

**N°d'ordre :**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université d'Oran  
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire  
Département de Géologie

***Mémoire***

Présenté pour l'obtention du grade  
Magister en Géologie

Option : **Magmatisme, Géodynamique et Transferts Lithosphériques**

**Thème :**

Géochronologie, pétrologie et géochimie des granites  
migmatiques de la région de Laouni (Hoggar Central)

**Présenté par:**

BOUZIANI Dreffa

**En Cadrer par :**

REMACI N.

ORAN 2015

## ***Remerciements***

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de ce travail.

Mes premiers remerciements vont d'abord à ma directrice de thèse, Madame **N. REMACI** pour son encadrement efficace et généreux, pour la confiance totale qu'elle m'a accordé. Je la remercie vivement pour m'avoir encouragée et soutenue tout au long de la thèse avec patience et disponibilité. Mes remerciements ne pourront jamais être à la hauteur de sa contribution qui est inestimable.

J'adresse mes vifs remerciements à tous les membres de jury :

Je remercie Monsieur **M. ZERKA** de présider ce jury de thèse. Je tiens à lui exprimer mon profond respect et ma reconnaissance pour tout ce qu'il m'a transmis tout au long de mes études en spécialité.

Je tiens également à remercier Messieurs **A. SEDDIKI** et **M. TABLIOUNA** pour avoir accepté d'être examinateurs de ce travail. Vous m'avez fait l'honneur d'accepter de juger cette thèse, veuillez croire en ma profonde reconnaissance.

J'aimerais adresser un remerciement particulier aux professeurs du département de géologie, de la faculté des sciences de la Terre et de l'Univers, pour leur contribution à ma formation.

Enfin, une thèse n'aboutit que grâce au soutien de l'entourage personnel. Un grand merci à mon ami **H. HASSINI** pour son aide qu'il m'a offerte pour l'utilisation du programme GCD kit et son encouragement durant cette thèse. Merci à mes ami(e)s et collègues pour leurs encouragements.

# Liste des figures

## Introduction

- Figure.1** : Les sites géotectoniques favorisant la production des granitoïdes orogéniques et anorogéniques (Winter, 2001).....1
- Figure.2** : classification chimique selon la saturation en alumine basé sur les proportions molaires de  $Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$  (A/CNK) d'après Shand (1927). La paragenèse minérale observée dans ces roches. D'après Clarke (1992).....2

## Chapitre I

- Figure.I-1** : Carte géologique simplifiée de l'Afrique du Nord-Ouest montrant les principaux domaines géologiques de l'Algérie et la position du bouclier Touareg serré entre les deux cratons ouest africain et est africain (Belhaï, 1996).....7
- Figure.I-2** : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (d'après Caby et al., 1981, modifié par Boullier et al., 1991).  
*1 : Hoggar Oriental; 2 : Hoggar central et Air ; 3 : Hoggar occidentale ; 4 : Môle granulitique d'In Ouzzal et des Iforas ; 5 : Nappes du Grouma et du Timertine ; 6 : Craton ouest africain ; 7 : Failles.....10*
- Figure.I-3** : Carte des terranes du Bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994, in Liégeois et al., 2003).  
*Flèches pleines: direction du mouvement. De l'Est vers l'Ouest, les 23 terranes sont : Dj : Djanet, Ed : Edembo, Ao : Aouzegueur, Ba : Barghot, As-Is : Assodé-Issalane, Tch : Tchilit, Ta : Tazat, Se : Serouenout, Eg-Al : Egéré-Aleksod, Az : Azou-n-fad, Te : Tefedest , La : Laouni, Isk : Iskel, It : In Tedeini, Za : Tin Zaouatene, Tir : Tirek, Ah : Ahnet, Ou : In Ouzzal, Uni : Unité granulitique des Ifores, Tas : Tassendjanet, Ki : Kidal, Til : Tilemsi, Tim : Timétrine.....14*
- Figure.I-4** : Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).  
*La : Laouni ; Te : Tefedest ; Eg-Al : Egéré-Aleksod ; Az : Azrou-n-Fad ; Se : Sérouenout ; Isk : Iskel.....17*
- Figure.I-5** : Contexte géologique du granite migmatitique (Cottin et al., 1998, modifiée par Benharrat et Benlaoubi., 2010).....19

