

N°d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et l'univers



Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Master en Sciences de la Terre

Option : **MAGMATISME, GEODYNAMIQUE ET TRANSFERTS
LITHOSPHERIQUES**

Thème :

**Géochronologie et traçage isotopique (Sr/Nd) de la source du
complexe volcanique de Zérigat (région d'Abadla, Sud-Ouest
Algérien)**

Présenté par :

- **Melle Nadri Amina**
- **Melle Tegggar Hanane**

Soutenu le 28 juin 2016, devant la commission d'examen :

M.M. TABELIOUNA Maître de conférences Université d'Oran

Mme. N. REMACI Maître de conférences Université d'Oran

M. A. SEDDIKI Maître de conférences Université d'Oran

Président
Rapporteur
Examineur

Oran, 2016

Sommaires :

Chapitre I : Introduction et Généralités

I-1 Introduction.....01
I-2 Cadre géographique de la région d'Abadla02
I-3 Contexte géologique03-05
I-4 Situation géographique et géologique du massif volcanique de Zérigat.....05-07
I-6 L'objectifs de l'étude.....07

Chapitre II : Caractéristiques pétrologiques des faciès du complexe volcanique de Zérigat

II-1- Aspect macroscopique et microscopique.....08-09
II-2- Aspect minéralogique.....09-11

CHAPITRE III : Caractéristiques géochimiques des faciès du complexe volcanique de Zérigat

III-1- Classification et caractérisation géochimique.....12-13
III-2-Comportement des éléments majeurs et traces.....13-17
III-3-Contexte géodynamique.....17-18

CHAPITRE IV : GEOCHRONOLOGIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

IV-1-Introduction19
IV-2- Géochimie des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd.....19-22
IV-2-1- Aspect géochronologique.....20
IV-2-2- Aspect isotopique.....21-22
IV-2-3- Discussions : les caractéristiques isotopiques du complexe de Zérigat.....23
CONCLUSION GENERALE.....24-26

Références bibliographique

ANNEXE

Liste des figures

Fig 1: Situation géographique de la région d'Abadla

Figure 2: Contexte géologique de la région Béchar-Abadla (Deleau, 1951, ;modifiée)

Fig 3: Contexte géologique du secteur étudié Zérigat (Mekkoui ;travaux inédits modifie)

Figure 4 : Colonne stratigraphique Namurien d'Abadla. (Mekkaoui 2015 modifie)

Figure 5 : coupe schématique du 1er pointement volcanique de Zériga (Mekkaoui, travaux inédits, modifiée)

Figure 6: Coupe schématique du 2ème pointement volcanique dans la région d'étude (Mekkaoui, travaux inédits, modifiée)

Figure 7 : Diagramme Ab-An-Or

Figure 8: Diagramme de Morimoto (1988)

Figure 9: Diagramme de Deer et al , (1992).

Figure 10 : Position des Cpx dans le diagramme de Leterrier et al. (1982)

Figure 11 : Diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 de Lebas (1962) pour les Cpx des roches étudiées

Figure 12 : Position des roches basiques de Zérigat dans le diagramme de nomenclature de Cox et al. (1979). Le trend, défini par Miyashiro (1978), sépare le domaine alcalin du domaine subalcalin.

Figure 13: Diagramme AFM d'après Irvine et Baragar (1971)

Figure 14: Diagramme Nb/Y versus Zr/P₂O₅ de Winchester et Floyd (1977)

Figure 15: Position des roches dans les diagrammes d'évolution de Harker

Figure 16: Position des roches dans le diagramme normatif de Thompson (1984).

Figure 17 : Distribution des lanthanides dans les roches basiques de Zérigat (Normalisation par rapport aux chondrites de Boyton, 1984)

Figure 18: Arachnogrammes normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995)

Figure 19: Diagramme géotectonique Zr/Y vs Zr de Pearce et Norry (1979)

Figure 20 : Diagramme géotectonique de Meschede (1986)

Figure 21 : Diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$

Figure 22: Diagramme isochrone $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du complexe de Zérigat.

Figure 23 : Diagramme $(\epsilon_{\text{Nd}})_{208\text{Ma}}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ du complexe de Zérigat.

Liste des tableaux

Tableau 1 : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des roches de Zerigat

Tableau 2 : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des roches de Zérigat. Toutes les données sont calculées pour un âge $t = 208$ Ma.

Remerciements

Nous remercions ALLAH qui nous a guidées et nous a donné le courage et la patience durant toutes nos études.

*Nos sincères remerciements s'adressent à Mme **REMACI** qui nous a fait confiance en nous proposant ce sujet ; pour son enseignement, ses conseils fructueux, son encouragement et l'aide qu'elle nous a apportés tout le long de la réalisation de ce mémoire*

*Notre reconnaissance va à **Mr. TABELIOUNA** pour avoir accepté de présider ce jury.*

*Que **Mr. SEDDIKI** soit remercié pour avoir accepté d'examiner et de juger ce travail. Ses remarques seront les bienvenues.*

*Mes vifs remerciements vont également à **Mr. MEKKAOUI** qui a mis à notre disposition les données de terrain de la région d'abadla et les lames minces.*

*A tous les enseignants du département des Sciences de la terre, en particulier ceux de la spécialité **MGTL** qui ont participé à notre formation.*

Enfin nous remercions nos camarades et amis de la promotion pour leur soutien et les discussions que nous avons pu avoir ensemble.



Dédicace

Je dédie ce modeste travail à :

*Mon cher père qui m'a accompagnée et
encouragée durant tout le temps de réalisation
de ce travail.*

Ma mère et mon frère Zinou

Mes sœurs (Karima et Nouria)

Mes petites nièces Meriem et Hadola

*Mes tantes et oncles ainsi que mes cousins et
cousines*

Toutes mes amis(e)

Amina



Dédicace

Je dédie ce modeste travail à :

Mon père et ma mère

Mes frères et mes sœurs

Mon petit neveu Adb El Kader

*Mes tantes et oncles ainsi que mes cousins et
cousines*

Toutes mes amis(e)

Hanane

I-1 Introduction

Une importante activité magmatique a accompagné la fragmentation initiale de la Pangée aboutissant à l'ouverture de l'Atlantique Central au début du Jurassique. Cette activité est à l'origine de la plus vaste province magmatique continentale, couvrant plus de 7 millions de km², connue sous le nom de province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) (Bertrand et Millot, 1987 ; Marzoli et al., 1999). Suite à la dislocation continentale et à l'ouverture de l'Océan Atlantique, les témoins de la CAMP sont aujourd'hui dispersés sur quatre continents : Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Europe. Dans les bassins occidentaux du Sahara algérien, nous connaissons depuis longtemps l'existence d'un magmatisme mésozoïque, constitué principalement de dolérites, dont la mise en place est supposée liée à l'ouverture de l'Atlantique central (Fabre, 1976; Bertrand et Millot, 1987; Chabou et al. 2007 et 2010 ; Meddah ; Mekkaoui et al. 2009 ; Mekkaoui et Remaci-Bénaouda, 2014 ; Mekkaoui, 2015)

Ces roches magmatiques sont souvent rencontrées au sein des séries paléozoïques et/ou mésozoïques de la plate-forme saharienne en Algérie. En affleurement, elles sont présentes sous forme de dykes et de sills dans les séries paléozoïques des bassins de Tindouf et de Reggane, dans la région de Béchar où des coulées sont également signalées et dans la région du Hank (Sud des Eglab).

Dans le Sud-Ouest Algérien, nous connaissons principalement le vieux pays cristallin de Réguibat « la dorsale Réguibat », le bassin de Tindouf, les monts de l'Ougarta, les bassins de Béchar (bassin d'Abadla), de Reggane et de l'Ahnet. A leur sein, des dolérites sont réparties d'une façon très inégale ; elles représentent généralement le faciès le plus commun du magmatisme basique dans la plate-forme Saharienne.

Notre étude s'intéresse au massif volcanique de Zérigat au nord d'Abadla, dressé sur la rive gauche de l'oued Guir et représenté par des coulées et des dykes traversant les terrains marneux du Carbonifère supérieur et recouverts par des formations tertiaires.

I-2 Cadre géographique de la région d'Abadla

La région d'Abadla, à 60 et 100 Km au Sud et au Sud-Ouest de Béchar (Fig. 1), est séparée du bassin de Béchar-Kénadza par un anticlinal Est-Ouest, se détachant du Béchar : l'anticlinal du Guelb el-Aouda-Mennouna. Le centre de ce bassin se place à 8 Km au Nord d'Abadla. Le bassin d'Abadla est limité par :

- Au Nord, les régions de Safia, de Zekakat-Dehab (bords de l'Oued Guir) et de Sekhrouna entre l'Oued Guir et la Hammada,

- A l'Ouest, les anticlinaux de Menouarar et du Djebel Arlal qui compartimentent le bassin d'Abadla en plusieurs bassins secondaires du Nord-Est.



Figure 1: Situation géographique de la région d'Abadla.

I-3- Cadre géologique

Dans la région de Béchar-Abadla tous les sédiments sont parfaitement concordants du Viséen au Stéphanien inférieur probable (**Fig.2 et 3**). La grande phase de plissements donne dans la région de Béchar les anticlinaux du Carbonifère et que H. Termier voit au Maroc postérieure au Westphalien C et antérieure à un niveau indéterminé du Stéphanien (Mekkaoui, travaux inédits) (**Fig.4**).

I-3-1 Le Westphalien

On connaît le Westphalien entre Djebel Horreit et Djebel Asfer, et à Kenadza. Il est composé de marnes verdâtres et de grès à plantes à patine noire. Le principal affleurement que nous décrivons ici comprend de bas vers le haut :

- Un Westphalien inférieur (1200m), connu sous le nom de la formation Abadla ; il s'agit des marnes rouges à gypse de 200m d'épaisseur, suivies d'une puissante alternance de marnes rouges et des grès (1000m).

- **Un Westphalien supérieur (1400m)** qui débute par des marnes et schistes à veines de charbon, surmontés par un banc repère de conglomérats (80 à 180m). Une alternance de schistes et de grès se succèdent à l'empilement sous-jacent, des minces bancs de calcaires font leur apparition dans la partie supérieure de la coupe (Fig. 4).

I-3-2 Le Stéphanien

Il affleure dans la plaine d'Abadla, son épaisseur totale est de l'ordre de 1250m, il comprend une alternance de marnes et de grès qui correspondent au Stéphanien inférieur (1000m) et des marnes rouges gypsifères (250m) au Stéphanien supérieur.

