

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 Abbas-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.bouabssa@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 naissance dans une croûte continentale pendant le stade de collision, à partir d'une source de magmas mafiques enrichis en LREE issues du manteau lithosphérique métasomaté durant la subduction. Ces magmas ont ensuite évolué par cristallisation fractionnée et contamination crustale selon le modèle MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*) en quatre 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, spherulitic 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-Homogenization (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.

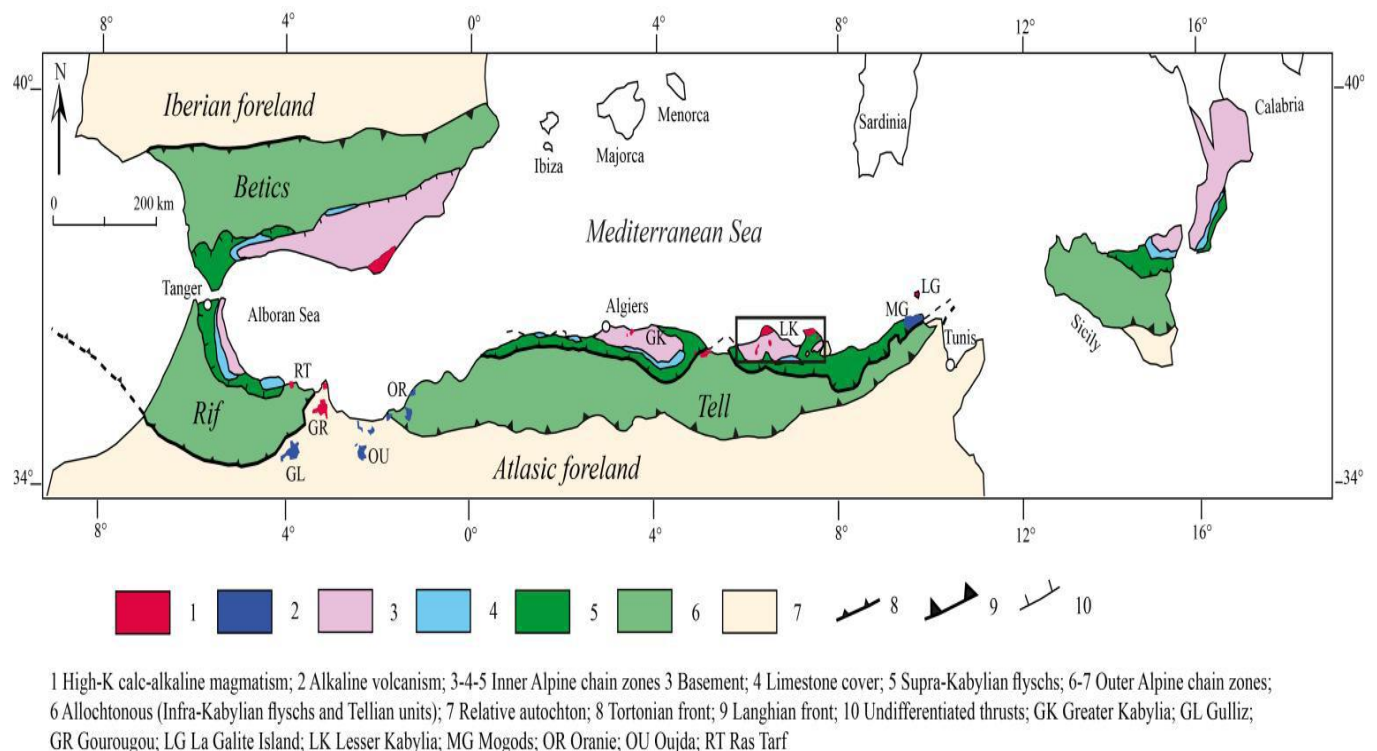


Figure 01: Carte de l'orogène alpin de la Méditerranée occidentale et magmatisme associé

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.