## Chapitre II

- Figure.II-1** : Principe du diagramme isochrone illustré pour le radiochronomètre Rb-Sr (in Vidal, 1994).....25
- Figure.II-2** : Histogramme des rapports isotopiques mesurés dans les MORB, les granulites et granitoïdes de la croûte continentale d'après Allègre (2005) .....27
- Figure.II-3** : Diagramme isochrone  $^{87}Rb/^{86}Sr_m$  en fonction de  $^{87}Sr/^{86}Sr_m$  du granite migmatitiques de Laouni.....32

## Chapitre III

<b>Figure.III-1</b> : Position du granite migmatitique dans le diagramme triangulaire QAP de Streckeisen (1976), modifié par Le Maitre (1989) .....	38
---	----

### Chapitre IV

<b>Figure.IV-1</b> : Positions des plagioclases dans le diagramme triangulaire Albite-Orthose-Anorthite.....	51
<b>Figure.IV-2</b> : Positions des biotites de granite migmatitique dans le diagramme XFe vs Al <sup>IV</sup> de Deer et al., (1983).....	52
<b>Figure.IV-3</b> : Diagramme triangulaire 10*TiO <sub>2</sub> -FeO-MgO des biotites primaire et secondaire (Nachit et al., 1985).....	53
<b>Figure.IV-4</b> : Position des biotites dans le diagramme de composition chimique en fonction des paragenèses (Nockolds, 1947). <i>I : Biotites en équilibre avec la muscovite II : Biotites seules III : Biotites en équilibre avec l'amphibole IV : Biotites en équilibre avec le pyroxène et/ou l'olivine.....</i>	55
<b>Figure.IV-5</b> : Distribution des biotites dans le diagramme Mg-Al <sub>Total</sub> (Nachit et al., 1985)...	56
<b>Figure.IV-6</b> : Points représentatifs des biotites dans le diagramme de Abdel-Rahman (1994) .....	56
<b>Figure.IV-7</b> : Muscovite du granite migmatitique dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al.1981 .....	57
<b>Figure.IV-8</b> : La position des minéraux opaques dans le diagramme triangulaire TiO <sub>2</sub> -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -FeO (Deer et al., 1992).....	59
<b>Figure.IV-9</b> : Diagramme Ti vs Al <sup>VI</sup> d'après Schreurs, (1985) dans lequel sont projetées nos analyses de biotite du granite migmatitique.....	62

### Chapitre V

<b>Figure.V-1</b> : Répartition des oxydes en fonction de SiO <sub>2</sub> de granite migmatitique dans les diagrammes de type Harker (1909).....	67
<b>Figure.V-2</b> : Analyses chimiques de granite migmatitique reportées sur le diagramme de classification normative d'O'Connor (1965). <i>Condition : quartz normatif ≥10%.....</i>	68
<b>Figure.V-3</b> : Le granite migmatitique dans le diagramme TAS alcalins vs silice. D'après Cox et al. (1979), adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989).	

*La courbe en trait gras de couleur bleu limite les domaines des roches alcalines et sub-alcalines. Les traits discontinus délimitent des champs en fonction de l'acidité des roches.....69*

**Figure.V-4 :** Le diagramme R1-R2 de De La Roche et al. (1980).  $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .....70

**Figure. V- 5:** Projection de granite migmatitique dans le diagramme de Shand (1943) A/CNK vs A/NK (Maniar & Piccoli, 1989).....71

**Figure.V-6 :** Granite migmatitique dans l'espace A-B de Debon & Le Fort (1988).  $A = Al - (K+Na+2Ca)$  ;  $B = Fe+Mg+Ti$ .