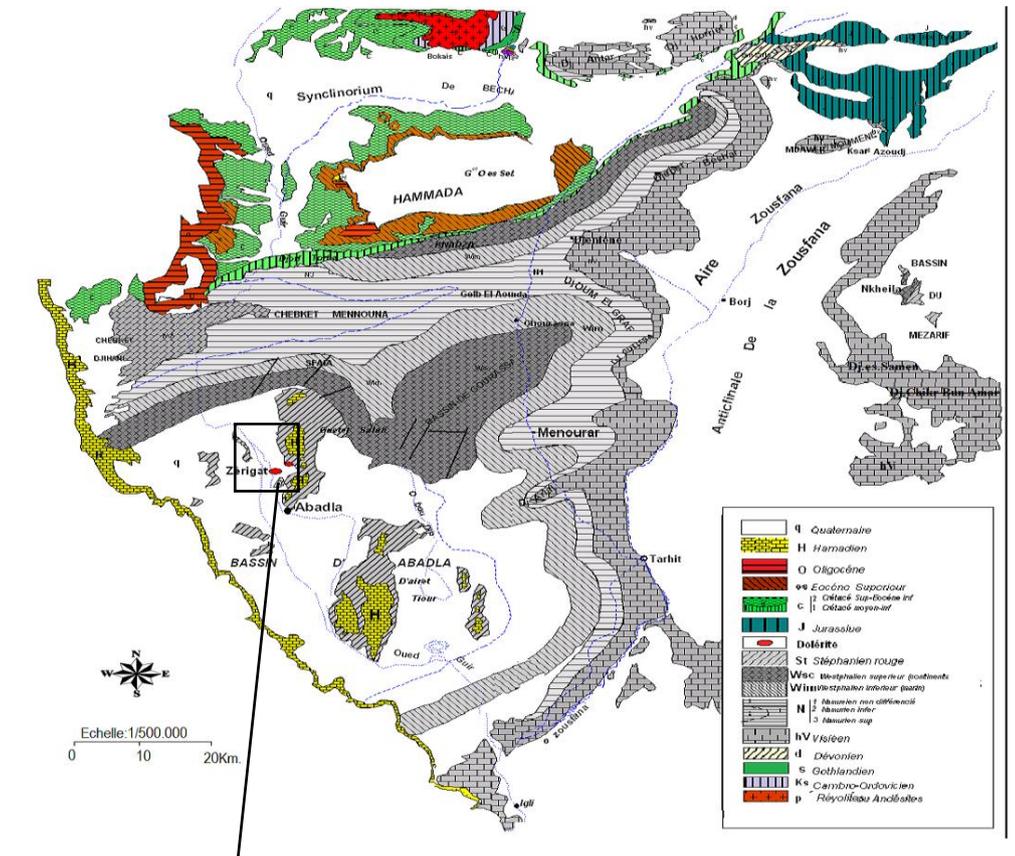
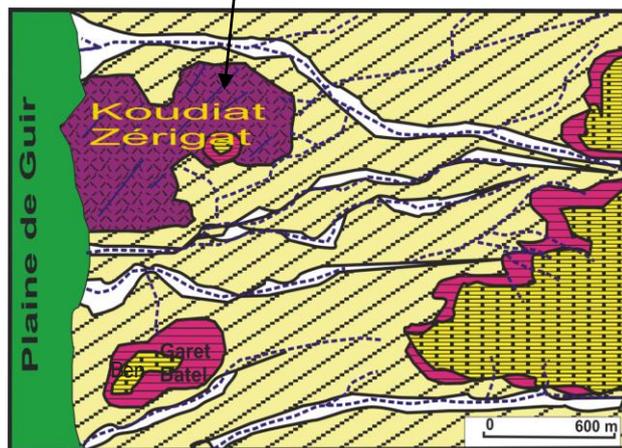


Figure 2: Carte géologique de la région Béchar-Abadla (Deleau, 1951; modifiée)



 Secteur d'étude

Figure 3: Contexte géologique du secteur étudié, d'après les travaux de Mekkaoui (inédits), modifié.

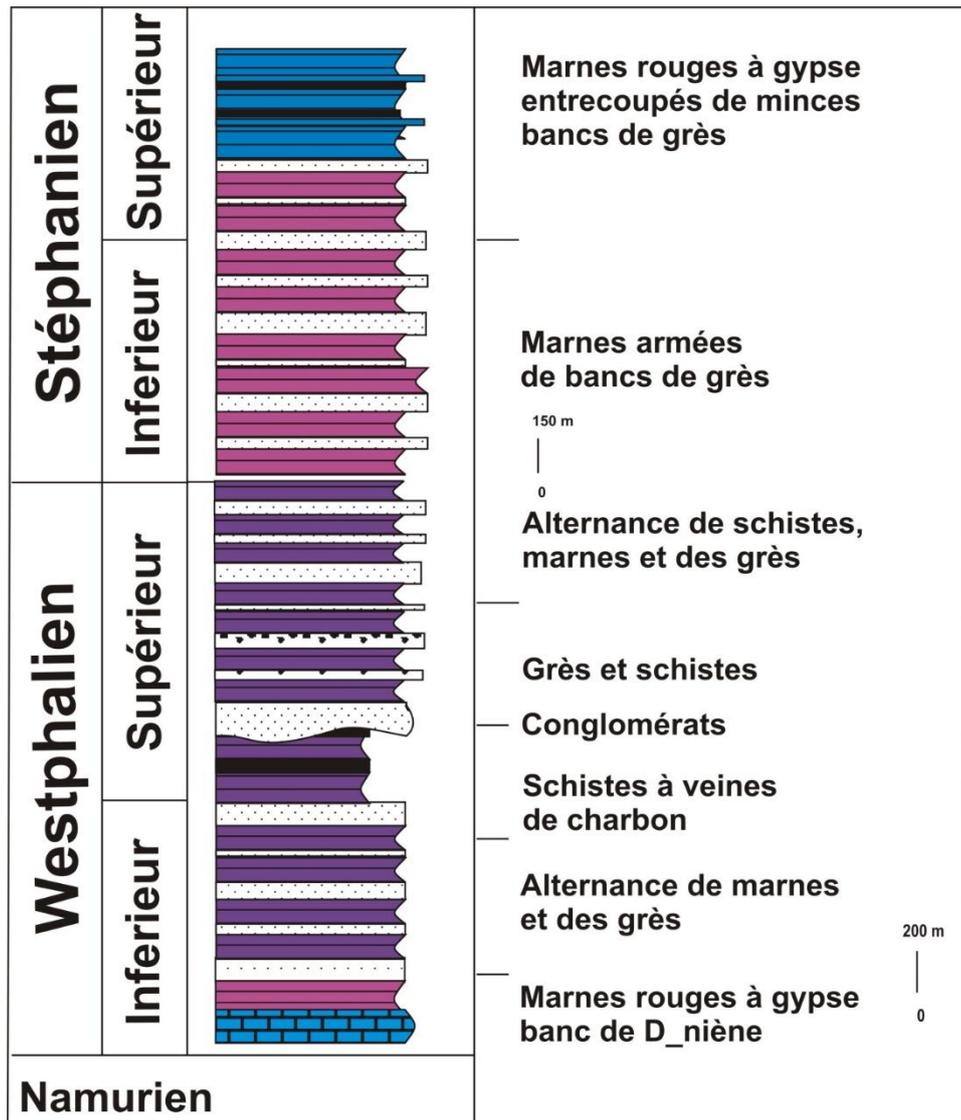


Figure 4 : Colonne stratigraphique d'Abadla. (Mekkaoui, inédit), modifiée

I-4- Situation géographique et géologique du massif volcanique de Zérigat

Ce massif comprend une petite montagne noire sur la rive gauche de l'Oued Guir et à l'Ouest du Megsen Sbia, il couvre une superficie de 1 km² 500 m environ (Deleau, 1951) (Fig. 2 et 3).

Les travaux en cours de Mekkaoui ont synthétisé la géologie de cette région.

Sous l'appellation de massif de Zerigat, il désigne deux pointements volcaniques situés de quelques kilomètres au Nord du village d'Abadla :

- Le premier est à 7 km au Nord d'Abadla, dit la *koudiat Zérigat* (**Fig.5**) et qui doit son nom à la couleur bleuâtre des affleurements. Il s'agit d'une petite colline noire sur la rive

gauche de l'Oued Guir et Meksem el Khadem, entourée des terrains hamadiens. Cette colline d'une superficie de 1.5 km² a été explorée en 1938, pour la première fois par P. Deleau, spécialiste du Carbonifère supérieur et décrite plus tard par Meyendorff (1941), comme une coulée d'ophite semblable à celles du Trias sud oranais.

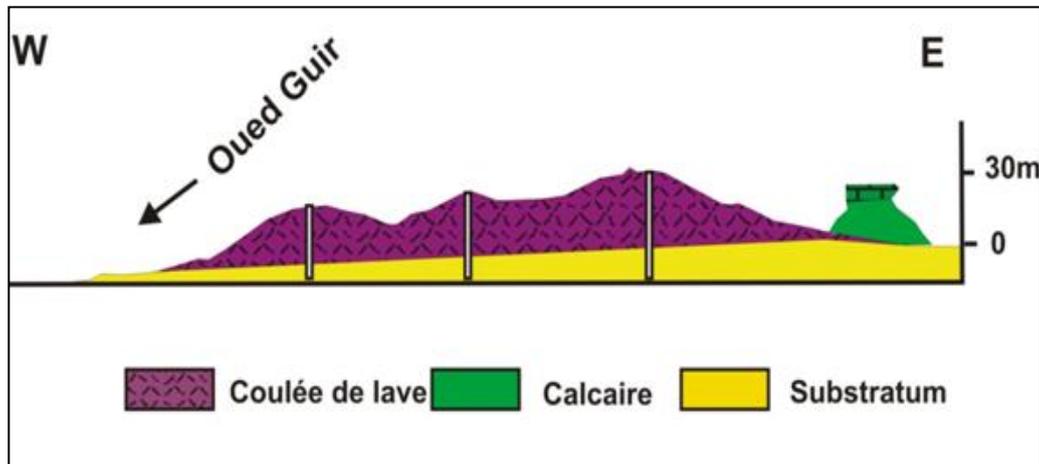


Figure 5 : Coupe schématique du premier pointement volcanique de Zérigat (Mekkaoui, travaux en cours, modifiée)

Elle correspond à l'affleurement principal ; sur son bord oriental, se tient un précieux repère géologique, matérialisé par une butte tertiaire reposant directement sur les volcanites. Par contre, vers l'Ouest, le massif disparaît sous les atterrissements de l'Oued Guir (Fig.5).

- A 3 km, au NNE, un second pointement affleure à mi-pente d'une gara, signalé également pour la première fois, en 1948, par M. Cornet. Il s'agit d'un petit affleurement à mi-pente d'une butte tertiaire, offrant l'avantage de connaître la nature des formations sus-jacentes (Tertiaire) et sous-jacentes présumées permo-triasiques (**Fig. 6**). Il montre parfaitement la superposition de deux coulées basaltiques : (i) inférieure d'épaisseur 5 m environ, dans laquelle on observe une zonalité caractéristique de coulée. Elle repose sur des argiles gypsifères, dont le contact est souligné par la transformation thermique de ces argiles sur quelques centimètres. La partie inférieure de la coulée est aphanitique, passant à une roche fortement altérée, puis à une roche massive peu vacuolaire, et vers son sommet, les vacuoles, remplies de produits secondaires, deviennent plus abondantes et soulignent une fluidalité horizontale ; (ii) la seconde coulée se superpose à la précédente par un horizon bréchifié sur 1m de puissance, matérialisant ainsi sa base. On passe progressivement à un faciès altéré, puis massif à prismes verticaux et vers le haut, il devient vacuolaire. Les terrains tertiaires, sous

forme de buttes témoins, reposent tantôt sur la première coulée, tantôt sur la seconde, dont la base ravine et remanie des éléments basaltiques.

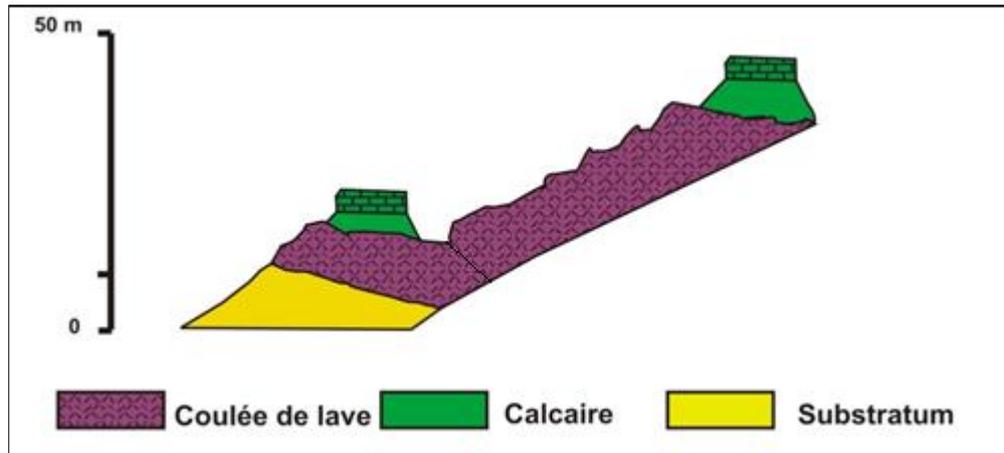


Figure 6: Coupe schématique du 2ème pointement volcanique dans la région d'étude (Mekkaoui, travaux inédits, modifiée)

I-4- Les objectifs de l'étude

Ce présent travail contribue à la connaissance du magmatisme basique de Zérigat de la région d'Abadla.