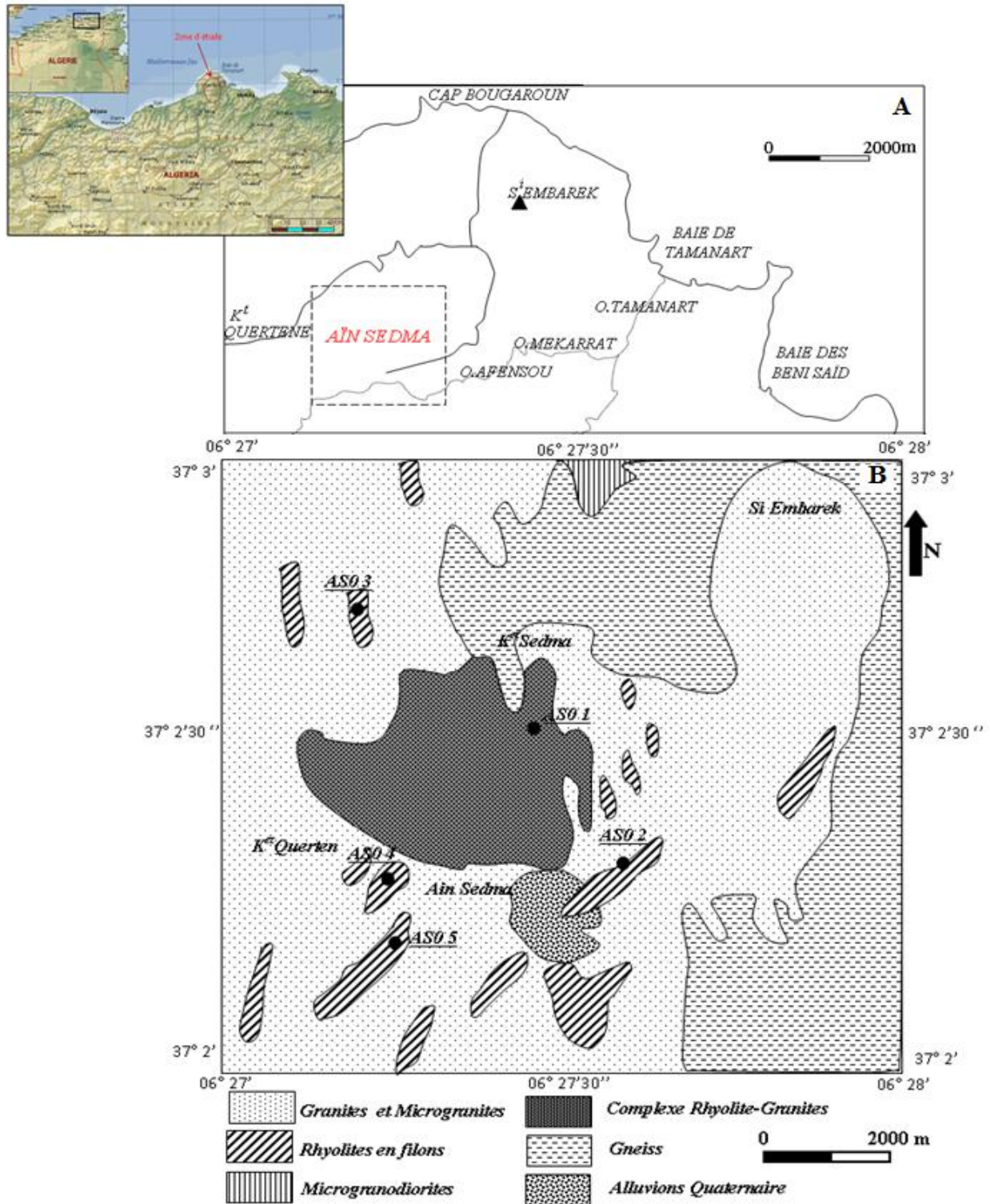


Figure 02: A: Carte de situation géographique de la région d'Aïn Sedma ; B: Carte géologique schématique du secteur d'Aïn Sedma (d'après Roubault, 1934), modifiée, montrant la localisation des échantillons étudiés

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 faciès 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, corrodés;
- 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 apparaît 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 apparaît 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 Emission 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 ₂ O ₃	13.5	12.75	12.9	13.3	12.77
Fe ₂ O _{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 ₂ O 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
D I	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
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	2.6	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
Mo	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
Ta	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
Er	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
Ho	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 différentiation index of Thornton and Tuttle (1960), ASI alumina saturation index = $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Shand 1922; 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), $[Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$, 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.

