo	012		
II-2.1. L'unité de socle Kabyle	013		
A- L'ensemble supérieur (unité de socle au sens strict)	013		
B- L'ensemble inférieur (L'unité de Béni-Ferguène)	013		
C- L'unité du Cap Bougaroun	013		
II. 2.2. La dorsale kabyle	014		
II.2.3. Les séries à caractère flysch	014		
II.2.3.1. Le flysch Maurétanien	014		
II.2.3.2. Le flysch Massylien	014		
II.2.3.3.Le flysch Numidien	015		
II.2.4. L'Oligo-Miocène kabyle (OMK)	015		
II.2.5. Les olistostromes	015		
II.2.6. Les séries prékabyles :	015		
II.2.7. Les séries Telliennes :	016		
II.2.8. Les formations post-nappes	016		
II.2.8.1. Miocène marin post-nappes (Burdigalien moyen- supérieur) :	016		
II.2.8.2. Les formations postérieures au Burdigalien marin :	016		
II.2.9. Les roches éruptives post-jurassiques	016		
II.3.Tectonique de Petite Kabylie	017		
III. Les rhyolitiques de Collo : répartition géographique et contexte géologi	ique		
III.1. Les rhyolites massives	019		
III.1.1. Les rhyolites du Kef Cheraïa	019		
III.1.1.1. Localisation et description des affleurements	019		
III.1.1.2.Structure et constitution de l'édifice volcanique	021		
III.1.2. Rhyolites du Koudiat Aourar	024		
III.2. Les rhyolites filoniennes (Aïn Sedma)	025		

III.2.1. Les rhyolites filoniennes des régions de Tamanart et du Cap Bougaroun	025
III.2.2. Les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma	026
III.2.2.1. Situation géographique	026
III.2.2.2. Contexte géologique	027
III.2.2.3. Les principaux facies magmatiques associés aux rhyolites d'Aïn Sedma	028
IV- Etude pétrographique	
IV.1-Introduction	030
IV.2- Pétrographie des rhyolites massives	030
IV.2.1. Les phénocristaux	032
A- Les minéraux essentiels ou cardinaux	032
Le quartz	032
Les plagioclases	032
Les feldspaths potassiques	032
La biotite	035
B- Les minéraux accessoires	036
C- Les minéraux opaques	036
D- Les minéraux d'altération	036
La séricite	036
La chlorite	036
L'épidote	037
IV.2.2. Textures de dévitrification	037
IV.3. Pétrographie des rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma	040
IV.3.1-les principaux faciès des rhyolites	040
a-faciès à texture hyaline sphérolitique	040
b- faciès à texture microlitique porphyrique	040
IV.3.2. Les phénocristaux	042
A- Les minéraux essentiels ou cardinaux	042
Le quartz	042
Les sphérolites	042
Le plagioclase	042
Le feldspath potassique	042
La biotite	043
B- Les minéraux accessoires	046
L'apatite	046
C- Les minéraux opaques	046
D-Les minéraux d'altération	046
La muscovite	046
La chlorite	046
L'épidote	047
IV.3.3- La matrice :	048
IV.3.4.Les altérations	048
IV.3.5. Ordre de cristallisation minéralogique des rhyolites	048
Conclusion	059

V-Étude géochimique	
V.1.Présentation des résultats	050
V.1. V.2. Test de la mobilité des éléments au cours des altérations post mise en place	055
La perte au feu	056
Le diagramme Pf (%) en fonction de SiO2 (%)	056
Le diagramme (K_2O %) en fonction de Pf (%)	057
Le diagramme Al_2O_3 (%) en fonction de (CaO%)	057
Le diagramme (TiO2 %) en fonction de Pf (%)	058
V.3. La nomenclature	059
Nomenclature (TAS)	059
Le diagramme SiO ₂ (wt %) / Log (Zr/ TiO ₂ *0.001) Winchester et Floyd (1977)	060
V.4. Géochimie des éléments majeurs	061
V.5.Caractéristiques géochimiques et typologie	067
Diagramme des alcalins en fonction de SiO_2 (%) Irvine et Baragar (1971)	067
Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971).	067
Diagramme de K ₂ O/ SiO ₂ Perccerillo et Taylor (1976)	067
Diagramme $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$, Peacok (1931)	068
Diagramme A/NK en fonction A/NCK (%), Chapell et White (1974)	069
V.6. Géochimie des éléments en traces	071
V.6.1. Les éléments traces	071
V.6.1.1.Les éléments compatibles	071
V.6.1.2. Les éléments incompatibles (LILE et HFSE)	073
V.6.2. Les terres rares	076
V.6.3. Les spectres étendus (spidergrams)	079
V.7. Environnement tectonique	082
V.8. Etude comparative avec les rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough	085
V.8.1.Diagramme des alcalins en fonction de SiO ₂ (%) Irvine et Baragar (1971)	085
V.8.2. Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971	086
V.8.3. Diagramme Na ₂ O (%) / K_2O (%).	088
V.8.4. Diagramme A / CNK en fonction SiO_2 (%), Chapell et White (1974).	089
V.8.5. Les terres rares.	090
VI. Synthèse et conclusions générales	
VI.1. Répartition géographique et contexte géologique	091
VI.2. Caractéristiques pétrographiques	091
a) Le facies massif	091
b) Le facies filonien	092
VI.3.Caractéristiques géochimiques	093
VI.4. Modèle pétrogénétique proposé	094
Références bibliographiques	097
Annexes	
Annexe I : Données analytiques chimiques des facies rhyolitiques de la région de Collo	
Tab.01 : données analytiques d'éléments majeurs de 10 échantillons de rhyolites	110
filoniennes de la région de Collo. (Fougnot, 1990)	

Tab .02 : données analytiques d'éléments majeurs de 10 échantillons de rhyolites massives	111	
de la région de Collo. (Fougnot, 1990)		
Tab .03 : analyses chimiques des rhyolites de Collo (K.CH=Kef Cheraïa, C.B= Cap		
Bougaroun (Abbassene.2016)		
Annexe II : Protocole analytique pour éléments majeurs par ICP-AES (Atomic Emisson	113	
Spectrometry), éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au ALS,		
LABORATORY GROUP SL – Spain.		
Annexe III : Données analytiques chimiques des facies rhyolitiques du secteur oriental de	117	
la marge algérienne.		
Tab .01 : données analytiques d'éléments majeurs des rhyolites de l'Edough et la région	117	
d'Ain Barbar		
Tab .02 : analyses chimiques des rhyolites de Ain Barbar et la région de Chétaïbi		
(Abbassene.2016)		
Annexe IV : caractéristiques géochimiques du granite type « S »	119	
Tab.01: Quelques caractéristiques géochimiques du granite type « S »selon la définition de	119	
Chapell et White (1974).		
Tab.02: Grands lignées du granite Type « S » et métaux associés (inspiré de Pitcher, 983)		
Annexe V : Notice explicative de la coupe réalisée dans le volcan du Kef Cheraïa, Fougnot (1990)		
Annexe VI :. Article publié en premier auteur	121	

Liste des figures

Fig.01 : Modèle pétrogénétique des magmas orogéniques de Ringwood (1974).

Fig.02 : Modèle pétrogénétique des magmas orogénique de Tatsumi, (1989).

Fig.03 : Modèle pétrogénétique des magmas orogénique de Wyllie et Sekine (1982).

Fig.04 : Carte structurale schématique de la chaîne alpine d'Afrique du Nord montrant la disposition des zones internes et externes, Durand-Delga et Fonboté (1980).

Fig.05 : Les ensembles géologiques de la petite Kabylie d'après (Mahjoub, 1991).

Fig.06. Position de quelques failles majeures de la petite Kabylie, d'après Raoult (1974) ; Vila(1974) ; Durand Delga(1978) ; Bouaroudj(1986) .

Fig.07 : **A** : Situation géographique de l'édifice volcanique du Kef Cheraïa. (Google Earth; 2018) ; **B** : Vue générale vers l'Ouest de l'édifice volcanique du Kef Cheraïa.

Fig.08 : Le massif rhyolitique du Kef Cheraïa ; **A** : Localisation, **B** : coupe NS réalisée dans l'édifice volcanique du Kef Cheraïa par Fougnot (1990) (modifié), montrant la localisation des échantillons étudiés

Fig.09: A : Rhyolite à faciès bréchique riche en éléments d'une rhyolite pluri-centimétriques à décimétriques, emballés dans une matrice de couleur verte due très probablement à l'altération (Kef Cheraïa partite supérieure $37^{\circ}00'46.65''N$, $6^{\circ}30'58.65''E$, 527m); **B** : Rhyolite massive à enclaves rosâtres et verdâtres dans une matrice riche en cristaux. (Kef Cheraïa partite médiane $37^{\circ}00'46.50''N$, $6^{\circ}30'58.10''E$, 525 m); **C**: Vue macroscopique d'une coulée rhyolitique en place, montrant nettement l'alternance de rhyolite massive et de rhyolite fluidale. (Kef Cheraïa partite médiane $37^{\circ}00'45.49''N$, $6^{\circ}30'52.18''E$, 511m); **D**: Agrandissement sur la même coulée (**C**) montrant la structure fluidale typique marquée par l'alternance de marbrures verdâtres et beiges ; **E**: brèche rhyolitique, à éléments beiges et roses cimentés par une matrice fine verdâtre siliceuse qui présente une fluidalité se moulant sur les plus gros clastes, (Kef Cheraïa partite supérieure $37^{\circ}00'47.73''N$, $6^{\circ}30'58.37''E$, 516m); **F**: tuf rhyolitique vert sombre fortement silicifié, formant un petit surplomb (Kef Cheraïa partite inferieure $37^{\circ}00'43.87''N$, $6^{\circ}30'54.00''E$, 455m).

Fig.10 : A, B : localisation géographique de l'affleurement de la rhyolite massive du Koudiat Aourar dans la région de Zitouna; **C :** vue macroscopique d'une coulée de rhyolite massive en place montrant un fond vert, gris par fois beige généralisé à phénocristaux bréchique polygonaux de quartz vert clair anguleux, à éclat brillant ; **D :** cassure fraiche dans la même coulée (k^{et} Aourar. 36°58'17.32''N ; 6°30'03.37'', 389 m).

Fig.11 : filon de rhyolite recoupant les gabbros au niveau du Cap Bougaroun ($37^{\circ} 05' 06.6''$ N, $6^{\circ} 28' 06.2'' E$; 133m)

Fig.12 : Carte de situation géographique de la région d'Aïn Sedma.

Fig.13 : Carte géologique schématique du secteur d'Aïn Sedma (d'après Roubault, 1934), modifiée, montrant la localisation des échantillons étudiés

Fig.14 : A : Aspect macroscopique d'une rhyolite d'Aïn Sedma ($37^{\circ} 02' 32.45''$ N, $6^{\circ} 27' 15.38''$ E ; 547m); B : Photo prise dans le complexe granite-rhyolite d'Aïn Sedma ($37^{\circ} 02' 37.27''$ N, $6^{\circ} 27' 09.66''$ E ; 621m).

Fig.15 : **A** : Aspect macroscopique du granite altéré d'Aïn Sedma ; **B** : Microphotographie (L. P) d'une section subautomorphe de plagioclase maclé polysynthétique et altéré dans le granite d'Aïn Sedma.; **C et D** : Aspect macroscopique et microscopique (L. P), d'un microgranite à texture microgrenue porphyrique de la région d'Aïn Sedma ; **E** : Aspect générale d'un microgranodiorite d'Aïn Sedma ; **F** : Microphotographie (L. P) d'un phénocristal de plagioclase zoné montrant le phénomène de damouritisation dans les microgranodiorites d'Aïn Sedma.

Fig.16 : A : Microphotographie (L.P) montrant des sections sub automorphes de plagioclase et d'orthose dans la matrice vitreuse de la rhyolite du k^{et} Aourar ; **B** : Microphotographie (L. P) d'une section subautomorphe de quartz dans une mésostase microlitique de Kef Cheraïa; **C** : microphotographie (L.N) d'une rhyolite à texture hyaline perlitique de Kef Cheraïa ; **D** : vue générale (L.P) d'une rhyolite à texture sphérolitique de Kef Cheraïa.

Fig.17 : A : Microphotographie (L. P) montrant un phénocristal sub automorphe de quartz craquelé présentant des golfs de corrosion dans une mésostase sphérolitique, Kef Cheraïa; **B** : Microphotographie (L. P) montrant la fragmentation jointive et la conservation de la forme primitive d'une section subautomorphe de quartz dans la rhyolite du K^{et} Aourar; C : Microphotographie (L. P) d'un quartz subautomorphe craquelé, corrodé dans une matrice sphérolitique, à noter que l'éclatement s'est produit à un moment où le magma était très visqueux et la possibilité de transport limitée ; Kef Cheraïa.

Fig.18 : Microphotographie (L. P) d'un plagioclase maclé péricline et polysynthétique dans la rhyolite à texture microlitique porphyrique du Kef Cheraïa.

Fig.19 : Microphotographie (L. N) d'un phénocristal de plagioclase craquelé et fracturé dans une rhyolite à texture pseudo-fluidale ; Kef Cheraïa.

Fig.20 : microphotographie (L P), d'un feldspath potassique (orthose) craquelé, corrodé et montrant la macle de Karlsbad dans la rhyolite de K^{et} Aourar.

Fig.21 : microphotographie (L. P.) d'une paillette de biotite dans une matrice sphérolitique dans la rhyolite du Kef Cheraïa.

Fig.22: microphotographie (L. P.) d'une paillette de biotite partiellement chloritisée avec accumulation des opaques le long des clivages dans la rhyolite du Kef K^{et} Aourar.

Fig.23 : Microphotographie (L.P) montrant une section automorphe d'épidote avec des teintes de polarisation très caractéristique (manteau d'arlequin) dans la rhyolite massive.

Fig. 24 : a : Vues microscopiques (L. P), montrant un stade moins évolué de dévitrification de la rhyolite du Kef Cheraïa, dont la tendance à la cristallisation apparait seulement en quelques points où existent des agrégats sphérolitiques; **b** : aspect général de la rhyolite du K^{et} Aourar (L. P) montrant un stade plus évolué de dévitrification dont la matrice se compartimente en zones annulaires, polygonales, de composition sphérolitique **c** : Microphotographie (L. P)

d'un filonnet de quartz et de feldspath dans une matrice entièrement cristallisée dans la rhyolite du Kef Cheraïa.

Fig.25: Aspect microscopique (L.P.) d'une rhyolite d'Aïn Sedma présentant la texture hyaline sphérolitique.

Fig.26 : Aspect microscopique (L. P.) d'une rhyolite de la région d'Aïn Sedma présentant la texture microlitique porphyrique à tendance doléritique.

Fig.27 : Aspect microscopique (L.P) d'un quartz en prisme dans une mésostase sphérolitique d'une rhyolite de la région d'Aïn Sedma.

Fig.28: Quartz rhyolitique corrodé et montrant une zone de croissance périphérique qui entoure le minéral et pénètre dans les cavités produites par la corrosion. (L.P).

Fig.29 : Aspect microscopique (L.P) d'une Sphérolite dans une rhyolite d'Aïn Sedma.

Fig.30: Aspect microscopique (L.P) d'une rhyolite montrant des phénocristaux de plagioclase dans une mésostase microlitique.

Fig.31 : Microphotographie (L.P) montrant une biotite en nids partiellement chloritisée dans la rhyolite à texture hyaline sphérolitique d'Aïn Sedma.

Fig.32 : Microphotographie (L.P) montrant une biotite en paillettes allongées dans la rhyolite à texture microlitique porphyrique d'Aïn Sedma.

Fig.33 : Vue microscopique (L. N) des sections subautomorphes de magnétite avec un plagioclase zoné dans la rhyolite de la région d'Aïn Sedma.

Fig.34 : Microphotographie (L.P) montrant une paillette de muscovite limpide avec des biotites interstitielles partiellement chloritisée dans la rhyolite d'Aïn Sedma.

Fig.35: Microphotographie (L. P) montrant l'altération de la biotite en chlorite dans les rhyolites d'Aïn Sedma.

Fig.36 : plan d'échantillonnage « extrait de la carte topographique de Cap Bougaroun (7-8) Ech : 1/25000 » montrant la localisation des échantillons analysées.

Fig. 37: Diagramme (K_2O+Na_2O) - 100* $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ de Hughes (1973) dans lequel sont reportées les échantillons analysées

Fig. 38: Diagramme Pf (%) en fonction de SiO2(%), des rhyolites de Collo.

Fig. 39: Diagramme $K_2O(\%)/Pf(\%)$, des points représentatifs des rhyolites de Collo

Fig. 40: Diagramme CaO (%) /Al₂O₃ (%), des points représentatifs des rhyolites de Collo.

Fig. 41: Diagramme TiO2 (%) en fonction de PF (%), des rhyolites de Collo.

Fig. 42: Projection des points représentatifs des rhyolites de Collo sur le diagramme de nomenclature (TAS). (Le Bas *et al.* 1986).

Fig. 43 : Projection des rhyolites de la région de Collo sur le diagramme SiO2 (%) en fonction de Log (Zr/TiO2*0.001) de Winchester et Floyd (1977).

Fig.44 : Diagramme Al2O3 (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo.

Fig.45 : Diagramme CaO (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo.

Fig.46 : Diagramme Fe2O3 (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo

Fig.47 : Diagramme MgO (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo.

Fig.48 : Diagramme Na2O (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo.

Fig.49 : Diagramme K2O (%) en fonction de SiO2 (%) des rhyolites de Collo.

Fig.50 : Diagramme TiO₂ (%) en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.

Fig. 51: Diagramme des alcalins (%) en fonction de SiO2 (%), Irvine et Baragar (1971)

Fig.52: Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971).

Fig.53 : Diagramme K2O versus SiO2 (% poids) illustrant l'enrichissement en potassium des rhyolites de la région de Collo. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

Fig.54 : Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme (Na₂O+K₂O) /SiO₂, Peacok (1931),

Fig.55 : Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme A/NK en fonction A/CNK (%), proposé par Chapell et White (1974).

Fig.56 : Variations de quelques éléments en traces (compatibles) en fonction des teneurs en SiO₂ (%).

Fig. 57: Variations des éléments en traces (incompatibles) en fonction des teneurs en SiO2(%)

Fig. 58 : Spectres de terres rares des rhyolites du Kef Cheraïa normalisées aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).

Fig. 59 : Spectres de terres rares des rhyolites du K^{et} Aourar normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).

Fig. 60 : Spectres de terres rares des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).

Fig. 61 Spectres de terres rares de la rhyolite Cap Bougaroun normalisée aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).

Fig. 62: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du Kef Cheraïa normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985).

Fig. 63: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du k^{et} Aourar normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)

Fig. 64 : Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985).

Fig. 65 : Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du Cap Bougaroun normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)

Fig. 66 : Diagramme de discrimination des rhyolites de la région de Collo (Log Nb en fonction du Log Y) d'après Pearce (1984). (Syn-COLG : Syn collsion granite. VAG: volcanic arc granite.

WPG: within plate granite. (Monzogranites) ORG : océan ridge granite

Fig. 67: Représentation des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989).

Fig. 68: Diagramme de classification chimique Total Alcali Silica (TAS) (Le Bas et *al.*, 1986) des rhyolites du nord est algérien. La courbe d'alcalinité en rouge sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Miyashiro, 1978).

Fig. 69: Répartition des rhyolites du secteur oriental de la marge algérienne dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971).

Fig. 70 : Diagramme K_2O versus SiO₂ (% poids) illustrant la diversité d'enrichissement en potassium des rhyolites du secteur oriental de la marge algérienne. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

Fig.71: Typologie géochimique des rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough dans le diagramme Na₂O (%) en fonction de K₂O (%).

Fig.72: Représentation des rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough dans le diagramme A/CNK en fonction SiO2 (%), Chapell et White (1974).

Fig.73 : Spectres de terres rares des rhyolites du secteur oriental de la marge Algérienne, normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985)
Fig.74 : Modèle proposé pour la pétrogenèse des rhyolites de la petite kabylie de Collo NE Algérien. (Lakkaichi et al ; 2017)

Liste des Tableaux

Tableau.01 : synthèse des caractéristiques microscopiques des rhyolites d'Aïn Sedma

Tableau.02 : synthèse des caractéristiques microscopiques des rhyolites massives de la région de Collo.

Tableau.03 : analyses chimiques des rhyolites d'Aïn Sedma NW de Collo (cette étude)

Tableau.04 : analyses chimiques des rhyolites de massives en coulée NW de Collo (cette étude)

Tableau.05 : Moyennes des teneurs en éléments majeurs des rhyolites de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO2 (%)

Tableau.06 : Moyennes des teneurs en éléments traces compatibles des rhyolites de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO2 (%)

Tableau.07 : Moyennes des teneurs en éléments incompatibles (LILE et HFSE) des rhyolites de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO2 (%)

Tableau.08 : Concentration terres rares dans la chondrite de Taylor et Mc Lennan (1985)

Tableau.09: Concentration en éléments traces dans manteau primitif de Taylor et Mc Lennan (1985)

Introduction Générale

Cadre général

L'histoire éruptive du Nord Est algérien, représente un épisode d'assez courte durée. Il est postérieur à la phase tectonique fini-oligocène qui est responsable de la structuration des zones internes de l'orogène auxquelles sont liées spatialement la plupart des manifestations magmatiques (Fougnot ; 1990).

Depuis les années quatre vingt dix (1990), de nombreux chercheurs se sont intéressés à l'étude des roches magmatiques de la marge Est-algérienne : (Fougnot, 1990; Ouabadi, 1994; Arafa 1997, 2007; Maury et al., 2000; Fourcade et al., 2001; Laouar, 2005; Bouabsa, 2005, 2010 ; Satouh, 2007 et récemment Abbassene, 2016). Les travaux de ces auteurs ont montré que pendant le cénozoïque, le Nord-Est algérien a enregistré une période d'activité magmatique post-collisionnelle, caractérisée par des magmas orogéniques calco-alcalins potassiques, caractérisant le secteur oriental dans la région de Petite Kabylie. Cette dernière est actuellement considérée comme un exemple type pour l'étude du magmatisme postcollisionnelle de la marge Est algérienne. L'histoire magmatique débute au Langhien avec l'expression d'un magmatisme potassique et calco alcalin (Maury et a ; 2000 ; Fourcade et al ; 2001), se mettant en place sous forme de granitoïdes métalumineux à peralumineux associés à des roches intermédiaires et felsiques. Les nouvelles données pétro-géochimiques acquises par Abbassene et al., 2016 sur ces roches, ont démontré leur caractère peralumineux et témoignent d'une genèse selon un modèle d'évolution par fusion partielle d'un manteau métasomatisé par la subduction suivie de la contamination croissante de ces magmas calcoalcalins par la croûte continentale selon un processus d'AFC (Assimilation coupled with Fractional Crystallization ; DePaolo, 1981) associé ou non avec un processus MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization); Hildreth et Moorbath, 1988; Semroud et al., 1994.

Objectifs du travail

Le présent travail porte sur le volcanisme rhyolitique de la région de Collo, dont la problématique consiste à : (1) explorer les caractéristiques pétrographiques, géochimiques et typologiques des différents faciès rhyolitiques de la région ; (2) déterminer leurs natures lithologiques ainsi que le contexte géodynamique contrôlant leur mise en place ; (3) élaborer un modèle pétrogénétique convenable pour ces rhyolites.

De manière générale, dans la région de Collo, les rhyolites forment deux types d'appareils différents. Le premier se présente sous forme de filons d'épaisseurs variables, intercalés dans les granites, les microgranites et dans les gneiss de la partie Sud Ouest du Cap Bougaroun, surtout dans la région d'Aïn Sedma. Le deuxième se présente sous forme de coulées rhyolitiques, situées à 500 m à l'est de k^{et} Aourar dans la région de Zitouna et dans les édifices volcaniques du Kef Cheraïa, localisé à 5 km au Nord Ouest de la ville de Collo.

Afin de caractériser la nature et le mécanisme de mise en place de ce volcanisme, on présentera la région d'Aïn Sedma (Sud - Ouest de Collo), comme un type représentatif des rhyolites filoniennes, et les édifices volcaniques du Kef Cheraïa et K^{et} Aourar comme des exemples pour les rhyolites massives.

Présentation du mémoire de thèse

Ce mémoire s'organise en six (06) chapitres précédés par une introduction générale.

Le premier chapitre est consacré à la présentation des généralités sur la genèse des magmas calco-alcalins potassiques, dans les zones de subduction, ainsi que les principaux processus pétrogénétiques et les composants impliqués dans ce magmatisme.

Le deuxième chapitre est réservé au cadre géologique qui est le résultat d'une synthèse bibliographique des différents travaux réalisés dans le nord est algérien. Dans ce chapitre, est présenté dans un premier temps, le contexte géologique global de la zone d'étude, ainsi que les différentes unités de la chaîne alpine d'Afrique du Nord. Dans un second temps, ce chapitre se rapporte d'une manière générale à la géologie de la Kabylie de Collo et d'El Milia. **Le troisième chapitre** est consacré à la présentation de la région d'étude et à la répartition des formations rhyolitiques dans la région de Collo. Il montre les travaux de géologie de terrain dans les secteurs d'Aïn Sedma, Kef Cheraïa et k^{et} Aourar, où sont décrites les structures géologiques et les relations avec les roches magmatiques de la même région.

Le quatrième chapitre est consacré à l'étude pétrographique des différents faciès rhyolitiques de la zone d'étude.

2

Le cinquième chapitre traite principalement la géochimie sur roche totale (majeurs, traces et terre rares) des rhyolites de la région de Collo, afin de déterminer l'origine de ces roches. Cette étude géochimique est divisée en deux parties : - dans la première partie, nous avons discuté les caractères typologiques et géochimiques de ces rhyolites à l'échelle locale dans la kabylie de Collo ; - dans la seconde partie, a été tentée une étude géochimique comparative des rhyolites de Collo avec leurs homologues de la petite kabylie, et de caractériser leur affinité magmatique à l'échelle régionale.

Le sixième chapitre représente une synthèse de l'ensemble des résultats pétro-géochimiques obtenus, ayant conduit à l'élaboration d'un modèle pétrogénétique des rhyolites de la région de Collo en quatre phases sur la base du modèle MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization).

Méthodologie

Echantillonnage et travaux de terrain

Les échantillons étudiés dans cette thèse ont été récoltés lors de plusieurs missions effectuées dans la région de Collo. Les travaux de terrain (fig. 35) sont basés sur les cartes géologiques de Roubault (1934), afin de réaliser l'échantillonnage le plus représentatif possible des différents faciès rhyolitiques dans cette région.

Les travaux de terrain ont porté essentiellement sur:

- Les rhyolites massives du Kef Cheraïa situé à 5 km à l'Ouest-Nord-Ouest de Collo ;
- Les rhyolites massives du k^{et} Aourar dans la région de Zitouna ;
- les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma qui sont situées au Sud-Ouest du Cap Bougaroun.

A cet effet, plus de 63 échantillons ont été prélevés pour la confection de lames minces et les analyses chimiques. A noter que l'échantillonnage dans ce secteur a été confronté à plusieurs problèmes: la végétation très dense qui réduit considérablement les affleurements de roches et le climat très pluvieux notamment en hiver accélérant le processus d'altération des roches.

Les travaux de laboratoire

• Pétrographie

Pour la caractérisation pétrographique, 41 lames minces (18 pour les rhyolites du Kef Cheraïa, 08 pour les rhyolites du k^{et} Aourar et 17 pour celles des rhyolites d'Aïn Sedma) ont été confectionnées. Cette étape a été réalisée au laboratoire du département de géologie d'Annaba, département de géologie Sétif et au laboratoire de l'ORGM (Boumerdes).

• Analyse chimique sur roche totale

Pour la caractérisation typologique et géochimique des différents faciès rhyolitiques échantillonnés ainsi que leur affinité magmatique, 11 échantillons représentatifs des rhyolites filoniennes et massives de la région de Collo ont été analysés pour les éléments majeurs par ICP-AES (Atomic Emisson Spectrometry), les éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. (Les protocoles analytiques sont reportés en annexe II).

Chapitre I

Généralité : Genèse des magmas orogéniques et composants impliqués

I.1. Introduction

Au miocène, le secteur du NE algérien (secteur de Petite Kabylie) a connu une activité magmatique très importante, caractérisée par une grande diversité pétrographique et géochimique. Le magmatisme de ce secteur, montre une évolution depuis des compositions calco-alcalines à calco-alcalines riches en potassium vers des compositions shoshonitiques (Abbassene et *al*., 2016). Depuis des décennies, l'identification des sources des magmas orogéniques demeure un problème très complexe. Il est communément admis que la structure d'une zone de subduction suggère plusieurs sources possibles pour ces magmas : (1) la croûte océanique subductée ; (2) les sédiments subductés ; (3) le manteau lithosphérique sous-jacent ; (4) la croûte continentale que traversent les magmas.

En Petite Kabylie et depuis les années 2000, de nombreux chercheurs (Maury et *al.*, 2000; Fourcade et *al.*, 2001; Coulon et *al.*, 2002; Laouar et *al.*, 2005 ; Arafa, 2007; Coulon et *al.* 2002), ont interprété ce magmatisme comme dérivant de la fusion d'un manteau lithosphérique métasomatisé par des fluides issus d'une plaque océanique (Téthysienne) subductée, suivie d'une contamination par la croûte continentale.

Ce travail porte sur le volcanisme rhyolitique de la région de Collo, mais, avant d'aborder toute discussion sur ces roches, il est important de rappeler, les principaux processus pétrogénétiques et les composants impliqués dans la genèse des magmas orogéniques situés au niveau des zones de subductions.

I.2. Source des magmas dans les zones de subduction

L'origine des magmas est considérée comme un processus complexe, pouvant résulter de plusieurs processus tels que, la fusion partielle de la croûte océanique plongeante, des sédiments subductés, du manteau métasomatisé et parfois même de la croûte continentale susjacente. Ringwood (1974), a proposé un modèle pétrogénétique pour les magmas orogéniques sur la base d'une croûte océanique plongeante (Fig. 01), partiellement métamorphisée en éclogite à quartz à des profondeurs allant de 100 à 150 km et ayant subi une fusion partielle. Par la suite, les fluides produits réagissent avec le manteau lithosphérique supérieur en le métasomatisant. La remontée «diapirique» de ce manteau hybride serait responsable du magmatisme calco-alcalin. Ce modèle ne rend pas compte de l'enrichissement très variable en potassium et en éléments incompatibles observé dans les magmas des zones de subduction, comme c'est le cas au nord est algérien.