*La partie supérieure du diagramme ( $A > 0$ ) correspond au domaine des roches peralumineuses, la partie inférieure du diagramme ( $A < 0$ ) correspond au domaine des roches métalumineuses. Trois grands types d'associations magmatiques: cafémique (CAFEM), alumino-cafémique (ALCAF) et alumineuse (ALUM).....72*

**Figure.V-7 :** Position du granite de Laouni dans le diagramme  $Na_2O-K_2O$  distinguant entre les granites S et I de Chappell et White (1983).....73

**Figure. V-8 :** Position des faciès granitiques dans le diagramme de Frost et al. (2001).....74

**Figure. V- 9:** Diagramme MALI (Frost et al., 2001).

*I. Granitoïdes alcalins, II. Granitoïdes alcali-calciques, III. Granitoïdes calco-alcalins, IV. Granitoïdes calciques.....74*

**Figure. V-10 :** Répartition des analyses chimiques de granite migmatitique dans les diagrammes éléments traces (en ppm) vs  $SiO_2$  (%) de type Harker (1909).....76

**Figure. V-11 :** Spectres des Terres Rares du granite migmatitique. Normalisation par rapport aux chondrites de Nakamura (1974).....78

**Figure.V-12 :** Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun and Me Donough, 1989).....79

**Figure. V-13 :** Projection des compositions de granite migmatitique sur le diagramme R1-R2 de Batchelor et Bowden (1985).  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ,  $R2=6Ca+2Mg+Al$ .

*1. Anorogénique, 2. Tardi-orogénique, 3. Post-collision, 4. Soulèvement pré-orogénique, 5. Source mantellique, 6. Syn-collision. 7. Post-orogénique.....80*

**Fig.V-14 et 15 :** La position du granite migmatitique dans les diagrammes géotectoniques discriminants Y vs  $SiO_2$  et Nb vs Y de Pearce et al., 1984.

*ORG : granitoïdes des rides océaniques, VAG : granitoïdes d'arc volcaniques, WPG : granitoïdes intraplaques et syn-COLG : granitoïdes syn-collision.....82*

**Figure V-16 :** Position des analyses dans le diagramme  $\epsilon\text{Nd}$  en fonction  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  établi par White, 1997.....84

## **Liste des photographies**

### **Chapitre I**

**Photos I-1 et 2 :** L'équipe Laouni sur les marbres (cipolins) protérozoïques, en direction vers la région de Laouni (Hoggar central).....12

**Photo I-3 :** Vue d'ensemble d'un pluton faisant partie des granitoïdes calco-alcalins panafricains (630-600 Ma).....21

**Photo I-4 :** Aspect macroscopique de ce pluton monzogranitique à texture grenue porphyroïde (mégacristaux de feldspath).....21

### **Chapitre III**

**Photo III-1 :** Vue panoramique du granite migmatitique de Laouni.....34

**Photos III-2,3 et 4 :** Différents affleurements du granite à aspect migmatitique.....36

**Photo III-5 :** LPNA et LPA: Plage déformé, ovoïde de quartz (œil de quartz) entouré d'un liséré biotitique.....39

**Photos III-6 et 7 :** Bourgeons de myrmékite au contact du FK et la texture graphique (symplectite entre Quartz et FK).....40

**Photos III-8 et 9 :** Grandes tablettes de plagioclase avec un cœur séricitisé et des cristaux de quartz à extinction onduleuse.....41

**Photo III-10 :** Mégacristal de FK étiré, cassé ; il est maclé Carlsbad et légèrement perthitique.....42

**Photos III-11 et 12 :** lamelles de biotite regroupées en amas et inclusion de biotite (avec son halo pléochroïque) dans le FK légèrement perthitique.....43

**Photo III-13 :** Muscovitisation du feldspath potassique.....44

**Photos III-14, 15 et 16 :** Granite migmatitique riche en zircon, apatite et monazite.....46

# Liste des tableaux

## Introduction

**Tableau.1** : Classification des granitoïdes de type I et S (Chappell et White, 1974).....3

## Chapitre II

**Tableau.I-1** : Abondances de Rb et Sr dans les principaux types de roches magmatiques en ppm (d'après Vidal P. 1998).....24