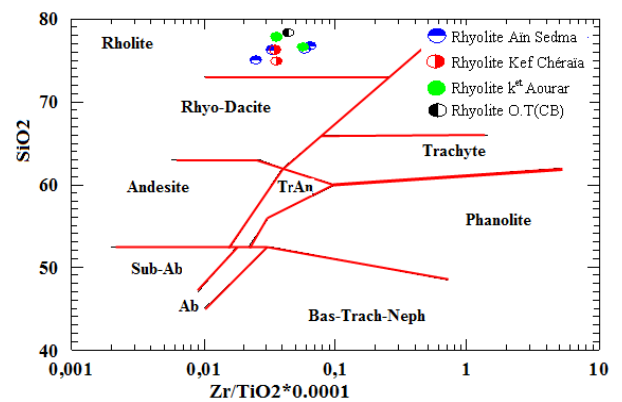


Figure 03 : Projection des points représentatifs des rhyolites de la région de Collo sur le diagramme SiO₂ (%) en fonction de Log (Zr/ TiO₂*0.001) de Winchester et Floyd (1977)

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 préminente 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 LILE 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.

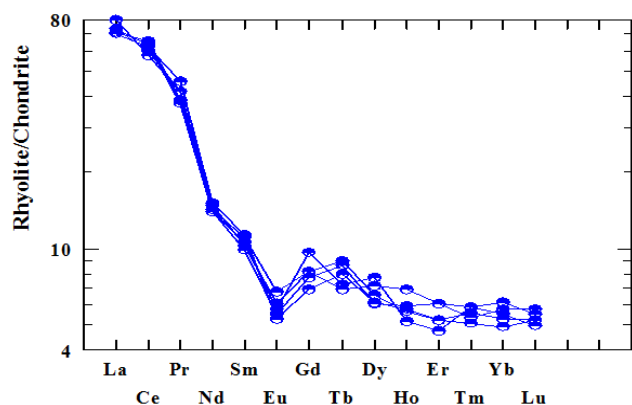


Figure 04: Spectres de terres rares des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs des chondrites de Taylor et Mc Lennan, (1985)

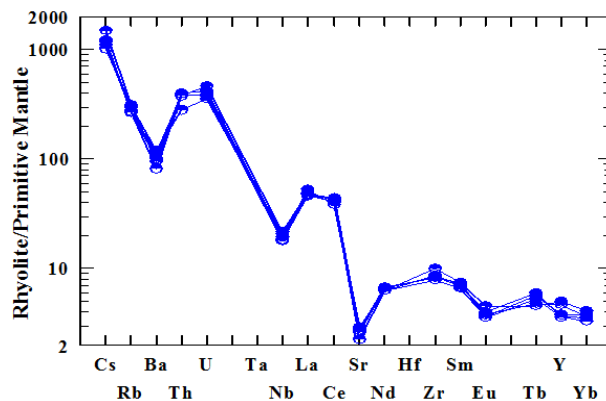


Figure 05: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985)

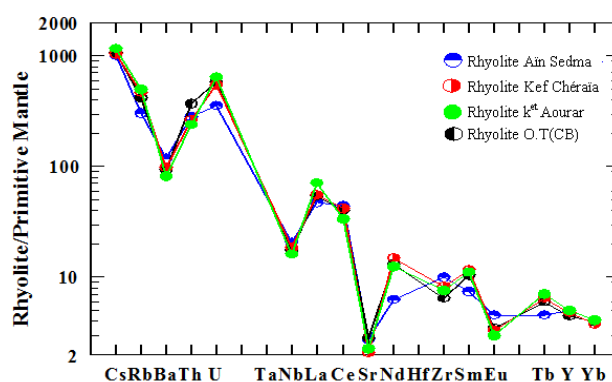


Figure 06: Spectres multi-éléments (spidergrams) des rhyolites d'Aïn Sedma normalisés aux valeurs du manteau primitif de Taylor et McLennan, (1985) en comparaison avec leurs homologues dans la petite kabylie de Collo

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 K_2O ($Na_2O/K_2O < 1$). Ces rhyolites présentent aussi des teneurs très élevées en SiO_2 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 " K_2O vs SiO_2 " (Fig. 7), ces rhyolites affichent un caractère fortement potassique (shoshonitique, hyper potassiques).