Les objectifs sont les suivants:

- A partir des données de terrain de Mekkaoui (inédites), présenter les caractères lithostratigraphiques et structuraux de la région de Zérigat,
- Elaborer une synthèse pétrologique avec une étude microscopique des lames minces et une étude chimique des phases minérales de ces volcanites. Cette dernière permettra de caractériser d'une part, l'affinité géochimique et géodynamique de ces roches par le biais de leurs clinopyroxènes et de proposer des conditions de cristallisation d'autre part.
- Caractériser géochimiquement ces roches par le biais des éléments majeurs et traces, ainsi que leur contexte géodynamique de mise en place,
- Enfin, par le biais des couples Rb-Sr et Sm-Nd, appréhender l'âge de cristallisation de ces volcanites et discuter la source : quel type de manteau ? Participation ou non de la croûte continentale dans la genèse de ces roches ?

II-Rappels des caractéristiques pétrologiques des faciès du complexe volcanique de Zerigat

II-1-Aspect macroscopique et microscopique

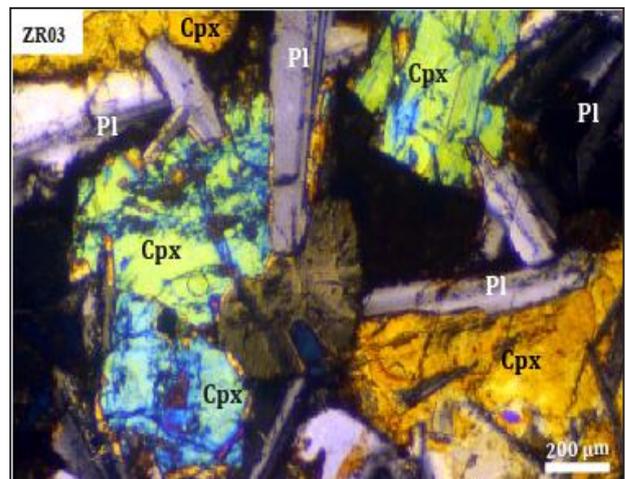
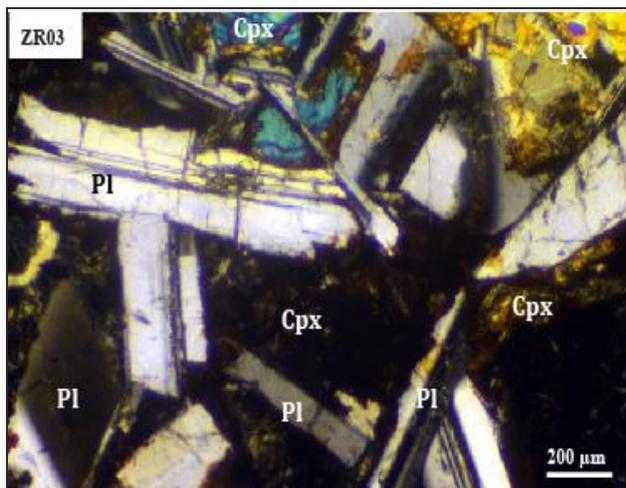
Avant d'aborder aisément la caractérisation géochronologique, géochimique et isotopique du complexe volcanique de Zerigat, il est judicieux de reprendre et compléter l'étude pétrologique réalisée par Azzouz et Ould Slimane (2013), dans le cadre de leur mémoire de Master.

Les données inédites de terrain de Mekkaoui ont montré deux types de gisement :

- sous forme de coulée à Koudiat Zérigat correspondant à l'affleurement principal. Leur épaisseur varie de 1 à 1.5 m. A première vue, la roche basaltique est altérée, se débitant en boules, toutefois, la partie orientale est mieux conservée, où, elle montre localement des prismes verticaux de 40 cm de hauteur. Dans la partie supérieure de la coulée, de nombreuses vacuoles remplies d'épidotes et de zéolites sont observées.

- sous forme de roche massive à aspect doléritique.

Les lames minces, mises à notre disposition, nous ont permis de reprendre l'étude microscopique qui a confirmé les deux types de texture : hypovolcanique et volcanique. La microscopie révèle une texture intergranulaire, subophitique (doléritique) qui se caractérise par l'agencement des lattes de plagioclases, laissant des espaces interstitiels qui sont comblés essentiellement par des clinopyroxènes (Photos 1 et 2). et subsidiairement par de la silice type calcédoine. Ce faciès hypovolcanique montre une paragenèse magmatique primaire comprenant essentiellement du plagioclase, du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés.



Photos 1 et 2- LPA- Texture intergranulaire subophitique

Le faciès volcanique présente une texture microlitique porphyrique avec une paragenèse minérale similaire au premier faciès, à savoir des phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'oxydes ferro-titanés baignant dans une mésostase constituée de même petits cristaux (Phots 3 et 4).

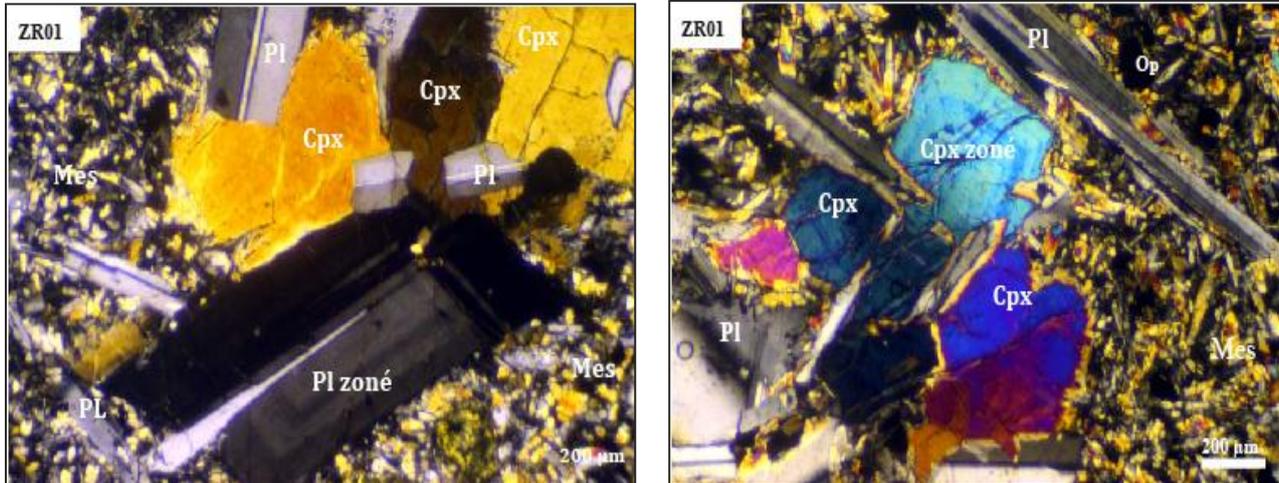


Photo 3 et 4- LPA- Texture microlithique porphyrique

Cpx : Clinopyroxène ; *Pl* : Plagioclase ; *Op* : Opaque ; *Més.* : Mésostase.

Il est clair que la séquence de cristallisation, dans le cas du faciès doléritique, montre l'antériorité des tablettes de plagioclase où les espaces sont remplis par le clinopyroxène qui englobe parfois le plagioclase. Les oxydes ferro-titanés sont les derniers à apparaître dans cet ordre de cristallisation. Dans le cas du faciès volcanique, deux stades de cristallisation se distinguent : le stade précoce des phénocristaux (plagioclase, clinopyroxène et opaques) et le stade des microcristaux et de la mésostase.

II-2-Aspect minéralogique

L'étude chimique des phases minérales principales (plagioclase, clinopyroxène et opaque) montre :

- ✓ Un plagioclase dont la zonation est confirmée : de type bytownite (An_{71-69}) à labrador (An_{53}) au cœur et andésinitique (An_{48-42}) en bordure (Fig.1).
- ✓ Un seul pyroxène calcique de type augite avec une composition de Wo_{45-35} , En_{48-49} Fs_{12-15} (Fig.2).

✓ Des opaques dont les concentrations s'alignent sur la droite Magnétite-Ulvospinelle (Fig.3).

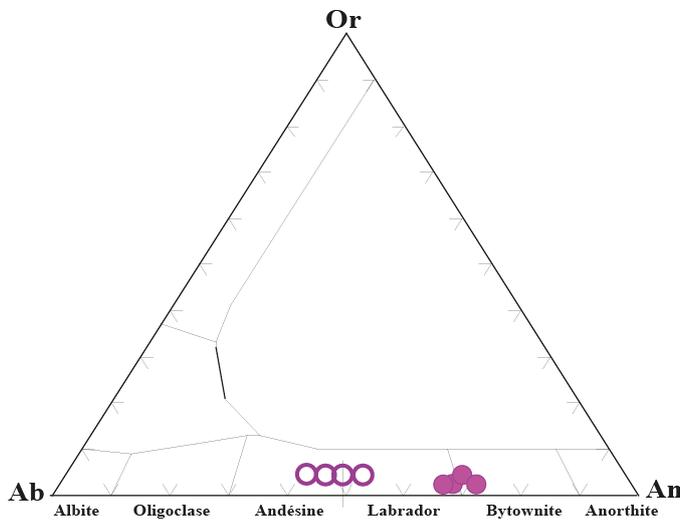


Figure 7: Diagramme Ab-An-Or

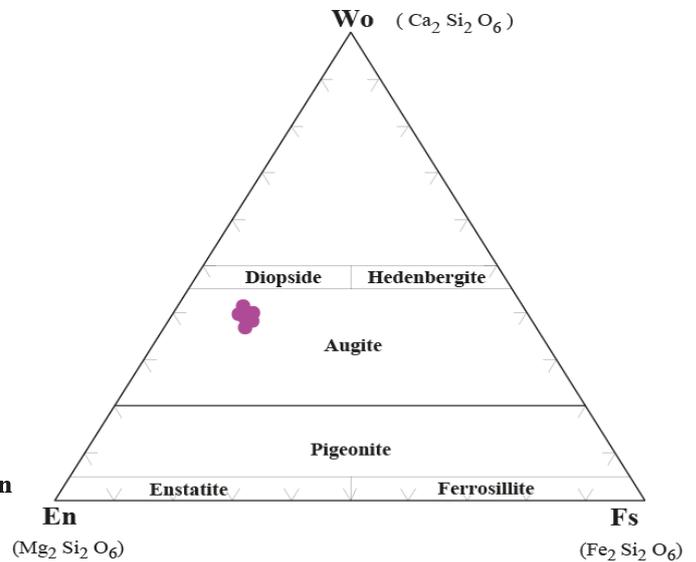


Figure 8: Diagramme de Morimoto (1988)

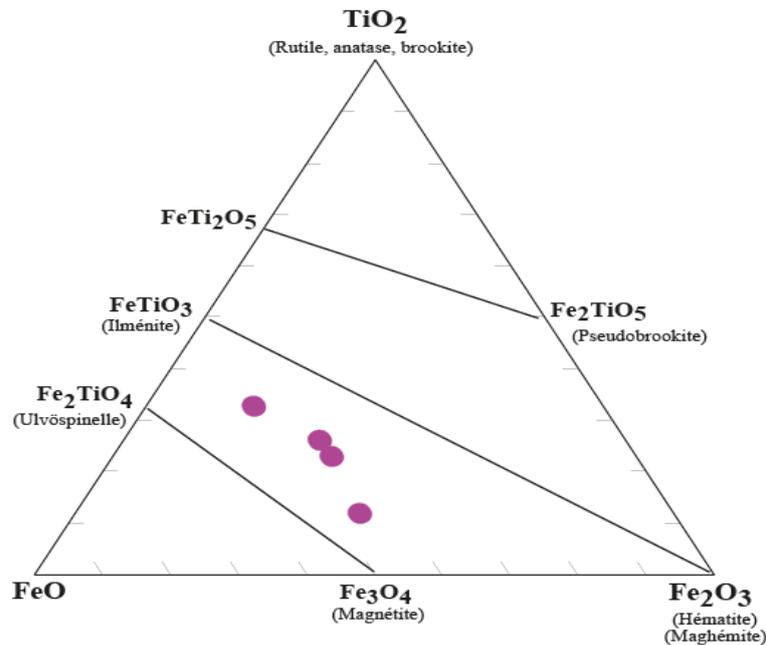


Figure 9: Diagramme de Deer et al. (1992).