Fig. 01: Modèle pétrogénétique des magmas orogéniques (Ringwood, 1974).

I.3. Les principales sources du potassium dans les magmas orogéniques

Les nombreux travaux (Varne, 1985 ; Varne et Foden, 1986 ; Foden et Varne, 1980 et Saunders et *al.*, 1980), sur le volcanisme potassique et ultrapotassique des zones de subduction suggèrent qu'un vieux manteau subcontinental constitue la principale source en potassium pour ce magma. Les éléments (K, Cs, Rb, Sr, Ba, U, Th, Pb...), se caractérisent par une affinité préférentielle pour la phase liquide du magma. Edwards (1988, 1989) propose un modèle basé sur le mélange d'un manteau caractérisé par l'anomalie « DUPAL » et d'un composant mantellique enrichi, issu du manteau inférieur ou résultant d'un ancien évènement de fusion au niveau du manteau. L'anomalie «DUPAL» (Hart, 1984) caractérise une source mantellique anormalement enrichie en ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, en ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb et en ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (par rapport aux MORB Atlantique et Pacifique), essentiellement localisée au niveau de la ride de l'océan Indien et des îles océaniques de l'hémisphère Sud (Dupré et Allègre, 1983). Wheller et *al.* (1987) et Foley et Wheller (1990) suggèrent que l'apport en potassium des laves des séries potassiques et ultrapotassiques proviendrait de veines mantelliques issues de faibles degrés de fusion partielle à partir d'une source mantellique d'origine profonde (P > 30 kbar).

Edgar (1980), Rogers et *al.* (1985, 1987), Nelson et *al.* (1986), Luhr et *al.* (1989), Ellam et *al.*, (1989), Peccerillo (1990), suggèrent plutôt un apport de sédiments subductés.

I.4. Rôle de la croute continentale dans la genèse des magmas orogéniques

Le processus qui rend compte de la contamination des magmas des zones de subduction par la croûte continentale reste essentiellement le processus d'assimilation par cristallisation fractionnée (AFC) (De Paolo, 1981; Gill, 1973, 1981; Coulon et Thorpe, 1981; Leeman, 1983; Plank et Langmuir, 1988). L'intervention de ce processus (AFC) est argumentée par l'existence de corrélations entre le rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et les teneurs en silice (SiO₂) et en strontium (Sr). Dans le Nord Est algérien, cette contribution crustale a été décrite dans le cas des roches magmatiques acides et intermédiaires, par de nombreux auteurs (Maury et al. 2000; Fourcade et al.; 2001; Coulon et al.; 2002; Laouar et al. 2005; Coulon et al., 2002). Récemment, les résultats acquis par Abbassene et al., (2016), relatifs aux rapports isotopiques du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr compris entre 0.707584 et 0.711203), dans les roches magmatiques de la région de Collo confirment l'intervention de matériaux crustaux dans l'évolution des magmas mafiques au cours de leur ascension à travers la croûte africaine. D'autre part, les rapports isotopiques de l'oxygène sont également de bons indicateurs d'une participation de la croûte continentale à la genèse des magmas ; les travaux de Ouabadi, (1994), Fourcade et al., (2001), dans le Nord-Est algérien montrent que les granites à cordiérite proviendraient de l'assimilation de métasédiments par des magmas intermédiaires à felsiques calco-alcalins. Alors que la source des granitoïdes métalumineux est essentiellement crustale comme le montre les compositions en isotopiques de l'oxygène (δ^{18} O comprisentre 9.3‰ et 13‰).

I.5. Processus pétrogénétiques impliqués dans le métasomatisme du manteau lithosphérique.

Les zones de subduction sont les zones où sédiments, croûte et lithosphère mantellique océanique, et eau de mer se rééquilibrent dans le manteau terrestre environnant. Le matériel enfoui, va modifier chimiquement le manteau, en l'hydratant. Lors de son enfouissement, la croute océanique, subit un métamorphisme prograde qui entraîne une succession de réactions, libérant le plus souvent des fluides liés à la déshydratation de la croûte océanique altérée (Hawkesworth et *al.*, 1997) ou des liquides issus de la fusion de sédiment (Peacock et *al.*, 1994) et/ou de basalte (MORB) de la croûte subductée (Stern et Kilian, 1996 ; Kilian et Stern, 2002). Ces fluides chargés en éléments chimiques, s'infiltrent dans le manteau et entraînent ainsi des modifications (chimiques et minéralogiques) de ce dernier. Donc dans les zones de subduction, la déshydratation d'une plaque subductée engendrerait deux types d'agents

métasomatiques migrant depuis la plaque subductée jusqu'au manteau en modifiant la composition de ce dernier:

- Des fluides qui exercent une contamination sélective du manteau en éléments très HYG (K,

Cs, Rb, Sr, Ba, U, Th, Pb...).

- Des liquides résultant de la fusion de la plaque subductée.

I.5.1. Intervention des fluides

Comparativement aux magmatismes des rides médio-océaniques et intraplaque, le magmatisme d'arc se caractérise par la présence dans les laves de minéraux hydroxylés (amphiboles, biotites) reflétant des teneurs élevées en eau et en éléments volatils dans les magmas. De nombreux auteurs, parmi lesquels, Perfit et *al.* (1980), Gill (1981), Arculus et Powell (1986) interprètent l'origine de ces compositions enrichies en éléments volatils par l'intervention de composants issus de la plaque subductée sous la forme de fluides hydratés. Un premier modèle sur la base de la profondeur du plan de Bénioff avoisinant 110 km à l'aplomb de la plupart des arcs a fortement suggéré à certains auteurs la décomposition et la transformation des minéraux hydratés à des pressions proches de 40 kbar au niveau de la plaque subductée et la formation de fluides migrant depuis cette plaque vers le manteau. Gill, (1981), Plank et Langmuir, (1988), Tatsumi et *al.*, (1986), Tatsumi (1989), Tatsumi et Murasaki (1990), ont proposé un autre modèle basé sur la déshydratation de la croûte océanique durant sa subduction à des profondeurs inférieures à 50 km (Fig. 02).



Fig.02: Modèle pétrogénétique des magmas orogénique (Tatsumi, 1989).

I.5.2. Intervention des liquides

D'autres auteurs (Nicholls et Ringwood, 1973; Ringwood, 1974; Wyllie et Sekine, 1982; Ringwood, 1990) proposent un modèle basé sur la métasomatose du manteau par des magmas issus d'une fusion partielle de la plaque subductée. Les expérimentations menées par Stern et Wyllie (1978) et Ryerson et Watson (1987) montrent que 5 à 10% de fusion de la plaque subductée dans des conditions hydratées engendre des liquides acides saturés en rutile. Wyllie et Sekine (1982) et Wyllie et *al.* (1989) proposent un modèle basé sur la formation de magmas acides à partir de la plaque subductée (Fig. 03). Dans ce modèle, des fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée affectent la zone avant-arc.



Fig. 03 : Modèle pétrogénétique des magmas orogéniques de Wyllie et Sekine (1982).

Conclusion

Cette revue et synthèse bibliographique permet de conclure que les principaux matériaux impliqués dans les zones de subduction sont :

- un manteau subarc "péridotitique" qui aurait subi, comme le suggèrent Gill (1981), Arculus et Powell (1986), Davidson (1987), une fusion partielle antérieure et qui correspondrait à un manteau de type MORB résiduel ;

- des composants subductés : la déshydratation et la fusion de la lithosphère subductée engendrerait la formation de fluides hydratés dont la composition est directement fonction de la nature des matériaux subductés. En remontant, ces derniers contamineraient le manteau et provoqueraient sa fusion. Ces fluides magmatiques peuvent, lors de leur remontée, subir une contamination par la croûte de l'arc (processus AFC).

Chapitre II

Cadre géologique : Synthèse sur la géologie de la Kabylie de Collo

II -Cadre géologique

II.1- Cadre géologique global

La petite kabylie de Collo s'intègre dans ce qui est communément appelé la chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides et fait partie de l'orogène alpin périméditerranéen d'âge tertiaire (Durand-Delga, 1969). Cette chaîne de type cordillère réunit des segments orogéniques sur plus de 2000 km de long, depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien (fig. 04).



Fig.04. Carte structurale schématique de la chaîne alpine d'Afrique du Nord montrant la disposition des zones internes et externes, Durand-Delga et Fonboté (1980).

Dans ce domaine, en forme d'anneau très aplati, on distingue du nord vers le sud les zones internes constituées par des unités à matériel paléozoïque et cristallophyllien, bordées au Sud par les unités de la dorsale (la chaîne calcaire). Les zones externes à matériel calcaire et marneux sont chevauchées par les unités de la dorsale par l'intermédiaire des flyschs. (Bouillin ,1977).

Certaines reconstitutions de la méditerranée occidentale admettent que la cassure téthysienne (coupure majeure entre l'Europe et l'Afrique), passe au Nord des blocs kabyles et des blocs d'Alboran. Le socle calabrais, situé du coté européen de la cassure téthyssienne aurait chevauché le bassin des flyschs calabrais en direction de l'Afrique comme le socle de la petite Kabylie chevauche le bassin des flyschs maghrébine, (Wildi, 1983). Cette interprétation est renforcée par les similitudes qui existent entres les matériaux de la plus basse nappe de

socle calabrais (unité de Bagni), et ceux d'une série des flyschs des maghrébides (unités d'Achaiches). (Bouillin, 1986; Jolivet et Faccenna, 2000).

II.2- Cadre géologique régional : Les grands traits géologiques de la kabylie de Collo.

La zone d'étude est située au Nord-Est Algérien et appartient au socle kabyle qui est constitué d'une vaste nappe qui repose sur des terrains mésozoïques et cénozoïques, sur plus de 150 Km le long du littoral méditerranéen, entre la ville de Jijel à l'Ouest et la ville de Skikda à l'Est, sur une largeur d'environ 50 Km. (fig. 05).



Fig. 05. Les ensembles géologiques de Petite Kabylie (Mahdjoub, 1991). UB : Unité Bougaroun ; UBF : Unité des Beni Ferguene ; USK : Unité de Socle Sens. Strict ; UIK : Unités infra kabyles ; (a) complexe de roches vertes volcano-detritiques de Texana (Sendouah-Tabellout) ; (b) Unités maurétaniennes ; GN : Nappe numidienne ; OMK : Oligo-Miocène-Kabyle ; GM : Granites miocènes ; CVC : complexe volcano-sédimentaire.

Les travaux de Bouillin et Kornprobst, (1974); Bouillin, (1977); Fauvel, (1977); Raoult et Vila, (1980); Durand-Delga et Fonboté (1980); Mahdjoub et al. (1997); Maury et al. (2000) et El Azzouzi et al. (2014); dans le Nord Est algérien ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs unités sous forme d'ensembles structuraux, généralement marqués par la prédominance des formations cristallophylliennes du socle kabyle, représentées dans la partie nord par des paragneiss granulitiques, auxquels sont associées des roches basiques et ultrabasiques et dans la partie sud par des schistes, micaschistes et gneiss, ainsi que par un important magmatisme Miocène qui a engendré d'importantes masses de granite (Beni-Toufout et Cap-Bougaroun), de granodiorites-microgranites (région de Collo et d'El-Milia) et des injections de laves acides (région de Collo).

II-2.1. L'unité du socle Kabyle

Le socle kabyle affleure à l'Ouest de Skikda dans la région de Collo. Il a fait l'objet de nombreuses descriptions par Roubault (1934), Durand-Delga (1955), Vila, (1967) ; Raoult, (1974) ; Djellit (1987); Bouillin (1977, 1979, 1984) ; Mahdjoub et Merle (1990) ; Mahdjoub (1991) et Mahdjoub et al. (1997) et Benabbas., (2006). Il est composé de roches métamorphiques et ultra métamorphiques ayant subi une mylonitisation et une fusion sous l'action des granitoïdes hercynien. Selon Mahjdoub (1991), les formations du socle métamorphique kabyle peuvent être subdivisées en trois unités structurales :

A- L'ensemble supérieur (unité de socle au sens strict)

Selon (Mahdjoub, 1991), cette unité chevauche à l'Est, les unités massyliennes des massifs de Filfila et Safia. Elle est constituée de bas en haut par :

(1) Une série paragneissique parfois migmatitique intrudée par des granites tardi hercyniens, surmontés par des marbres et des micaschistes à biotite. (Bouillin, 1977 ; Djellit, 1987)

(2) Une alternance de grés, de métapilites et des lentilles de marbre ;

(3) Une série schisteuse constituée de schistes noirs, de séricitoschiste et de chloritoschistes (Mahjoub, 1991).

B- L'ensemble inférieur (L'unité de Béni-Ferguène)

Cette unité est chevauchée au Sud par l'unité supérieure (unité de socle S.S) et recouverte au Nord par les formations numidiennes de l'oligo-miocène kabyle et des olistostromes (Bouillin, 1982). L'ensemble est recoupé par des granites miocène de Beni Toufout. Elle comprend de bas en haut :

(1) Une alternance de métapélites claires et sombres, des lentilles de pyroxénites et des granites ;

(2) des métapélites dans lesquelles s'intercalent des dalles d'orthogneiss ;

(3) des paragneiss recoupés par des sils d'amphibolites.

C- L'unité du Cap Bougaroun

Cette unité est isolée du reste du socle kabyle par les formations sédimentaires du bassin du Collo. Elle est limitée par les granites et microgranites miocène de Collo, Roubault (1934). Elle est essentiellement composée de péridotites et de gneiss avec quelques affleurements de roche calcique et recoupés par de rares filons de pegmatite. Cet assemblage

assez homogène, s'intercale dans des lentilles de marbres et des péridotites de type lhérzolite.(Bouillin et Kornprobst, 1974; Misseri, 1987 ; Satouh 2007).

II. 2.2. La dorsale kabyle

Au Sud Ouest de la petite kabyle, on note la présence d'une formation spécifique appelé dorsale kabyle nommée aussi «chaîne calcaire» (Glangeaud, 1933). Elle est caractérisée par un style tectonique en écailles. La dorsale kabyle constitue la couverture stratigraphique de la bordure méridionale du socle de Petite Kabylie. Généralement on distingue du Nord vers le Sud plusieurs séries :

 dorsale interne : elle montre sur un soubassement paléozoïque une série complète du permo-trias ou néocomien. Les formations de cette dernière sont surmontées par des calcaires de l'éocène inférieur moyen à caractère assez littoraux ;

(2) dorsale médiane : caractérisée par la permanence de dépôt marneux à microfaunes pélagique du turonien au lutétien inférieur, elle comporte des termes du permo-trias, du lias et du crétacé inférieur ;

(3) dorsale externe : elle représente le crétacé supérieur et l'éocène inférieur détritique.

II-2.3. Les séries à caractère flysch

En Algérie se sont des terrains allochtones d'âge crétacé à éocène. Sur le plan stratigraphique, les travaux de (Gélard, 1969), (Raoult, 1969) et (Bouillin, 1979), distinguent trois types de flyschs: il s'agit des flyschs maurétanien, massylien et numidien.

II.2.3.1. Le flysch Maurétanien

Sa dénomination a été proposée par Gélard (1969) afin de regrouper en une seule série deux formations qui semblent se compléter stratigraphiquement.

Le flysch montre de bas en haut :

(1) une alternance de marnes grises et de calcaire (pré flysch titonique-néocomien) ;

(2) un ensemble de grés homométrique attribué à l'Albo-aptien ;

(3) des phtanites rouges et blanches du cénomanien supérieur ;

(4) les microbrèches à ciment spathique riches en quartz détritique d'âge sénonien.

(5) au sommet, des conglomérats puis des grés micacés tertiaire (éocène à oligocène).

II.2.3.2. Le flysch Massylien

Ce terme a été introduit par Raoult (1969) pour désigner une série d'âge crétacé inférieur à lutétien, défini au Sud-Ouest de Skikda. En Petite Kabylie dans la région de Mekkada-Metletine (ex. Texenna) au Sud-Ouest et dans la série des Achaïches au Sud de Collo, le flysch maurétanien montre un soubassement caractérisé par un ensemble de roches à

affinité océanique avec des basaltes en coussin, dolérites et gabbros associés à des radiolarites d'âge Berriasien (Bouillin et al, 1977; Djellit, 1987). Une telle association se retrouve plus ou moins complètement en Grande Kabylie (Coutelle et Gélard 1968, Gélard, 1979) et aux deux extrémités des Maghrébides, dans le Rif et en Sicile (Durand-Delga et al. 2000).

Selon Raoult-(974), Il comporte les trois (03) termes suivants :

(1) un flysch schisto-quartzitique albo-aptien ;

(2) phtanites du cénomanien ;

(3) un flysch à microbrèches du cénomanien-sénonien inférieur.

II-2.3.3. Le flysch Numidien

D'après Bouillin (1979), la série numidienne de la petite kabylie comporte les trois termes suivants :

(1) à la base, des argilites de teinte verte, rouge et violacée, à tubotomaculums dont le sommet est d'âge Oligocène supérieur ;

(2) des grés à grains de quartz hétérométrique d'âge Aquitanien à Burdigalien inférieur ;

(3) au sommet des formations argileuses.

II.2.4. L'Oligo-Miocène kabyle (OMK)

D'après Bouillin, (1977), l'oligo-miocène kabyle constitue la couverture transgressive et discordante du socle de la petite et la grande Kabylie. Sa limite supérieure est fixée par une formation détritique qui comporte de bas en haut les trois termes lithologiques suivants:

(1) un terme de base à brèches et conglomérats à galets du socle d'âge oligo-miocène supérieur et paléozoïque.

(2) un terme médian constitué de pélites micacées à débris de socle et des lentilles conglomératiques.

(3) un terme supérieur pélitique et siliceux à radiolaire et diatomite d'âge probable aquitanien.

II.2.5. Les olistostromes

D'après Bouillin, (1973), ce sont des formations tectono-sédimentaires d'âge aquitanien-Burdigalienne inférieur, à débris de flyschs maurétanien et massylien et des formations telliennes reposant sur l'oligo-miocène kabyle.

II.2.6. Les séries prékabyles :

Le terme prékabyle a été créé par M. Durant Delga en 1967. Il correspond, d'une part à des écailles dans le massif de Moul Ed Demamène et aux séries épimétamorphiques qui affleurent en fenêtre sous le socle kabyle du Dj- Safia.

II.2.7. Les séries telliennes :

En Algérie les séries Telliennes caractérisent les puissantes séries marneuses et calcaires déposées dans un domaine paléogéographique que tous les auteurs situent au sud du socle kabyle ; il est divisé en de nombreuses nappes, (Bouillin, 1977). Dans la Kabylie de Collo et d'El Milia, les séries Telliennes affleurent dans des positions structurales variées (Bouillin, 1977). Bouillin et Glaçon (1973), Bouillin (1977) ont signalé l'existence de plusieurs affleurements :

(1) Les affleurements situés au NE d'El Milia ;

- (2) Les affleurements situés au NE de Sattara ;
- (3) Les affleurements situés à la bordure occidentale du massif des Beni-Toufout ;
- (4) Les affleurements situés aux environs de Collo.

On note aussi l'existence du lames de Trias injectés en position de diapir, appelé «Trias de type Tellien » (Bouillin, 1977). Ce complexe Triasique, dans la région d'étude ainsi que dans d'autres endroits en Algérie, comporte trois sortes de constituants (Durant-Delga, 1955) :

(1) Des dépôts sédimentaires : des argilites et marnes bariolées, plus et moins schisteuses, des grés fins, du gypse, du sel gemme et des cargneules ;

(2) Des lambeaux arrachés à d'autres formations (schistes satinés, diabases Paléozoïques, "ophites");

(3) Des roches éruptives basiques, des dolérites à structure ophitique et des andésites.

II.2.8. Les formations post-nappes

II.2.8.1. Miocène marin post-nappes (Burdigalien moyen-supérieur) :

Au Burdigalien est attribuable l'essentiel des couches marines du Nord Constantinois.

II.2.8.2. Les formations postérieures au Burdigalien marin :

Il s'agit des filons sédimentaires à matériel conglomératique (galets de micro granite, des cornéennes) déposés dans les fentes ouvertes post activité magmatique dans la région de Collo (Nord de bassin de Collo au Zitouna).

II.2.9. Les roches éruptives post-jurassiques

Elles sont localisées aux environs d'El Milia ; il s'agit des roches vertes du Moul Ed Demamène de nature doléritique, ensuite des intrusions granitiques d'El Milia, Ain Kechera (Durant-Delga, 1955-Bouillin, 1977) et des formations rhyolitiques (Bouillin, 1977).

Dans le cas des roches granitiques de la région d'El Milia et de Collo, il s'agit de deux grands affleurements de granites et de microgranite d'âge Miocène :

- Massif du Cap Bougaroun qui vient au contact du socle à péridotites, ce sont des granites calco-alcalins monzonitiques (Roubault, 1934) ;

- Massif de granite des Beni-Toufout, il affleure au centre de la kabylie de Collo sous forme d'un quadrilatère d'environ 10 X 6 Km qui traverse les terrains Mésozoïques de la fenêtre des Beni-Toufout et qui y provoque un important métamorphisme de contact. Dans le cas des roches microgrenues, ce sont des microgranites monzonitiques et des microgranodiorites. Ces roches sont d'âge Langhien (16 MA) et affleurent surtout entre Collo et El Milia.

Pour les rhyolites, il existe deux types de gisements :

- Des dykes ou filons au sein du granite et du socle à gneiss et péridotites de cap Bougaroun (rhyolites monzonitiques) (Roubault, 1933) ;

- Des roches effusives qui correspondent à un volcanisme de type ignimbritique (Kef Cheraïa au Nord du Dj- Mezber).

II.3. Tectonique de Petite Kabylie

Le Nord Est de Petite Kabylie est caractérisé par des structures complexes engendrées par des raccourcissements dus aux effets cumulés de nombreuses phases tectoniques.

La plupart des failles et des chevauchements cartographiés sont d'âge Albien, mais certaines fractures sont anté-alpines réactivées à l'époque alpine (Romanko, 1991).

L'examen du réseau d'accidents cassants établi à l'issue de l'interprétation des données géophysiques à caractère régional d'une part et l'interprétation des photos-satellites d'autre part révèlent l'existence de trois types d'accidents (Raoult, 1974; Vila, 1974; Durand Delga, 1978; Bouaroudj, 1986), (fig. 6).

Failles d'orientation E-W : On distingue la faille d'El Kantour qui parait avoir joué dès la phase fini-lutétienne (Raoult, 1974) et la faille de Hammam Debagh qui est considérée comme une limite entre la zone des flyschs et le bord de la dorsale Kabyle.

Failles d'orientation NW-SE : on distingue la faille de Zitomba et l'accident vertical (Faille décrochante senestre au Nord de Azzaba).

Faille d'orientation NE-SW : D'après Romanko (1991) elles sont d'âge hercynien dans la partie orientale de la petite kabylie, car c'est elles précisément qui contrôlent les intrusions des granitoïdes hercyniens.



Fig. 06 : position de quelques failles majeures de la petite Kabylie, d'après Raoult (1974) ; Vila(1974) ; Durand Delga(1978) ; Bouaroudj(1986) :1- Granites du Cap Bougaroun, du Beni Touffout et de Filfila ; 2- Microgranites ; 3- Andésites du Cap de Fer ; 4- Basaltes et Gabbro ; 5- Trachytes du Kef - Hahouner et trachyte potassiques à olivine de Azzaba ; 6- Failles Majeures : a- Déterminées, b- Supposées.
Chapitre III

Les formations rhyolitiques de Collo: répartition géographique et contexte géologique

III. Les formations rhyolitiques de Collo : répartition géographique et contexte géologique

Introduction

Les formations rhyolitiques qui font l'objet de cette étude se trouvent dans la région de Collo (NE Algérie). Ces roches affleurent suivant deux modes qui peuvent témoigner de deux origines différentes. Rappelons que selon leurs modes de gisement, ces rhyolites forment deux types d'appareils tout à fait différents. Le premier se présente sous forme de filons d'épaisseurs variables, intercalés dans les granites, les microgranites et même dans les gneiss situés au Sud Ouest du Cap Bougaroun, (surtout dans la région d'Aïn Sedma). Le deuxième type, se présente sous forme de coulées rhyolitiques, située à 500m, à l'est de k^{et} Aourar dans la région de Zitouna et des édifices volcaniques typiques du Kef Cheraïa localisé à environ 5km au Nord Ouest de la ville de Collo, formé de la superposition de coulées rhyolitiques massives et de niveaux pyroclastiques (brèches et tufs).

III.1. Les rhyolites massives

Ces roches affleurent essentiellement dans deux localités, (1) dans l'appareil volcanique du Kef Chéraïa; (2) à 500m à l'Est du Koudiat Aourar dans la région de Zitouna. M. Roubault (1934) a signalé l'existence d'un troisième affleurement dans la région d'Oued Tamanart, mais, en raison des conditions défavorables dans cette région, cet affleurement n'a pas pu être échantillonné.

III.1.1. Les rhyolites du Kef Cheraïa

III.1.1.1. Localisation et description des affleurements

Dans la région de Cheraïa, les rhyolites massives montrent leur plus grand développement et affleurent dans l'édifice volcanique du Kef Cheraïa, localisé à environ 5 km à l'Ouest-Nord-Ouest de la ville de Collo (fig. 07). Il s'agit d'une roche à faciès variant de massif à bréchique, contenant des fragments rhyolitiques anguleux de la taille des lapilli (pluri-centimétriques à décimétriques), de couleur grise, blanche, parfois rose, sans orientation préférentielle. Le plus souvent ces fragments sont emballés dans une matrice de couleur verte due probablement à l'altération chloriteuse. Par fois ces roches offrent un aspect massif avec une fluidalité bien marquée (fig. 8A et B).



Fig. 07 : **A** : Situation géographique de l'édifice volcanique du Kef Cheraïa. (Google Earth; 2018) ; **B** : Vue générale vers l'Ouest de l'édifice volcanique du Kef Cheraïa.

III.1.1.2. Structure et constitution de l'édifice volcanique

Cette structure volcanique a été décrite pour la première fois par Roubault (1934) puis plus en détail par Fougnot (1990) qui a notamment repris les travaux de Fauvel (1977), et récemment par F.Abbassene (2016).

La coupe géologique détaillée levée par Fougnot, (1990), sur l'édifice principal, depuis le sommet en direction N-S sur une distance de 500 m (fig. 8) ; montre que les grandes structures qui influencent la formation sont orientées N-S sous forme de séquences monoclinales avec une partie sommitale à pendage abrupt, formée essentiellement de brèches, et une partie basale à pente plus modérée, dans laquelle on observe, des brèches et des tufs plus ou moins grossiers. Dans la partie médiane, on observe des coulées massives verdâtres d'épaisseur allant de 1 à 2 m, montrant des roches aphanitiques parfois largement cristallisées ou porphyriques, montrant une fluidalité bien marquée (fig. 9. C et D). Selon Fougnot, (1990), la présence de ces types et leur association suggère de fréquentes variations dans les modalités de solidification du magma rhyolitique, ou dans sa composition, surtout en eau et en gaz. Les formations pyroclastiques, qui constituent l'essentiel des produits du volcan présentent également de fortes variations. Les brèches, renferment des éléments anguleux de nature varié (tuf et rhyolite massive (fig. 9E), dont la granulométrie moyenne diffère d'un banc à l'autre mais augmente globalement de la base au sommet, impliquant une activité par éruptions successives d'intensité croissante dans le temps. Les tufs, sont fréquents dans la partie inférieure et médiane de l'édifice, mais n'apparaissent pratiquement pas dans 1'unité sommitale (fig. 9F).

Chapitre III: Les formations rhyolitiques de Collo: répartition géographique et contexte géologique



Fig. 08 : Le massif rhyolitique du Kef Cheraïa ; A : Localisation, B : coupe NS réalisée dans l'édifice volcanique du Kef Cheraïa par Fougnot (1990) (modifié), montrant la localisation des échantillons étudiés.



Fig. 09 : A : Rhyolite à faciès bréchique riche en éléments d'une rhyolite pluri-centimétriques à décimétriques, emballés dans une matrice de couleur verte due très probablement à l'altération (Kef Cheraïa partite supérieure $37^{\circ}00'46.65''$ N, $6^{\circ}30'58.65''$ E, 527m) ; **B** : Rhyolite massive à enclaves rosâtres et verdâtres dans une matrice riche en cristaux. (Kef Cheraïa partite médiane $37^{\circ}00'46.50''$ N, $6^{\circ}30'58.10''$ E, 525m) ; **C**: Vue macroscopique d'une coulée rhyolitique en place, montrant nettement l'alternance de rhyolite massive et de rhyolite fluidale. (Kef Cheraïa partite médiane $37^{\circ}00'45.49''$ N, $6^{\circ}30'52.18''$ E, 511m) ; **D**: Agrandissement sur la même coulée (**C**) montrant la structure fluidale typique marquée par l'alternance de marbrures verdâtres et beiges ; **E**: brèche rhyolitique, à éléments beiges et roses cimentés par une matrice fine verdâtre siliceuse qui présente une fluidalité se moulant sur les plus gros clastes, (Kef Cheraïa partite supérieure $37^{\circ}00'47.73''$ N, $6^{\circ}30'58.37''$ E, 516m) ; **F**: tuf rhyolitique vert sombre fortement silicifié, formant un petit surplomb (Kef Cheraïa partite inferieure $37^{\circ}00'43.87''$ N, $6^{\circ}30'54.00''$ E, 455m).

III.1.2. Rhyolites du Koudiat Aourar

Cet affleurement de rhyolite massive a été découvert pour la première fois par Roubault (1934). Il est situé à 8 km au Nord Ouest de la ville de Collo, à 500 m à l'Est du Koudiat Aourar, dans la région de Zitouna (fig. 10A et B). Il s'agit de petites coulées rhyolitiques massives intercalées au milieu des microgranites fortement altérés.