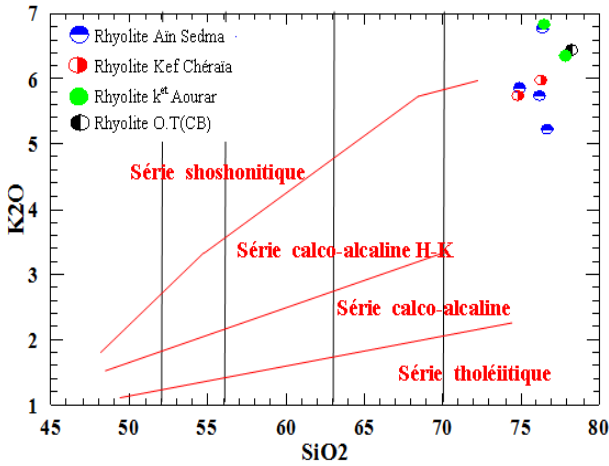


Figure 07: Diagramme K₂O versus SiO₂ (% poids) illustrant l'enrichissement en potassium des rhyolites de la région de Collo. Les lignes séparatrices des différents champs sont issues des travaux de Peccerillo et Taylor (1976)

L'anomalie négative remarquable en Eu dans les rhyolites d'Aïn Sedma (Fig. 05). Eu/Eu^* varie entre 0,54 et 0,65, avec $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)]^{1/2}$ (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.

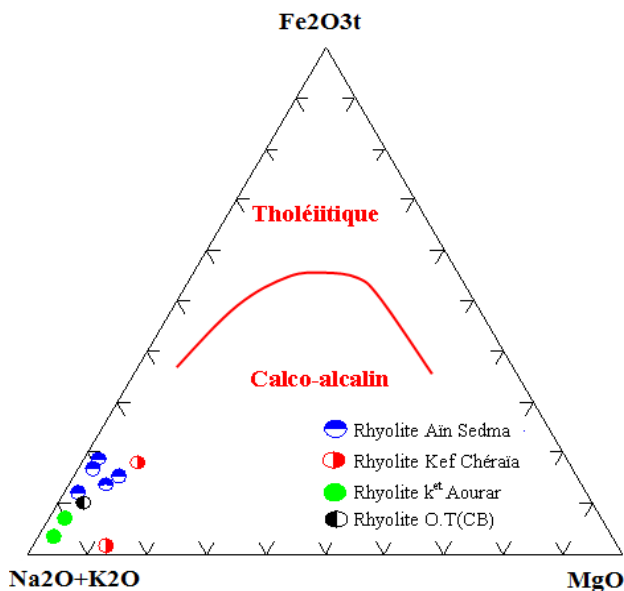


Figure 08: Répartition des rhyolites de la petite kabylie de Collo dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971)

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-à-dire 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.

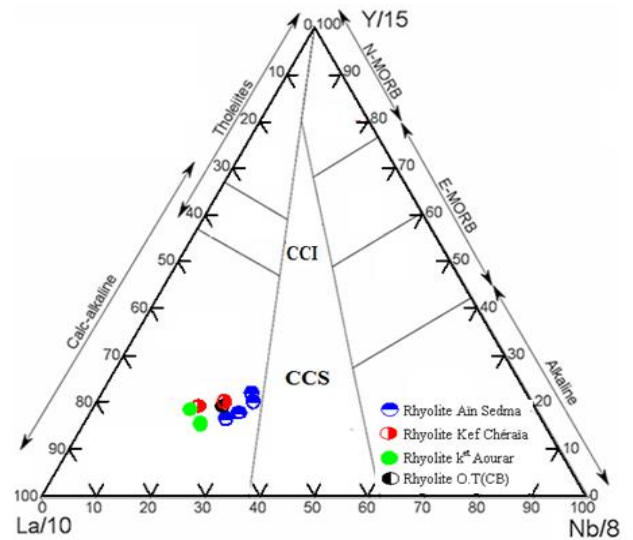


Figure 09: Représentation des rhyolites d'Aïn Sedma et de leurs homologues de la petite kabylie de Collo dans le diagramme Y/15 - La/10 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989)

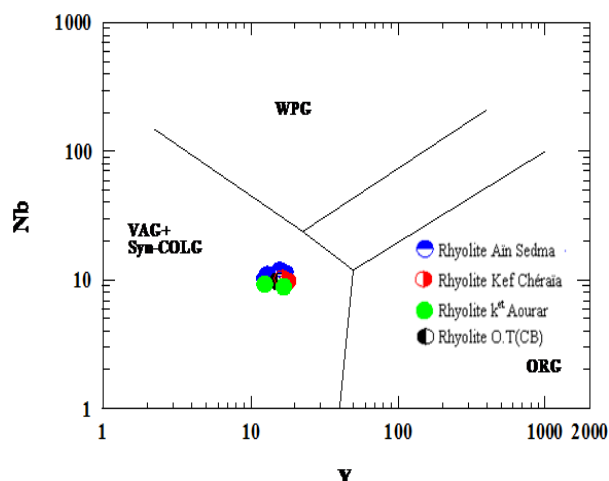


Figure 10: Diagramme de discrimination des rhyolites d'Aïn Sedma et leurs homologues de la petite Kabylie de Collo (Log Nb en fonction du Log Y) d'après Pearce (1984). (Syn-COLG : Syn collision granite. VAG : volcanic arc granite. WPG : within plate granite. (monzogranites) ORG : océan ridge granite