✓ Par ailleurs, le clinopyroxène de ces roches montre des teneurs élevées en SiO₂ et pauvres en Al₂O₃, ce qui traduit un caractère sursaturé en silice du magma. Sa composition chimique traduit également un contexte non orogénique et tholéïitique (Fig. 4 et 5).

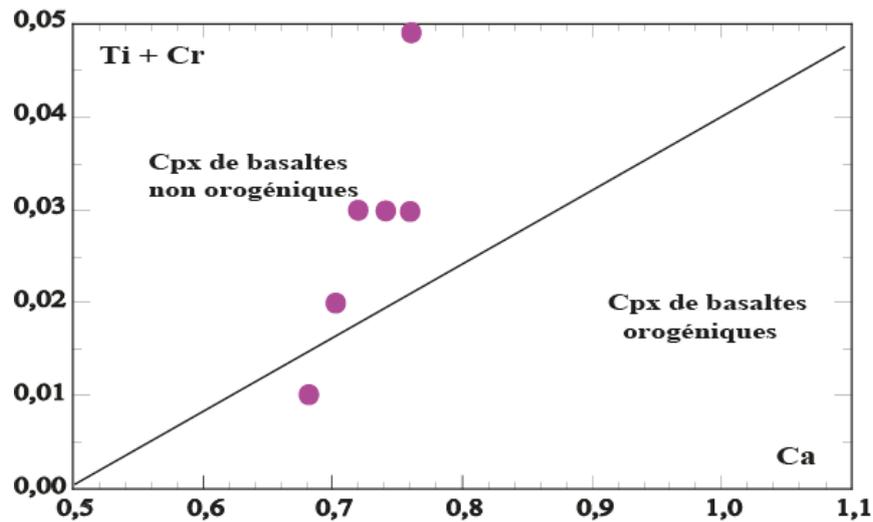


Figure 10: Position des Cpx dans le diagramme de Leterrier et al. (1982)

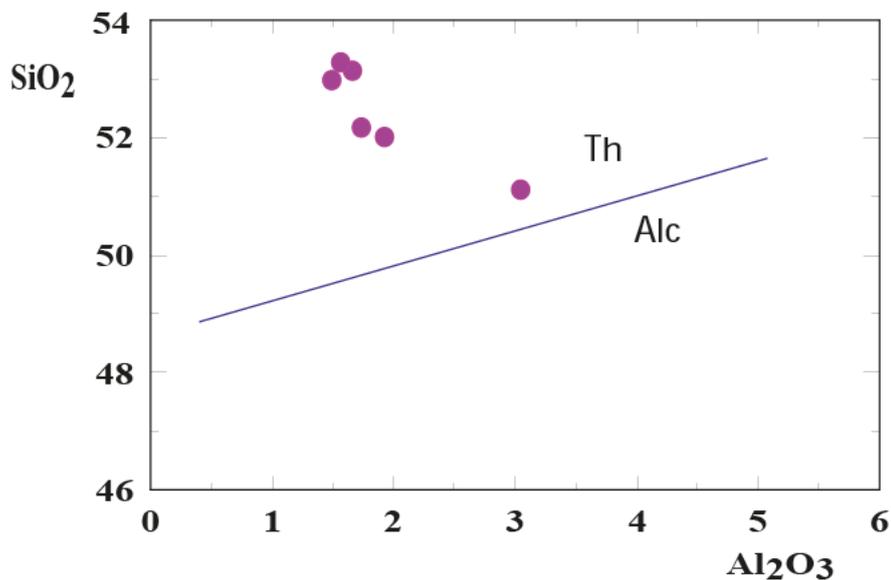


Figure 11: Diagramme SiO₂ vs Al₂O₃ de Lebas (1962) pour les Cpx des roches étudiées

A partir des clinopyroxènes, les estimations des conditions thermodynamiques de ce magmatisme traduisent :

- ✓ Un caractère sursaturé en silice du magma à l'origine de ces roches,
- ✓ Des teneurs en H₂O non négligeables dans le magma (Al^{IV} faible)
- ✓ Des températures relativement faibles (Ti faible),
- ✓ Des pressions relativement modérées, inférieures à 10 kb (Al^{IV}/Al^{VI} > 1), ce qui traduit une profondeur maximale de 35 km.

III-Caractéristiques géochimiques des faciès du complexe volcanique de Zérigat

La caractérisation géochimique, déjà abordée, a été reprise et complétée dans ce travail. Les données analytiques (éléments majeurs, traces avec terres rares et compositions normatives) sont consignées dans les tableaux en annexes.

Les roches basiques de Zérigat montrent des pertes au feu modérées, ne dépassant pas 2%. Dans l'échantillon ZR10 dont la perte au feu atteint 2.88 %, nous ne tiendrons compte que des éléments réputés inertes.

III-1- Classification et caractérisation géochimique

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par Cox et al. (1979) pour les roches volcaniques. Basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS), les roches de Zérigat, de composition basique à intermédiaire, se répartissent dans le domaine des basaltes et des andésito-basaltes. De plus, dans ce même diagramme, la courbe de Miyashiro (1978) montre le caractère subalcalin de ces volcanites (Fig.6).

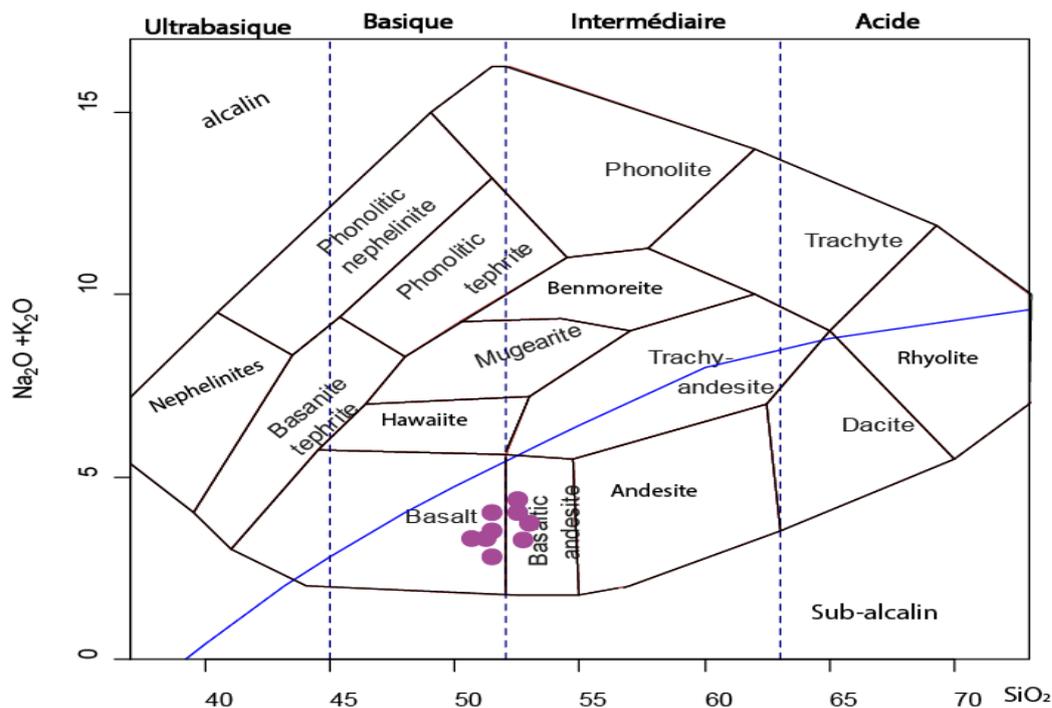


Figure. 12 : Position des roches basiques de Zérigat dans le diagramme de nomenclature de Cox et al. (1979). Le trend, défini par Miyashiro (1978), sépare le domaine alcalin du domaine subalcalin.

Par ailleurs, la projection des analyses sur les diagrammes AFM d'Irvine et Baragar (1971) et Nb/Y versus Zr/P₂O₅ de Winchester et Floyd (1977) montrent leur caractère tholéitique (Fig. 7 et 8).

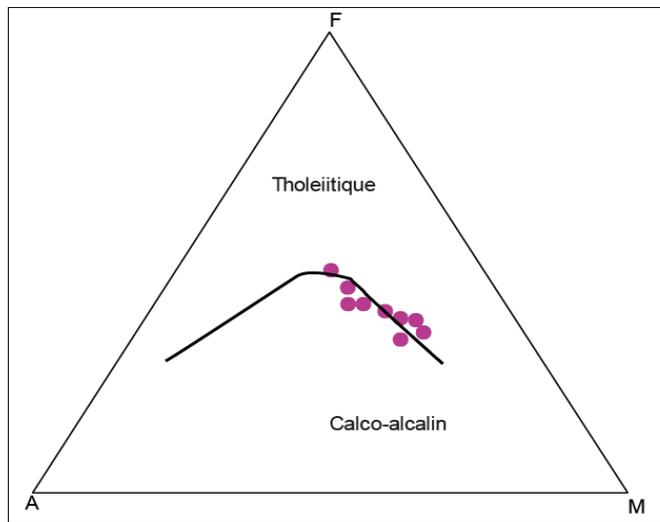


Figure.13: Diagramme AFM d'après Irvine et Baragar (1971)

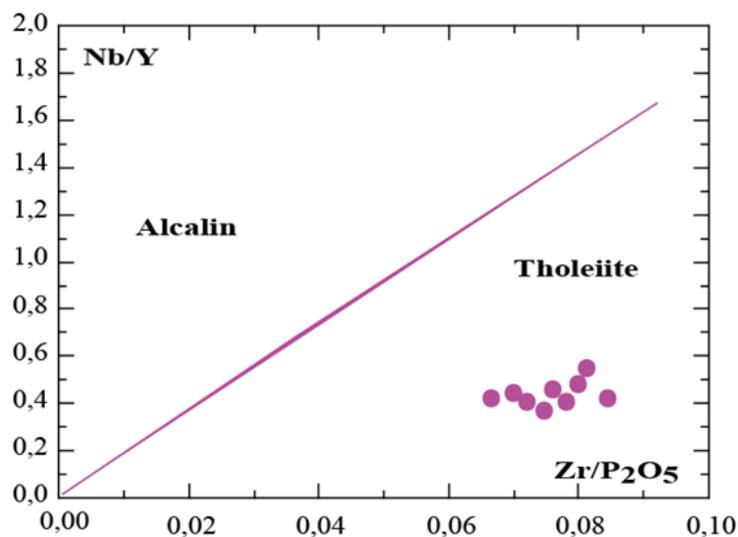


Figure.14: Diagramme Nb/Y versus Zr/P₂O₅ de Winchester et Floyd (1977)

III-2-Comportement des éléments majeurs et traces

Les diagrammes d'évolution de Harker de certains éléments majeurs et traces en fonction de MgO (Fig.9) laissent déceler les résultats suivants :

- De légères corrélations positives entre MgO et Fe₂O₃, CaO, Ni et Cr qui pourraient traduire le fractionnement du clinopyroxène,
- De légères corrélations négatives entre MgO et Al₂O₃, Sr qui montreraient plutôt une accumulation du plagioclase.