Fig. 10 : A, B : localisation géographique de l'affleurement de la rhyolite massive du Koudiat Aourar dans la région de Zitouna; **C :** vue macroscopique d'une coulée de rhyolite massive en place montrant un fond vert, gris par fois beige généralisé à phénocristaux bréchique polygonaux de quartz vert clair anguleux, à éclat brillant **D :** cassure fraiche dans la même coulée (k^{et} Aourar. $36^{\circ}58'17.32''N$; $6^{\circ}30'03.37''$, 389 m).

Cette rhyolite affleure sous forme de petites coulées, parfois, vitreuse et montrant une fluidalité visible et bien marquée à structure polygonale et présentant un sens d'étirement bien visible. (Fig. 10C et D).

III.2. Les rhyolites filoniennes

III.2.1. Les rhyolites filoniennes des régions de Tamanart et du Cap Bougaroun

D'après les travaux de Roubault (1934), Bolfa (1948), Fauvel (1977). Fougnot (1990), et Abbassene (2016), tout le Nord du Cap Bougaroun (granite du Nord), le massif de serpentinite et les gneiss du secteur Aïn Sedma, ainsi que le massif microgranitique de la côte occidentale, sont criblés de filons de rhyolites, particulièrement dans le secteur d'Ain Sedma. Les plus importants filons paraissent orientés selon deux directions privilégiées, N-S et NE-SW. L'aspect de ces rhyolites est très variable d'un filon à l'autre, mais la plupart sont très altérées, et rendent ainsi leur échantillonnage très difficile (fig.11).



Fig. 11 : filon de rhyolite recoupant les gabbros au niveau du Cap Bougaroun (37° 05' 06.6" N, 6° 28' 06.2" E ; 133m)

Afin de porter une contribution à l'étude de ce type de rhyolite, on s'est intéressé dans ce travail au secteur d'Aïn Sedma (Sud - Ouest de Collo). Cette région est considérée comme un exemple type de volcanisme rhyolitique filonien de la région de Collo.

III.2.2. Les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma

III.2.2.1. Situation géographique

Le secteur d'Ain Sedma est situé à 11 km au Nord-Ouest de la ville de Collo dans la région du bassin de 1'Oued Tamanart. La région est comprise entre deux affluents de l'Oued Afensou, le Chabet Sedma et le Chabet Liouara, sur le versant oriental de la grande crête jalonnée par le Krenak Zardes (altitude 828 m), le Koudiat Ouertene (963 m), le Koudiat Sedma (835 m), le Sidi Embarek (805 m), qui forme la ligne de partage des eaux entre 1'Oued Afensou (Oued Mekarrat dans sa partie inférieure) et 1'Oued Bou Salah (fig. 12). On accède au site par une route qui prend naissance peu après le Col de Terras (route de Collo à El Milia par Cheraïa, Zitouna, Bou Noghra) au milieu d'une végétation où dominent les chênes-lièges les chênes-zens et les pins maritimes de la forêt domaniale de Bougaroun.



Fig. 12 : Carte de situation géographique de la région d'Aïn Sedma

III.2.2.2. Contexte géologique

La région d'Aïn Sedma a fait l'objet d'une étude détaillée par Bolfa (1948). L'étude a essentiellement porté sur les granites, les microgranites et les rhyolites fortement altérées. Les contacts entre les granites et les rhyolites sont très difficiles à rapporter sur une carte.

Généralement les filons rhyolitiques sont localisés principalement dans les granites et les microgranites. Roubault (1934) désigne l'ensemble sous le nom de complexe granite-rhyolite (fig.13).

Les rhyolites d'Ain Sedma sont représentées par des filons plus ou moins affectées par l'altération post-magmatique et se présentent sous l'aspect de roches affichant des teintes gris clair à gris vert, parfois blanc avec de petites taches vertes plus sombres (fig. 14A et B). Certains échantillons sont légèrement imprégnés d'oxydes de fer qui leur donne une couleur ocre pâle ou jaune, riche en verre et en phénocristaux de quartz.



Fig. 13 : Carte géologique schématique du secteur d'Aïn Sedma (d'après Roubault, 1934), modifiée, montrant la localisation des échantillons étudiés



Fig. 14 : A : Aspect macroscopique d'une rhyolite d'Aïn Sedma ($37^{\circ} 02' 32.45"$ N, $6^{\circ} 27' 15.38"$ E ; 547m); B : Photo prise dans le complexe granite-rhyolite d'Aïn Sedma ($37^{\circ} 02' 37.27"$ N, $6^{\circ} 27' 09.66"$ E ; 621m).

III.2.2.3. Les principaux faciès magmatiques associés aux rhyolites d'Aïn Sedma

Les granites de la région d'Aïn Sedma présentent à peu prés la même texture et la même composition minéralogique que ceux qui affleurent au Cap Bougaroun. A l'œil nu, Il s'agit de roches très altérées, de teinte claire, et présentant une structure finement grenue, très riche en mica et en oxydes de fer. Au microscope, ces granites montrent une texture grenue, et contiennent comme minéraux prédominants : du quartz, des feldspaths (orthose et plagioclase), de la biotite et comme minéraux accessoires, l'apatite et le zircon. (Figs. 15A et B).

Les microgranites que l'on trouve dans la région d'Aïn Sedma sont généralement altérés. La roche a une teinte blanchâtre à brunâtre due à l'altération des feldspaths et des biotites. Ces microgranites sont riches en phénocristaux de quartz, biotite et plagioclase. Les enclaves (plages vertes) ne sont pas très répandues et sont partiellement altérées.

Les microgranodiorites ont un aspect microgrenu et de teinte bleu grisâtre (fig. 15C et D). Elles affleurent sous forme d'une masse très puissante, renfermant de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques de couleur sombre verdâtre ainsi que des taches blanchâtres feldspathiques de tailles millimétriques à centimétriques. Ces enclaves représentent environ 5 à 10% de la masse rocheuse, (fig. 15E). Au microscope, ces roches sont altérées et montrent une texture microgrenue (fig. 15F) avec la présence de phénocristaux (surtout des plagioclases zonés) bien développés. La matrice occupe plus de 75 % de la roche. Les microgranodiorites d'Aïn Sedma montrent une composition minéralogique assez constante. En plus des

plagioclases toujours présents, on a des amphiboles vert sombres en lattes ou en aiguilles pouvant atteindre 3 à 4 mm ; des pyroxènes en baguettes moins fréquents que les amphiboles, de l'orthose, de la biotite et rarement du quartz dans une matrice microcristalline avec des tailles et pourcentages variables.



Fig. 15 : A : Aspect macroscopique du granite altéré d'Aïn Sedma ; B : Microphotographie (L. P) d'une section subautomorphe de plagioclase maclé polysynthétique et altéré dans le granite d'Aïn Sedma.; C et D : Aspect macroscopique et microscopique (L. P), d'un microgranite à texture microgrenue porphyrique de la région d'Aïn Sedma ; E : Aspect générale d'un microgranodiorite d'Aïn Sedma. ; F : Microphotographie (L. P) d'un phénocristal de plagioclase zoné montrant le phénomène de damouritisation dans les microgranodiorites d'Aïn Sedma.

Chapitre V

Caractéristiques pétrographiques

IV- Etude pétrographique

IV.1-Introduction

Dans ce travail, nous avons attaché une grande importance à l'étude pétrographique (41 lames minces étudiées), dont le but est de définir les principales caractéristiques pétrographiques des différents faciès rhyolitiques existant dans la région de Collo et cela afin de mieux cerner l'histoire de leur évolution magmatique ainsi que les mécanismes de leur mise en place.

Les roches étudiées sont classées en deux groupes : (1) le groupe des rhyolites massives du K^{et} Aourar et Kef Cheraïa; (2) le groupe des rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma. Nous ferons donc la description de chacun des type de rhyolites rencontrés du point de vue minéralogie, texture et structure, en présentant ensuite une synthèse des observations et en montrant les phénomènes caractéristiques dans une série choisie de photos.

IV.2- Pétrographie des rhyolites massives

L'observation microscopique des rhyolites massives, récoltées de différents affleurements de la région de Collo (Kef Cheraïa et Ket Aourar), montre que ses roches ont une texture variée: vitreuse, aphanitique (microlithique) porphyrique et sphérolitique fluidale (fig. 16), avec présence de phénocristaux de quartz, de plagioclase, d'orthose et de biotite, dans un verre recristallisé et dévitrifié en sphérolite fibroradiée avec des tailles et des pourcentages variables.

Les rhyolites de k^{et} Aourar sont généralement affectées par une altération. Elles sont composées de phénocristaux de feldspaths (25%), de plagioclases ($\geq 20\%$), de biotite (10%) et de quartz ($\leq 10\%$). Le tout baigne dans une matrice le plus souvent vitreuse qui représente en moyenne 50% du volume total de la roche.

Les rhyolites du Kef Cheraïa sont généralement fraîches par rapport aux premières, et montrent une texture hyaline perlitique. Certaines lames présentent des structures d'écoulement laminaires dans la matrice et des textures fluidales autour des microphénocristaux de quartz et du plagioclase. La roche montre une composition moyenne de 3 à 6% de feldspath potassique, 15% de plagioclase, \leq 5% de biotite et un taux élevé de quartz qui peut atteindre les 25%. L'ensemble baigne dans une matrice qui représente en moyenne (60%) du volume total de la roche.



Fig. 16: A : Microphotographie (L.P) montrant des sections sub automorphes de plagioclase et d'orthose dans la matrice vitreuse de la rhyolite du k^{et} Aourar ; **B** : Microphotographie (L. P) d'une section subautomorphe de quartz dans une mésostase microlitique de Kef Cheraïa; **C** : microphotographie (L.N) d'une rhyolite à texture hyaline perlitique de Kef Cheraïa ; **D** : vue générale (L.P) d'une rhyolite à texture sphérolitique de Kef Cheraïa.

IV.2.1. Les phénocristaux

A- Les minéraux essentiels ou cardinaux

Ils sont en quantité variable et peuvent atteindre jusqu'à 45 à 50% du volume totale de la roche, mais peuvent aussi être totalement absents. Ils sont le plus souvent brisés, fracturés et éclaté. Généralement ils sont représentés par du quartz, du plagioclase et de la biotite.

Le quartz : dans les rhyolites massives du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar, le quartz est le minéral le plus fréquent. Il apparait sous forme de cristau x à peine corrodés, très souvent à bords très nets sans zone de croissance, à l'exception des échantillons de la partie supérieure du Kef Cheraïa où les plages corrodées du quartz montrent, une bordure de croissance typique. En générale les cristaux sont relativement grands (3 à 5 mm) et ont la particularité d'être souvent craquelés (fig. 17a). Selon Roubault (1934), ces craquelures ne résultent pas d'une action dynamique, mais sont la conséquence d'un éclatement ou d'une fragmentation du minéral sous l'effet d'une variation brusque de température. Les fragments peuvent être jointifs et la section conserve alors sa forme primitive (fig. 17b), comme ils peuvent être dissociés et baignent d'une façon aléatoire dans la mésostase. (Fig. 17c).

Les feldspaths

Les plagioclases: dans la rhyolite du Kef Cheraïa, les plagioclases sont nettement moins abondants que le quartz, au contraire du cas de k^{et} Aourar où ce minéral est très fréquent. Ils se présentent sous forme de lattes carrées où sub-rectangulaires, le plus souvent assez frais avec des macles polysynthétiques et parfois entrecroisées (péricline avec albite), ou albite-Karlsbad (fig. 18). Ces plagioclases montrent une composition relativement constante (entre 25 et 40 % d'anorthite). Il est important de noter l'existence de quelques grands cristaux fracturés et craquelés (fig. 19).

Les feldspaths potassiques : Ils sont généralement beaucoup moins abondants que les plagioclases. Ils sont brisés, corrodés, altérés et se présentent sous forme de phénocristaux d'orthose, sub automorphes, le plus souvent brunâtres, avec la macle de Karlsbad caractéristique. (fig. 20).



Fig. 17 : A : Microphotographie (L. P) montrant un phénocristal sub automorphe de quartz craquelé présentant des golfs de corrosion dans une mésostase sphérolitique, Kef Cheraïa; **B** : Microphotographie (L. P) montrant la fragmentation jointive et la conservation de la forme primitive d'une section subautomorphe de quartz dans la rhyolite du K^{et} Aourar; **C** : Microphotographie (L. P) d'un quartz subautomorphe craquelé, corrodé dans une matrice sphérolitique, à noter que l'éclatement s'est produit à un moment où le magma était très visqueux et la possibilité de transport limitée ; Kef Cheraïa.



Fig. 18 : Microphotographie (L. P) d'un plagioclase maclé péricline et polysynthétique dans la rhyolite à texture microlitique porphyrique du Kef Cheraïa.



Fig. 19 : Microphotographie (L. N) d'un phénocristal de plagioclase craquelé et fracturé dans une rhyolite à texture pseudo-fluidale ; Kef Cheraïa.



Fig. 20 : microphotographie (L P), d'un feldspath potassique (orthose) craquelé, corrodé et montrant la macle de Karlsbad dans la rhyolite de K^{et} Aourar.

La biotite : Dans la rhyolite du Kef Cheraïa, elle est beaucoup moins abondante que le quartz et le feldspath. Elle se présente souvent en petites lamelles effilochées et très dispersées dans la masse (fig. 21). Par contre dans celle de la rhyolite du k^{et} Aourar, elle est fréquente, et bien reconnaissable, sous forme de grandes lamelles ou lattes de 2 à 3 mm; elle est décolorée, chloritisée avec accumulation de minéraux opaques (ferrifères) le long des clivages. (fig. 22).



Fig. 21 : microphotographie (L. P.) d'une paillette de biotite dans une matrice sphérolitique dans la rhyolite du Kef Cheraïa.



Fig. 22: microphotographie (L. P.) d'une paillette de biotite partiellement chloritisée avec accumulation des opaques le long des clivages dans la rhyolite du Kef K^{et} Aourar.

B- Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont représentés par du zircon et surtout de l'apatite fréquemment incluse dans les feldspaths et la biotite. Elle apparait le plus souvent, en cristaux automorphes avec les teintes de polarisation gris bleuté caractéristiques.

C- Les minéraux opaques : relativement très abondants, ils se présentent sous forme de cristaux automorphes, parfois, xénomorphes avec des tailles variables répartis d'une manière homogène dans la roche. Sous le microscope, nous avons pu reconnaître l'hématite (teintes à fond rougeâtre) et la magnétite (fraction séparée attirée par un aimant permanent).

B- Les minéraux d'altération

Il s'agit essentiellement de chlorite, séricite et épidote qui sont le produit d'altération des feldspaths potassiques, des plagioclases et des biotites.

La séricite : Se présente en fines paillettes ou aiguilles criblant les phénocristaux de feldspaths, soit en paillettes enrobant les grains de quartz et feldspath, et parfois dans des fractures et veinules en donnant ainsi une texture cellulaire à la roche.

La chlorite : Elle est essentiellement en position interstitielle dans les fissures perlitiques ou souvent, en veinules à la bordure des phénocristaux. Elle présente des couleurs de biréfringence vertes à vert pale probablement à cause d'un contenu élevé en magnésium.

L'épidote : Elle se présente en petits agrégats sub automorphes dans la matrice et résulte probablement de l'altération des plagioclases calciques ; elle montre les teintes de polarisation très caractéristique (manteau d'arlequin) (fig. 23).



Fig. 23 : Microphotographie (L.P) montrant une section automorphe d'épidote avec des teintes de polarisation très caractéristique (manteau d'arlequin) dans la rhyolite massive. **IV.2.2. Textures de dévitrification**

L'examen microscopique, effectué sur la matrice des échantillons des rhyolites massives de la région de Collo montre l'existence de plusieurs types de textures, indiquant les principaux stades de la dévitrification, déjà décrit par M. Roubault (1934), et Fougnot (1990). En effet, sous le microscope on peut distinguer les stades de dévitrifications suivants :

1- Le premier stade est caractérisé par une matrice à texture **hypo hyaline** avec la présence d'une structure d'écoulement laminaire formée par un verre de couleur brunâtre dans lesquels apparaissent des fissures perlitiques (fig. 24c), englobant des structures sphérolitiques.

2- Dans le deuxième stade, la mésostase, **hypocristalline** laisse apparaitre des zones sous forme d'anneaux, souvent polygonales, avec des bordures remplies par des petits sphérolites à croix noire de chlorite fibroradiée, (fig. 24a). Le fond de la pâte, est tapissé d'une association de quartz et de feldspaths, renfermant un verre résiduel en forme de gouttelettes allongées.

3- Dans le dernier stade, le verre disparaît presque entièrement et la pâte devient **holocristalline** recristallisée en un assemblage quartzo-feldspathique. Ces formations magmatiques sont affectées d'une silicification intense (filonnets de calcédonite ou de quartz) (fig. 24c).

La composition minéralogique et les pourcentages des minéraux essentiels ainsi que leurs tailles relatives sont présentées dans le tableau 01.



Fig. 24 : a : Vues microscopiques (L. P), montrant un stade moins évolué de dévitrification de la rhyolite du Kef Cheraïa, dont la tendance à la cristallisation apparait seulement en quelques points où existent des agrégats sphérolitiques; **b** : aspect général de la rhyolite du K^{et} Aourar (L. P) montrant un stade plus évolué de dévitrification dont la matrice se compartimente en zones annulaires, polygonales, de composition sphérolitique **c** : Microphotographie (L. P) d'un filonnet de quartz et de feldspath dans une matrice entièrement cristallisée dans la rhyolite du Kef Cheraïa.

Tableau. 01 : synthèse des caractéristiques microscopiques des rhyolites massives de la région de Collo.			
affleurement	Composition minéralogique et pourcentage des minéraux cardinaux	Taille des minéraux essentiels	
Rhyolite massive du K ^{et} Aourar	 Quartz (10%) Biotites (5 à 10 %) Feldspaths potassiques (5 %) Plagioclase (20 %) La matrice (55%) 	 Quartz (1 à 2.5 mm) Biotite (2 à 3 mm) Feldspaths potassiques (1 à 2 mm) Plagioclase (2 à 4 mm) Texture hyaline perlitique ou sphérolitique / fluidale. 	
Rhyolite massive du Kef Cheraïa	Quartz (25%) - Biotites (≤ 3%) - Feldspaths potassiques (2 à 5%) - Plagioclases (10%) - La matrice (60%)	 Quartz (2.5 à 4 mm) Biotites (0.5 à1mm) Feldspaths potassiques (1 à 1.5 mm) Plagioclases (1.5 à 3mm) Texture felsitique porphyrique entièrement dévitrifiée. 	

Conclusion

Les descriptions microscopiques des rhyolites massives du Kef Cheraïa et K^{et} Aourar ont mis en évidence l'hypothèse d'une mise en place aérienne au cours d'une activité volcanique explosive. Cette hypothèse est confortée par la présence de phénocristaux (plagioclases et quartz) craquelés et fracturés, (conséquence d'un éclatement sous l'effet d'une variation brusque de température, probablement lors du transport aérien des coulées de lave), l'existence de plusieurs types de texture, dans ces rhyolites indiquent l'effet des principaux stades de la dévitrification.

Ces observations microscopiques sont compatibles avec des laves mises en place par un volcanisme explosif caractérisé par des laves acides très visqueuses, dévitrifiées et recristallisées. La chloritisation affectant ces rhyolites suggère également une altération superficielle.

IV.3. Pétrographie des rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma

Dan cette partie, dans un premier temps, nous présenterons une description microscopique des différents faciès des rhyolites d'Aïn Sedma, et dans un second temps nous présenterons les différents éléments constitutifs de ces rhyolites (minéraux et mésostase). En conclusion, nous tenterons de définir la nature de ce volcanisme, et de lui attribuer une définition pétrographique.

IV.3.1- Les principaux faciès des rhyolites

L'examen microscopique, effectué sur les échantillons des rhyolites prélevées dans la région d'Aïn Sedma montre l'existence de deux types de texture, indiquant des conditions de formation différentes : le premier, montre une texture hyaline sphérolitique et le deuxième faciès présente une texture microlitique porphyrique à tendance doléritique.

a- Faciès à texture hyaline sphérolitique

L'étude pétrographique de ce type de rhyolite, montre que la roche est constituée par un empilement de petits agrégats de sphérolites composés du verre rhyolitique, recristallisé en texture fibroradiée de quartz et de feldspath (fig. 25).

b- Faciès à texture microlitique porphyrique

Sous le microscope, ce type de rhyolite montre une texture microlitique porphyrique à tendance doléritique (fig. 26). On note aussi la présence de phénocristaux de plagioclase et du quartz automorphe, le plus souvent corrodés et entourés de couronnes réactionnelles.

L'existence des deux séquences de cristallisation (microlitique et sphérolitique) observées en lame mince, est confortée par la nouvelle approche basée sur les données pétrographiques et expérimentales récentes (Watkins et *al.* 2009), sur la cristallisation des liquides rhyolitiques et la dévitrification des verres acides naturels et artificiels.



Fig. 25: Aspect microscopique (L.P.) d'une rhyolite d'Aïn Sedma présentant la texture hyaline sphérolitique.



Fig. 26 : Aspect microscopique (L. P.) d'une rhyolite de la région d'Aïn Sedma présentant la texture microlitique porphyrique à tendance doléritique.

IV.3.2. Les phénocristaux

A- Les minéraux essentiels ou cardinaux

Le quartz : Il est le minéral le plus répandu dans la rhyolite d'Aïn Sedma et se présente sous deux habitus dans plusieurs échantillons. Le premier en cristaux automorphes hexagonaux ou rectangulaires fortement corrodées (Q^1) et le deuxième en cristaux bipyramidés de tailles pouvant atteindre 4 mm, avec des golfs de corrosion où des oxydes de fer et/ou de la chlorite viennent s'accumuler à l'intérieur. Le quartz de deuxième génération (quartz secondaire, (Q^2) sous forme de microcristaux, xénomorphes, probablement issu d'une silicification tardi à post magmatique (lié à une phase hydrothermale). On note que les bords des cristaux de quartz présentent des zones de croissance périphériques qui entourent le minéral et pénètrent dans les cavités produites par la corrosion. (Fig. 27 et 28).

Les sphérolites

L'observation des lames minces a révélé l'existence de structures sphérolitiques, formées de quartz et de feldspaths qui ont une texture fibro radiée allongée depuis le centre vers la périphérie. Elles sont le plus souvent centrées sur du quartz arrondi et même sur des phénocristaux d'orthoses +/- altérés (Fig. 29). Ces cristaux de quartz et d'orthose ont joué le rôle de support de la croissance très rapide des microcristaux fibreux. En générale, l'origine de la texture sphérolitique avait été interprétée de deux façons différentes : selon Michel-Lévy (1912) et Bordet (1952), elle résulte d'une cristallisation primaire à haute température à partir d'un magma visqueux. Par contre pour Boucarut (1971) et Bard (1980) ils se forment par dévitrification lente du verre matriciel au cours des temps géologiques.

Les feldspaths

Le plagioclase : C'est un minéral fréquent dans la rhyolite à texture microlitique. Les phénocristaux ont une taille comprise entre 3 et 5 mm. Ils sont soit sub automorphes, en prismes quadrangulaires maclés polysynthétique ; soit représentés par des prismes allongés maclés polysynthétique. Ces plagioclases sont très difficiles à déterminer par suite de leur profonde altération, mais, leur composition moyenne est An₄₅. (fig. 30).

Le feldspath potassique : Moins abondant que les plagioclases, il est représenté par l'orthose qui apparait en lattes subautomorphes, maclées Karlsbad est souvent altéré (phénomène de séricitisation).

La biotite : Toujours présente dans la roche, elle montre souvent une transformation en chlorite et/ou muscovite à des degrés variables. Elle se présente soit en nodules ou nids partiellement chloritisés. Leur taille est généralement inférieure à 2 mm, et le plus souvent riche en inclusions d'opaques (fig. 31) ; soit en paillettes allongées développées dans les microfractures des phénocristaux et de la mésostase (fig. 32).



Fig. 27 : Aspect microscopique (L.P) d'un quartz en prisme dans une mésostase sphérolitique d'une rhyolite de la région d'Aïn Sedma.



Fig. 28: Quartz rhyolitique corrodé et montrant une zone de croissance périphérique qui entoure le minéral et pénètre dans les cavités produites par la corrosion. (L.P).



Fig. 29: Aspect microscopique (L.P) d'une Sphérolite dans une rhyolite d'Aïn Sedma.



Fig. 30: Aspect microscopique (L.P) d'une rhyolite montrant des phénocristaux de plagioclase dans une mésostase microlitique.



Fig. 31 : Microphotographie (L.P) montrant une biotite en nids partiellement chloritisée dans la rhyolite à texture hyaline sphérolitique d'Aïn Sedma.



Fig.32 : Microphotographie (L.P) montrant une biotite en paillettes allongées dans la rhyolite à texture microlitique porphyrique d'Aïn Sedma.

B- Les minéraux accessoires :

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon et les minéraux opaques, sous forme d'inclusions dans la biotite, le quartz et les plagioclases.

L'apatite : Elle apparait en cristaux automorphes présentant une teinte de polarisation gris bleuté. Elle est souvent incluse dans le quartz.

C-Les minéraux opaques : Les minéraux opaques sont inclus dans la biotite ou dans la mésostase vitreuse sous forme de minéraux noirs parfois automorphes ou arrondis (magnétite), (fig. 33). Ils sont généralement de taille variable (entre 0.5 et 1.5 mm) avec une distribution globalement homogène dans la roche.



Fig. 33: Vue microscopique (L. N) des sections subautomorphes de magnétite avec un plagioclase zoné dans la rhyolite de la région d'Aïn Sedma.

D- Les minéraux d'altération

La muscovite : beaucoup moins abondante que la biotite, elle apparaît en petites paillettes limpides, provenant de la déstabilisation des minéraux de biotite, ou de l'altération du feldspath potassique (fig. 34).

La chlorite: Elle est toujours associée à la biotite et apparait sous forme de petites paillettes de couleur verte. Le plus souvent, elle renferme des inclusions de minéraux opaques (fig. 35).

L'épidote : Elle se présente sous forme de plages xénomorphes, bien visibles avec leur relief et leur teinte de polarisation très caractéristique (manteau d'Arlequin). Ces dernières sont probablement dues à la transformation des plagioclases-Ca (épidotisation).



Fig. 34 : Microphotographie (L.P) montrant une paillette de muscovite limpide avec des biotites interstitielles partiellement chloritisée dans la rhyolite d'Aïn Sedma.



Fig. 35 : Microphotographie (L. P) montrant l'altération de la biotite en chlorite dans les rhyolites d'Aïn Sedma.

IV.3.3- La matrice :

La matrice cimentant les éléments décrits ci-dessus, appartient à deux types différents. Elle est constituée, soit par l'assemblage de sphérolites à aspect micropégmatitique à étoilement séparés par des zones à microlites feldspathiques et quartz; soit par l'enchevêtrement des sections de quartz et de feldspath à texture microlitique.

Dans le premier type, la mésostase est constituée de verre dévitrifié en sphérolites, agrégats polycristallins quartzo-feldspathique, fibroradié. Leur centre est souvent occupé par un cristal de quartz. Ces sphérolites sont très abondants dans la mésostase.

IV.3.4. Les altérations

Les altérations sont essentiellement représentées par deux types : météorique et hydrothermale (post-magmatique). L'altération météorique est facilement observable au niveau des rhyolites d'Aïn Sedma; elle est représentée par l'oxydation des minéraux ferromagnésiens (biotite); le développement d'oxydes de fer s'observe au niveau des plans de clivages au sein de la biotite. Ces oxydes de fer sont aussi observés au niveau des golfs de corrosion et des cassures du quartz.

IV.3.5. Ordre de cristallisation minéralogique des rhyolites

L'étude pétrographique des rhyolites a permis de distinguer quatre phases de cristallisation magmatique :

1^{er} Stade : Une phase précoce, au cours de laquelle commencent à cristalliser les minéraux accessoires comme le zircon et l'apatite inclus dans la biotite et le quartz;

 2^{eme} Stade : Une deuxième phase dite principale (cristallisation des phénocristaux) : caractérisée par la cristallisation simultanée de la biotite et des cristaux automorphes, tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et le quartz;

3^{eme} Stade : Une troisième phase, intermédiaire, comprenant les minéraux de deuxième génération tels que les microclastes de quartz et les feldspaths squelettiques, ainsi que les minéraux de la mésostase.

4^{eme} Stade : Une quatrième phase, tardive, comprenant les minéraux d'altération hydrothermale et/ou météorique, tels que la séricite (et/ou muscovite), l'épidote et la chlorite.

Conclusion :

Malgré les variations texturales et quantitatives observées dans les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma ; la minéralogie qualitative reste relativement constante dans les deux faciès existants (filonien et massif) à texture sphérolitique et microlitique. Elle est composée de quartz sphérolitique, plagioclase, orthose, biotite et rarement de muscovite, chlorite et épidote, (ces trois derniers sont considérés comme des produits d'altération). Les compositions minéralogiques et les pourcentages des minéraux cardinaux ainsi que leurs tailles relatives sont présentés dans le tableau 02.

Tableau. 01 : synthèse des caractéristiques microscopiques des rhyolites d'Aïn Sedma			
Texture	pourcentage des minéraux	Taille des minéraux essentiels	
	cardinaux		
Rhyolite à texture	- Quartz (25%)	- Quartz (1.5 à 4 mm)	
hyaline	- Biotites (5%)	- Biotites (0.5 à 1.5 mm)	
sphérolitique	- Feldspaths potassiques (5%)	- Feldspaths potassiques (1 à 1.5 mm)	
	- Plagioclases (15%)	- Plagioclases (0.2 à 0.50 mm)	
	- Matrice (50%)		
Rhyolite à texture	- Quartz (25%)	- Quartz (1.5 à 2.5 mm)	
microlitique	- Biotites (5%)	- Biotites (0.5 à 1.5 mm)	
porphyrique	- Feldspaths potassiques (5%)	- Feldspaths potassiques (0.5 à 1 mm)	
	- Plagioclase (35%)	- Plagioclases (2 à 3.5 mm)	
	- Matrice (30%)		

Chapitre V

Caractéristiques géochimiques

V. Caractéristiques géochimiques

Introduction

La présente étude apporte un ensemble de nouvelles données géochimiques sur les éléments majeurs, traces et terre rares des différents faciès rhyolitiques de la région de Collo. Les objectifs de cette étude sont : (1) caractérisation géochimique des différents types de rhyolites de la région de Collo (filoniennes et massives), ainsi que leur affinité magmatique ; (2) connaissance des sources magmatiques dans les deux types étudiés, ainsi que les processus pétrogénétiques à l'origine de leur mise en place.