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 croûte (Wark 1991; Mc Culloch et al., 1994; Smith et al. 1996; Duchesne et al. 1999; Bardintzeff et Mc Birney 2000; Christiansen et Mc Curry 2008; (2) fusion partielle de la croûte 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 croûte 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 Moor bath, 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 K₂O/Na₂O 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 d'une roche qui montre une texture hyaline sphérolitique ou microlitique riche en quartz et feldspath typique du volcanisme à dominance rhyolitique filonienne reposée sur une croûte 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'Aïn 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 naissance 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 autres facies magmatiques de la petite Kabylie de Collo. Le modèle MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*) 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-alkalin 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 formations 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.

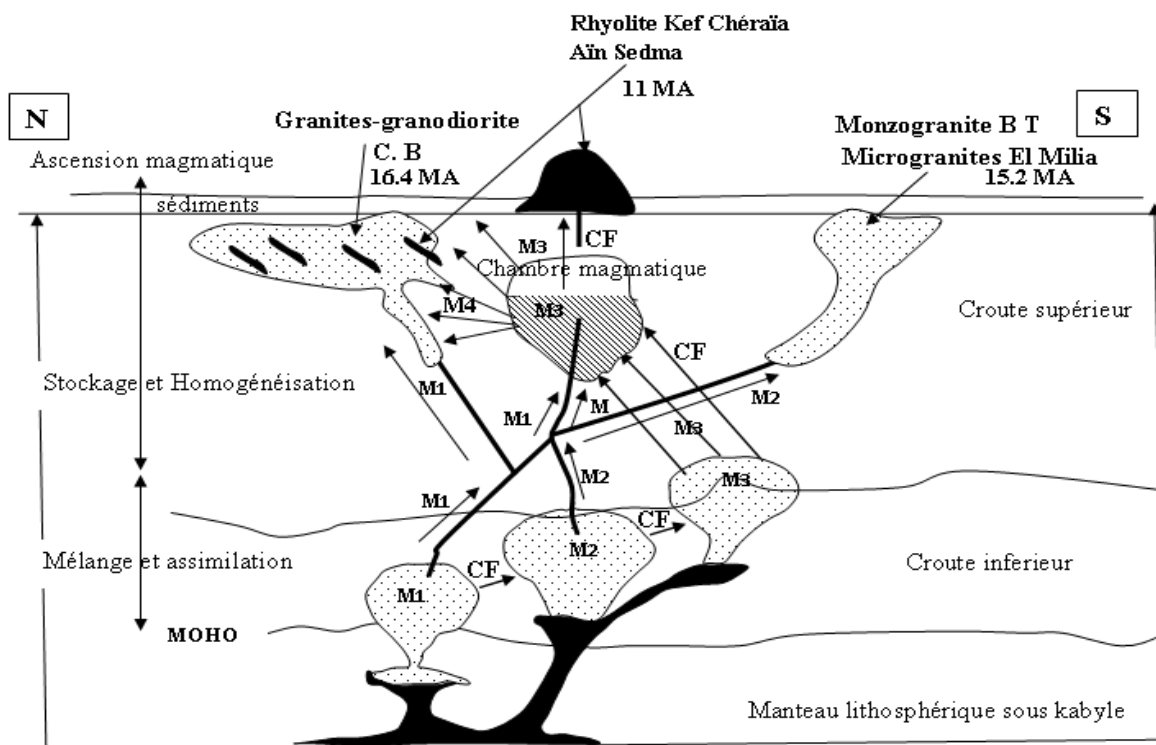


Figure 1 : modèle proposé pour la pétrogenèse des rhyolites d'Aïn Sedma, Collo NE Algérien

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 ($ASI_{moy.} = 1,65$).

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 naissance 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-Homogenization*) en quatre 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 post-collisional 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 crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, série II, 2023-2089.
- [7] Chappell, B. W., White, A. J. R., (1974). Two contrasting 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 Chetaïbi 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'Aïn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). *Mineral. Deposita* 18, 457-467.
- [20] Marignac, C. (1985). Les minéralisations filoniennes d'Aïn-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, Cambridge, 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.