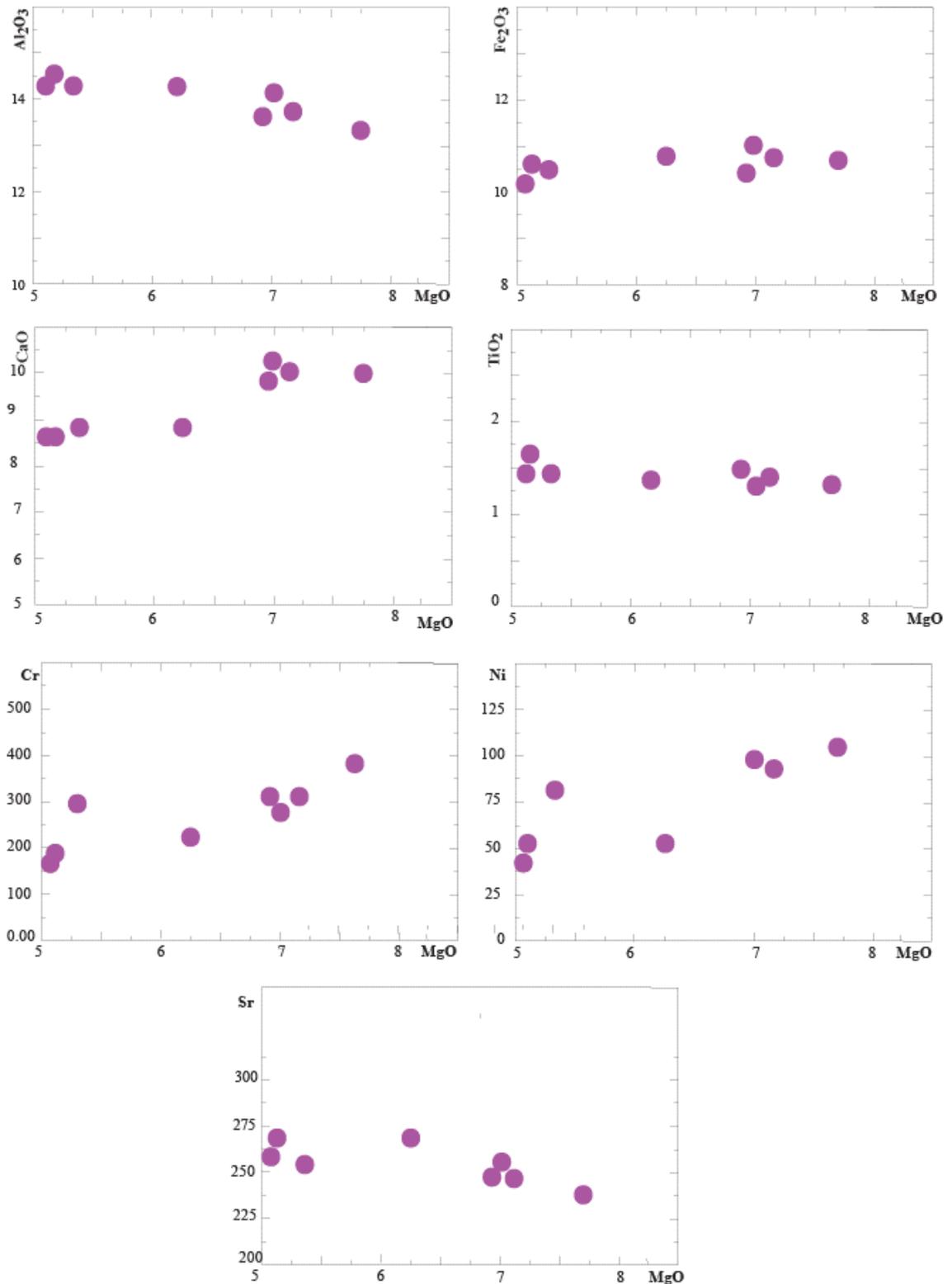


Fig .15: Position des roches dans les diagrammes d'évolution de Harker

-Les oxydes MgO et TiO₂ ne montrent pas de covariation entre eux, ce qui confirme que les opaques ne sont pas une phase principale dans la paragenèse primaire (cf étude pétrographique).

Le calcul de la norme CIPW (Tableau 5) montre la sursaturation en SiO₂ de la plupart de ces volcanites qui se traduit par la présence de:

- Quartz normatif atteignant jusqu'à 6.67%,
- Hypersthène normatif avec des pourcentages entre 18.7 et 26.42%

La position de ces analyses normatives dans le diagramme de Thompson (1984) les situe dans le triangle (Q-Hy-Di) (Fig. 10). Ces roches se seraient donc formées à partir d'un magma riche (ou sursaturé) en silice.

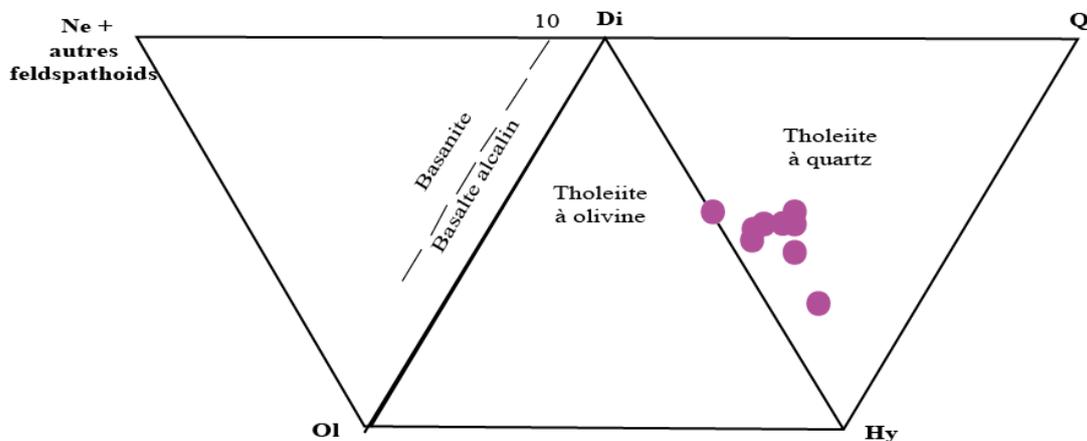


Figure.16: Position des roches dans le diagramme normatif de Thompson (1984).

Les volcanites de Zérigat sont de composition basique à intermédiaire (SiO₂ compris entre 50.75 et 53.38%) avec des teneurs modérées en Fe₂O₃ (~11%), TiO₂ (1.36-1.61), P₂O₅ (0.16-0.21) Y (23.8-28.5%), Zr (127.6-158.2%) et V (217.2-276.7%) (l'analyse ZR10 a été évitée). Ces caractères géochimiques rappellent les caractéristiques des LPT tholéiites (low P₂O₅-TiO₂ tholéiites) (Mekkaoui et al., 2010 ; Mekkaoui, 2015).

De plus, les teneurs faibles en MgO (5.09-7.73%), en Ni (47,5-106,5) et en Cr (181-372,3) traduisent des caractères de basaltes évolués. Le magma, à l'origine de ces roches, a déjà subi une cristallisation fractionnée.

En ce qui concerne les lanthanides, elles sont normalisées aux chondrites de Boynton (1984) et montrent un certain parallélisme pour tous les échantillons étudiés (Fig. 11):

- Un enrichissement en terres rares légères (LREE) (40 à 70 fois les chondrites) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (10 à 15 fois les chondrites),
- Une anomalie négative en Eu traduisant la cristallisation précoce du plagioclase.

-Un fractionnement très modéré des spectres ((La/Yb)_N~ 4 à 5) ; ce qui traduirait pour ces roches une source mantellique à spinelle.

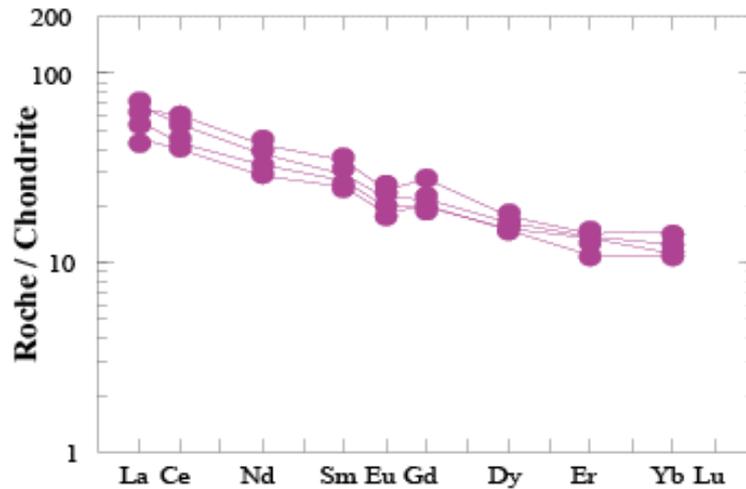


Figure.17 : Distribution des lanthanides dans les roches basiques de Zerigat (Normalisation par rapport aux chondrites de Boyton, 1984)

Quant aux spidergrams (ou arachnogrammes) avec une normalisation au manteau primitif, ils montrent les caractéristiques suivantes :

- Un enrichissement en LILE (20 à 100 fois le manteau primitif), en LREE (20 à 30 fois) et appauvrissement en HFSE,
- Une anomalie négative en Nb bien marquée traduisant la participation des matériaux crustaux dans la genèse des volcanites de Zérigat.
- Une anomalie positive en Pb qui confirme l'implication la contamination par la croûte.
- Des anomalies négatives en Sr et Eu traduisant le fractionnement du plagioclase. Il est à noter que cette cristallisation précoce de ce minéral ne se retrouve pas dans les diagrammes de Harker (Fig.9)
- Une anomalie positive en Ti reflétant la cristallisation tardive des oxydes ferro-titanés.

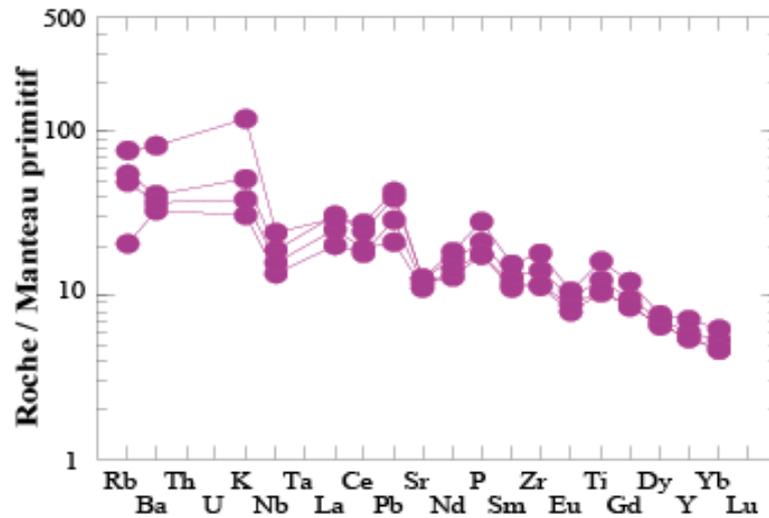


Figure.18: Archnogrammes normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995)

III-3-Contexte géodynamique

Les caractéristiques géochimiques ont montré que le complexe de Zerigat présentait de grandes similitudes avec les LPT tholéïites. L'utilisation de diagrammes géotectoniques tels Zr/Y vs Zr (Pearce et Norry, 1979) et Zr-Nb-Y (Meschede, 1986) va probablement confirmer ce caractère de roches anorogéniques intraplaques.

Dans le diagramme de Pearce et Norry (1979) (Fig. 13), ces roches basiques se situent bien dans le domaine des basaltes intraplaques où le rapport Zr/Y est élevé.