V.1. Présentation des résultats

Cette étude est basée sur onze (11) échantillons représentatifs des rhyolites filoniennes et massives de la région de Collo (fig. 36). Les échantillons de roches totales ont été analysés pour les éléments majeurs par ICP-AES (Atomic Emisson *Spectrometry*) alors que les éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au «ALS, LABORATORY GROUP SL - Spain». Les résultats sont consignés dans les tableaux 03 et 04. Afin de couvrir toute la zone d'étude, les données analytiques d'éléments majeurs de dix sept (17) échantillons de roches réalisés par Fougnot (1990) et Abbassene (2016) dans la même région ont été également utilisées. Ceci permettra par la suite de tirer de bonnes interprétations de l'ensemble des données afin de retracer l'évolution magmatique ainsi que la pétrogenèse de ces roches. (Voir Annexe I, Tab. 01 et 02).





Fig. 36 : Plan d'échantillonnage «extrait de la carte topographique de Cap Bougaroun (7 - 8) Ech. : 1/25000» montrant la localisation des échantillons analysés.
Tableau 03 : analyses chimiques des rhyolites d'Aïn Sedma NW de Collo (cette étude)											
Facies filonien											
Ech	AS01	AS02	AS03	AS04	AS05						
Eléments majeurs (Poids %)											
SiO ₂	76.2	76.4	76.5	76.7	74.93						
TiO ₂	0.25	0.12	0.15	0.1	0.29						
Al_2O_3	13.3	12.9	12.77	12.75	13.5						
Fe ₂ O _{3(T)}	1.3	1.63	1.28	1.1	1.78						
MnO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02						
MgO	0.59	0.25	0.24	0.22	0.65						
CaO	0.24	0.54	0.56	0.42	0.71						
Na ₂ O	1.83	1.04	1.99	2.97	1.74						
K ₂ O	5.74	6.77	5.82	5.85	4.29						
P_2O_5	0.02	0.009	0.01	0.01	0.02						
LOI	0.16	1.42	1.22	1.13	2.89						
Total	99.93	100.72	101.18	100.02	100.54						
CIPW (%)											
Quartz	42,93	43.86	41.89	41.47	42.07						
Corindon	3,95	2.81	2.37	3.07	2.41						
Orthoclase	34,47	40.87	35.04	25.72	35.80						
Albite	15,73	8.99	17.15	25.49	15.25						
Anorthite	1,08	2.68	2.76	2.05	3.51						
Hypersthene	1,49	0.63	0.61	1.64	0.57						
Hematite	0,06	0.04	0.04	0.08	0.1						
Apatite	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05						
total	98.40	97.89	98.15	98.57	96.55						
DI	93.14	93.72	94.09	92.97	93.12						
ASI	1./3	1.52	1.54	1.94	1.54						
Na_2O+K_2O	/.5/	/.81	7.81	1.20	7.59						
K ₂ 0/1Na ₂ 0	3.13	0.51	2.92	1.44	3.30						
Eléments en tra	aces (ppm)										
As	24.9	30.8	32.9	28.2	27.4						
Ba	600	418	580	490	510						
Be	4.59	6.58	6.47	6.44	4.46						
Bi	0.34	0.47	0.5	0.42	0.4						
Cd	0.14	0.02	0.02	0.12	0.2						
Co	28.1	22.9	23.4	34.3	31.2						
Cr	5.58	6.1	7.3	5.2	7.33						
Cs	18.4	21.7	21.4	19.7	26.4						
Cu	2.0	1./	1.5	1.9	2						
Ga	10.9	12.2	0.10	14.2	10.5						
Ge	0.18	0.2	0.19	0.17	0.1						
ПI In	2.9	2.3	2.5	2.9	0.05						
	87	6	5.7	7.01	5.5						
Мо	0.7	0 35	0.33	0.42	0.5						
Nh	11.4	10.4	10.2	10.42	12.01						
Ni	19	0.9	0.7	10.75	12.01						
Ph	7.4	8.8	83	823	69						
Rb	169.5	147.5	148.9	152.2	171.9						
Sb	5.5	5.83	5.64	5.22	4.86						
Sc	4.7	3.3	3.1	4.1	3.79						
Sn	6.4	8.1	7.8	7.9	7.23						
Sr	49.2	47.1	48.8	52.1	40.5						

Та	2.78	3.48	3.29	4.05	3.39			
Th	18.25	24.5	24.3	25.5	24.3			
U	6.3	7.02	(.9	7.5	8.25			
V	9.7	11.3	12	10.3	7			
Y	17,2	12,5	12,4	13.1	15.8			
Zn	19	16	16	20	16			
Zr	83.5	70.2	68.4	65.3	72.5			
Terre rares (ppm)								
Ce	63.1	55.4	59.5	57.6	61.02			
Dy	2.74	2.51	2.35	2.32	2.94			
Er	1.51	1.31	.3	1.52	1.19			
Eu	0.59	0.53	0.46	0.48	0.50			
Gd	249	2.48	2.13	2.37	2.97			
Но	0.58	0.48	0.49	0.51	0.44			
La	26.2	29.2	23.8	27.01	26.8			
Lu	0.21	0.2	(.2	0.22	0.19			
Nd	10.1	10.53	10.8	9.97	10.02			
Pr	5.26	5.71	6.28	5.69	5.1			
Sm	2.56	2.38	2.81	2.29	2.45			
Tb	0.6	0.52	0.46	0.62	0.65			
Tm	0.21	0.18	(.2	0.17	0.21			
Yb	1.53	1.22	1.32	1.43	1.37			

Composition modale à partir du calcul des normes par la méthode CIPW (Irvine et Baragar, 1971), DI differentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index = Al2O3/(CaO+Na2O+K2O) (Shand1922; Zen 1989)

Tableau 04 : Analyses chimiques des rhyolites massives « NW de Collo » (cette étude)

Faciès massif											
Ech.	K.ch 01	K.ch 02	K.ch 03	K.ch 04	K ^{et} .Ar 01	K ^{et} .Ar 02					
Eléments majeurs (Poids %)											
SiO ₂	79.4	80.51	79.24	78.81	78.2	76.25					
TiO ₂	0.14	0.12	0.14	0.18	0.19	0.21					
Al ₂ O ₃	10.13	9.92	10.55	9.98	9.33	10.7					
Fe ₂ O _{3(T)}	0.89	0.63	0.71	0.83	0.97	1.08					
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01					
MgO	0.27	0.24	0.30	0.35	0.29	0.41					
CaO	0.29	0.21	0.29	0.25	0.92	1.01					
Na ₂ O	1.82	1.93	1.72	1.61	1.42	0.99					
K ₂ O	6.56	6.72	6.33	6.41	6.12	5.23					
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03					
LOI	1.33	0.99	1.01	0.85	3.35	3.7					
Total	100.85	101.29	100.31	99.79	99.81	99.87					
Quartz	43.87	44.90	44.59	44.88	50.48	50.38					
Corindon	00.00	00.00	0.37	00.00	00.00	1.73					
Orthoclase	39.30	39.84	37.94	38.70	31.68	32.59					
Albite	15.61	13.64	14.76	13.92	12.58	8.83					
Anorthite	0.09	00.00	1.39	1.09	4.14	5.08					
Hypersthene	0.68	0.60	0.75	0.89	0.75	1.07					
Hematite	0.05	0.02	0.05	00.07	0.07	0.08					
Apatite	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.07					
total	98.63	99.67	98.59	97.88	95.49	94.84					
DI	98.78	98.38	97.29	97.49	94.74	91.80					

ASI	1 17	1 12	1.26	1 14	1.25	1 48
Na ₂ O+K ₂ O	8 38	8.65	8.05	8.02	6.54	6.22
K ₂ O/Na ₂ O	3.60	3.48	3.68	3.98	3.60	5.22
22-	2.00	5110	0.000	0.70	2.00	0.20
Eléments en tra	aces (ppm)				1	
As	7.4	9.9	6.33	7.1	2.6	6.1
Ba	401.1	383	412	471	498	502
Be	5.43	6.47	5.72	6.33	2.65	3.68
Bi	0.34	0.5	038	0.32	0.48	0.45
Cd	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Со	23.4	20.2	25.11	27.1	27.97	31.5
Cr	9.22	8.1	9.84	9.9	10.2	9.75
Cs	3.12	2.93	2.7	2.81	1.73	1.22
Cu	1.51	1.42	1.5	1.56	1.6	1.72
Ga	11.85	12.15	12.43	12	12.95	13.3
Ge	0.22	0.19	0.29	0.2	0.15	0.18
Hf	2.2	2.3	2.2	2.1	2.4	2.6
In	0.018	0.022	0.031	0.021	0.041	0.046
Li	6.3	5.7	6.01	5.9	6.1	7.8
Mo	0.17	0.19	0.1	0.17	0.07	0.06
Nb	8.9	8.2	8.1	8.5	10.3	9.8
Ni	0.7	0.5	0.62	0.7	1.1	0.6
Pb	12.2	14.3	11.99	12	19.4	22.9
Rb	218	201	249	245	266	288
Sb	4.18	5.64	4.21	5.11	1.12	1.3
Sc	3.6	3.1	3.3	3.25	3.4	4.1
Sn	/.1	/.8	/.4	8	6.9	6.6
Sr Ta	45.62	43.1	45.8	45.62	46.2	48.8
1a Th	2.33	2.79	1.99	2.01	1.5	1.32
	17.4	17	16.15	20	20.16	21.5
V	6.88	5 13	5 77	6	6.8	6
V V	15.3	12 41	15.21	15.2	16.4	18.1
Zn	17.02	17.52	17.12	16.33	14.0	13.83
Zr	63.6	68.4	61.6	60.47	67.8	69.4
Trace (ppm)	0010		0110		0110	0,11
Ca	50.12	51.21	57.87	18.8	61.2	61.6
Dv	2.19	2 25	2 31	2 56	2.62	2 73
Er	1.57	1 47	1 42	1.53	1.89	2.0
Eu	0.49	0.46	0.52	0.48	0.83	0.95
Gd	3.15	3.63	3.29	3.51	3.81	3.72
Но	0.60	0.59	0.54	0.55	0.61	0.67
La	28.7	30.02	29.12	30	35.2	34.8
Lu	0.23	0.2	0.22	0.22	0.28	0.29
Nd	20.2	20.8	21.3	23.8	28.7	28
Pr	6.94	6. 85	6.72	6.88	7.28	7.72
Sm	3.73	3.81	3.63	3.8	4.03	4.82
Tb	0.59	0.55	0.51	0.49	0.59	0.54
Tm	0.31	0.24	0.25	0.23	0.29	0.31
Yb	1.60	1.58	1.52	1.63	1.97	2.04
Composition n Baragar.1971). index = $Al_2O_3/$	nodale à partir (, DI differentia (CaO+Na2O+F	du calcul des no tion index of Th $\chi_2(0)$ (Shand 192	rmes par la méthode nornton and Tuttle (1 2: Zen 1989)	e CIPW (Irvine et 1960), ASI alumina	a saturation	

V.2. Test de la mobilité des éléments au cours des altérations post mise en place.

L'étude pétrographique a montré que les deux types de rhyolites filoniennes et massives de la région de Collo, ont subi des effets d'altération hydrothermale et superficielle à des degrés divers. Dans cette étude, on a essayé de minimiser ces effets par le choix des échantillons les plus frais possible afin d'avoir une interprétation pétro-géochimique significative. Pour vérifier la mobilité de ces éléments, nous avons reporté les données analytiques dans le diagramme de Hughes (1973) (fig. 37). Le champ des roches ignées est délimité par deux courbes dans le diagramme (K₂O + Na₂O) (%) en fonction de 100* K₂O/(K₂O + Na₂O) (%). Toute roche située en dehors de ce champ est considérée comme altérée. Un échantillon est considéré enrichi en Na (processus d'albitisation par exemple), s'il est situé à gauche du «spectre igné»; celui qui est situé à droite de ce spectre est, en revanche, enrichi en K (séricitisation, argilisation ou K-feldspathisation). Sur le diagramme, les rhyolites analysées montrent un enrichissement en K, ce qui indique l'intervention de plusieurs processus d'altération, soit hydrothermale, ou altération superficielle. A la lumière de ces résultats, on peut conclure que les rhyolites de la région de Collo ont subi, et à des degrés différents, des processus d'altérations hydrothermales et/ou météoriques.



Fig. 37: Diagramme ($K_2O + Na_2O$) - 100* $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ de Hughes (1973) dans lequel sont reportés les échantillons analysés.

La perte au feu

La perte au feu est le plus simple des indicateurs de l'altération.

Le diagramme Pf (%) en fonction de SiO_2 (%)

Dans le diagramme (fig. 38), la projection des données analytiques, a pour but de définir le degré d'altération. Les échantillons qui ont des valeurs de perte au feu très élevées sont considérés comme altérés, bien que dans certaines roches magmatiques, les teneurs de la perte au feu peuvent êtres très élevées sans que ses roches soient altérées. Ces valeurs élevées de la perte au feu traduisent souvent l'altération des feldspaths (séritisation) et/ou la chloritisation des biotites.

La perte au feu dans les échantillons des rhyolites analysées est généralement comprise entre 0.16 et 3.70 %. On signale l'existence d'une corrélation négative entre la perte au feu et les teneurs en SiO₂; ceci peut être expliqué par la diminution des minéraux hydratés (telle que la biotite) avec l'augmentation du quartz et des feldspaths.



Fig. 38: Diagramme Pf (%) en fonction de SiO₂(%), des rhyolites de Collo.

Pour tester la validité des résultats analytiques, l'influence de cette altération sur les éléments incompatibles très sensibles à l'altération tels que K₂O, CaO et TiO₂ sera prise en considération.

Le diagramme (K₂O %) en fonction de Pf (%)

L'observation du comportement de K_2O en fonction de la perte au feu (fig. 39) montre une corrélation positive très remarquable dans les rhyolites massives du Kef Cheraïa. Par contre dans l'ensemble des rhyolites à facies filonien, l'augmentation des teneurs en potasse ne dépend pas de l'augmentation des teneurs en Pf.

Le diagramme Al₂O₃(%) en fonction de CaO(%)

Ce diagramme (fig. 40) montre une corrélation positive entre CaO et Al_2O_3 dans les deux faciès de rhyolite, ce qui confirme que ces éléments sont bien liés au caractère primaire du magma.



Fig. 39: Diagramme K_2O (%) en fonction de Pf (%), des points représentatifs des rhyolites de Collo



Fig. 40: Diagramme CaO (%) en fonction d' Al_2O_3 (%), des points représentatifs des rhyolites de Collo.

Diagramme (TiO₂ %) en fonction de Pf (%)

Pour la totalité des rhyolites massives et filoniennes, le TiO_2 ne varie pas systématiquement avec la perte au feu, alors qu'il est peu mobile dans la plupart des rhyolites (fig. 41). Il faut aussi signaler que presque tous les échantillons analysés sont appauvris en TiO_2 .



Fig. 41: Diagramme TiO₂ (%) en fonction de PF (%), des rhyolites de Collo.

V.3. Nomenclature

La nomenclature des roches magmatiques acides est souvent basée sur la méthode «TAS» «somme des alcalins en fonction des teneurs en SiO₂», ou (total alkalis versus silica), proposé par Le Bas et al. (1986). Elle est la plus adaptée pour les roches volcaniques.

Par contre pour les roches +/- altérées, comme dans notre cas, on ne peut utiliser certains éléments majeurs considérés comme mobiles pour classifier les roches ; ainsi certains diagrammes classiques d'identification des roches volcaniques comme TAS, AFM, ne sont pas très pertinents. Il est donc possible et plus pratique d'utiliser certains éléments traces relativement immobiles tel que Ti, Zr pour déterminer les affinités chimiques des unités volcaniques (Winchester et Floyd, 1977).

Nomenclature (TAS)

Les points représentatifs des rhyolites de la région de Collo sont projetés sur le diagramme «somme des alcalins en fonction des teneurs en SiO₂», appelé diagramme «TAS» ou (total alkalis versus silica), proposé par Le Bas et al. (1986) (fig. 42). Sur ce diagramme les échantillons s'inscrivent dans le domaine des rhyolites. Il est donc clair que la nomenclature TAS, vient confirmer les résultats obtenus dans l'étude pétrographiques.



Fig. 42: Projection des points représentatifs des rhyolites de Collo sur le diagramme de nomenclature (TAS). (Le Bas *et al.* 1986).

Le diagramme SiO₂ (wt %)/Log (Zr/ TiO₂*0.001) Winchester et Floyd (1977)

Traditionnellement, avec un magma qui se différencie, on observe une légère augmentation du ratio Zr/TiO_2 associée à une baisse de TiO_2 et d'une augmentation du Zr dans le cas des roches plus évoluées (alcalinité plus marquée) (Winchester et Floyd, 1977).

Un autre paramètre important est celui de la teneur en SiO₂ pour comprendre et mesurer le degré de la différenciation. Dans ce cas, on utilise le diagramme SiO₂ (wt %) / Log (Zr/ TiO₂*0.001) proposé par Winchester et Floyd (1977), (fig. 43) à des fins de classification, sinon pour avoir une idée de l'importance de la silicification (La Flèche et al. 1992). Selon ce diagramme, les échantillons analysés sont apparentés à des rhyolites. Donc ce diagramme confirme les résultats obtenus sur le diagramme de nomenclature (TAS) ainsi que les observations pétrographiques.



Fig. 43 : Projection des rhyolites de la région de Collo sur le diagramme SiO₂ (%) en fonction de Log (Zr/TiO₂*0.001) de Winchester et Floyd (1977).

V.3. Géochimie des éléments majeurs

L'ensemble des faciès rhyolitiques de la région de Collo a été analysé pour les éléments majeurs. Ils ont montré des compositions chimiques acides. Les moyennes des teneurs en éléments majeurs de ces roches ainsi que les valeurs de leurs coefficients de corrélation (R) sont reportés sur le (tableau 05).

Tableau. 05 : Moyennes des teneurs en éléments majeurs des rhyolites de Collo et										
leurs coefficie	ents de corrélations ave	ec SiO ₂ (%)								
Éléments	Rhyolites m	assives	Rhyolites filoniennes							
majeurs										
-	Kef Cheraïa et k	t ^{et} Aourar	Aïn Sedn	na et NW CB						
	T moy (%)	(R)	T moy (%)	(R)						
SiO ₂	79.41	/	76.22	/						
Al ₂ O ₃	9.98	-0.46	12.87	-0.88						
Fe ₂ O ₃	0.65	-0.7	1.39	-078						
MgO	0.20	-0.9	0.41	-0.82						
MnO	0.01	/	0.02	-0.44						
Cao	0.21	-0.65	0.47	-0.57						
Na ₂ O	1.53	+0.94	2.09	+0.30						
K ₂ O	6.09	+0.86	5.46	+0.84						
TiO ₂	0.13	-0.87	0.20	-0.85						
P_2O_5	0.01	-0.62	0.02	-0.74						

- SiO₂

Toutes les rhyolites, y compris celles analysées par Fougnot (1990) et Abbassene (2016), ont des compositions chimiques acides. Les teneurs en SiO₂ varient entre 74.50 (%) et 77.50 (%) dans les rhyolites filoniennes de Ain Sedma, avec du quartz normatif, allant de 36.41 à 43.86 (%) et un indice de différenciation (DI), variant entre 92,97 et 96.60.

Les rhyolites massives montrent des teneurs plus élevées que les premières et varient entre 76.25 (%) et 81 (%) avec du quartz normatif, allant de 43.87 à 52.76 (%), et un indice de différenciation (DI), variant entre 89.66 et 98.78, (avec DI = CIPW-Qz+Or+Ab+Lc+Ne, Thornton et Tuttle, 1960).

Dans les diagrammes de Harker «oxydes versus silice» des éléments majeurs, on note que les points représentatifs de l'ensemble des rhyolites étudiées dans la région de Collo présentent des roches à caractère acide avec une corrélation négative entre SiO₂ et Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂ et MnO, et une corrélation positive avec les alcalins (Na₂O et K₂O). Ces relations sont compatibles avec une évolution par cristallisation fractionnée.

- Al₂O₃

Dans la rhyolite à facies filonien d'Aïn Sedma et la partie nord ouest du Cap Bougaroun, les teneurs en Al_2O_3 varient très peu « entre 12.75(%) et 13.5(%) » pour des teneurs en SiO₂ comprises entre 74.53(%) et 76.70(%). Par contre dans les échantillons de la rhyolite massive et à partir de 78 (%) de silice, l'Al₂O₃ décroit fortement pour atteindre des teneurs variant entre 9.92 (%) et 10.55(%) dans la rhyolite de Kef Chraïa et entre 9.33 (%) et 10.7(%) pour celle de la rhyolite de k^{et} Aourar.

Donc ces teneurs diminuent avec l'augmentation des teneurs en silice et montrent sur le graphique une corrélation négative avec ce dernier (fig. 44). Selon l'indice de saturation en alumine ASI (Shand 1922, Zen 1989), $[Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$, (tableau 3 et 4), les deux faciès rhyolitiques de la région de Collo sont hyperalumineuses avec des valeurs en ASI comprises entre 1,52 et 1,94 pour le facies filonien et entre 1.12 et 1,48 pour le facies massif. Ce caractère se traduit également au niveau de la norme CIPW par la présence de corindon normatif avec des valeurs variant entre 0.92% et 3,95%) dans les rhyolites filoniennes et entre 0.37% et 1.73%) pour les rhyolites massives.

Ces résultats indiquent le fractionnement des feldspaths et principalement des plagioclases qui représentent la principale phase minérale qui fractionne.

-CaO

Les teneurs en CaO dans les rhyolites de Collo sont faibles, comprises entre 0,21 (%) et 1,01 (%), à l'exception de l'échantillon (FG12) du Kef Cheraïa (Annexe 02), où les teneurs en cet élément atteignent 1,14(%). Sur le graphique (fig. 45) l'ensemble des points représentatifs montre une tendance évolutive négative avec SiO₂.

- Fe₂O₃ et MgO

Les teneurs en Fe₂O₃ et MgO de l'ensemble des rhyolites analysées dans la région de Collo varient légèrement, respectivement entre 0,59 et 1.78 (%) et 0.14 et 0.83(%) pour le faciès filonien et entre 0.14 et 1.08 (%) et 0.13 et 0.41(%) pour celles du facies massif. Les deux oxydes montrent une corrélation négative avec le SiO₂, ce qui traduit le fractionnement de la biotite. (Figs. 46 et 47)



Fig. 44 : Diagramme Al₂O₃ (%) en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.



Fig. 45: Diagramme CaO (%) en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.



Fig. 47 : Diagramme MgO (%) en fonction de SiO_2 (%) des rhyolites de Collo.

75

$-Na_2O$

0,250

0,000

70

Les teneurs en Na₂O sont comprises entre 1.04(%) et 3,86(%) dans le groupe à faciès filonien et de 0.99(%) à 2.58(%) dans le facies massif. Ces teneurs augmentent globalement avec la silice puis se stabilisent. Généralement, l'ensemble montre une corrélation légèrement positive avec le SiO₂ (fig. 48). On note ici que les rhyolites les plus acides du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar ne sont pas les plus riches en Na₂O, celui-ci étant

80

SiO2 (%)

85

90

un élément très mobile et pourrait être mis en circulation par les fluides hydrothermaux.

-K₂O

Les teneurs en K₂O des rhyolites de Collo présentent des valeurs comprises entre 3.59 (%) et 6.77 (%) dans le faciès filonien et de 4.16 (%) à 7.69(%) dans le faciès massif, et présentent dans l'ensemble une corrélation positive avec SiO₂. très remarquable au niveau des rhyolites d'Aïn Sedma (fig. 49). Pour les rhyolites massives de Kef Cheraïa très potassiques (> 6 %) et très riches en SiO₂ (> 77 %), un apport secondaire de silice (SiO₂) et de (K₂O) accompagné d'un lessivage de Na₂O pourrait être envisagé.

-TiO₂ et P₂O5

Le titane montre une décroissance régulière avec l'augmentation des teneurs en Sio₂, les teneurs en TiO₂ varient entre 0,02 et 0.39 (%), montrant une tendance évolutive fortement négative avec SiO₂, remarquable au niveau des rhyolites les plus acides du Kef Cheraïa et même dans les rhyolites de K^{et} Aourar (fig. 50).

Les concentrations en P₂O₅ dans les rhyolites de la région de Collo sont très faibles, ce qui peut témoigner soit de la cristallisation de l'apatite soit de circulations de fluides.



Fig. 48 : Diagramme Na₂O (%) en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.



Fig. 49 : Diagramme $K_2O(\%)$ en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.



Fig. 50 : Diagramme TiO₂ (%) en fonction de SiO₂ (%) des rhyolites de Collo.

V.5. Caractéristiques géochimique et typologique

Diagramme des alcalins en fonction de SiO₂ (%)

Pour la classification des séries magmatiques alcalines et sub alcalines, une méthode bien courante pour les roches volcaniques est l'utilisation du diagramme des alcalins (K₂O + Na₂O) (%) en fonction de SiO₂ (%) proposé par Irvine et Baragar (1971).

La projection des données analytiques des rhyolites dans la région de Collo sur ce diagramme (fig. 51), montre que la totalité des points représentatifs de ces roches sont localisés dans le domaine de la série des roches sub-alcalines.



Fig. 51: Diagramme des alcalins (%) en fonction de SiO₂ (%), Irvine et Baragar (1971)

Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971).

Représentées dans le diagramme triangulaire "AFM" de Irvine et Baragar (1971), (fig. 52), les rhyolites massives et filoniennes de la région de Collo montrent une nature calcoalcaline franche avec un alignement très remarquable vers le pôle des alcalins dans les rhyolites massives du Kef Cheraïa.

Diagramme K₂O/SiO₂ de Perccerillo et Taylor (1976)

Les deux faciès rhyolitiques de Collo sont purement potassiques à haute teneur en K_2O avec (Na₂O/K₂O <1). La projection de l'ensemble des échantillons analysés sur le diagramme K_2O (%)/SiO₂ (%) de Perccerillo et Taylor (1976) (fig. 53), montre que les points représentatifs des rhyolites tombent dans le domaine des roches calco-alcaline et montrent une tendance vers le domaine calco-alcalin très riche en potassium « **High** – **K** » (shoshonitique hyper potassiques).



Fig. 52: Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971).



Fig. 53 : Diagramme K₂O versus SiO₂ (% poids) illustrant l'enrichissement en potassium des rhyolites de la région de Collo. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).

Diagramme (Na₂O + K₂O) /SiO₂, proposé par Peacok (1931)

Sur le diagramme Na₂O (%) + K_2O (%) en fonction SiO₂ (%), (fig. 54), les rhyolites de Collo affichent un caractère calco-alcalique calcique.

Diagramme A/NK en fonction A/CNK (%), proposé par Chapell et White (1974)

Le diagramme A/CNK en fonction SiO₂ (%) proposé par Chapell et White (1974) (fig. 55) montre que les rhyolites étudiées sont de nature peralumineuses. Donc ce diagramme, confirme les résultats obtenus sur la présence du corindon normatif variant entre 1.26(%) et 3.37(%) dans les rhyolites filoniennes et massives de la région de Collo.



Fig. 54: Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$, Peacok (1931),



Fig. 55: Répartition des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme A/NK en fonction A/CNK (%), proposé par Chapell et White (1974).

Conclusion

Les résultats obtenus à partir de la géochimie des éléments majeurs des rhyolites de Collo et leur projection sur les différents diagrammes de typologie et de corrélation, montrent une forte proportion en silice (SiO₂), pouvant atteindre 81% ; on a donc affaire à des roches de très haute acidité. Ces teneurs très élevées en SiO₂ peuvent être interprétées comme reflétant le rôle de la croûte continentale dans leur genèse. Dans les diagrammes de Harker, ces rhyolites, montrent une tendance globalement linéaire pour la plupart des éléments majeurs, avec une corrélation négative entre SiO₂ et Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂ et MnO, une autre positive avec les alcalins (Na₂O et K₂O). Dans ces roches, la teneur en Na₂O est faible comparativement à celle de K₂O; ce fait est probablement dû, (comme on l'a déjà constaté pétrographiquement), à la profonde altération de ces roches qui sont partiellement transformées. D'autre part, ces rhyolites sont pauvres en CaO (0.21 à 1.01%) et appartiennent à la série calco alcaline hyper-potassique, avec un rapport moyen (Na₂O/K₂O <1), et plutôt hyper- alumineuses avec des valeurs en ASI comprises entre 1,12 et 1,94, (présence de corindon normatif).

V.6. Géochimie des éléments en traces et des terres rares

V.6.1. Les éléments traces

V.6.1.1.Les éléments compatibles

Au cours de la cristallisation fractionnée, les éléments compatibles des roches magmatiques sont pris par les solides cristallisés, et sont généralement concentrés dans les solides résiduels durant la fusion partielle. Les teneurs moyennes en éléments en trace compatibles dans les rhyolites de Collo ainsi que les valeurs de leur coefficient de corrélation avec SiO₂ sont reportés sur le tableau 06.

Tableau 06 : Moyennes des teneurs en éléments traces compatibles des rhyolites de									
Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO_2 (%)									
Éléments majeurs	Rhyolites m	assives	Rhyolites filoniennes						
	Kef Cheraïa et l	K ^{et} Aourar	Aïn Sedma et NW CB						
	T moy (%)	(R)	T moy (%)	(R)					
Cr	10	-0.96	6	-0.58					
Со	16.3	-0.97	22.4	-0.23					
Cu	1.5	-0.97	1.9	-0.23					
Zn	17	+0.88	17.4	+0.43					
Ni	0.6	-0.89	1.2	-0.25					
V	6	-0.57	11	-0.86					
Sc	3.2	-0.43	3.7	-0.08					

Les teneurs moyennes du Cr, Ni, V, Cu dans les rhyolites de Collo diffèrent d'un type de faciès à l'autre. Dans le facies massif du Kef Cheraïa, les teneurs atteignent 18.03 (ppm), alors que ces teneurs diminuent dans la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma, dont elles sont de l'ordre de 5 ppm. Les teneurs en chrome (Cr), en scandium (Sc) et en cuivre (Cu) montrent une corrélation négative remarquable avec l'augmentation des teneurs en silice (fig. 56 a, b et c). Par contre les teneurs en zinc (Zn), montrent des corrélations positives avec SiO₂ dans l'ensemble des rhyolites analysées (fig. 56 d).