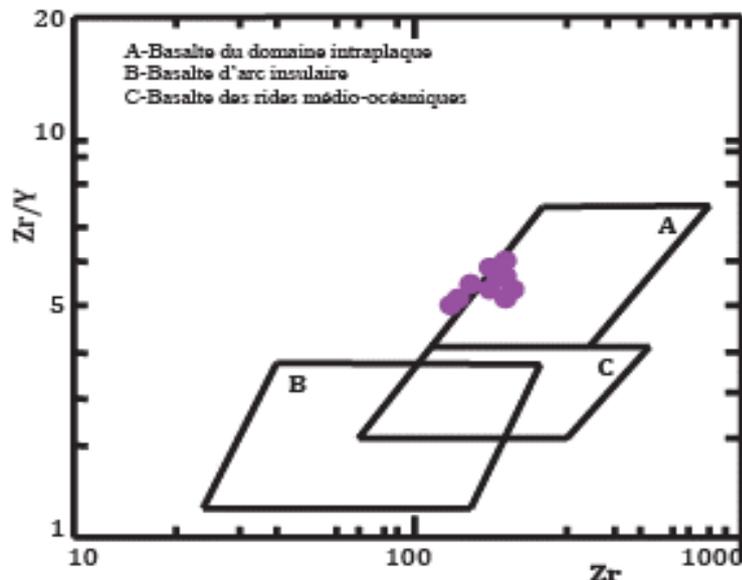


Figure.19: Diagramme géotectonique Zr/Y vs Zr de Pearce et Norry (1979)

Dans le diagramme triangulaire de Meschede (1986), les roches étudiées se placent dans les domaines des basaltes d'arc volcanique et des basaltes intraplaques. Ayant affaire à des tholéiites avec un environnement continental, nous privilégierions le contexte de basalte intraplaque.

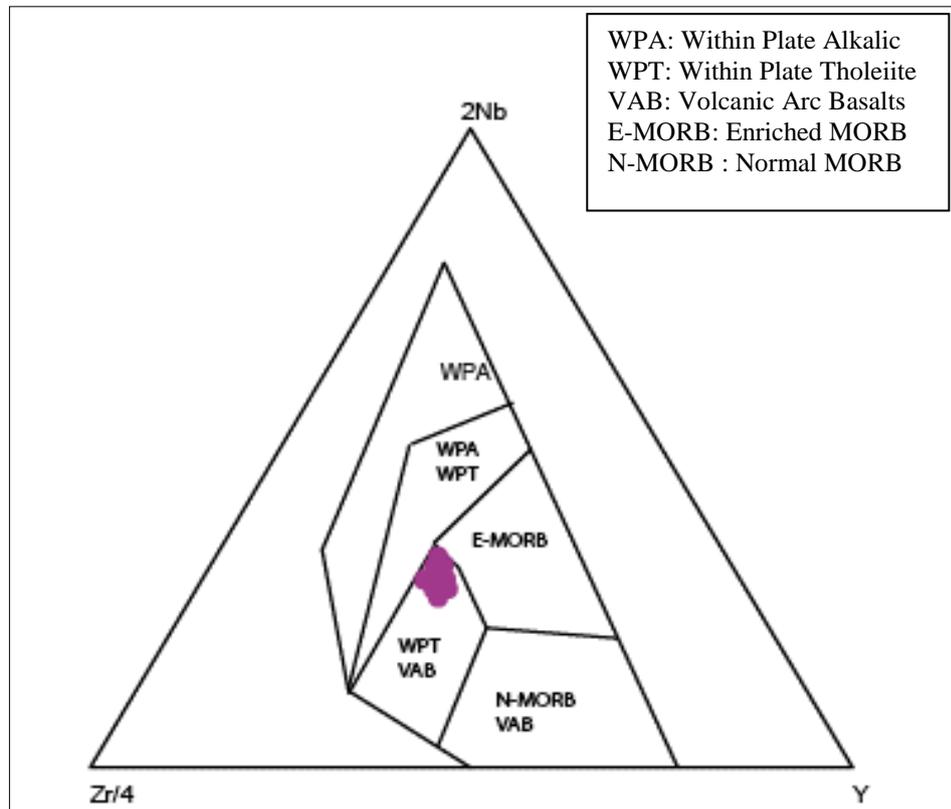


Figure.20 : Diagramme géotectonique de Meschede (1986)

IV-1-Introduction

Nous savons maintenant que la géochimie des couples Rb-Sr et Sm-Nd a deux applications essentielles en Sciences de la Terre : la géochronologie (datation des roches) et l'utilisation des isotopes comme traceurs des processus pétrogénétiques (la géochimie isotopique).

Ce chapitre est l'ossature de notre travail, puisqu'il va nous permettre de contribuer un peu plus à la connaissance de ce magmatisme basique de Zérigat.

Les données isotopiques (inédites) réalisées sur quelques échantillons de Zérigat va permettre de :

- Appréhender l'âge de mise en place de ces volcanites,
- Discuter l'origine mantellique de ces roches et confirmer la participation de la croûte continentale dans la genèse de ces roches.

IV-2- Géochimie des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd

IV-2-1- Aspect géochronologique

A partir des principes de la géologie isotopique de Faure (1986), nous utiliserons l'équation générale de base de la radiochronologie $t = 1/\lambda \ln (1+F-F_0/P)$, où F et P sont mesurables par spectrométrie de masse, tandis que F_0 est inconnu.

Appliquée au couple Rb-Sr, cette équation s'écrit de la manière suivante :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Elle exprime l'augmentation en fonction du temps du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'un milieu donné possédant un certain rapport Rb/Sr. Elle est de la forme $y = b + xa$

Cette expression montre que des échantillons cogénétiques évoluant en système clos vont s'aligner sur une droite isochrone représentée dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ (Fig 21)

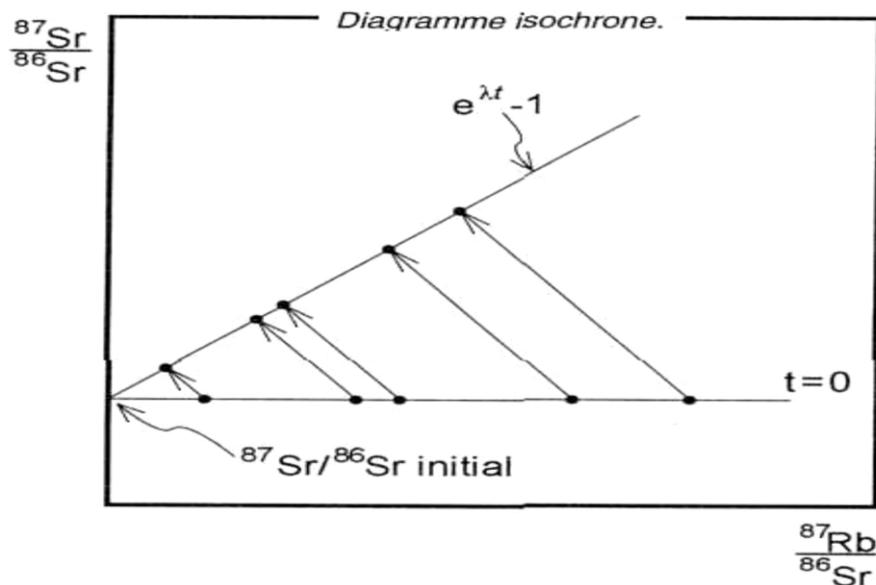


Figure 21 : Diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$

La pente est $a = (e^{\lambda t} - 1)$ et l'ordonnée à l'origine correspond à $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$.

Les analyses isotopiques des roches de Zérigat sont consignées dans le tableau 1.

Ech	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	ϵ_{Nd} actuel
ZR03	34,70	268,10	0,37400	0,70707	5,76	22,46	0,1560	0,512564	-1,44
ZR04	13,10	252,90	0,15000	0,70653	4,94	17,38	0,1720	0,512568	-1,37
ZR06	31,40	235,80	0,38500	0,70723	5,27	19,86	0,1610	0,512555	-1,62
ZR10	49,40	267,90	0,53300	0,70778	6,81	25,35	0,1630	0,512566	-1,40

Tableau 1 : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des roches de Zerigat

A partir de ces analyses, nous avons réalisé le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.22) en proposant le calcul de l'âge à partir de la droite isochrone $t = \ln(a+1)/\lambda$ et sa pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$. La position des analyses Rb-Sr mesurées par spectrométrie de masse s'alignent assez convenablement sur l'isochrone (Fig 22).

Ce calcul donne un âge de cristallisation de **208 Ma** et un rapport isotopique initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) \sim **0.7061**. Cet âge permet de rattacher le complexe de Zérigat à la période Mésozoïque, au moins à la fin du Trias.

Par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, il a été obtenu un âge plus précis de 193 Ma (Chabou et al., 2007), se rapprochant du nôtre.

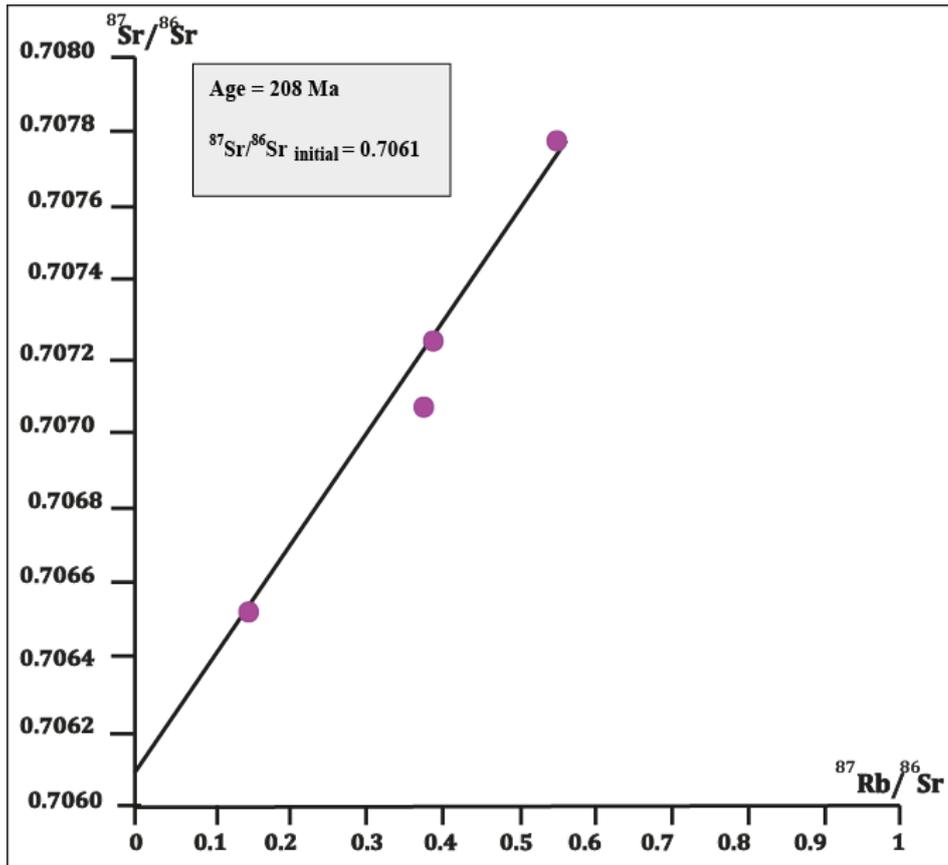


Figure 22: Diagramme isochrone $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du complexe de zérigat.

IV-2-2- Aspect isotopique

L'âge obtenu nous permet de calculer les rapports isotopiques initiaux du Sr et ceux du Nd (Tableau 2).

Ech	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$\epsilon_{\text{Nd } m}$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd } (t)}$
ZR03	0,70707	0,374	0,70707	0,512564	-1,44	0,156	0,512351646	-0,36
ZR04	0,70653	0,15	0,70653	0,512568	-1,37	0,172	0,512333866	-0,71
ZR06	0,70723	0,385	0,70723	0,512555	-1,62	0,161	0,512335839	-2,64
ZR10	0,70778	0,533	0,70778	0,512566	-1,40	0,163	0,512344117	-0,51

Tableau 2 : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des roches de Zérigat. Toutes les données sont calculées pour un âge $t=208$ Ma.