Les teneurs moyennes en éléments de transition tels que le cobalt et le nickel sont voisines dans les deux facies rhyolitiques (Co = 27.98 ppm) (Ni = 1.19 ppm), pour celles du faciès filonien et de (Co = 25.88 ppm) (Ni = 0.89ppm) dans le facies massif. Sur le graphique, les deux éléments présentent des corrélations négatives avec SiO₂, (fig. 56 e et f).





Fig. 56 : Variations de quelques éléments en traces (compatibles) en fonction des teneurs en $SiO_2(\%)$.

V.6.1.2. Les éléments incompatibles (LILE et HFSE)

Les éléments alcalins et alcalino-terreux tels que Rb, Sr, Ba ainsi que les éléments de la famille des terres rares ont une affinité marquée pour les liquides silicatés. Ces éléments vont donc être enrichis dans les magmas lors des processus de fusion partielle dans le manteau et de cristallisation dans la croûte. La connaissance des lois de comportement des éléments en traces permet alors de quantifier l'importance des différents phénomènes. Au cours de la cristallisation fractionnée, les éléments incompatibles représentés par le groupe LILE (large ion lithophile éléments) tels que Rb, Sr, Ba, et Th et celui des HFSE (Nb et Zr) ne sont pas pris par le solide cristallisé. Durant la fusion partielle, ils sont généralement concentrés dans le liquide.

Dans la région de Collo, les moyennes des teneurs des éléments en traces incompatibles des différents faciès rhyolitiques ainsi que les valeurs de leurs coefficients de corrélation avec SiO₂ sont reportés dans le tableau 07.

Tableau. 07 : Moyennes des teneurs en éléments incompatibles (LILE et HFSE) des									
rhyolites de Collo et leurs coefficients de corrélations avec SiO ₂ (%)									
Éléments	Rhyolite m	assive	Rhyolite filo	nienne					
	Kef Cheraïa et	k ^{et} Aourar	Aïn Sedma et NW CB						
	T moy	(R)	T moy	(R)					
Ba	438.33	-0.83	519.37	-0.02					
Rb	245	-0.87	157	-0.76					
Sr	43	-0.93	51	+0.94					
Zr	62	+0.97	71	-0.27					
Th	18.6	-0.81	10.7	+0.04					
Nb	8	-0.3	23	-0.8					
Pb	12.6	+0.95	7.9	+0.81					

Les teneurs en rubidium (Rb) et en baryum (Ba) montrent globalement des trends à corrélation négative avec le SiO₂ (fig. 57a et b); elles sont probablement modifiées par l'altération secondaire. Les teneurs en ces deux éléments sont relativement élevées. Les moyennes des teneurs sont respectivement de [(Rb = 158 ppm) et (Ba = 519.60 ppm)] dans les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma, de [(Rb = 245.25 ppm) et (Ba = 438.3 ppm) dans le faciès massif du Kef Cheraïa et de [(Rb = 374.5 ppm) et (Ba = 519.60 ppm)] dans celui de K^{et} Aourar.

Le Sr montre une évolution relativement complexe avec une corrélation négative dans les rhyolites à faciès filonien d'Aïn Sedma, puis positive dans le faciès massif plus acide du Kef Cheraïa et K^{et} Aourar à partir de 78 % en SiO₂ (fig. 57c). Cette évolution est le résultat du fractionnement d'abord faible puis important des plagioclases, déjà suggéré par le diagramme Al_2O_3 versus SiO₂.

Le zircon montre un comportement inverse que le Sr avec une corrélation positive dans les rhyolites à faciès filonien puis négative dans le faciès massif (fig. 57e). Sa teneur moyenne est de 62.37 (ppm) dans la rhyolite du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar 57.01 (ppm), la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma est relativement riche en cet élément avec des teneurs qui peuvent atteindre 71.98 (ppm).

Le niobium (Nb) (fig. 57f), suit la même tendance que le zircon ; sa teneur moyenne atteint respectivement 8.07 (ppm) et 10.05 (ppm) dans les rhyolites à faciès massif du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar et 10.99 (ppm) pour celle de la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma.

Les teneurs en thorium (Th) sont relativement faibles et très voisines dans toutes les rhyolites de Collo ; elles sont de l'ordre de 25.58 (ppm) dans le facies massif. Ces teneurs augmentent légèrement dans le faciès filonien pour atteindre 23.03 (ppm) (fig. 56d). Le comportement des teneurs en plomb (Pb) (fig. 57g), est identique dans ces roches et montre généralement une corrélation positive avec SiO₂. Les teneurs moyennes en cet élément dans les rhyolites d'Aïn Sedma sont de 7.92 (ppm). Ces teneurs vont augmenter dans le faciès massif du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar respectivement à 12.62 (ppm) et 12.9 (ppm).



Fig. 57: Variations des éléments en traces (incompatibles) en fonction des teneurs en $SiO_2(\%)$

V.6.2. Les terres rares

Les terres rares (ou REE- Rare Earth Elements) sont un groupe d'éléments traces ayant les mêmes propriétés chimiques mais qui présentent des variations importantes entre les éléments les plus légers (gros rayon atomique – ex. La) et les plus lourds (petit rayon atomique – ex. Lu). Ces variations se traduisent dans les processus pétrogénétiques par des variations des coefficients de partage solide-liquide (ou Kdmin/liq). Le La étant l'élément le plus incompatible et le Lu le moins incompatible des REE.

Les données de terres rares sont normalisées aux valeurs des chondrites. Sur les diagrammes, les terres rares sont disposées par ordre d'incompatibilité ; avec les terres rares lourdes (HREE) à droite et les terres rares légères (LREE), plus incompatibles, à gauche.

Compte tenu de leurs particularités chimiques, les terres rares sont utilisées comme marqueurs de la source des magmas et des processus pétrogénétiques.

Les compositions en éléments traces et terres rares des rhyolites étudiées dans la région de Collo sont présentés sur les figures (58, 59, 60 et 61). Les spectres de terres rares ont été normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan (1985) (tableau 08), alors que les spectres multi-éléments (spidergrams) ont été normalisés au manteau primitif (Taylor et Mc Lennan, 1985).

Tableau. 08 : Concentration des terres rares dans la chondrite de Taylor et Mc Lennan (1985)													
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu
0.367	0.957	0.137	0.711	0.231	0.087	0.306	0.058	0.381	0.0851	0.249	0.0356	0.248	0.0381

Les spectres de terres rares des rhyolites de la région de Collo, montrent que tous les motifs sont fractionnés avec des niveaux élevés en LREE traduit par leurs rapports $(La/Sm)_N$ compris entre 6,22 et 7,72 dans la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma, 4,84 et 4,95 dans la rhyolite à facies massif du Kef Cheraïa et 4,54 et 5,50 pour celle du K^{et} Aourar. Globalement, les spectres montrent un fractionnement sub-plat en HREE avec un rapport $(Dy/Yb)_N$ 1,05 et 1,39 dans la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma, et 0,89 et 1,02 ; 0,86 et 0,87 respectivement pour la rhyolite du Kef Cheraïa et K^{et} Aourar.

Les terres rares légères (LREE) de la rhyolite d'Aïn Sedma montrent un enrichissement par rapport aux chondrites de l'ordre de 70 à 80 fois pour lanthane (La), 60 à 65 fois pour le cérium (Ce) et 10 à 20 fois pour le néodyme (Nd). Les échantillons du Kef Cheraïa et k^{et} Aourar se démarquent par un enrichissement plus fort en LREE par rapport aux chondrites, de l'ordre de 90 à 100 fois pour La, 60 à 65 fois pour Ce et 30 à 45 fois pour Nd.

Les teneurs des terres rares lourdes (HREE) (Er, Tm, Yb) sont très regroupées et ne dépassent pas 08 fois les teneurs dans la chondrite. Le spectre des terres rares montre une anomalie négative très remarquable en europium Eu (Eu/Eu*) avec Eu/Eu*=Eu_N/[(Sm_N x Gd_N)]^{1/2} (Taylor et Mc Lennan, 1985) dans les deux faciès rhyolitiques ; cette anomalie varie entre 0,50 et 0,65 dans le faciès filonien d'Aïn Sedma et Cap Bougaroun (CB) entre 0,43 et 1.82 dans la rhyolite massive du Kef Cheraïa et entre 0,64 et 0,68 dans celle de K^{et} Aourar, ce qui confirme le fractionnement significatif des plagioclases dans cette rhyolite.

Il est important de souligner que les plagioclases sont plus dominants que l'orthose qui est représentée avec des quantités relativement faibles dans cette roche. (Voir chapitre pétrographie).



Fig. 58 : Spectres de terres rares des rhyolites du Kef Cheraïa normalisées aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).



Fig. 59 : Spectres de terres rares des rhyolites du K^{et} Aourar normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).



Fig. 60 : Spectres de terres rares des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).



Fig. 61 : Spectres de terres rares de la rhyolite Cap Bougaroun normalisée aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985).

V.6.3. Les spectres étendus (spidergrams)

Les compositions en éléments traces sont représentées sous forme de diagrammes multiéléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Taylor et Mc Lennan, 1985) (Tableau. 09). Ces spectres permettent de mieux caractériser la chimie de ces roches et leurs éventuelles relations génétiques. (fig. 62, 63, 64, et 65)

Tableau. 09: Concentration en éléments traces dans le manteau primitif de Taylor et Mc Lennan (1985)													
Li	K	Rb	Cs	Tl	Pb	Ba	Th	U	Nb	La	Ce	Sr	Pr
0.83	180	0.55	0.018	0.006	0.120	5.1	0.064	0.018	0.56	0.551	1.436	17.8	0.206
Nd	Zr	Sm	Eu	Gd	Tb	Ti	Dy	Y	Но	Er	Tm	Yb	Lu
1.607	8.3	0.347	0.131	0.459	0.087	960	0.572	3.41	0.128	0.374	0.054	0.372	0.057
Sc	V	Zn	Cu	Ni	Cr								
13	128	50	28	2000	3000								

Les spectres d'éléments traces confirment les variations déjà constatées sur les spectres des terres rares. Les rhyolites de la région de Collo ont des abondances assez constantes pour certains éléments, tels que Th, Ga, Hf, Pb, Sb, Sn, Y, Cs, Ga et Nb, mais variables pour certains autres, tels que Sr, Rb, Ni, Sc, Ta, Zr et Ba. Ces rhyolites, enrichies en LREE se caractérisent par des teneurs élevées en LILE (Rb, Ba), et aussi en Sr avec [Rb (147,5 à 171,9 ppm), Ba (418 à 600 ppm) et Sr (40,5 à 52,1 ppm)] pour le faciès filonien, et [Rb (201 à 288 ppm), Ba (383 à 502 ppm) et Sr (43 à 48 ppm)] pour le faciès massif. Cet enrichissement en LILE est lié aux teneurs élevées en Al et Na.

Les rhyolites étudiées sont en général appauvries en (Zn, Nb et Ta) avec [Zn (16 à 20 ppm), Nb (10.2 à 12.01 ppm), Ta (2.78 à 4.05 ppm)] dans le faciès filonien, et [Zn (13.83 à 17.52 ppm), Nb (8.2 à 10.3 ppm), Ta (1.3 à 2.79 ppm] pour le faciès massif.

Les spidergrams affichent également des fortes anomalies négatives en Ba (Ba_N/Th_N, de 0,16 à 0,60), Sr (Sr_N/Nd_N de 0,36 à 0,47) dans les rhyolites filoniennes et Ba (Ba_N/Th_N, de 0.28 à 0,30), Sr (Sr_N/Nd_N de 0,15 à 0,19) dans le faciès massif. Les deux faciès montrent d'autres anomalies mais, moins importantes pour Nb et Eu.



Fig. 62: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du Kef Cheraïa normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985).



Fig. 63: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du k^{et} Aourar normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)



Fig. 64: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985).



Fig. 65: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites du Cap Bougaroun normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)

V.7. Environnement tectonique

Pour caractériser l'environnement géotectonique de mise en place des rhyolites étudiées, la méthode la plus efficace est d'utiliser les diagrammes de discrimination des granitoïdes selon Pearce (1984) et Cabanis et Lecolle (1989). Sachant que le niobium est conservé durant la subduction mais pas ajouté au manteau alors que l'yttrium est conservé pendant la subduction, ce qui nous donne une idée sur l'environnement géotectonique des unités felsiques puisque les roches alcalines sont typiquement enrichies en Nb.

La projection des données analytiques des rhyolites de la région de Collo sur les diagrammes de discrimination géotectonique (Log Nb en fonction de Log Y) d'après Pearce (1984) (fig. 66) et (Y/15 - La/10 - Nb/8) de Cabanis et Lecolle (1989) (fig. 67) montrent que ces roches prennent naissances dans une croûte continentale pendant le stade de collision.



Fig. 66 : Diagramme de discrimination des rhyolites de la région de Collo (Log Nb en fonction du Log Y)d'après Pearce (1984). (Syn-COLG : Syn collsion granite. VAG: volcanic arc granite.WPG: within plate granite. (Monzogranites) ORG : océan ridge granite



Fig. 67: Représentation des rhyolites de la région de Collo dans le diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989).

Conclusion

Il ressort de cette étude que, les spectres de terres rares des rhyolites de la région de Collo normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan (1985), montrent que tous les motifs sont fractionnés avec des niveaux élevés en LREE, et sub-plat en HREE. Pour les (LREE), ces rhyolites montrent un enrichissement par rapport à la chondrite qui est de l'ordre de 70 à 80 fois pour La, 60 à 65 fois pour Ce et 10 à 20 fois pour Nd.

Les teneurs des (HREE), sont très regroupées et ne dépassent pas 08 à 10 fois les teneurs dans la chondrite dans les deux groupes de rhyolite. Les rhyolite présentent une anomalie négative très remarquable en **Eu** avec des rapports variant entre 0,54 et 0,65, avec (Eu/Eu* = $Eu_N/[(Sm_N \times Gd_N)]^{1/2})$ (Taylor et Mc Lennan, 1985) ; cette anomalie est probablement liée au fractionnement important des feldspaths qui reste une caractéristique typique pour les rhyolites calco alcalines riches en silice et en potassium.

Les spectres d'éléments traces (spidergrams) confirment les variations déjà constatées sur les spectres des terres rares. Ces rhyolites « enrichies en LREE » se caractérisent par des teneurs élevées en LILE (Rb, Ba), et aussi en Sr avec [Rb (147,5 à 171,9 ppm), Ba (418 à 600 ppm) et Sr (40,5 à 52,1 ppm)] pour le faciès filonien, et [Rb (201 à 288 ppm), Ba (383 à 502 ppm) et Sr (43 à 48 ppm)] pour le faciès massif. Cet enrichissement en LILE est lié aux teneurs élevées en Al et Na.

Les rhyolites étudiées sont en général appauvries en (Zn, Nb et Ta) avec [Zn (16 à 20 ppm), Nb (10.2 à 12.01 ppm), Ta (2.78 à 4.05 ppm)] dans le faciès filonien, et [Zn (13.83 à 17.52 ppm), Nb (8.2 à 10.3 ppm), Ta (1.3 à 2.79 ppm] pour le faciès massif.

Il est aussi important de signaler que les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma diffèrent des autres rhyolites analysées dans la région de Collo par des teneurs élevées en Ba, Th, et des teneurs basses en CaO, Rb et Pb. Cette différence pourrait résulter de la recristallisation des feldspaths alcalins tardifs due à la migration des fluides riches en silice, alcalins et Ba, ainsi que la lixiviation du Ca, grâce à l'intense activité hydrothermale accompagnant la mise en place des minéralisations en fer dans ce secteur.

Par conséquent, ces rhyolites ne peuvent être considérées comme type représentatif du magma rhyolitique parental responsable de la mise en place des rhyolites massives de la région de Collo.

V.8. Etude comparative avec les rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough

Le but de cette étude est de faire une comparaison entre les rhyolites de la région de Collo et leurs homologues de la petite kabylie et de caractériser leur affinité magmatique et typologique à l'échelle régionale. Dans ce carde les données analytiques d'éléments majeurs et traces de 43 échantillons de rhyolites du NE algérien (Voir Annexe II, Tab 01et 02), sont utilisées et projetées sur les différents diagrammes géochimiques et typologiques.

V.8.1. Diagramme des alcalins en fonction de SiO₂ (%) Irvine et Baragar (1971)

Il ressort que les rhyolites de Collo appartiennent au domaine des roches sub-alcalines, aussi la projection des données analytiques de l'ensemble des facies rhyolitiques du secteur oriental de la marge algérienne sur le diagramme alcalins-silice (Le Bas et *al.*, 1986 ; fig.68) montre que tous des points représentatifs de ces roches sont localisés dans le domaine sub-alcalin, donc la totalité des rhyolites du NE Algérien appartient à la même série géochimique sub-alcalines.



Fig. 68: Diagramme de classification chimique Total Alcali Silica (TAS) (Le Bas et *al.*, 1986) des rhyolites du nord est algérien. La courbe d'alcalinité en rouge sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Miyashiro, 1978).

V.8.2. Diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971

Comme dans le cas des rhyolites de la région de Collo, la projection des points représentatifs de leurs homologues du secteur oriental de la marge algérienne sur le diagramme AFM (alcalins - ferro - magnésiens) proposé par Irvine et Baragar (1971), qui permet de distinguer les domaines tholéilitique et calco-alcalin. Ce diagramme confirme le caractère particulier de ces rhyolites. En effet, ces roches se situent au-dessous de la courbe de discrimination, dans le domaine calco-alcalin et montrent un alignement vers le pôle alcalin (fig. 69).



Fig. 69: Répartition des rhyolites du secteur oriental de la marge algérienne dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971).

Sur le diagramme $K_2O(\%)$ versus SiO₂(%), (Peccerillo et Taylor, 1976) (fig. 70), les roches étudiées se répartissent entre la série calco-alcaline et calco-alcaline fortement potassiques.



Fig. 70 : Diagramme K₂O versus SiO₂ (% poids) illustrant la diversité d'enrichissement en potassium des rhyolites du secteur oriental de la marge algérienne. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976).
V.8.3. Diagramme Na₂O (%) / K₂O (%).

La projection des points représentatifs de l'ensemble des rhyolites de la petite Kabylie dans le diagramme Na₂O (%) en fonction de K₂O (%) (Fig. 71), montre que ces rhyolites présentent un caractère potassique avec un appauvrissement progressif en sodium



Fig. 71: Typologie géochimique des rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough dans le diagramme Na₂O (%) en fonction de K₂O (%).

V.8.4. Diagramme A / CNK en fonction de SiO₂ (%), Chapell et White (1974)

Il ressort de ce diagramme que l'ensemble des rhyolites de Collo, appartiennent au domaine péralumineux, ainsi que la rareté des phases ferro magnésiennes et l'abondance d'aluminium. La projection des points représentatifs de l'ensemble des rhyolites du secteur oriental de la marge est algérienne sur le diagramme A/CNK en fonction SiO₂ (%), (fig. 72), montre que ces roches s'inscrivent dans le domaine péralumineux à l'exception du cas des rhyolites de K^{et} El-Arch, qui, elles tombent dans le domaine métalumineux.



Fig. 72: Représentation des rhyolites de Petite Kabylie et de l'Edough dans le diagramme A/CNK en fonction SiO₂ (%), Chapell et White (1974).

V.8.5. Les terres rares.

Sur la figure (73), les rhyolites du secteurs oriental de la marge algérienne montrent des spectres très enrichis en LREE traduits par leurs rapports (La/Sm)N compris entre 4.54 et 7.72 et une anomalie négative très marquée en Eu. L'échantillon provenant d'Aïn Barbar se démarque par un enrichissement plus faible en LREE par rapport aux chondrites. L'échantillon montre également une pente plus faible en terres rares légères indiquée par son rapport La/SmN = 1.30 pour les HREE. Les spectres montrent un fractionnement sub-plat avec un rapport (Dy/Yb)_N de 0,86 et 1,39.



Fig. 73 : Spectres de terres rares des rhyolites du secteur oriental de la marge Algérienne, normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985)

Conclusion

Il ressort de cette étude comparative que les spectres de terres rares normalisés aux chondrites obtenues sur les rhyolites de Collo montrent globalement la même allure que celles des rhyolites enrichies en LREE étudiées par Abbassene et al. (2016) dans la région de l'Edough et Chétaïbi. Cette similitude dans les tracés des spectres, associée à l'anomalie négative très remarquable en (Eu), ainsi que les résultats obtenus sur les différents diagrammes ; le tout confirme que les rhyolites de la région de Collo et leurs homologues de Petite Kabylie et de l'Edough montrent toutes presque les mêmes caractéristiques géochimiques et typologiques.

Chapitre VI

Synthèse et conclusions générales

L'objectif visé par ce travail, est de définir les principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques des différents faciès rhyolitiques de la région de Collo et de retracer l'histoire de leur évolution magmatique, ainsi que les mécanismes de leur mise en place. Les principales conclusions acquises sur les rhyolites de la région de Collo sont :

VI.1. Répartition géographique et contexte géologique

Dans la région de Collo, les formations rhyolitiques représentent un volume tout à fait négligeable par rapport au total des formations ignées (granitoïdes *sl*)de cette région. Ces roches affleurent suivant deux modes différents. Rappelons que selon leurs modes de gisement, ces rhyolites forment deux types d'appareils différents :

- Le premier se présente sous forme de filons ou dykes d'épaisseurs variables, intercalés dans les granites, les microgranites et même dans les gneiss du Cap Bougaroun, essentiellement dans la région d'Aïn Sedma ;

- le deuxième groupe se présente sous forme de coulées rhyolitiques, situées à 500m à l'Est de k^{et} Aourar dans la région de Zitouna et sous forme d'édifices volcaniques typiques au niveau du Kef Cheraïa localisé à environ 5km au Nord Ouest de la ville de Collo. Ces derniers sont formés par la superposition de coulées rhyolitiques massives et de niveaux pyroclastiques (brèches et tufs).

VI.2. Caractéristiques pétrographiques

Sur le plan pétrographique, les roches étudiées sont classées en deux groupes : (1) le groupe des rhyolites à faciès massif (ignimbritiques) du K^{et} Aourar et Kef Cheraïa. (2) le groupe des rhyolites à faciès filonien de la région d'Aïn Sedma.

a)- Le facies massif

A l'échelle macroscopique, il s'agit d'une roche à faciès de massif à brêchique, contenant des fragments rhyolitiques anguleux de tailles variables (pluri-centimétriques à décimétriques), de couleur grise, blanche, parfois rose et sans orientation préférentielle. Parfois ces roches offrent un aspect massif avec une fluidalité bien marquée.

Au microscope, la majorité des échantillons de rhyolites massives, montre qu'ils ont une texture variée: vitreuse, aphanitique (microlithique) porphyrique et sphérolitique fluidale avec présence de phénocristaux de quartz, de plagioclase, d'orthose et de biotite, dans un verre recristallisé et dévitrifié en sphérolites fibroradiées avec des tailles et des pourcentages variables. Les rhyolites du k^{et} Aourar qui sont généralement altérées, sont composées de phénocristaux de feldspaths potassiques (25%), de plagioclases (\geq 20%), de biotite (10%) et de quartz (\leq 10%); le tout baigne dans une matrice vitreuse qui représente en moyenne 50% du volume total de la roche.

Les rhyolites du Kef Cheraïa sont généralement fraîches par rapport aux premières, et montrent une texture hyaline perlitique, séparée par des couches à texture axiolitique. La roche présente une composition moyenne de 2 à 5% de feldspath potassique, 10% de plagioclase, \leq 3% de biotite et un taux élevé de quartz qui peut atteindre 25%. Le tout baigne dans une matrice qui représente en moyenne 60% du volume total de la roche.

En conclusion, la présence de phénocristaux (plagioclases et quartz) craquelés et fracturés, suggère l'hypothèse d'une mise en place aérienne pour ces roches, au cours d'une activité volcanique explosive caractérisée par des laves acides très visqueuses.

b)- Le facies filonien

Les rhyolites d'Ain Sedma se présentant sous l'aspect de roches de teintes gris clair à gris vert, parfois blanc, à cassures esquilleuses riche en phénocristaux de quartz. Au microscope, cette rhyolite montre deux types de textures différentes : le premier faciès montre une texture hyaline sphérolitique alors que le deuxième présente une texture microlitique porphyrique à tendance doléritique.

Malgré ces variations texturales et quantitatives observées dans le volcanisme rhyolitique filonien d'Aïn Sedma, sa minéralogie reste relativement constante dans les deux faciès (sphérolitique et microlitique). Elle est composée de quartz sphérolitique, plagioclase, orthose, biotite et rarement de muscovite, chlorite et épidote.

Les observations macroscopiques et microscopiques de la rhyolite d'Ain Sedma ont mis en évidence une mise en place par un volcanisme fissural acide suivi d'une activité hydrothermale intense.

Les quatre phases de cristallisation magmatique sont les suivantes :

1^{er}Stade : Une phase précoce : au cours de laquelle commence à cristalliser les minéraux accessoires comme le zircon et l'apatite inclus dans la biotite et le quartz;

 2^{eme} Stade: Une deuxième phase dite principale (cristallisation des phénocristaux): caractérisée par la cristallisation simultanée de la biotite et des cristaux automorphes, tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et le quartz;

3^{eme}Stade : Une troisième phase, intermédiaire, comprenant les minéraux de deuxièmes génération tels que les microclastes de quartz secondaire et les feldspaths squelettiques ; à ce stade les minéraux de la matrice cristallisent ;

4^{eme}Stade : Une quatrième phase, tardive, comprenant les minéraux d'altération hydrothermale, tels que la séricite (et/ou muscovite), l'épidote et la chlorite.

VI.3. Caractéristiques géochimiques

Sur le plan géochimique, les rhyolites filoniennes et massives de Collo sont pauvres en CaO (0.2 à 1.01%), elles sont peralumineuses (corindon normatif variant entre 0.37 et 3.95%) et plutôt potassiques à haute teneur en K_2O (Na₂O/K₂O <1). Elles présentent aussi des teneurs très élevées en SiO₂ qui peuvent être interprété comme reflétant le rôle de la croûte continentale dans la genèse de ces roches ou encore une phase tardive de silicification.

Sur les diagrammes de typologie géochimiques, les rhyolites étudiées dans la région de Collo et leurs homologues en Petite Kabylie montrent une nature calco-alcaline franche avec un alignement vers le pôle des alcalins ; elles affichent un caractère fortement potassique (shoshonitique, hyper potassiques). Ces résultats confirment l'empreinte géochimique calco-alcaline caractéristique du magmatisme des zones de subduction.

L'anomalie négative en Europium (**Eu**), très remarquable dans les deux faciès rhyolitiques ; Eu/Eu* variant entre 0,43 et 1.82, avec Eu/Eu* = $Eu_N/[(Sm_N \times Gd_N)]^{1/2}$, est probablement liée au fractionnement important des feldspaths qui est une caractéristique typique pour les rhyolites calco alcalines riches en silice et en potassium.

Les rhyolites étudiées, montrent un enrichissement en LREE, traduit par leurs rapports La_N/Yb_N qui sont situés entre 11,56 et 14,50 pour la rhyolite d'Aïn Sedma, de l'ordre de 17,11 à 17,31 pour les rhyolites de Kef Chéraïa et de 14,77 à 19,57 pour les rhyolites de k^{et} Aourar. Cet enrichissement sélectif en LREE dans ces roches serait lié directement à l'origine du magma résultant de la fusion du manteau lithosphérique sous Kabyle, métasomatisé lors de la subduction d'âge oligocène. Ces magmas interagissent avec la croûte africaine sous-charriée sous la croûte kabyle. Cette rhyolite diffère des autres rhyolites analysées dans la région de Collo par des teneurs élevées en Ba, Th, et des teneurs faibles en CaO, Rb et Pb. Cette différence pourrait résulter des différents processus :

(1) Inversement des processus de la recristallisation et la croissance des feldspaths alcalins tardifs observés dans cette roche. Cette recristallisation peut être due à la migration d'un fluide riche en silice, alcalins et Ba; c'est-à-dire tous les éléments constituant des feldspaths recristallisés.

(2) La lixiviation hydrothermale du Ca aurait pu jouer un rôle, grâce à une intense activité hydrothermale accompagnée de la mise en place des minéralisations en fer dans le secteur d'Aïn Sedma.

VI.4. Modèle pétrogénétique proposé

Deux modèles classiques sont communément invoqués pour expliquer l'origine des rhyolites: (1) cristallisation fractionnée d'un magma parentale primaire de composition basique ou intermédiaire; (2) fusion partielle de la croûte continentale avec peu ou pas de contribution du manteau.

L'ensemble des travaux des différents auteurs ont démontré le caractère péralumineux des ces roches et témoignent d'une genèse des magmas selon un modèle d'évolution par fusion partielle d'un manteau métasomatisé par la subduction suivie de la contamination croissante de ces magmas calco-alcalins par la croûte continentale selon un processus d'AFC (Assimilation coupled with Fractional Crystalliation, associé ou non avec un processus MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization.

Il ressort de cette étude que les spectres de terres rares normalisés aux chondrites obtenues sur les rhyolites de Collo montrent globalement la même allure que celles des roches basiques enrichies en LREE (gabbros et dolérites) dans la même région (Kef Cheraïa et Cap Bougaroun). Cette similitude dans les tracés des spectres, associée à l'anomalie négative en Eu, suggère l'évolution des magmas mafiques par processus de cristallisation fractionnée. D'autre part, les rhyolites ont les caractéristiques de volcanisme associé aux granitoïdes de type «S» caractérisant les chaînes de collision. Cette signature de subduction a été confirmée sur les diagrammes de discrimination géotectonique qui montrent que ces roches prennent naissance dans une croûte continentale pendant le stade de collision.

La caractérisation géochimique de ces roches montre (1) un caractère calco-alcalin sursaturé en SiO₂; (2) des teneurs riches à très riches en alcalins avec des rapports (K₂O/Na₂O) variant entre 1,44 et 6,51 ; (3) des rapports (Rb/Sr) élevé (2,92 à 4,24) ; (4) des rapports Th/Ta élevés, (6,29 - 7,38) ; (5) un contenu faible en Nd (9,97 - 10,53 ppm). Toutes ces caractéristiques suggèrent une forte contamination crustale du magma mantélique lors de la mise place de ces rhyolites. Ces résultats sont compatibles avec les données isotopiques acquises par Abbassene et al. (2016) sur les roches magmatiques calco alcalines felsiques de Petite Kabylie qui confirment que la signature crustale dominante dans ces roches est attribuée à une importante interaction entre les magmas mafiques ascendants et la croûte africaine sous-charriée sous la croûte kabyle.

En conclusion,

Il ressort de tout cela que le modèle classique MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization), peut expliquer d'une manière satisfaisante les différentes relations pétrogéochimiques entre les rhyolites et les autre faciès magmatiques de la région de Collo. Sur cette base, nous proposons une pétrogenèse pour ces roches en quatre (04) phases (fig.74).

Phase 1 : autour de 17 Ma, le flux asthénosphérique ascendant au travers de la lithosphérique provoque la fusion du manteau lithosphérique sous kabyle, métasomatisé lors d'une subduction probablement antérieure (oligocène supérieur) pour donner un magma enrichis en terres rares légères et en éléments mobiles. Cette source serait à l'origine de tout le magmatisme calco-alcalin moyennement à fortement potassique de la petite kabylie (Abbassene et al. 2016).

Le magma mantellique enrichi, s'injecte à la base de la croûte inférieure et la chaleur induite par ce liquide provoquerait la fusion partielle de la croûte en donnant naissance à des liquides anatectiques crustaux à caractère acide. Ceux-ci se mélangent d'une manière incomplète avec les composants basique qui proviendraient de la fusion du manteau sous kabyle, pour donner un magma mixte et hybride (**M1**). Une partie du magma est drainée vers la croûte supérieure le long de la fracture lithosphérique pour donner les granites, microgranites et granodiorites du Cap Bougaroun datés à 16.4 MA (Penven et Zimmermann, 1986) dans la partie Nord (région de Collo).

Phase 2 : Une partie « résiduelle » du magma hybride (**M1**), subit une différenciation par cristallisation fractionnée. Cela donnerait naissance à un deuxième magma (**M2**) nettement plus différencié et plus homogénéisé que le premier (**M1**). Ce magma serait à l'origine du monzogranite et granodiorite de Beni Toufout et les microgranites d'El Milia dans la partie Sud (région de Jijel). Penven et Zimmermann (1986) ont obtenu des âges K/Ar compris entre 15.2 \pm 0.7 Ma sur des biotites séparées du granites de Beni Toufout.

Phase 3 : durant cette phase un magma hybride, formé à partir des mêmes composants acide et basique que M1 et M2 a probablement subi un stockage assez long au niveau de la croûte moyenne et supérieur. Durant ce stockage, dans une chambre magmatique animée par des courants de convection, aurait permis au magma hybride d'atteindre un stade de mélange magmatique +/- parfait pour donner un magma rhyolitique homogène et fortement différencié (**M3**). Ce dernier a pu migrer vers la surface, sous forme d'un volcanisme explosif, pour donner les formations rhyolitiques massives de la région de Collo dans le secteur de Cheraïa et K^{et} Aourar dans la région de Zitouna.



SW

Fig. 74 : Modèle proposé pour la pétrogenèse des rhyolites de la petite kabylie de Collo NE Algérien. (Lakkaichi et Bouabsa ; 2017)

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

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

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

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

Arafa, M., 1997. Pétrologie du magmatisme néogène du NW de Annaba (NE Algérie). Thèse de Magister, Univ. Annaba, 243p.

Arculus R.J., Powell R. (1986) : Source component mixing in the regions of arc magma generation. J. Geophys. Res., Vol. 91, N° B6, 5913-5926.

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

B

Bard, J.P., 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 192 p

Bardintzeff JM, Mc Birney AR (2000). Volcanology. Jones and Bartlett, Sudbury, USA

Ben Othman O., White W.M., Patchett J. (1989) : The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. Earth Planet. Sci. Letters, 94, 1-21.

Benioff, H. (1949) Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps, Geol. Soc. Am. Bull., **60**, 1837-1856.

Bellon, H., 1976. Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique – implications géodynamiques. Thèse Doctorat 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 Oceanog-raphy, Tecnoprint Bologna, pp. 341-360.

Bétier. G et Roubault. M, 1933.sur les relations des schistes métamorphiques avec la série secondaire dans le massif du moul ed demamene (petite kabylie, algérie). C.r, Somm.soc. Géol, fr , p.165. Paris.

Bienvenu P. (1989) : Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 290 p.

Bizon, G., Gélard, J., 1975. Précisions sur l'âge de l'Oligo-Miocène kabyle en Grande Kabylie (Algérie):conséquences structurales concernant le Numidien. CR Somm. Soc. Geol. France 17, p 173-176.

Bolfa, J. (1948). Contribution à l'étude des gites métallifères de la Kabylie de Collo et de la région de Bône.Bull.ser.de la carte géologique de l'Algérie. 6 séries de N1.

Bouabsa, L., Marignac, C., Cuney, M., Gherbi, C., 2005. Le complexe granitique Langhian du Filfila (Nord-Est Constantinois, Algérie) : Granites à cordiérite, granites à tourmaline ey granites à métaux rares. Nouvelles données minéralogiques et géochimiques et conséquences pétrologiques. Bull. Serv. Géol.Algérie, 16, 15-53.

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 (2010) 107–113

Bossière, G., 1980. Un complexe polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, univ. Nantes, 302p.

Bossière, G., Peucat, J.-J., 1986. Structural evidence and Rb-Sr,39Ar–40Ar mica ages relationships for the existence of an Hercynian deep crustal shear zone in Grande Kabylie (Algeria) and its alpine reworking. Tectonophysics 121, 277-294.

Bouaroudj, M ; 1986. Etude métallogénique du district mercurifère de la chaîne nordnumidique (région d'Azzaba, Algérie nord-orientale) : contrôle des minéralisations et prospective de recherche, Thèse Univ, Pierre et Marie Curie ; 250p

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., Gelard, J., Leikine, M., Raoult, J., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J., 1970. Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. CR Acad. Sci. Paris 270, 2249-2252.

Bouillin, J.-P., 1971. Découverte de Mésozoïque épimétamorphique au Nord-Est d'El Milia (Petite Kabylie); La fenêtre des Beni Toufout. CR Somm. Soc. Géol. Fr., 115-116.

Bouillin, J.-P., Raoult, J.-F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? Bull. Soc. Geol. Fr., 338-362.

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., Gelard, J.-P., Leikine, M., Raoult, J.-F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.-M., 1973. Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. Bull. Soc. Geol. Fr., 340-344.

Bouillin, J.-P., Kornprobst, J., 1974. Associations ultrabasiques de Petite Kabylie; péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. Bull. Soc. Geol. Fr., 183-194.

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.

Bouillin, J.-P., 1977. Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, France, 511p.

Bouillin, J.P., 1979. La transversale de Collo et El Milia (Petite Kabylie), une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mem. Soc. géol. Fr. 135, 83 pp.

Bouillin, J.-P., 1982. Mise en évidence d'un important accident blastomylonitique dans le nord de la Petite Kabylie (Algérie). CR Acad. Sci. Paris 294, 1233-1236.

Bouillin, J.-P., 1983. Exemples de déformations locales liées à la mis en place de granitoïdes alpins dans des conditions distensives: l'île d'Elbe (Italie) et le Cap Bougaroun (Algérie). Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique 24, 101-116.

Bouillin, J.-P., 1986. Le" bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull. Soc. Geol. Fr. 2, 547-558.

Bruguier, O., Hammor, D., Bosch, D., Caby, R., 2009. Miocene incorporation of peridotite into the Hercynian basement of the Maghrebides (Edough massif, NE Algeria): Implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean. Chemical Geology 261, 172-184.

С

Cabanis, B. et Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crûstale. C. R. Acad. Sci. Paris 309, série II, 2023-2089.

Caby, R., Hammor, D., 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie): un Métamorphic Core Complex d'âge miocène dans les Maghrébides. CR Acad. Sci. Paris, 314, 829-835.

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

Chappell, B. W., White, A. J. R., (1974). Two constrasting granite types. Pacific Géology, 8,173-174.

Christiansen E. H, Mc Curry M. (2008). Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. Bull Volc 70-3: 251-267.

Chung, S.L., Chu, M.F., Zhang, Y.Q., Xie, Y.W., Lo, C.H., Lee, T.Y., Lan, C.Y., Li, X.H., Zhang, Q., Wang, Y.Z., 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in postcollisional magmatism. Earth-Science Reviews 68, 173-196.

Coulon C., Thorpe R.S. (1981) : Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. Tectonophysics, 77, 79-93.

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Hermitte, D, 2002. The Transition from the calc-Alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff, Lithos 62: pp 87-110.

Courme-Rault, M.D., Coutelle, A. 1979. Etude du Miocène du Bassin de Tizi Ouzou dans la région de Taguercift-Freha et de Naciria (Algérie). Géologie Méditerranéenne, t. VI, n°2, p. 347-356.

Courme-Rault, M.D., Coutelle, A., 1982. Le Miocène de la Soummam (Algérie) : précisions sur l'âge de ces niveaux de base, existencpe d'un cycle inférieur anté-nappes sud-telliennes, corrélations. Géologie Méditerranéenne, t. IX, n°2, p. 99-107.

Courme-Rault, M.-D., 1985. Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des atlasides orientales (Algérie, Sicile): Thèse ès Sciences. Univ. Orléans.

Coutelle A. et Gélard J.P, 1968 – Existence de radiolarites à la base du « flysch schistogréseux thitonique-néocomien » du Col de Chellata (Grande Kabylie). C.R. Somm. Soc. Géol. France, Paris, fasc.3, p. 79-81.

Coutelle A., 1981. Tectonique de balayage et tectonique de situation dans l'orogène berbère. Rev. Géol. dyn. Géogr. Phys., Paris, vol. 25, fasc. 2, p. 119-125.

D

De Paolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53, 189-202.

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

Duchesne JC, Liégeois JP, Vander Auwera J, Longhi J. (1999). The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. Terra Nova 11:100-105.

Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. Journal of Petrology 46, 1155-1201.

Dupre B., Allegre C.J. (1983) : Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature, 303, 142-146.

Durand-Delga, M., 1952. Présence du Burdigalien dans la région d'El Milia, au centre du Massif ancien de Petite Kabylie (Nord-Constantinois, Algérie). C. R. Acad. Sci., t.234, 2092. Paris.

Durand-Delga, M., Lambert, A., 1956. La bordure occidentale de la nappe de Guerrouch (Nord-Constantinois, Algérie). CR Somm. Soc. Géol. France, Paris, p. 296-298.

Durand-Delga, M., Raoult, J.F., Vila, J.M. 1967. Situation en fenêtre du Secondaire du Djebel Safia (Nord du Constantinois, Algérie). CR Somm. Soc. Géol. France, Paris, p. 101-104.

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Géol.Algérie, bull. n°39, p. 89-131.

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

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P., Puglisi, D., 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). CR Acad. Sci. Paris, 331, 29-38.

Ε

Edgar A.D. (1980) : Role of subduction in the genesis of leucite-bearing rocks: discussion. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 429-431.

Edwards C.M.H. (1988) : A multi-component evolutionary history for the high K-Iow K volcanic rocks of Muriah, Indonesia. Chemical Geology, 70, 48.

Edwards C.M.H. (1989) : The transition from calc-alkaline to alkaline volcanics, Ringgit Besar, Indonesia. Terra Abstracts, Vol. 1, N° 1, SY 21-35P, 182 p.

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.

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 temporelledu magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb: manifesta-tion d'un détachement lithosphérique. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. 447,107–116.

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

\mathbf{F}

Fauvel, P. J., 1977. Sur l'âge burdigalien des rhyolites du kef ech-Cheraya (Nord-Constantinois, Algérie).– 5^{ème} Réun. Ann. Sc. de la Terre, Rennes, 225.

Fernandez, L., 2015. Etude géochimique et géochronologique d'un massif basique et ultrabasique des zones internes de la chaîne des Maghrébides (Edough, NE Algérie) - Contraintes sur l'évolution de la Méditerranée occidentale au Cénozoïque. Thèse, Univ. Montpellier, 356 p.

Fernandez, L., Bosch, D., Bruguier, O., Hammor, D., Caby, R., Monié, P., Arnaud, N., Toubal, A., Galland, B., Douchet, C., 2015. Permo-Carboniferous and early Miocene geological evolution of the internal zones of the Maghrebides - New insights on the Western Mediterranean evolution. Journal of Geodynamics, in press, http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.10.001.

Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean– Constraints from full-waveform inversion. Earth and Planetary Science Letters 428, 52-62. Flandrin. J., 1952. La chaîne du Djurjura. XIXe congrès géologique interne, Alger. Monographie régionale, no19, 332 p.

Foden J.O., Varne A.(1980) : The petrology and tectonic setting of quaternary-recent volcanic centers of Lombok and Sumbawa, Sunda arc. Chem. Geol., 30, 201-226.

Foley S.F., Wheller G.E. (1990) : Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. Chemical Geology, 85,1-18.

Fougnot, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois (Algérie): caractères, origine, signification. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Nancy, INPL, 358 p.

Fourcade, E., Azéma, J., Cecca, F., Bonneau, M., Peybernes, B., Dercourt, J., 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographique et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma), Bull. Soc. Geol. Fr., 1197-1208.

G

Garrido, C.J., Gueydan, F., Booth-Rea, G., Precigout, J., Hidas, K., Padron-Navarta, J.A., Marchesi, C., 2011. Garnet lherzolite and garnet-spinel mylonite in the Ronda peridotite: Vestiges of Oligocene backarc mantle lithospheric extension in the western Mediterranean. Geology 39, 927-930.

Gélard, J.P., 1969. Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata; le flysch maurétanien (Grande-Kabylie, Algérie). Bull. Soc. Geol. Fr., 676-686.

Gélard, J., Lorenz, C., Magné, J., 1973. L'âge de la transgression (Oligocène terminal-Aquitanien basal) sur le socle de Grande Kabylie (Algérie). CR Somm. Soc. Geol. France 15, 7-9.

Gélard, J.-P., Sigal, J., 1974. Le flysch massylien de Tagdinnt (Grande-Kabylie); étude stratigraphique et structurale. Bull. Soc. Geol. Fr., 526-536.

Gélard, J.-P., 1979. Géologie du nord-est de la grande Kabylie: un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrebin. Thèse Doctorat d'état. Univ. Dijon, 335p.

Géry, B., Feinberg, H., Lorenz, C., Magné, J., 1981. Définition d'une série type de «l'Oligo-Miocène kabyle» anté-nappes dans le Djebel Aïssa-Mimoun (Grand Kabylie, Algérie). CR Acad. Sci. Paris, Ser. II 292, 1529-1532.

Gill R.C.O. (1973) : Mechanism for the sialic magma bias of continental alkaline provinces. Natura Phys. SeL, 242,41.42.

Gill J.B. (1981) : Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p. Glangeaud, L., 1933. Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 85, pp 173–220

Griffon, J-C., 1966. La dorsale calcaire au Sud de Tétouan. Note et mémoire du service géologique du Maroc, no184, pp149-243

Η

Hadj Zobir, S., Laouar, R., Oberhänsli, R., 2007. Les métabasites de Sidi Mohamed Edough NE Algérien: Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Editions du Service géologique national 18, 25-41.

Hammor, D., Lancelot, J., 1998. Métamorphisme miocène de granites panafricains dans le massif de l'Edough (Nord-Est de l'Algérie). CR Acad. Sci. Paris, 327, 391-396.

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

Hart S.A. (1984) : A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. Nature, Vol. 309, 753757.

Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 455-489.

Hilly, J., 1957. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Nancy. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. 408 p.

Hilly, J., 1962. Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de fer (Est-Constantinois).Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie, Nouvelle série, n° 19

Hughes, C. J. 1973: Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. Geo/. Mag. 109, 5 1 3-527.

Ι

Ilavsky, J., Snopkova, P., 1987. Découverte d'Acritarches paléozoïques dans les terrains métamorphiques de l'Edough (Wilaya d'Annaba, Algérie). CR Acad. Sci. Paris., 305, 881-884.

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

J

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095-1106.

L

Lakkaichi, A et Bouabsa, L ; 2017. Pétrologie et géochimie des rhyolites d'Aïn Sedma-Collo (NE algérien) : essai d'un modèle pétrogénétique, courrier du Savoir – N°24, Septembre 2017, pp.81-92

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.

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

Leeman W.P. (1983) : The influence of crustal structure on compositions of subduction related magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 18,561-588.

Lorenz, C., 1984. Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcanosédimentairescorrélations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol. France XXVI (6), 1203–1210.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R., Megartsi, M., Coulon, C., Semroud, B., Cotten, J., Coutelle, A., 1995. Datation 40K-40Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. CR Acad. Sci., Paris 321, 975-982.

Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E., Nelson S.A., Hasenaka T. (1989) : Primitive calcalkaline and alkaline rock types from the western mexican volcanic belt. J. Geophys. Res., Vol. 94, N° 84, 4515-4530.

Μ

Magné, J., Raymond, D., 1971. Découverte d'argiles à blocs" dans la region de Dellys-Tigzirt (Grande Kabylie, Algérie); leur place parmi les formations oligo-miocènes au Nord de la Grande Kabylie. Bull. Soc. Geol. Fr., 363-370.

Mahdjoub, Y., Merle, O., 1990. Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 629-634.

Mahdjoub, Y., 1991. Cinématique des déformations et évolution P, T anté-alpines et alpines en Petites Kabylie (Algérie nord-orientale). Un modèle d'évolution du domaine tellien interne. Thèse ès Sciences, USTHB.

Mahdjoub, Y., Choukroune, P., Kienast, J.R., 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 649-661.

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pecher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. Earth and Planetary Science Letters 195, 45-58.

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

Marignac, C., 1985. Les minéralisations filoniennes d'Ain-Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord.Thèse Doct. d'Etat INPL., Nancy. 1163 p.

Marignac, C., 1988. A case of ore deposition associated with paleogeothermal activity: The polymetallic ore veins of Aïn Barbar (NE Constantinois, Algeria). Mineralogy and Petrology 39, 107-127.

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.

McCulloch, R., LW Coggins, SD Colloms, DJ Sherratt 1994. La recombinaison sitespécifique médiée par Xer à cer génère Holliday jonctions in vivo. EMBO J. 13: 1844-1855

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.

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

Misseri, M., 1987. Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du Cap Bougaroun (Algérie).Journal of African Earth Sciences 6, 741-744.

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

Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 91-104.

Modresky P.J., Boettcher Al. (1972) : The stability of phlogopite + eustatite at high pressures: a model for micas in the interior of the Earth. American Journal of Science, Vol. 272, 852-869.

Modresky P.J., Boettcher Al (1973) : Phase relationships of phlogopite in the system K20-MgO-CaOAI203- Si02-H20 to 35 kilobars : a better model for micas in the interior of the earth. American Journal of Science, Vol. 273, 385-414.

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.

Monié, P., Montigny, R., Maluski, H., 1992. Age burdigalien de la tectonique ductile extensive dans le massif de l'Edough (Kabylies, Algérie); données radiométriques 39Ar-40Ar. Bull. Soc. Geol. Fr. 163, 571- 584

Ν

Nelson D.R., Mcculloch M.T., Sun S.S. (1986) : The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. Geochim. Cosrnochim. Acta, 50, 231-245.

Nicholls I.A., Ringwood A.E. (1973) : Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-satured magmas in the island-arc environment. J. Geol., Vol. 81,285-300.

Neumann, M., Vila, J.M., 1967. Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). Bull. Serv. Géol. Fr. 7, 401-409.

0

Ouabadi, A., 1987. Etude pétrologique du complexe magmatique du Nord de la Kabylie de Collo. Thèse de Magister, Alger, 169 p.

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

Ouabadi, A., Capdevila, R., Fourcade., 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). Compte rendu de l'Académie des sciences, Paris, 314, SérieII., pp 1187-1194

Ρ

Peacock, S.M. (1996) Thermal and petrologic structure of subduction zones, in Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), Subduction: Top to Bottom, AGU Monograph, 96, Washington D.C., 195-214.

Pearce, J.-A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

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

Peccerillo A. (1990) : On the origin of the italian potassic magmas. Comments. Chemical Geology, 85,183196.

Penven, M.J., Zimmermann, J.L., 1986. A Langhian K-Ar age of calc-alkaline plutonism in Kabylie de Collo (Algeria). CR Acad. Sci. Paris, 303, 403-406.

Peucat, J.J., Mahdjoub, Y., Drareni, A., 1996. U-Pb and Rb-Sr geochronological evidence for late Hercynian tectonic and Alpine overthrusting in Kabylian metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). Tectonophysics 258, 195-213.

Perfit M.A., Gust D.A, Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R. (1980) : Chemical characteristics of island-arc basalts : implications for mantle sources. Chem. Geo!., 30,227 256.

Pitcher, W. S. (1983). Granite: typology, geological environment and melting relationships. Migmatites, Melting and Metamorphism (ed.: M.P. Atherton & C.D. Gribble). Shiva Pub. Ltd., Cheshire: 277-285

Planck T., Langmuir C.H. (1988) : An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. Earth Planet. Sei. Letters, 90, 349-370

R

Raoult, J.-F., 1974. Géologie du centre de la Chaîne numidique: Nord du Constantinois, Algérie. Thèse Paris. . Mém. Soc. géol. Fr., 163 p.

Raoult, J.-F., 1975. Évolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr., 394-409.

Raymond, D., 1976. Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie, Algérie, au cours du cycle alpin. Thèse doct Sciences. Univ. Paris VI, 156p.

Ringwood A.E. (1974) : The petrological evolution of island arc systems. J. geol. Soc. Lond., Vol. 130, 183204.

Ringwood A.E. (1990) : Slab-mantie interactions. III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chemical Geology, 82, 187-207.

Rivière, M., Bouillin, J., Courtois, C., Gelard, J., Raoult, J., 1977. Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène kabyle (Grande Kabylie-Algérie); comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr., 1171-1177.

Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Parker R.J., Marsh J.S. (1985) : The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. Contrib. Mineral. Petrol., 90, 244-257.

Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Matiey D.P., Harmon R.S. (1987) : Sediment subduction and the source of potassium in orogenic leucitites. Geology, 15,451-453.

Romanko, E., 1991. Principaux traits géologiques et métallogénie de la région de Skikda (NE del'Algérie). EREM. Centre de recherche et de développement. Département de géologie et de métallogénie, 124p

Roubault, M., 1934. La Kabylie de Collo. Etude géologique. Bull. Soc. Serv. Carte Algérie, 26^{eme} série, n $^{\circ}$ 10.

Ruiz J, Patchett PJ, Arculus RJ (1988). Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths, evidence for the origin of mid- Tertiary felsic volcanics in Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 99:36-42

Ryerson F.J., Watson E.B. (1987) : Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. Earth Planet. Sci. Letters, 86, 225-239.

S

Saadallah, A., Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). Tectonophysics 267, 257-273.

Satouh, A., 2007. Pétrogéochimie et minéralisations des roches magmatiques de la région de Collo (NE- algérien). Thèse Magister, université de Badji Mokhtar Annaba, 142 p.

Satouh, A., 2017. Caractéristiques pétrologiques, géochimiques et isotopiques des roches ultrabasiques de la région de Collo, (NE algérien). Thèse de doctorat en science, université de Badji Mokhtar Annaba, 112 p.

Saunders Ad., Tarney J., Weaver S.D. (1980) : Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula : implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth Planet. SCi. Letters, 46, 344-360.

Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriès, J., Gravelle, M., 1994. Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). CR Acad. Sci. Paris, 319, 95-102.

Shand SJ (1922). The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. S Afr 25:19-33

Soria, J.M., Estevez, A., Serrano, F., 1992. Silexites et roches volcanoclastiques burdigaliennes de la Zone subbétique centrale (région du Rio Fardes-Mencal, Espagneméridionale). Signification géodynamique. CR. Acad. Sci. Paris 314, 1219–1226.

Stern C.A., Wyllie P.J. (1978) : Phase compositions through crystallization intervals in basaltandesite-H20 at 30 Kbar with implications for subduction zone magmas. Am. Mineral., 63, 641-663.

Т

Tatsumi Y. (1989) : Migration of fluid phases and genesis of basait magmas in subduction zones. J. Geophys. Res., Vol. 94, W B4, 4697-4707.

Tatsumi Y., Murasaki M. (1990) : Role of the subducted lithosphere in arc-magma genesis.1. Contribution from phase petrology and trace element geochemistry. EOS, Vol. 71, N° 28, 949.

Taylor SR, McLennan SM (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambrige, MA.

Tefiani, M., 1967. Le flysch crétacé nummulitique de l'unité du Djebel Zima (Sud-Est algérois). Bull. Serv. géol. Algérie n. Sér., n° 35, p. 77-80.

Tefiani, M., 1969. Le flysch schisto-gréseux nord-kabyle de la région de Larba (Alger) sa position paléogéographique. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, t. 60, fasc. 1-2, p. 39-41. Alger.

Tefiani, M., 1970. Présence d'olistostromes à la base des nappes de flyschs reposant sur la Dorsale kabyle au Sud-Est d'Alger. CR. somm. Soc. Géol. France 8, 315-316. Thornton EP, Tuttle OE (1960). Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. Am J Sci 258: 664-684

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

V

Varne R (1985) : Ancient subcontinental mantle : a source for K-rich orogenie volcanics. Geology, 13,405408.

Varne R, Foden J.O. (1986) : Geochemical and isotopie systematics of eastern Sunda arc volcanics : implications for mantle sources and mantle mixing processes. In : Wezel F.C.(ed), "The origin of arcs", Elsevier, Amsterdam, 159-189.

Vila, J.-M., 1970. Le Djebel Edough; un massif cristallin externe du Nord-Est de la Berberie. Bull. Soc. Geol. Fr., 805-812.

Vila, J.-M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse ès Sciences. Univ. Paris VI, 665 p.

W

Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., Chen, C.H., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology 45, 975-1011.

Wark DA (1991). Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: role of mafic and intermediate composition magmas in rhyolite genesis. J Geophys Res 96 (B8): 13389-13411

Wenlandt R.F., Eggler D.H. (1980) : The origin of potassic magmas, 2. Am. J. Sei., 280, 421-458.

Wheller G.E., Varne R., Foden J.O., Abbott M.J. (1987) : Geochemistry of quatemary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res., 32, 137-160.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Revue de géologie dynamique et de géographie physique.

Winchester, J.A. et Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, V. 20, p. 325-343.

Wyllie P.J., Sekine T. (1982) : The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contrib. Mineral. PetroL, 79, 375-380.

\mathbf{Z}

Zen EA (1989). - Wet and dry AFM mineral assemblages of strongly peraluminous granites. EOS 70: 109–111.

Annexes

Tab.01 : données analytiques d'éléments majeurs de 10 échantillons de rhyolites filoniennes de la région de					
Collo. (Fougnot, 1990)					
		FACI	ES FILONIEN	1	
Ech	FG01	FG02	FG03	FG04	FG05
Majeur (wt %)					
SiO ₂	76.50	77.70	76.60	75.60	75.80
TiO ₂	0.19	0.10	0.20	00.10	00.24
Al ₂ O ₃	12.90	13.20	13.65	12.20	12.30
$Fe_2O_{3(T)}$	1.56	1.70	1.46	00.59	01.43
MnO	0.09	0.00	0.05	00.00	00.02
MgO	0.70	0.68	0.58	00.14	00.83
CaO	0.10	0.00	0.39	00.88	00.19
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.09	03.79
K ₂ O	4.29	3.79	4.48	04.27	03.59
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	00.00	00.00
LOI	2.53	2.91	2.48	01.80	01.60
Total	98.86	100.08	99.89	98.67	99.79
CPW (wt %)					
Quartz	61.04	65.13	60.19	40.70	39.65
Corindon	8.51	9.52	8.43	0.92	1.89
Orthoclase	26.75	23.26	27.59	26.21	21.92
Albite	00.00	00.00	00.00	27.15	33.14
Anorthite	0.52	00.00	2.02	4.53	0.97
Hypersthene	1.89	1.77	1.50	0.36	2.13
Hematite	00.00	0.05	00.00	0.05	0.08
Magnétite	0.07	00.00	0.05	00.00	00.00
Apatite	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
total	94.77	95.47	95.95	96.28	96.76
DI	88.79	88.59	87.78	94.06	94.72
ASI	2.93	3.48	2.80	1.48	1.62
Na ₂ O+K ₂ O	4.29	3.79	4.48	7.36	7.38
K ₂ O/Na ₂ O	/	/	/	1.38	0.94
Ech	FG06	FG07	FG08	FG09	FG10
Majeur (wt %)	1 1		•		
SiO ₂	74.50	76.20	76.60	77.50	74.50
TiO ₂	0.15	0.00	0.10	0.02	0.21
Al ₂ O ₃	13.10	12.50	12.65	13.00	13.60
Fe ₂ O _{3(T)}	1.24	0.89	1.28	0.64	1.13
MnO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05
MgO	0.31	054	0.64	0.00	0.74
CaO	0.49	00.00	0.00	0.44	0.79
Na ₂ O	3.37	3.86	3.66	2.93	3.16
K ₂ O	4 75	3.91	4 35	5 36	4 09
P_2O_5	0.00	00.00	0.00	0.00	0.00
LOI	0.96	0.98	1.10	0.66	2.84
Total	98.89	98.90	100 41	100 55	100 75
CPW(wt %)	20.02	20.20	100.11	100.55	100.75
Quartz	36.41	39.13	38.46	39.29	38 78
Corindon	1 57	1 97	1 95	1 59	2.61
Orthoclase	29.63	23.81	26.22	31.91	2.01
Albite	29.05	33.66	31 59	24.98	27.50
Anorthite	27.49	00.00	00.00	24.90	A 03
Hypersthene	0.80	1 11	1.63	00.00	1 80
riypersulene	0.00	1.41	1.05	00.00	1.07

Annexe I : Données analytiques chimiques des facies rhyolitiques de la région de Collo.