A partir de cet âge de 208 Ma, le calcul des rapports isotopiques initiaux du Sr sont compris entre **0.7065 et 0.7078** et des ϵ_{Nd} variant de **-0.36 et -2.64**.

Les compositions isotopiques initiales des roches étudiées sont reportées dans le diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ en fonction du ϵ_{Nd} (Fig. 23).

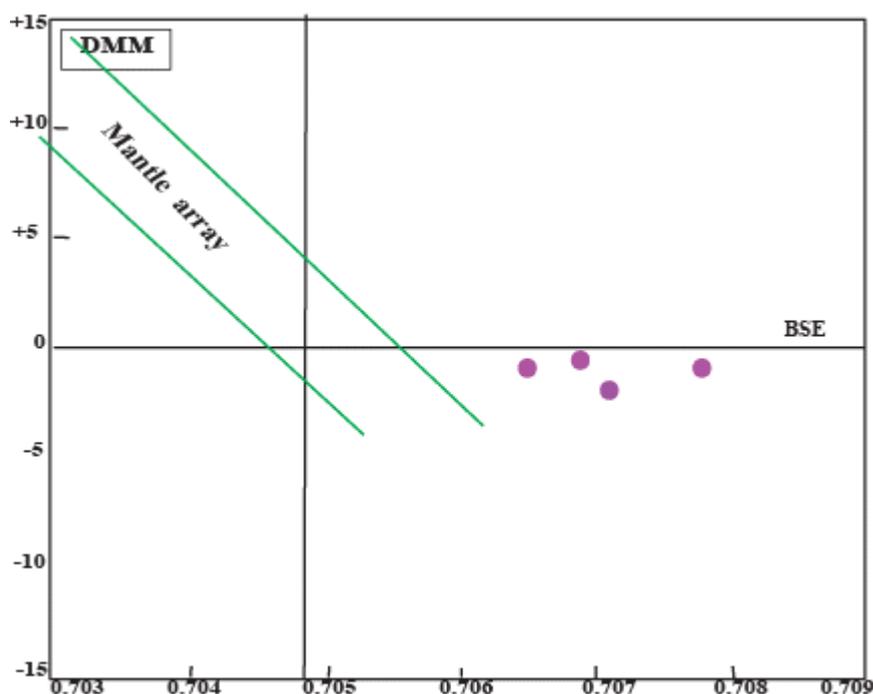


Figure 23 : Diagramme $(\epsilon_{\text{Nd}})_{208\text{Ma}}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ du complexe de Zérigat.

DMM=depleted mantle MORB (manteau appauvri), BSE=Bulk Silicate Earth=terre silicatée

IV-2-3- Discussions : les caractéristiques isotopiques du complexe de Zérigat

A partir des résultats isotopiques, les roches de Zérigat montrent au moins deux composants (un manteau lithosphérique et une croûte continentale) dans leur genèse:

- Un composant mantellique qui aurait une signature isotopique Sr-Nd voisine de celle d'un réservoir modèle hypothétique (BSE= Bulk Silicate Earth). Les valeurs en sont proches,

- Une participation d'une croûte continentale qui ne serait pas insignifiante ; les valeurs légèrement négatives à négatives de ϵ_{Nd} (**-0.36 et -2.64**) associés à des rapports Sri élevées (**0.7065 et 0.7078**) le démontrent. De plus, les caractéristiques géochimiques

de ces roches ont montré des anomalies négative en Nb et positive en Pb qui confortent cette hypothèse.

CONCLUSIONS GENERALES

Dans ce présent travail, nous avons d'abord rappelé et complété les caractéristiques pétrologiques et géochimiques complexe volcanique de Zérigat, dans la région d'abadla, puis avons caractérisé géochronologiquement et isotopiquement ce magmatisme basique.

Ce massif volcanique de Zérigat, dressé sur la rive gauche de l'oued Guir est représenté par des coulées et des dykes traversant les terrains marneux du Carbonifère supérieur et recouverts par des formations tertiaires.

L'étude microscopique a confirmé les deux types de texture : hypovolcanique et volcanique. Elle révèle une texture intergranulaire, subophitique (doléritique) et montre une paragenèse magmatique primaire comprenant essentiellement du plagioclase, du clinopyroxène et des oxydes ferro-titanés. Le deuxième type de texture présente une texture microlitique porphyrique avec une paragenèse minérale similaire au premier faciès, à savoir des phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'oxydes ferro-titanés baignant dans une mésostase constituée de même petits cristaux.

L'étude chimique des phases minérales principales montre :

- ✓ Un plagioclase dont la zonation est confirmée : de type bytownite à labrador au cœur et andésinitique en bordure,
- ✓ Un seul pyroxène calcique de type augite,
- ✓ Des opaques dont les concentrations s'alignent sur la droite Magnétite-Ulvospinelle.

Par ailleurs, les compositions chimiques du clinopyroxène traduisent un caractère sursaturé en silice du magma et un contexte non orogénique et tholéiitique.

Les estimations des conditions thermodynamiques, à partir des clinopyroxènes, traduisent :

- ✓ Un caractère sursaturé en silice du magma à l'origine de ces volcanites,
- ✓ Des teneurs en H₂O non négligeables dans le magma,
- ✓ Des températures relativement faibles,
- ✓ Des pressions relativement modérées, inférieures à 10 kb, ce qui traduit une profondeur maximale de 35 km.

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude géochimique des volcanites de Zérigat révèle les caractères suivants :

- ✓ Des compositions basiques à intermédiaires allant des basaltes à des andésito-basaltes, avec une affinité tholéiitique. Leurs compositions rappellent les caractéristiques des LPT tholéiites (low P₂O₅-TiO₂ tholéiites), (Mekkaoui et al., 2010 ; Mekkaoui, 2015).
- ✓ Des compositions de tholéiites à quartz traduisant un magma sursaturé en silice,
- ✓ Des caractères de basaltes évolués avec des teneurs faibles en MgO, en Ni et en Cr, ce qui traduirait un début de cristallisation fractionnée.
- ✓ Un enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) avec une anomalie négative en Eu traduisant la cristallisation précoce du plagioclase. De plus, le fractionnement très modéré des spectres ((La/Yb_N~ 4 à 5) signifiant pour ces roches une source mantellique à spinelle.
- ✓ Un enrichissement en LILE (20 à 100 fois le manteau primitif), en LREE (20 à 30 fois) et appauvrissement en HFSE,
- ✓ Une anomalie négative en Nb bien marquée impliquant la participation des matériaux crustaux dans la genèse des volcanites de Zérigat.
- ✓ Une anomalie positive en Pb qui confirme l'implication de la contamination par la croûte.
- ✓ Des anomalies négatives en Sr et Eu confirmant le fractionnement du plagioclase.
- ✓ Une anomalie positive en Ti reflétant la cristallisation tardive des oxydes ferrotitanés.
- ✓ Un contexte géotectonique intraplaque confirmant le caractère de tholéiites continentales.

L'analyse géochronologique, par la méthode Rb-Sr, a permis de proposer un âge de 208 Ma. Cet âge permet de rattacher le complexe de Zérigat à la période Mésozoïque, au moins à la fin du Trias. Il n'est pas loin de l'âge proposé par Chabou et al. (2007) par la méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar. Cette géochronologie permet de les rattacher aux tholéiites continentales en relation avec celles de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP).

Les compositions isotopiques initiales Sri (0.7065 et 0.7078) et ε_{Nd} (-0.36 et -2.64) ont montré au moins deux composants (un manteau lithosphérique et une croûte continentale) dans leur genèse : (i) Un composant mantellique ayant une signature isotopique Sr-Nd voisine

CONCLUSIONS GENERALES

de celle d'un réservoir modèle hypothétique (BSE= Bulk Silicate Earth); (ii) Une participation non négligeable d'une croûte continentale.

Les volcanites de Zérigat, tholéiites continentales, seraient le résultat de la cristallisation fractionnée d'un magma issu d'un manteau lithosphérique (type péridotite à spinelle) et ayant subi une contamination par la croûte continentale au cours de sa remontée et sa mise en place.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AZZOUZ S et OULD-SLIMANE L(2013) : Contribution à l'étude pétrologique et géochimique du magmatisme basique de Zérigat (région d'Abadla, Sud-Ouest Algérien). Mémoire Master. Université d'Oran, 39 p.

BERTRAND H. et MILLOT G. (1987) : le magmatisme tholéïitique continental de la marge ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central : les dolérites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne). *C.R. Acad.Sci. Paris, Ser.11304*, 215-220.

BOYNTON W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth éléments : meteorite studies. In : Hendrson P.(ed). Rare earth element geochemistry. *Elsevier*, pp.63-114.

CHABOU M. C., SEBAI A., FERAUD G. et BERTRAND H. (2007). Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *C.R. Geoscience 339 (2007)* 970–978.

CHABOU M.C., BERTRAND H. et SEBAI A. (2010). Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south western Algeria. *Journal of African Earth Sciences, Elsevier*, 58, 211-213.

COX K. G., BELL J.D. et PANHURST R. J (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen et Unwin., London.450p.

DEER W.A., HOWIE R. (1992). Rock-forming minerals. Longman,ed., London 2ème édition.

FABRE J (1976). Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. *Soc Nat Edition, SNED. Alger p, 142*.

FAURE G. (1986). *Principles of isotope geology. WIE, John Wiley and Sons. Inc. Second edition.*

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.

IRVINE T.N ET BARAGAR W.R.A (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* , 8, 523-548.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- LEBAS N.J (1962).** The role of aluminium in igneous clinopyroxènes with relations to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, p. 267-281.
- LETTERIER J. MAURY R. THOMSON P. Girard D. MARCHE M. (1982).** Clinopyroxene composition as a method of the magmatic affinity of paleovolcanic serie. *Earth.Plan.Scie.Lett. Amsterdam.* 59-139.
- MC DONOUGH W.F. ET SUN S. (1995):** The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 : 223-253.
- MEDDAH A. (2010).** La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Thèse de doctorat, Université d'Oran Es-Sénia.* 139p.
- MEKKAOUI A., REMACI-BENAOUDA N. et MEKAHLI L. (2009).** Nouvelles données pétrologiques et géochimiques du magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahel Tabelbala (Monts de l'Ougarta, SW algérien). *Les 2èmes journées d'étude sur la géologie algérienne, Oran, le 14 et 15 décembre.*
- MEKKAOUI A., REMACI-BENAOUDA N. ET GRAINE-TAZROUT K. (2010) :** Le magmatisme basique de Zérigat et Ksiksou (région d'Abadla, Sud Ouest algérien): mode de mise en place, pétrologie et géochimie. *Séminaire national d'Ouargla.*
- MEKKAOUI A. et REMACI-BENAOUDA N. (2014).** Dolerites dikes of kahel Tabelbala (Daoura, SW algeria) : petrological, geochemical and Sr-Nd isotopic constraints. *Réunion des Sciences de la Terre (RST) Pau, 27-31 octobre*
- MEKKAOUI A. (2015).** Le magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahel Tabelbala (Monts de l'Ougarta, SW algérien): géologie, pétrologie, géochimie et contexte géodynamique. *Thèse de Doctorat. Université d'Oran 2.* 242p.
- MESCHEDE M. (1986).** A method of discriminating between different types of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56, 207-218.
- MORIMOTO N. (1988):** Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39, 55-76.
- MIYASHIRO A. (1978).** Nature of alkali volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- PEARCE J.A. et NORRY M.J. (1979).** Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic Rocks. *Contribution Mineralogy Petrology* 69, 33-47.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

THOMPSON R.N. (1984). Dispatches from the basalt front.1.Experiments.*Proc. Geol..Asso.*, 95, 249-262.