Annexes

Hematite	0.03	00.00	00.00	0.01	0.01
Magnétite	00.00	0.01	0.03	00.00	0.05
Apatite	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
total	96.69	97.03	93.03	99.25	97.14
DI	94.93	96.60	96.27	96.18	91.18
ASI	1.52	1.6	1.58	1.49	1.69
Na ₂ O+K ₂ O	8.12	7.77	8.01	8.29	7.25
K ₂ O/Na ₂ O	1.40	1.01	1.19	1.83	1.29
Composition modale à partir du calcul des normes par la méthode CIPW (Irvine et Baragar.1971), DI					
differentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index =					
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) (Shand1922; Zen 1989)					

 Tab .02 : données analytiques d'éléments majeurs de 10 échantillons de rhyolites massives de la région de Collo. (Fougnot, 1990)

 FACIES MASSIF

 Ech
 FG11
 FG12
 FG13
 FG14

 Majeur (wt %)
 SiO
 77.70
 78.40
 78.50

Majeur (wt %)					
SiO ₂	81.00	77.70	78.40	78.50	
TiO ₂	0.05	0.14	0.14	0.14	
Al ₂ O ₃	9.80	10.20	9.80	10.40	
Fe ₂ O _{3(T)}	0.14	0.69	0.94	0.84	
MnO	0.00	0.01	0.01	0.02	
MgO	0.14	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.49	1.14	0.59	0.94	
Na ₂ O	2.58	0.54	0.00	2.08	
K ₂ O	4.16	7.23	7.69	5.25	
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	
LOI	0.90	1.00	1.36	0.63	
Total	99.26	98.65	98.93	98.72	
CPW(wt %)					
Quartz	49.70	46.55	49.67	46.00	
Corindon	0.16	00.00	0.41	00.00	
Orthoclase	25.03	44.06	47.02	32.02	
Albite	22.23	4.71	00.00	18.01	
Anorthite	2.47	4.17	3.03	3.56	
Hypersthene	0.35	00.00	00.00	00.00	
Hematite	0.02	00.05	0.05	0.03	
Apatite	00.00	00.00	00.00	00.00	
total	98.22	96.96	96.63	97.25	
DI	96.95	95.33	96.39	96.11	
ASI	1.35	1.14	1.18	1.26	
Na ₂ O+K ₂ O	6.74	7.77	7.69	7.33	
K ₂ O/Na ₂ O	1.61	13.38	/	1.08	

Composition modale à partir du calcul des normes par la méthode CIPW (Irvine et Baragar.1971), DI differentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand1922; Zen 1989)

Tab .03 :: analyses chimiques des rhyolites de Collo (K.CH=Kef Cheraïa, C.B= Cap Bougaroun (Abbassene.2016))					
FAC	CIES MASSIF (K.C	H)	FACIES FILON	IEN (C.B)	
Ech	AB01	AB02	AB03		
Majeur (wt %)					
SiO ₂	80.84	79.67	76.60		
TiO ₂	0.33	0.12	0.39		
Al_2O_3	9.20	9.81	12.02		
$Fe_2O_{3(T)}$	0.44	0.43	1.15		
MnO	0.03	0.01	0.01		
MgO	0.13	0.14	0.48		
CaO	0.38	0.40	0.32		
Na ₂ O	1.53	1.54	2.97		
K ₂ O	5.15	5.37	4.29		
P_2O_5	0.01	0.01	0.03		
LOI	0.80	0.66	1.36		
Total	98.64	98.17	99.43		
CPW(wt %)			1		
Quartz	52.76	50.6	42.91		
Corindon	0.48	0.78	2.04		
Orthoclase	31.26	32.69	26.16		
Albite	13.12	13.69	25.93		
Anorthite	1.87	1.98	1.44		
Hypersthene	0.33	0.36	1.23		
Hematite	00.00	0.04	0.07		
Magnétite	0.02	0.02	00.00		
Apatite	0.02	0.02	0.07		
total	97.36	97.07	96.91		
DI	97.14	96.71	95.00		
ASI	1.30	1.34	1.58		
Na_2O+K_2O	6.68	6.91	7.26		
K_2O/Na_2O	3.36	3.48	1.44		
Trace (ppm)	420	500 7	519.0		
Ва	439	523.7	518.2		
Co	1.55	0.07	0.77		
UI Nh	7.52	15.55	0.70		
NU NG	7.55	1.23	9.43		
INI Dh	202	265.6	1.49		
KU Sc	293	203.0	3.22		
Sr	36.87	41.61	65.45		
Th	19.26	19.86	21 34		
V	5.29	5.72	13.14	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	
Y	13.99	15.62	11.03		
Zr	58.24	62.06	63.76		
Terres rares (ppm)					
Ce	48.09	48.02	32.17		
Dy	2.34	2.52	1.83	1	
Er	1.07	0.87	0.83	1	
Eu	0.42	0.46	0.33		
Gd	2.87	2.88	2.17	1	
La	25.03	25.80	13.03		
Nd	16.27	15.82	10.13	1	
Sm	3.30	3.00	1.84	1	
Yb	1.39	1.58	1.58		
Composition moda	le à partir du calcul d	les normes par la n	néthode CIPW (Irvir	ne et Baragar.1971), DI differentiation	

Composition modale à partir du calcul des normes par la méthode CIPW (Irvine et Baragar.1971), DI differentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand1922; Zen 1989)

Annexe II : Protocole analytique pour éléments majeurs par ICP-AES (Atomic Emisson Spectrometry), éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au

ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain

Pour la caractérisation géochimique et typologique des différents produits rhyolitiques échantillonnés ainsi que leur affinité magmatique, 11 échantillons représentatifs des rhyolites filoniennes et massives de la région de Collo ont été analysés pour les éléments majeurs par ICP-AES (Atomic Emisson Spectrometry) et les éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. Selon le protocole analytique suivant :

Préparation des échantillons

Un certain nombre de mesures a été pris afin d'éviter tout effet de contamination entre les échantillons. Pour commencer, les surfaces patinées et altérées des échantillons sont éliminées à la scie circulaire diamantée et seules les parties fraîches sont conservées. Par la suite, les échantillons sont progressivement concassés lors de trois passages successifs au broyeur à mâchoires d'acier inoxydable. Les granulés sont finalement réduits en poudre fine et homogène à l'aide d'un vibro-broyeur en agate. Après chaque échantillon passé, toutes les parties constituant le broyeur à mâchoires ont été soigneusement nettoyées à l'air comprimé, puis à la brosse métallique afin d'extraire les derniers grains et enfin essuyées à l'alcool. Un broyage avec de la poudre de quartz a été effectué avec les broyeurs en agate préalablement à celui des échantillons afin d'éviter tout effet mémoire avec les échantillons précédents. Le bol, Le corps broyant et le couvercle en agate ont été nettoyés à l'eau ultra-pure et à l'alcool puis séchés à l'air comprimé entre chaque échantillon afin d'éviter toute contamination croisée.

• Mesure de la perte au feu

Décomposition de l'échantillon: Four de décomposition thermique ou TGA (OA-GRA05) Méthode analytique: Gravimétrique

La détermination de la perte au feu des échantillons permet de quantifier le degré d'altération et la quantité d'eau magmatique présente dans chaque échantillon et ce en mesurant la perte de masse de l'échantillon lors de sa calcination à 1000° C. La calcination de l'échantillon à haute température, peut induire :

-une perte de masse de l'échantillon, due au départ des volatiles

-un gain de masse de l'échantillon (perte au feu négative) due à l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} .

Protocole analytique :

Un échantillon préparé (1,0 g) est placé dans un four de décomposition thermique ou TGA (OA-GRA05 ou ME-GRA05) à 1000 ° C pendant une heure, refroidi puis pesé. Les pesées précises de la poudre d'échantillon avant calcination (poids échantillon) et après calcination (poids échantillon calciné) permettent de calculer la perte au feu comme suit :

Perte au Feu (%) =poids échantillon - poids échantillon calciné /poids échantillon × 100.

Method Code	Parameter		Symbol	Units	Lower	Upper
					Limit	Limit
OA-GRA05	Loss on	Ignition	LOI	%	0.01	100
	(Furnace)					
ME-GRA05	Loss on	Ignition	Moisture	%	0.01	100
	(TGA)		LOI	%	0.01	100

• Eléments majeurs (ICP-AES)

Décomposition de l'échantillon: Métaborate de lithium / tétraborate de lithium (LiBO2 / Li2B4O7) Fusion * (FUS LI01)

Méthode analytique: Plasma à couplage inductif - Spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES)

La détermination des concentrations en éléments majeurs des roches étudiées a été réalisée à Plasma à couplage inductif - Spectroscopie d'émission atomique (ICP-AES) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. Les analyses ont été effectuées par Sara Garcia Vazquez.

Protocole analytique

Un échantillon préparé (0,100 g) est ajouté au flux de métaborate de lithium / tétraborate de lithium, bien mélangé et fondu dans un four à 1000 ° C. La masse fondue résultante est ensuite refroidie et dissoute dans 100 ml d'acide nitrique à 4% / acide chlorhydrique à 2%. Cette solution est ensuite analysée par ICP-AES et les résultats sont corrigés pour les interférences inter-éléments spectrales. La concentration d'oxyde est calculée à partir de la concentration élémentaire déterminée et le résultat est indiqué dans le tableau suivant.

Element	Symbol	Units	Lower	Upper
			Limit	Limit
Aluminum	Al ₂ O ₃	%	0.01	100
Calcium	CaO	%	0.01	100
Iron	Fe ₂ O ₃	%	0.01	100
Magnesium	MgO	%	0.01	100
Manganese	MnO	%	0.01	100
Phosphorus	P_2O_5	%	0.01	100
Potassium	K ₂ O	%	0.01	100
Silicon	SiO ₂	%	0.01	100
Sodium	Na ₂ O	%	0.01	100
Titanium	TiO ₂	%	0.01	100

Eléments en trace (ICP-MS)

-Décomposition de l'échantillon: Digestion par l'acide HF-HNO3-HClO4, lixiviation au HCl (GEO-4A01)

-Méthode analytique: Plasma à couplage inductif - Spectrométrie de masse (ICP-MS)

La détermination des concentrations en éléments traces des roches étudiées a été réalisée à Plasma à couplage inductif - Spectrométrie de masse (ICP-MS) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. Les analyses ont été effectuées par Sara Garcia Vazquez.

La méthode ME-MS61 Ultra Trace combine une digestion à quatre acides avec une instrumentation ICP-MS. Une digestion à quatre acides dissout quantitativement presque tous les minéraux dans la majorité des matériaux géologiques.

Protocole analytique

Un échantillon préparé (0,25 g) est digéré avec des acides perchlorique, nitrique et fluorhydrique. Le résidu est lessivé avec de l'acide chlorhydrique dilué et dilué au volume.

La solution finale est ensuite analysée par spectrométrie d'émission atomique couplée par plasma inductif et par spectrométrie de masse à plasma couplé par induction. Les résultats sont corrigés pour les interférences inter-éléments spectrales.

Element	Symbol	Unit	Lower Limit	Upper Limit
Barium	Ba	ppm	0.5	10000
Chromium	Cr	ppm	10	10000
Cesium	Cs	ppm	0.01	10000
Gallium	Ga	ppm	0.1	1000
Hafnium	Hf	ppm	0.2	10000
Holmium	Но	ppm	0.01	1000
Niobium	Nb	ppm	0.2	2500
Praseodymium	Pr	ppm	0.03	1000
Rubidium	Rb	ppm	0.2	10000
Tin	Sn	ppm	1	10000
Strontium	Sr	ppm	0.1	10000
Tantalum	Та	ppm	0.1	2500
Thorium	Th	ppm	0.05	1000
Thallium	Tl	ppm	0.5	1000
Uranium	U	ppm	0.05	1000
Vanadium	V	ppm	5	10000
Tungsten	W	ppm	1	10000
Yttrium	Y	ppm	0.5	10000
Zirconium	Zr	ppm	2	10000

Liste des analyses à signaler:

NOTE: Quatre digestions acides sont capables de dissoudre la plupart des minéraux. Cependant, selon la matrice de l'échantillon, tous les éléments ne sont pas extraits quantitativement. Par exemple:

• Cette digestion peut ne pas être complète pour les minéraux tels que le corindon (Al2O3), le cyanite (Al2SiO5) et les silicates plus complexes tels que le grenat, topaze et la tourmaline.

• Le potassium peut biaiser faiblement en raison de la formation du perchlorate insoluble, qui peut ne pas être complètement décomposé pendant le processus de lixiviation.

• De faibles taux de récupération de Al et Ca peuvent survenir si leurs fluorures insolubles ne sont pas complètement décomposés pendant le processus de lixiviation.

• Scandium peut ne pas être complètement solubilisé et peut présenter une récupération plus faible par cette digestion. Sc-ICP06 (fusion au métaborate de lithium, finition ICP-AES), une méthode développée pour Scandium, peut être utilisée comme alternative pour cet analyse.

Annexes

• Quatre digestions acides peuvent également volatiliser certains éléments, en particulier le mercure. Le mercure est mieux analysé par une digestion à l'eau régale et peut être ajouté en tant que paquet à cette analyse (emballage: ME-MS61m).

• Terres rares

Décomposition de l'échantillon: Fusion au borate de lithium (LiBO2 / Li2B4O7) (FUS LI01) Méthode analytique: Plasma à couplage inductif - Spectroscopie de masse (ICP - MS)

La détermination des concentrations en terres rares et certain éléments traces des roches étudiées a été réalisée à Plasma à couplage inductif - Spectrométrie de masse (ICP-MS) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. Les analyses ont été effectuées par Sara Garcia Vazquez.

Protocole analytique

Un échantillon préparé (0,100 g) est ajouté au flux de métaborate de lithium / tétraborate de lithium, bien mélangé et fondu dans un four à 1025 ° C. La masse fondue résultante est ensuite refroidie et dissoute dans un mélange d'acides contenant des acides nitrique, chlorhydrique et fluorhydrique. Cette solution est ensuite analysée par spectrométrie de masse à plasma couplé inductivement.

Element	Symbol	Unit	Lower Limit	Upper Limit
Cerium	Ce	ppm	0.5	10000
Dysprosium	Dy	ppm	0.05	1000
Erbium	Er	ppm	0.03	1000
Praseodymium	Pr	ppm	0.03	1000
Europium	Eu	ppm	0.03	1000
Gadolinium	Gd	ppm	0.05	1000
Holmium	Но	ppm	0.01	1000
Lanthanum	La	ppm	0.5	10000
Lutetium	Lu	ppm	0.01	1000
Neodymium	Nd	ppm	0.1	10000
Samarium	Sm	ppm	0.03	1000
Terbium	Tb	ppm	0.01	1000
Thullium	Tm	ppm	0.01	1000
Ytterbium	Yb	ppm	0.03	1000

Note: Les minéraux qui ne récupèrent pas complètement au moyen de la fusion au borate de lithium comprennent le zircon, certains oxydes de métaux, certains phosphates de terres rares et certains sulfures, métaux de base ne récupèrent pas complètement en utilisant cette méthode.

Annexe III : Données analytiques chimiques des facies rhyolitiques du secteur oriental de la marge algérienne.

Tab .01 :	Tab .01 : données analytiques d'éléments majeurs des rhyolites de l'Edough et la région d'Ain Barbar					arbar
		F	ACIES MAS	SIF		
	Massif de l'Egyptienne (Hilly, 1962)	Mas	sif de Ket El-Ard	ch. (Ahmed Saïd et	al.1993)
	EGY01	EGY02	K.ACH01	K.ACH	02 K.ACH03	K.ACH04
Majeur (v	wt %)	1	ı		I	
SiO ₂	74.50	74.96	74.52	76.37	77.33	73.38
TiO ₂	00.20	00.04	00.06	00.06	00.12	00.03
Al ₂ O ₃	13.00	12.71	12.63	13.89	12.61	13.02
Fe ₂ O _{3(T)}	00.94	00.56	00.35	00.55	00.50	00.29
MnO	00.00	00.34	00.03	00.09	00.04	00.05
MgO	00.45	00.4	00.01	00.10	00.01	00.02
CaO	01.14	00.61	01.32	00.40	00.59	00.80
Na ₂ O	01.06	00.24	01.25	01.57	01.51	00.00
K ₂ O	06.38	07.91	08.86	05.90	06.63	08.61
P_2O_5	00.00	00.36	00.06	00.30	0.45	00.32
LOI	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
Total	100.03	99.16	98.40	99.54	100.15	98.33
		FA	CIES FILO	NIEN		
	Ain Barbar (N	I.Arafa-Diaf 1	997)	Dj.Chaiba (Ch	r. Marignac et Zimi	nermann.1983)
	AB01	AB02	AB03	Dj. CH01	Dj. CH02	Dj. CH03
SiO ₂	72.56	76.56	78.73	75.04	75.07	75.64
TiO ₂	00.42	00.19	00.08	00.04	00.08	00.06
Al_2O_3	12.86	10.53	11.42	12.63	12.58	12.64
Fe ₂ O _{3(T)}	02.46	01.72	1.17	00.31	00.35	00.1
MnO	00.02	00.03	0.03	00.00	00.00	00.00
MgO	01.48	00.32	0.06	00.02	00.02	00.01
CaO	01.47	01.13	0.88	00.00	00.00	00.00
Na ₂ O	02.16	03.01	3.26	00.3	00.13	00.34
K ₂ O	04.56	03.2	3.86	09.84	09.95	09.74
P_2O_5	00.00	00.00	0.00	00.00	00.00	00.00
LOI	00.00	00.00	0.00	00.00	00.00	00.00
Total	98.00	96.69	99.49	98.18	98.36	98.53

0	CHETAÏBI	CHETAÏBI WEST	AIN BARBAR
Ech	CHT1	CHT2	AB1
Majeur (wt %)			
SiO ₂	78.30	73.18	74.12
ΓiO ₂	00.12	00.11	00.10
Al_2O_3	11.93	13.18	13.99
$Fe_2O_{3(T)}$	00.91	01.01	01.28
/InO	00.02	00.04	00.03
/IgO	00.18	00.53	00.28
CaO	1.12	2.60	0.07
la ₂ O	3.20	3.28	0.73
2 ₀	3.98	3.46	6.13
$_{2}O_{5}$	0.04	0.03	0.16
.OI	1.58	1.88	2.31
otal	101.38	99.29	99.20
race (ppm)		· ·	•
a	524.6	564.20	84.57
0	00.24	00.89	00.95
r	01.30	12.22	09.96
b	08.12	07.30	21.98
i	00.08	04.40	03.47
3	194.9	99.44	842.7
2	02.34	03.11	04.76
	91.2	147.40	13.73
1	35.62	22.07	03.72
	06.82	14.70	12.68
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	18.68	13.54	06.67
r	141.9	79.58	30.84
erres rares (ppr	n)		
Ce	54.16	41.88	05.20
)y	02.71	02.32	01.26
r	01.59	01.20	00.36
lu	00.73	00.38	00.14
Jd	03.21	02.80	01.54
a	24.68	021.26	02.39
Nd	17.94	14.73	02.80
Sm	03.27	02.95	01.19
<i>l</i> b	01.87	02.32	00.53

Tab .01 : Quelques caractéristiques géochimiques du granite type « S »selon la définition de Chapell et White			
(1974).			
Paramètre géochimique	granite type »S »		
SiO ₂	compris entre 66 et 75%		
K ₂ O/Na ₂ O	élevé		
K ₂ O/SiO ₂	élevé		
CaO	faible		
mol. Al ₂ O ₃ / (K ₂ O+Na ₂ O+CaO)	>1.1		
Composition normative C.I.P.W.	>1% corindon normatif		
Saturation en alumine	Presque tous sont péralumineux, quelques uns sont métalumineux		
Fe^{3+}/Fe^{2+}	toujours faible.		
Elements en trace	teneurs réduites en Ti, Sr, Ba et riches en Rb, Th, U et K		
Minéralogie des minéraux ferromagnésiens	Hornblende absente, la biotite brune est fréquente		
Muscovite et feldspath	Muscovite fréquente et les feldspaths-K sous forme de mégacristaux.		
Accessoires	Ilménite, monazite, grenat et cordiérite		
Xénolites	dominance des xénolites métasédimentaires		
Formes des intrusions et fracturation	Multiples batholites d'une forme diapirique et une faible schistosité		
Durée du plutonisme	le plutonisme à une durée constante et modéré (syn- et post-		
	orogénique).		
minéralisations associées	Sn et W sous forme de veines dans les greisens		

Annexe IV: caractéristiques géochimiques du granite type « S »

Tab .02 : Grandes lignées du granite Type « S » et métaux associés (inspiré de Pitcher, 1983)			
Source	Type « S »		
Matériel	Sédimentaire		
Contexte	chaîne de collision		
Nature	Leuco-monzogranites		
Volcanisme associé	Rhyolite		
Contexte	Réducteur		
Métaux associés	Sn, W, Mo, F, U (granophile)		
Profondeur	5-12 km		

Annexe V : Notice explicative de la coupe réalisée dans le volcan du Kef Cheraïa, Fougnot (1990)

Partie supérieure	Partie basale
- 7 m : brèche rhyolitique	-13 m: Zone d'éboulis sous la falaise de laquelle ressortent
grossière, à éléments pluri-	plusieurs niveaux de 0,5 à 1 m d'épaisseur de tufs assez
centimétriques roses, blanchâtres	grossiers plus ou moins vacuolaires ainsi qu'une coulée de
et verdâtres.	rhyolite verte bien cristallisée, à la cote 517.
- 5 m : rhyolite massive verdâtre	-1,5 m : banc massif, nettement en saillie, constitué da deux
avec quelques éléments épars,	niveaux d'égale épaisseur, séparés par un mince file argileux,
surtout à la base.	à la base : un tuf fin de teinte beige, par endroits
- 0,5 m : coulée rhyolitique	profondément carrié, au sommet : une coulée montrant
massive, bien stratifiée	nettement, l'alternance de rhyolite massive et de rhyolite
- 7 à 8 m : brèche rhyolitique fine.	fluidale.
- 5m : brèche très grossière à blocs	-5 m : : brèche fine, à petites alvéoles roses.
décimétriques ou plus à la base, de	-6 m : éboulis.
taille un peu plus petite vers le	-4 m : tuf rhyolitique vert sombre fortement silicifié, formant
sommet. Le passage au niveau	un petit surplomb.
supérieur ne semble pas	-1,5 m : coulée rhyolitique massive.
progressif.	-1 m : tuf rhyolitique grossier, verdâtre très altéré
- 1,30 m : tuf rhyolitique grossie.	-7 à 8 m : éboulis, à tufs dominant.
- 3 a 4 m : brèche grossière.	-l m : Coulée rhyolitique à fluidalité parfois très nette.
- 7 m : Non accessible, semble à	-6 à 7 m ; Tuf sombre, très vacuolaire, silicifié en surplomb.
vue de même nature que les	-18 m environ : Zone très altérée, chargée d'éboulis, et
niveaux précédent et suivant.	recouverte dans sa majeure partie d'un sol beige ocre
- 8 m : brèche rhyolitique	parcouru par de nombreux filonnets centimétrique
grossière, à éléments beiges et	généralement verticaux d'agate ou de calcédoine blanchâtre.
roses.	à la partie supérieure, apparaissent quelques vestiges de
- 1 m environ : brèche rhyolitique	niveau bréchique brunâtre. Dans la partie médiane, on
fine.	observe sur 2,5 à 3 m de hauteur plusieurs petits
- l, 80 m : rhyolite massive fine à	affleurements correspondant aux restes de coulées de nature
enclaves roses et verdâtres.	dacitique, de teinte générale brun vert foncé, souvent très
	fracturées et chargées d'oxydes à faciès massif ou localement
	microbréchique
	-5 à 6 m ; Tuf vacuolaire sombre de nature également
	dacitique, brun ou bleu sombre, assez fortement silicifié et
	formant le dernier surplomb rencontré dans la coupe.
	- 10 à 15 m : éboulis à tufs et brèches dominants sous
	lesquels apparaît le miocène marno-gréseux fortement
	redressé, à pendage moyen N 65 - 75 SE.
Annexe VI

Article publié en premier auteur.

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES RHYOLITES D'AÏN SEDMA-COLLO (NE ALGERIEN) : ESSAI D'UN MODELE PETRO GENETIQUE

A. LAKKAICHI^(1,2), L. BOUABSA⁽²⁾

⁽¹⁾Université Ferhat Abbes-Sétif-1, Laboratoire Géodynamique et Ressources Naturelles UBM Annaba ; faculté des sciences de la nature et de la vie, département des études de base ⁽²⁾Université Badji Mokhtar -Annaba, Laboratoire Géodynamique et Ressources Naturelles, Faculté des Sciences de la Terre, Département de Géologie lak_geologue@yahoo.fr, lakhdar.bouabsa@univ-annaba.org

RESUME

Le but de ce travail est de déterminer les caractéristiques et les variations pétrogéochimiques des rhyolites d'Aïn Sedma dans la région de Collo "NE algérien". Sur le plan géologique, ce complexe est constitué par quatre types de roches qui sont essentiellement représentées par des rhyolites, des granites, des microgranites et des microgranodiorites. Du point de vue pétrographique, les rhyolites montrent deux types de textures, une texture hyaline sphérolitique et l'autre microlitique porphyrique à tendance doléritique. Sa minéralogie, relativement constante, est composée principalement de quartz sphérolitique, plagioclase (andésine), orthose, biotite et rarement de muscovite, la chlorite et l'épidote apparaissent comme produits d'altération. Sur le plan géochimique, la rhyolite montre une forte proportion en SiO₂, et une teneur en Na₂O faible comparativement à celle de K₂O. Elle appartient à la série calco alcaline hyper-potassique et montre un caractère peralumineux. La géochimie des traces et des terres rares représentées dans les diagrammes de discrimination géotectonique montrent que ces roches prennent naissances dans une croîte continentale pendant le stade de collision, à partir d'une source de magmas mafiques enrichis en LREE issues du manteau lithosphérique métasomatisé durant la subduction. Ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale selon le modèle MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization*) en quarte phases pour former les roches filoniennes felsiques dans le secteur d'Aïn Sedma et au NW du Cap Bougaroun.

MOTS CLES: Rhyolite, Aïn Sedma, NE Algérie, pétrographie, géochimie, pétrogenèse.

ABSTRACT

The purpose of this work is to determine the characteristics and petrogeochemical changes for the rhyolites of Ain Sedma NE Algeria Collo. The study area is located at 11 kms northwest of the city of Collo. Geologically speaking this complex consists of four rock types: rhyolites, granites, microgranodiorite and microgranites. From petrography point of view, this rhyolite shows two types of texture, spherolitic hyaline texture and the other is microlitic porphyritic with dolerite trend. Its Mineralogy is relatively constant; it is mainly composed of spherulitic quartz, plagioclase (andesine), orthose, biotite and rarely muscovite, chlorite and epidote. geochemically this rhyolite shows a high proportion of SiO₂, a low Na₂O content compared to that of K₂O and belongs to the hyper-potassium calc alkaline series and shows a peraluminous character. Trace geochemistry and rare earths combined with geotectonic discrimination diagrams show that these rocks originate in a continental crust during the collision stage, from a source of LREE enriched mafic magmas originating from the metasomatized lithospheric mantle during subduction , These magmas then evolved by fractional crystallization and crustal contamination according to the Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization (MASH) model in the fourth phase to form the felsic vein rocks in the sector of Ain Sedma and NW of Cape Bougaroun.

KEYWORDS: Rhyolite, Ain Sedma, NE Algeria, petrography, geochemistry. Petrogenesis.

1 INTRODUCTION

L'histoire éruptive de la petite kabylie, représente un épisode d'assez courte durée. Il est nettement postérieur à la phase tectonique fini-oligocène, responsable de la structuration des zones internes de l'orogène auquel est liée spatialement la plupart des manifestations magmatiques (Fig.01). Elle suit de peu le développement de la tectonique tangentielle qui affecte les zones externes, conséquence probable de l'affrontement et du chevauchement des socles internes, sur le craton africain. Fougnot, J. (1990). Les nouveaux travaux de datations géochronologiques (U-Pb sur zircons et K-Ar) sur les roches magmatiques de la petite kabylie ont fixés le début de l'activité magmatique post-collisionnelle à affinité calco-alcaline riche en K à 17 Ma (Abbassene et al. 2016). Cet âge, obtenu sur le pluton granitique de Bougaroun (NW) de Collo est le plus ancien

jamais connu dans toute la marge méditerranéenne du Maghreb. Cette activité magmatique se poursuit de façon intermittente jusqu'à 11 Ma avec la phase magmatique tardive responsable de la mise en place de corps filoniens mafiques et felsiques (10.86 ± 0.26 Ma) l'âge du plus jeune événement magmatique actuellement identifié dans NE algérien. (Abbassene et al. 2016).

Ce présent travail porte sur le volcanisme rhyolitique filonien de Petite Kabylie, on présentera la région d'Aïn Sedma (Sud - Ouest de Collo), comme un exemple représentatif des rhyolites filoniennes. On s'intéressera surtout aux caractéristiques pétrographiques, géochimiques et typologiques de ces rhyolites ainsi que leur contexte pétrogénétique.



1 High-K calc-alkaline magmatism; 2 Alkaline volcanism; 3-4-5 Inner Alpine chain zones 3 Basement; 4 Limestone cover; 5 Supra-Kabylian flyschs; 6-7 Outer Alpine chain zones; 6 Allochtonous (Infra-Kabylian flyschs and Tellian units); 7 Relative autochton; 8 Tortonian front; 9 Langhian front; 10 Undifferentiated thrusts; GK Greater Kabylia; GL Gulliz; GR Gourougou; LG La Galite Island; LK Lesser Kabylia; MG Mogods; OR Oranie; OU Ouida; RT Ras Tarf

Figure 01: Carte de l'orogène alpin de la Méditerranée occidentale et magmatisme associé Durand-Delga et Fonboté (1980) ; Vila (1980) ; Mahdjoub et al. (1997) Maury et al. (2000) et El Azzouzi et al., (2014)

2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Le secteur d'Aïn Sedma est situé à 11 km au Nord - Ouest de Collo (Fig. 2A). Cette région a fait l'objet d'une étude géologique et minéralogique par Bolfa (1948). L'étude a essentiellement porté sur les rhyolites qui sont +/- fortement altérées. Les limites entre les granites et les rhyolites sont

très difficiles à rapporter sur une carte. Roubault (1934) désigne l'ensemble de ces formations sous le nom de complexe granite-rhyolite (fig. 2B). Les filons ou dykes rhyolitiques, localisés principalement au sein des granites et des microgranites, se présentent sous l'aspect de roches terreuses, de teinte gris verdâtre, clair, parfois blanc mouchetées de petites taches vertes plus sombres.



Figure 02: A: Carte de situation géographique de la région d'Aïn Sedma ; B : Carte géologique schématique du secteur d'Aïn Sedma (d'après Roubault, 1934), modifiée, montrant la localisation des échantillons étudiés

3 PÉTROGRAPHIE

3.1 La matrice

L'examen microscopique effectué sur les échantillons des rhyolites prélevées dans la région d'Aïn Sedma montre l'existence de deux types de facies ou texture, indiquant des

conditions de formation différentes : un faciès à texture hyaline sphérolitique et l'autre à texture microlitique porphyrique à tendance doléritique.

3.2 Les minéraux essentiels

Le quartz est le minéral prédominant de la rhyolite d'Aïn Sedma. Il est présent avec des proportions modales très élevées, variant entre 41,47 et 43,86%. C'est un minéral de forme et d'habitus rhyolitique. Il se présente soit :

- en cristaux nettement automorphes, en prismes hexagonaux ou carrés, corrodées;
- soit en cristaux bipyramidés d'une taille pouvant atteindre 4 à 5 mm, et présentant des golfs de corrosions. On note aussi l'existence d'un quartz de deuxième génération (quartz secondaire), sous forme de microclastes xénomorphes, issu d'une silicification tardi- à post magmatique. Les sphérolites formées de quartz et de feldspaths, ont une texture fibro-radiée allongée depuis le centre vers la périphérie.

Le plagioclase : il s'agit d'un minéral fréquent dans la rhyolite à texture microlitique. Il se présente avec une taille comprise entre 2 et 3.5 mm. Sa composition moyenne est An45 ce qui correspond à l'andésine.

Le feldspath potassique : il est représenté par l'orthose qui apparait généralement en lattes sub automorphes et montrant un début d'altération en séricite et en minéraux argileux.

Les biotites se présentent soit en paillettes allongées, soit en nodules (en nids) partiellement chloritisées. Leur taille est généralement inférieure à 2 mm.

La muscovite apparaît en petites paillettes limpides, provenant de la déstabilisation des minéraux de biotite, ou de l'altération du feldspath potassique.

La chlorite est toujours associée à la biotite et apparait sous forme de petites paillettes de couleur verte. L'épidote se présente sous forme de plages xénomorphes, bien visibles avec leur relief et leur teinte de polarisation très caractéristique (manteau d'Arlequin).

3.3 Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon et des minéraux opaques, sous forme d'inclusions dans la biotite, le quartz et les plagioclases.

3.4 Course de cristallisation minéralogique des rhyolites

L'étude pétrographique de ces rhyolites à permis de distinguer trois phases de cristallisation magmatiques :

1^{er}Stade : Une phase précoce au cours de laquelle commencent à cristalliser les minéraux accessoires comme le zircon et l'apatite inclus dans la biotite et le quartz (zircon et apatite);

 2^{eme} Stade: phase dite principale (cristallisation des phénocristaux): caractériser par la cristallisation simultanée de la biotite, et les cristaux automorphes, tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et le quartz;

 3^{eme} Stade : tardive, comprenant les minéraux d'altération hydrothermale, tels que la séricite (et/ou muscovite), l'épidote et la chlorite.

Malgré les variations texturales et quantitatives observées dans la rhyolite d'Aïn Sedma, sa minéralogie qualitative reste relativement constante dans les deux faciès existant (sphérolitique et microlitique).

4 GÉOCHIMIE

Cinq échantillons représentatifs de rhyolite de la région d'Aïn Sedma NW de Collo ont été analysés pour les éléments majeurs par ICP-AES (*Atomic Emisson Spectrometry*) et les éléments traces et les terres rares par ICP-MS (Mass Spectrometry) au ALS, LABORATORY GROUP SL – Spain. Les résultats sont consignés dans le tableau I.

Tableau I: Analyses chimiques des rhyolites de Aïn Sedma NW de Collo (cette étude)

Echantillons	AS01	AS02	AS03	AS04	AS05	
Majeur (wt %)						
SiO ₂	76.2	76.4	76.5	76.7	74.93	
TiO ₂	0.25	0.12	0.15	0.1	0.29	
Al_2O_3	13.5	12.75	12.9	13.3	12.77	
$Fe_2O_{3(T)}$	1.3	1.63	1.78	1.28	1.1	
MnO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	
MgO	0.59	0.25	0.24	0.65	0.22	
CaO	0.24	0.54	0.56	0.42	0.71	
Na ₂ O	1.83	1.04	1.99	2.97	1.74	
K ₂ O	5.74	6.77	5.82	4.29	5.85	
P_2O_5	0.02	0.009	0.01	0.01	0.02	
LOI	0.16	1.42	1.22	1.13	2.89	

Total	99.93	100.72	101.18	100.02	100.54
Quartz	42,93	43.86	41.89	41.47	42.07
Corindon	3,95	2.81	2.37	3.07	2.41
Orthoclase	34,47	40.87	35.04	25.72	35.80
Albite	15,73	8.99	17.15	25.49	15.25
Anorthite	1,08	2.68	2.76	2.05	3.51
Hypersthene	1,49	0.63	0.61	1.64	0.57
Hematite	0,06	0.04	0.04	0.08	0.1
Apatite	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05
total	98.40	97.89	98.15	98.57	96.55
DI	93.14	93.72	94.09	92.97	93.12
ASI	1.73	1.52	1.54	1.94	1.54
Na ₂ O+K ₂ O	7.57	7.81	7.81	7.26	7.59
K ₂ O/Na ₂ O	3.13	6.51	2.92	1.44	3.36

Trace (ppm)

As	24.9	30.8	32.9	28.2	27.4
Ba	600	580	418	510	490
Be	4.59	6.58	6.47	6.44	4.46
Bi	0.34	0.47	0.5	0.42	0.4
Cd	0.14	0.02	0.02	0.12	0.2
Со	28.1	22.9	23.4	34.3	31.2
Cr	5.58	6.1	7.3	5.2	7.33
Cs	18.4	21.7	21.4	19.7	26.4
Cu	2.6	1.7	1.5	1.9	2
Ga	16.9	12.2	12.15	14.2	16.3
Ge	0.18	0.2	0.19	0.17	0.1
Hf	2.9	2.3	2.3	2.9	2
In	0.042	0.02	0.022	0.029	0.05
Li	8.7	6	5.7	7.01	5.5
Мо	0.22	0.35	0.33	0.42	0.5
Nb	11.4	10.4	10.2	10.95	12.01
Ni	1.9	0.9	0.7	1	1.2
Pb	7.4	8.8	8.3	8.23	6.9
Rb	169.5	147.5	148.9	152.2	171.9
Sb	5.5	5.83	5.64	5.22	4.86
Sc	4.7	3.3	3.1	4.1	3.79
Sn	6.4	8.1	7.8	7.9	7.23
Sr	49.2	47.1	48.8	52.1	40.5
Та	2.78	3.48	3.29	4.05	3.39
Th	18.25	24.5	24.3	25.5	24.3
U	6.3	7.02	6.9	7.5	8.25
V	9.7	11.3	12	10.3	7
Y	17,2	12,5	12,4	13.1	15.8
Zn	19	16	16	20	16
Zr	83.5	70.2	68.4	65.3	72.5
Ce	63.1	55.4	59.5	57.6	61.02
Dy	2.74	2.51	2.35	2.32	2.94
Ēr	1.51	1.31	1.3	1.52	1.19
Eu	0.59	0.53	0.46	0.48	0.50

Gd	249	2.48	2.13	2.37	2.97
Но	0.58	0.48	0.49	0.51	0.44
La	26.2	29.2	23.8	27.01	26.8
Lu	0.21	0.2	0.2	0.22	0.19
Nd	10.1	10.53	10.8	9.97	10.02
Pr	5.26	5.71	6.28	5.69	5.1
Sm	2.56	2.38	2.81	2.29	2.45
Tb	0.6	0.52	0.46	0.62	0.65
Tm	0.21	0.18	0.2	0.17	0.21
Yb	1.53	1.22	1.32	1.43	1.37

Composition modale à partir du calcul des normes par la méthode CIPW (Irvine et Baragar.1971), DI differentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index = $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand1922; Zen 1989)

4.1 Eléments majeurs

Selon le diagramme SiO2 (wt %) en fonction de Log (Zr/ TiO2*0.001) proposé par Winchester et Floyd (1977), (Fig. 03), les échantillons analysés (tableau I) sont apparentés à des rhyolites. Ces laves typiquement différenciées d'une petite gamme de teneurs en silice SiO2 de 74,93 à 76,7 (%), avec du quartz normatif, allant de 41,47 à 43,86 (%), et un indice de différenciation (DI) élevé, variant entre 92,97 et 94,09 (avec DI = CIPW- Qz + Or + Ab + Lc + Ne, Thornton et Tuttle, 1960). Dans la rhyolite filonienne d'Aïn Sedma, les teneurs en Fe2O3 se situent entre 0,63 et 1,28 (%), tandis que les teneurs en Na2O sont faibles comparativement à celle de K2O, ce fait est probablement dû à la profonde altération de ces roches, comme on l'a déjà constaté à l'observation microscopique. Généralement, les éléments alcalins sont plus ou moins constants (Na2O + K2O) allant de 7,26 à 7,81 (%).

Le MgO et le CaO sont faibles avec des teneurs situées respectivement entre 0,22 et 0,65 (%) et 0,24 et 0,71 (%), respectivement.

Selon l'indice de saturation en alumine ASI (Shand 1922, Zen 1989), [Al2O3 / (CaO + Na2O + K2O)], largement compris entre 1,52 et 1,94, les rhyolites d'Aïn Sedma sont hyper- alumineuses ; ce caractère se traduit également au niveau de la norme CIPW par la présence de corindon normatif (entre 2,37 et 3,95). La perte au feu varie entre 0,16 et 2,89 (%) indiquant une altération post-magmatique +/- marquée de ces roches.



Figure 03 : Projection des points représentatifs des rhyolites de la région de Collo sur le diagramme SiO₂ (%) en fonction de Log (Zr/ TiO₂*0.001) de Winchester et Floyd (1977)

4.2 Eléments en traces et Terres rares

Les éléments en traces et les terres rares sont utilisés comme marqueurs de la source des magmas et les processus pétrogénétique des roches. Les spectres de terres rares des rhyolites d'Aïn Sedma ont été normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan (1985), (Fig. 04) alors que les spectres multi-éléments (spidergrams) ont été normalisés au manteau primitif (Taylor et Mc Lennan, 1985). (Fig. 05).

Les spectres de terres rares des rhyolites de la région d'Aïn Sedma, montrent que tous les motifs sont fractionnés avec des niveaux élevés en LREE traduit par leurs rapports (La/Sm)_N compris entre 6,22 et 7,72, et généralement subplat en HREE avec un rapport (Dy/Yb)_N entre 1,05 et 1,39.

Les terres rares légères (LREE) de la rhyolite d'Aïn Sedma montrent un enrichissement par rapport à la chondrite de l'ordre de 70 à 80 fois pour La, 60 à 65 fois pour Ce et 10 à 20 fois pour Nd. Les teneurs des terres rares lourdes (HREE) (Er, Tm, Yb) sont très regroupées et ne dépassent pas 08 fois les teneurs dans la chondrite. Il est important de souligner que tous les spectres montrent une anomalie négative proéminente en Eu ce qui confirme le fractionnement significatif des plagioclases dans cette rhyolite.

Les compositions en éléments traces sont représentées sous forme de diagrammes multiéléments (spidergrams) normalisés au manteau primitif (Taylor et Mc Lennan, 1985). Ces spectres permettent de mieux caractériser la chimie de ces roches et leurs éventuelles relations génétiques.

Les spectres d'éléments traces confirment les variations déjà constatées sur les spectres des terres rares. Les rhyolites d'Aïn Sedma ont des abondances assez constantes pour certains éléments, tels que Th, Ga, Hf, Pb, Sb, Sn, Y, Cs, Ga et Nb, mais variables pour certains autres tels que Sr, Rb, Ni, Sc, Ta, Zr et Ba. Cette rhyolite, enrichie en LREE se caractérise par des teneurs élevées en LILE (Rb, Ba), et aussi en Sr ; Rb (147,5 à 171,9 ppm), Ba (418 à 600 ppm) et Sr (40,5 à 52,1 ppm), liés à la teneur élevée en Al et Na. Elles sont en général appauvries en Zn (16 à 20 ppm), Nb (10.2 à 12.01 ppm), Ta (2.78 à 4.05 ppm) (tab. I). Elles affichent également des fortes anomalies négatives en Ba (Ba_N/Th_N, de 0,16 à 0,60), Sr (Sr_N/Nd_N de 0,36 à 0,47) et une autre anomalie mais, moins importante pour Nb, Zr et Eu.



Figure 04: Spectres de terres rares des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985)



Figure 05: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)



Figure 06: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985) en comparaison avec leurs homologues dans la petite kabylie de Collo

5 DISCUSSION

5.1 Caractéristiques géochimiques

Les rhyolites filoniennes d'Aïn Sedma sont pauvres en CaO (0.24 à 0.71%), Elles sont purement peralumineuses (corindon normatif variant entre 1.26 et 3.37%), plutôt potassiques à haute teneur en K₂O (Na₂O/K₂O <1). Ces rhyolites présentent aussi des teneurs très élevées en SiO₂ qui peuvent être interprété comme reflétant le rôle de la croûte continentale dans la genèse des rhyolites dans la petite Kabylie de Collo (Abbassene et al. 2016).

Représentées dans le diagramme triangulaire "AFM" de Irvine et Baragar (1971), (fig. 8), les rhyolites d'Aïn Sedma montrent une nature calco-alcaline franche avec un alignement vers le pôle des alcalins (A). Selon les limites définies par Peccerillo et Taylor (1976), dans le diagramme "K₂O vs SiO₂" (Fig. 7), ces rhyolites affichent un caractère fortement potassique (shoshonitique, hyper potassiques).



Figure 07: Diagramme K₂O versus SiO₂ (% poids) illustrant l'enrichissement en potassium des rhyolites de la région de Collo. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976)

L'anomalie négative remarquable en Eu dans les rhyolites d'Aïn Sedma (Fig. 05). Eu/Eu* varie entre 0,54 et 0,65, avec Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N x Gd_N)]^{1/2} (Taylor et Mc Lennan, 1985), est liée au fractionnement important des feldspaths qui est une caractéristique typique pour les rhyolites calco alcalines riches en silice et en potassium. Il est important de mentionner que les rhyolites d'Aïn Sedma et leurs homologues dans la Petite Kabylie de Collo (Kef Chéraïa, ket Aourar et oued Tamanart) montrent toutes presque les mêmes caractéristiques géochimiques et typologiques.



Figure 08: Répartition des rhyolites de la petite kabylie de Collo dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971)

Les rhyolites d'Aïn Sedma montrent un enrichissement en LREE (fig. 04) qui est traduit par leur rapport La_N/Yb_N (illustrant les rapports LREE/HREE) situés entre 11,56 et 14,50. En revanche, La_N/Yb_N sont de l'ordre de 17,11 à 17,31 pour les rhyolites de Kef Chéraïa, de 14,77 à 19,57 pour les rhyolites de k^{et} Aourar et de 13,71 pour les rhyolites de la cote 309 d'oued Tamanart. Aussi cette rhyolite diffère des autres rhyolites analysées dans la petite kabylie de Collo par des teneurs supérieures en Ba, Th, et des teneurs inférieures en CaO, Rb et Pb (Tableau I). Cette différence pourrait résulter de différents processus. (1) Inversement, des processus importants de la recristallisation et la croissance de feldspaths alcalins tardifs observé dans cette roche. Cette recristallisation peut être due à la migration d'un fluide riche en silice, alcalis et Ba, c'est-àdire tous les éléments constituant des feldspaths recristallisés. (2) La lixiviation hydrothermale du Ca aurait également pu jouer un rôle, grâce à une intense activité hydrothermale accompagnée de la mise en place des minéralisations en Fe dans ce secteur. La combinaison de ces processus pourrait expliquer la composition chimique de cette roche, y compris son REE et pourrait également minimiser l'anomalie négative de l'Eu des rhyolites d'Aïn Sedma par rapport aux autres rhyolites de la petite kabylie de Collo. Et par conséquent, cette rhyolite n'est pas considérée comme type représentatif du magma rhyolitique parental.



Figure 09: Représentation des rhyolites d'Aïn Sedma et de leurs homologues de la petite kabylie de Collo dans le diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989)



Figure10: Diagramme de discrimination des rhyolites d'Aïn Sedma et leurs homologues de la petite kabylie de Collo (Log Nb en fonction du Log Y) d'après Pearce (1984). (Syn-COLG : Syn collsion granite. VAG : volcanic arc granite. WPG : within plate granite. (monzogranites) ORG : océan ridge granite

5.2 Modèle pétrogénétique

Deux modèles classiques sont communément invoqués pour expliquer l'origine des rhyolites: (1) cristallisation fractionnée d'un magma parentale primaire de composition basique ou intermédiaire, ce magma qui aurait pu assimiler des composants de la croîte (Wark 1991; Mc Culloch et al., 1994; Smith et al. 1996; Duchesne et al.1999; Bardintzeff et McBirney 2000; Christiansen et Mc Curry 2008; (2) fusion partielle de la croîte continentale avec peu ou pas de contribution du manteau (Ruiz Et al. 1988). La discussion suivante examinera le rôle relatif du manteau et de la croîte dans la production des rhyolites filoniennes de la région d'Aïn Sedma N-W de Collo.

Les roches magmatiques felsiques de la petite Kabylie ont largement été étudiées sur les plans minéralogique, géochimique et isotopique par Roubault, M. (1934), Fauvel, P. J (1977), Fougnot, J (1990). Ouabadi (1994), Fourcade et al. (2001), Laouar et al. (2005) et Abbassene et al. (2016). Les nouvelles données géochimiques et les rapports isotopiques ont démontré le caractère péralumineux des ces roches et témoignent d'une genèse des magmas selon un modèle d'évolution par fusion partielle d'un manteau métasomatisé par la subduction suivie de la contamination croissante de ces magmas calco-alcalins par la croûte continentale selon un processus d'AFC (Assimilation coupled with Fractional Crystallization ; DePaolo, 1981) associé ou non avec un processus MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization : Hildreth et Moorbath, 1988) (Semroud et al., 1994).

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites obtenues sur les rhyolites d'Aïn Sedma montrent

globalement la même allure que celles des roches basiques enrichies en LREE (gabbros et dolérites) étudié par Abbassene *et al.* (2016) dans la même région (Cap Bougaroun). Cette similitude dans les tracés des spectres associée à l'anomalie négative très remarquable en Eu (Eu/Eu* entre 0,54 et 0,65) au niveau des rhyolites d'Aïn Sedma confirme l'évolution des magmas mafiques par processus de cristallisation fractionnée.

D'autre part, si on se base sur la définition des différents diagrammes de typologie géochimique, on distingue que les rhyolites d'Aïn Sedma sont caractérisées par des teneurs très élevées en SiO₂ (comprises entre 74,93 et 76,70 wt %), et des teneurs riches à très riches en alcalins avec un rapport K_2O/Na_2O variant entre 1,67 et 3,42. L'indice de saturation en alumine (ASI) est supérieur à 1,39 ; Ils sont péralumineux, le calcul de la composition modale révèle la présence du corindon normatif, (voir Tableau 01).

Sur le plan pétrographique, il s'agit dune roche qui montre une texture hyaline sphérolitique ou microlitique riche en quartz et feldspath typique du volcanisme à dominance rhyolitique filonienne reposée sur une croute granitique et microgranitique.

En conclusion, on peut dire que ces roches ont presque toutes les caractéristiques de volcanisme associé aux granitoïdes de type «S» caractérisant les chaînes de collision (Chappell et White, 1974). La projection des données analytiques des rhyolites d'Ain Sedma sur les diagrammes de discrimination géotectonique (Log Nb en fonction de Log Y) d'après Pearce (1984) (fig.10) et (Y/15 - La/10 - Nb/8) de Cabanis et Lecolle (1989) (fig.09) montrent que ces roches prennent naissances dans une croûte continentale pendant le stade de collision.

Le rapport (Rb/Sr) élevé (2,92 à 4,24), ainsi que leurs contenu faible en Nd (9,97 - 10,53 ppm), associé à des rapports Th/Ta élevés, (6,29 - 7,38), suggère une forte contamination crustale du magma lors de la mise place des rhyolites. Ces résultats sont compatibles avec les nouvelles données isotopiques acquises sur les roches magmatiques calco alcalines felsiques de la petite kabylie qui confirment que la signature crustale dominante dans ces roches est attribuée à une importante interaction entre les magmas mafiques ascendants et la croûte africaine sous-charriée sous la croûte kabyle (Abbassene *et al.* 2016).

Il ressort de cette étude que le modèle classique de l'AFC (Assimilation - Cristallisation Fractionnée) ne peut expliquer d'une manière satisfaisante les différentes relations pétrographiques et géochimiques existant entre les rhyolites et les autre facies magmatiques de la petite kabylie de Collo. Le modèle MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization*) s'avère plus approprié pour cette rhyolite. Sur la base du modèle MASH, nous proposons une pétrogenèse de la rhyolite d'Aïn Sedma en quatre phases (Fig. 11).

Phase 1 : autour de 17 Ma, le flux asthénosphérique ascendant au travers de la déchirure lithosphérique a provoqué la fusion du manteau lithosphérique sous kabyle, métasomatisé lors d'une subduction antérieure

(probablement oligocène supérieur) pour donner un magma marqué par un enrichissement sélectif en terres rares légères et en éléments mobiles. Cette source serait à l'origine de tout le magmatisme calco-alcalin moyennement à fortement potassique de la petite kabylie (Abbassene *et al.* 2016).

Ce magma mantellique enrichi, serait injecté à la base de la croûte inférieure. La chaleur apportée par ce liquide induit la fusion partielle de la croûte sus-jacente donnant naissance à des liquides anatectiques crustaux. Ceux-ci se mélangent d'une manière incomplète avec le composant basique pour donner un magma hybride (M1). Une partie de ce premier magma a été drainé immédiatement vers la croûte supérieure le long de la déchirure lithosphérique pour donner des granites, microgranites et granodiorites du Cap Bougaroun marqué de la phase magmatique majeure de la petite kabylie.

Phase 2 : La partie résiduelle du magma hybride (M1), progresse lentement, et subit à la fois une différenciation par cristallisation fractionnée. Cela donnerait naissance à un deuxième magma (M2) nettement plus différencié et plus homogénéisé. Ce magma serait à l'origine du monzogranite et granodiorite du Beni Toufout et les microgranites d'El Milia. Penven et Zimmermann (1986) ont obtenu des âges K/Ar compris entre 15.2 ± 0.7 à 16.4 ± 0.3 Ma sur biotites séparées de deux granites du Cap Bougaroun et de Beni Toufout.

Phase 3 : Un magma hybride, formé dans les mêmes conditions et à partir des mêmes composants acide et basique que M1 et M2 a dû subir un stockage assez long au niveau de la croûte moyenne et supérieur. Durant ce stockage dans une chambre magmatique animée par des courants de convection, aurait permis au magma hybride d'atteindre un stade de mélange magmatique parfait pour donner un magma rhyolitique parfaitement homogène et fortement différencié (**M3**). Celui-ci a pu migrer vers la surface, pour donner les formalisions rhyolitiques massives de la petite kabylie de Collo.

Phase 4 : une dernière phase magmatique tardive à ~ 11 Ma a affecté le magma rhyolitique résiduelle (M4) pour donner la mise en place des filons rhyolitiques dans la région d'Aïn Sedma et la partie SW de Bougaroun.



Figure 1 : modèle proposé pour la pétrogenèse des rhyolites d'Aïn Sedma, Collo NE Algérien

6 CONCLUSION

Le secteur d'Aïn Sedma, situé dans le Nord-Ouest de Collo est un exemple type de volcanisme rhyolitique filonien de la petite Kabylie. Il est constitué principalement par des rhyolites encaissées dans des roches plutoniques variées de type granites, microgranites et microgranodiorites. Les rhyolites étudiées montrent l'existence de deux types de textures, l'une hyaline sphérolitique et l'autre microlitique porphyrique à tendance doléritique. Malgré ces variations texturales, la minéralogie qualitative reste relativement constante ; elle est composée de quartz sphérolitique, plagioclase (An_{45}), orthose, biotite et rarement de muscovite, chlorite et épidote, (ces trois derniers sont considérés comme des produits d'altération). La géochimie des éléments majeurs des rhyolites d'Aïn Sedma et leurs

projections sur les différents diagrammes de typologie et de corrélation montre qu'elles appartiennent à la série calco alcaline hyper-potassique (shoshonitique) avec un rapport moyen ($K_2O/Na_2O = 3,47$) et montrent un caractère péralumineux (ASI_{mov} = 1,65).

Les spectres de terres rares normalisées à la chondrite montrent un important enrichissement en terres rares légères (plus de 80 fois), associé à une importante anomalie négative en europium ; ceci souligne le rôle joué par les plagioclases. Ces données associées aux diagrammes de discrimination géotectonique montrent que ces roches prennent naissances dans une croûte continentale pendant le stade de collision, à partir d'une source des magmas mafiques enrichis en LREE issues du manteau lithosphérique métasomatisé durant la subduction, ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale selon le modèle MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogeneization) en quarte phases pour former les roches filoniennes felsiques dans le secteur d'Aïn Sedma et au NW du Cap Bougaroun.

REFERENCES

- [1] 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 postcollisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: Evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. Tectonophysics 674, 114-134.
- [2] Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., (1973). The origin of the Western Mediterranean basin. Journ. Geol. Soc. London 129, 607-620.
- [3] Bardintzeff JM, Mc Birney AR (2000). Volcanology. Jones and Bartlett, Sudbury, USA
- [4] Bolfa, J. (1948). Contribution à l'étude des gites métallifères de la Kabylie de Collo et de la région de Bône.Bull.ser.de la carte géologique de l'Algérie. 6 séries de N1.
- [5] Bouillin, J.-P., (1977). Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, France, 511p.
- [6] Cabanis, B. et Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crûstale. C. R. Acad. Sci. Paris 309, série II, 2023-2089.
- [7] Chappell, B. W., White, A. J. R., (1974). Two constrasting granite types. Pacific Géology, 8, 173-174.
- [8] Christiansen E. H, Mc Curry M. (2008). Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. Bull Volc 70-3: 251-267.
- [9] De Paolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53, 189-202.

- [10] Duchesne JC, Liégeois JP, Vander Auwera J, Longhi J. (1999). The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. Terra Nova 11:100-105.
- [11] Durand-Delga, M., Fontboté, J.-M., (1980). Le cadre structural de la méditerranée occidentale. Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières. 115, 65-85.
- [12] Fauvel, P. J. (1977). Sur l'âge du Burdigalien des rhyolites du Kef Chraïa (Nord constantinois, Algérie).
 5ème Reun. Ann. Sc. Terre, résumés ; p.255. Rennes.
- [13] Fougnot, J. (1990). Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois (Algérie): caractères, origine, signification. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Nancy, INPL, 358 p.
- [14] Haïmeur J., El Amrani I.E & Chabane A. 2004. Pétrologie et géochimie des granitoïdes calco-alcalins de Zaër (Maroc central) : modèle pétrogénétique. Bull. Inst. Sci. sect. Sci. Terre, 26, 27-48.
- [15] Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 455-489.
- [16] Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- [17] 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.
- [18] Mahdjoub, Y., Merle, O. (1990). Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr. 6, 629-634.
- [19] Marignac, C., Zimmermann, J.L. (1983). Ages K-Ar de l'Événement Hydrothermal et des Intrusions Associées dans le District Minéralisé Miocène d'Aīn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). Mineral. Deposita 18, 457-467.
- [20] Marignac, C. (1985). Les minéralisations filoniennes d'Ain-Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. Thèse Doct. d'Etat INPL., Nancy. 1163 p.
- [21] 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.
- [22] McCulloch MT, Kyser TK, Woodhead J, Kinsley L (1994). Pb-Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of rhyolites from the Taupo Volcanic Zone of New Zealand: evidence for assimilation followed by fractionation of basalt. Contrib. Mineral. Petrol. 115: 303-312.
- [23] Orozco Esquivel MT, Nieto Samaniego AF, Alaniz Alvarez SA (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to

extension. J Volcanol Geotherm Res. 118: 37-56.

- [24] Ouabadi, A. (1994). Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes péralumineux à cordièrite Nord orientale (Cap-Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila). Algérie Orientale. Thèse Univ. Rennes I. 257 p.
- [25] Pearce, J.-A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 956-983.
- [26] Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81.
- [27] Penven, M.J., Zimmermann, J.L. (1986). A Langhian K-Ar age of calc-alkaline plutonism in Kabylie de Collo (Algeria). CR Acad. Sci. Paris, 303, 403-406.
- [28] Raoult, J.-F., (1975. Évolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). Bull. Soc. Geol. Fr., 394-409.
- [29] Roubault, M., (1934). La Kabylie de Collo. Etude géologique. Thèse Etat. Univ. Paris, serv. Carte géol. Algérie, (2), n°10. 272 p.
- [30] Vila, J.-M., (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse ès Sciences. Univ. Paris VI, 665 p.

- [31] Ruiz J, Patchett PJ, Arculus RJ (1988). Nd-Sr isotope composition of the lower crustal xenoliths, evidence for the origin of mid- Tertiary felsic volcanics in Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 99:36-42
- [32] Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriès, J., Gravelle, M., (1994). Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). CR Acad. Sci. Paris, 319, 95-102.
- [33] Shand SJ (1922). The problem of the alkaline rocks. Proc. Geol. Soc. S Afr 25:19-33
- [34] Taylor SR, McLennan SM (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambrige, MA.
- [35] Thornton EP, Tuttle OE (1960). Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. Am J Sci 258: 664-684
- [36] Wark DA (1991). Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: role of mafic and intermediate composition magmas in rhyolite genesis. J Geophys Res 96 (B8): 13389-13411
- [37] Winchester, J.A. et Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, V. 20, p. 325-343.
- [38] Zen EA (1989). Wet and dry AFM mineral assemblages of strongly peraluminous granites. EOS 70: 109–111.