WINCHESTER ET FLOYD (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.*Chem. Geol.* 20, 325-343.

Annexes

N°Ech	ZR01			ZR03				
N°Anal.	35 c	72 b	36c	111b	68 b	70 c	69 c	110c
SiO₂	51,56	57,65	50,27	57,38	57,61	51,98	55,67	51,74
Al₂O₃	30,84	26,73	30,8	26,35	25,68	29,82	27,61	30,04
TiO₂	0,05	0,11	0,09	0,14	0,05	0,01	0,15	0,03
FeO	0,6	0,68	0,72	0,61	0,66	0,57	0,63	0,64
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,07	0,01	0,00	0,02
MgO	0,22	0,05	0,15	0,05	0,03	0,19	0,09	0,12
CaO	14,31	9,38	14,39	9,69	8,64	14,2	10,87	14,06
Cr₂O₃	0	0,00	0	0,01	0	0,01	0,00	0
Na₂O	3,42	5,96	3,16	5,47	6,21	3,39	5,12	3,39
K₂O	0,18	0,56	0,17	0,58	0,63	0,19	0,42	0,19
TOTAL	101,21	101,1272	99,78	100,3	99,58	100,37	100,56	100,23
Si	2,33	2,57	2,30	2,58	2,60	2,36	2,50	2,35
Al	1,64	1,40	1,66	1,39	1,37	1,60	1,46	1,61
Fe	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,69	0,45	0,71	0,47	0,42	0,69	0,52	0,69
Na	0,30	0,51	0,28	0,48	0,54	0,30	0,45	0,30
K	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,01
%An	69,09	45,03	70,85	47,78	41,89	69,06	52,66	68,85
%Ab	29,88	51,79	28,15	48,81	54,48	29,84	44,93	30,04
%Or	1,03	3,18	1,00	3,41	3,64	1,10	2,41	1,11

Tableau 1: compositions chimiques et formules structurales des plagioclases
C : coeur ; b : bordure ; in :intermédiaire

- **Analyses réalisées par Mme Remaci (en 2013).**
- **Formules structurales réalisées par nous-mêmes.**

Annexes

N°Ech	ZRO3			ZRO1		
N°Anal.	112	73 b	74 c	29	31 c	32 b
SiO₂	53,08	53,46	52,21	51,42	53,52	52,47
Al₂O₃	1,51	1,54	2	3,13	1,66	1,77
TiO₂	0,48	0,39	0,43	0,68	0,35	0,43
FeO	9,35	8,21	7,99	7,42	7,13	7,29
MnO	0,3	0,22	0,17	0,21	0,21	0,17
MgO	17,28	17,98	17,44	16,66	18,41	17,66
CaO	17,27	17,94	17,11	19,11	18,61	18,72
Cr₂O₃	0,07	0,24	0,59	0,87	0,62	0,57
Na₂O	0,14	0,19	0,47	0,21	0,16	0,21
K₂O	0,01	0	0,04	0,05	0	0,03
TOTAL	99,49	100,17	98,45	99,76	100,67	99,32
Si	1,96	1,96	1,94	1,90	1,95	1,94
Al^{IV}	0,04	0,04	0,06	0,10	0,05	0,06
Al^{VI}	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
Fe³⁺	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
Mg	0,95	0,98	0,97	0,92	1,00	0,97
Fe²⁺	0,29	0,25	0,23	0,20	0,20	0,20
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,68	0,70	0,68	0,76	0,72	0,74
Na	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02
%En	49,22	50,50	50,82	48,05	51,27	50,03
%Fs	15,43	13,29	13,33	12,34	11,47	11,85
%Wo	35,36	36,22	35,84	39,62	37,26	38,12

Tableau 2 : Compositions chimiques et formules structurales des pyroxènes.

- **Analyses réalisées par Mme Remaci (en 2013).**
- **Formules structurales réalisées par nous-mêmes.**

Annexes

	40	33	28	61
SiO₂	0,78	0,1088	0,091	0,14
Al₂O₃	1,75	1,5821	1,9	1,3
TiO₂	20,08	17,5559	16,84	24,26
FeO	70,3	73,595	73,42	67,54
MnO	0,23	0,1843	0,16	1,37
MgO	0,68	0,3318	0,46	0
CaO	0,08	0,0281	0,12	0,17
Cr₂O₃	0,1	0,1218	0,09	0,01
Na₂O	0	0,0293	0,02	0
K₂O	0,07	0,0013	0	0,01
TOTAL	94,07	93,5384	93,101	94,8
Al	0,63	0,58	0,69	0,47
Ti	4,63	4,09	3,92	5,63
Fe³⁺	5,62	7,17	7,39	4,18
Cr	0,02	0,03	0,02	0,00
Fe²⁺	12,42	11,87	11,63	13,25
Mg	0,31	0,15	0,21	0,00
Mn	0,06	0,05	0,04	0,36
FeO	48,40	45,88	44,90	51,34
Fe₂O₃	24,34	30,80	31,70	18,00
%Magnétite	89,5327246	92,2005528	91,1697988	89,7920281
%Hercynite	10,080839	7,4164222	8,55824861	10,1555661
%Chromite	0,38643636	0,38302503	0,27195256	0,05240589

Tableau 3 : Composition chimique et formules structurales des minéraux opaques

- **Analyses réalisées par Mme Remaci (en 2013).**
- **Formules structurales réalisées par nous-mêmes.**

Annexes

	Zr3	Zr1	Zr4	Zr5	Zr6	Zr7	Zr8	Zr9	Zr10
SiO₂	53,36	53,38	51,75	52,32	50,75	51,45	52,65	52,8	50,52
Al₂O₃	14,53	14,61	14,02	13,54	13,51	13,82	14,42	13,85	12,77
Fe₂O₃	10,56	10,19	10,87	10,55	10,56	10,8	10,53	10,76	13,89
MnO	0,11	0,1	0,17	0,15	0,13	0,14	0,11	0,11	0,1
MgO	5,10	5,09	7,01	6,95	7,73	7,16	5,28	6,24	5,04
CaO	8,60	8,59	10,32	9,81	10,07	10,09	8,9	8,78	5,64
Na₂O	2,45	2,41	2,86	2,19	2,04	2,12	2,39	2,29	2,07
K₂O	1,28	1,37	0,77	1,14	0,97	1	1,25	1,26	3,01
TiO₂	1,61	1,59	1,36	1,43	1,37	1,41	1,54	1,37	2,11
P₂O₅	0,20	0,21	0,17	0,2	0,17	0,16	0,2	0,18	0,27
L.O.I.	1,70	1,24	0,37	0,9	1,45	0,98	1,6	1,24	2,88
Total	99,50	99,85	100,16	99,99	99,91	99,78	100,02	99,73	99,44
Y	27,1	26,1	25,4	28,5	24,8	23,9	23,8	26,8	32,4
Sr	268,1	266,7	252,9	244,6	235,8	246	251,8	262,6	267,9
Rb	34,7	31,3	13,1	36,3	31,4	31,9	31	34	49,4
Zr	158,2	147,5	128,3	155,4	129,9	127,6	130,4	152,5	204
Nb	13,6	12,7	9,7	12,4	11,2	12,4	10,9	12,6	17,2
Ga	20,1	19,5	19,2	19,9	18,5	19,3	18	20,4	21,4
Pb	7,3	5,5	5,4	5,5	3,9	6	5,5	4,7	7,9
Cu	66,4	59,1	79,1	15,7	76,4	30	58,8	60,7	80,7
Ni	51,8	47,5	99	89,6	106,5	94,5	78,8	51,7	25,9
Co	32,2	30,3	43,3	43,5	44,7	44,5	35,3	35,1	33
Cr	189,1	181	296,6	331,4	372,3	338,9	292,8	216,9	12
V	246,8	236,3	269	240,4	243,4	247	217,2	276,7	281,6
Ba	285,8	246,6	229,9	287,3	259,6	252,9	220,4	264,7	570,4
Sc	36,5	39,6	32	32,5	31,5	30,6	31,2	35,3	35,2

Tableau 4: Compositions chimiques des éléments majeurs et traces des roches basiques de Zérigat.

Annexes

	zr3	zr1	zr04	zr05	zr06	zr07	zr08	zr09	zr10
Q	6,67	6,83	0	3,6	1,79	2,51	5,79	5,15	2,72
Or	7,73	8,3	4,6	6,85	5,89	6,03	7,6	7,63	18,64
Ab	21,2	20,9	24,37	18,85	17,73	18,3	20,78	19,86	18,4
An	25,43	25,63	23,3	24,16	25,53	25,76	25,63	24,38	17,46
Di	13,94	13,75	22,26	19,69	20,16	19,89	15,22	15,68	8,36
Hy	19,06	18,7	19,19	21,25	23,45	22,16	19,14	21,78	26,42
Mt	2,34	2,25	2,37	2,33	2,35	2,4	2,34	2,38	3,16
Il	3,14	3,1	2,6	2,76	2,67	2,73	3	2,66	4,2
Ap	0,47	0,5	0,39	0,47	0,4	0,38	0,47	0,43	0,66
He	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tableau 5 : Composition normales des roches basiques de Zérigat.

éléments	Zr06	Zr04	Zr10	Zr03
Ce	42,88	39,53	60,53	54,02
Dy	15,15	14,78	17,57	16,18
Er	13,48	11,05	14,23	13,86
Eu	19,73	18,23	24,22	22,31
Gd	19,77	20,15	27,84	21,7
La	55,74	45,1	65,58	67,97
Nd	33,1	28,97	42,25	37,45
Sm	27,03	25,33	34,92	29,54
Tm	13,58	12,96	16,66	13,27
Yb	11,1	11,05	14,69	12,58
La/Yb	5,02	4,08	4,46	5,4

Tableau 6 : Compositions chimiques des Terres Rares normalisées par rapport aux les chondrites de Boyton(1984) des roches basiques de Zérigat

Annexes

élément	Zr3	Zr4	Zr6	Zr10
Rb	54,65	8,32	49,44	77,8
Ba	41,2	33,13	37,41	82,2
Nb	19,1	13,6	15,71	24,12
La	25,15	9,6	14,5	29,6
Ce	24,6	18	19,52	27,55
Sr	12,7	11,98	11,17	12,69
Nd	16,6	12,83	14,67	18,72
Sm	12,77	11,13	11,87	15,34
Eu	9,76	7,98	8,63	10,6
Ti	7,43	6,27	6,32	9,73
Gd	9,43	8,76	8,59	12,09
Dy	7,07	6,45	6,62	7,68
K	42 ,5	25,56	32,2	99,93
Er	6,06	4,83	5,9	6,23
Tm	5,81	5,68	5,95	7,3
Yb	5,33	4,68	4,7	6,23

Tableau 7 : Compositions chimiques des Terres Rares normalisées par rapport au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995)

Élément	Zr03	Zr 04	Zr 06	Zr 10
Ba (ppm)	285,8	229,9	259,6	570,4
Rb	34,7	13,1	31,4	49,4
Sr	268,1	252,9	235,8	267,9
Co	32,2	43,3	44,7	33
Cr	189,1	296,6	372,3	12
Ni	51,8	99	106,5	25,9
V	246,8	269	243,4	281,6
Cu	66,4	79,1	76,4	80,7
Y	27,1	25,4	24,8	32,4
Nb	13,6	9,7	11,2	17,2
Zr	158,2	128,3	129,9	204
La	21.07	13,98	17,28	20,33
Ce	43.65	31,94	34,65	48,91
Nb	22.47	17,38	19,86	25,35
Sm	5.76	4,94	5,27	6,81
Eu	1.64	1,34	1,45	1,78
Gd	5.62	5,22	5,12	7,21
Dy	5.21	4,76	4,88	5,66
Er	2.91	2,32	2,83	2,99
Yb	2.63	2,31	2,32	3,07
Tm	0.43	0,42	0,44	0,54

Tableau 8: Compositions chimiques des éléments traces avec terres rares des roches basiques de Zérigat.

Annexes