**Tableau.II-2** : Abondances de Sm et Nd dans les divers réservoirs et roches (d'après DePaolo, 1988, *in* Vidal, 1994).....28

**Tableau.II-3** : Compositions isotopiques mesurées Rb-Sr du granite migmatitique de la région de Laouni.....31

## Chapitre III

**Tableau.III-1** : Compositions modales du granite migmatitique. *Minéraux accessoires : zircon, apatite, monazite et minéraux opaques*.....37

## Chapitre IV

**Tableau.IV-1** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 8 oxygènes) des plagioclases.....50

**Tableau.IV-5** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 22 Oxygènes) des biotites.....54

**Tableau.IV-3** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 11 oxygènes) des muscovites.....58

**Tableau.IV-4** : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés..... 60

**Tableau.IV-5** : Le géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).....63

## Chapitre V

**Tableau.V-1** : Analyses chimiques des roches totales: éléments majeurs exprimées en poids, en % et les calculs de la norme CIPW.....66

**Tableau.V-2**: Analyses chimiques des roches totales: les éléments en traces exprimés en ppm.....71

**Tableau V-3** : Analyses chimiques des terres rares exprimées en ppm. Normalisation par rapport aux chondrites de Nakamura (1974).....77

**Tableau.V-4** : Compositions isotopiques Rb-Sr du granite migmatitique. Toutes les données sont calculées pour un âge de 2.15 Ga.....83

**Tableau.V-5** : Compositions isotopiques Sm-Nd du granite migmatitique. Toutes les données sont calculées pour un âge de 2.15 Ga.....83

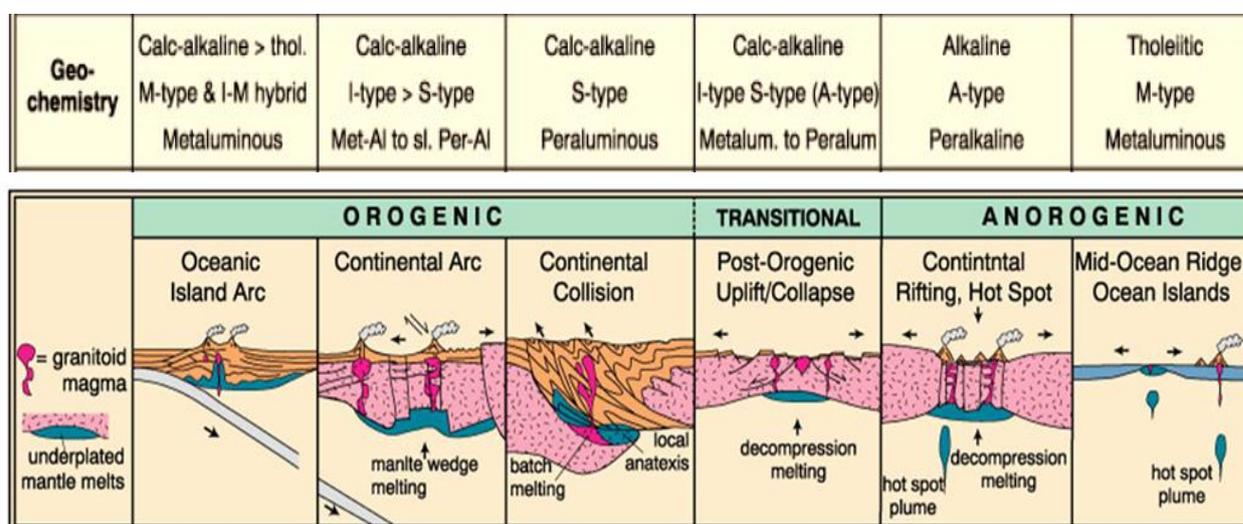
## INTRODUCTION

Formant l'essentiel des boucliers précambriens et des chaînes plus récentes, les granitoïdes ou les granites au sens large du mot présentent des bons marqueurs géologiques. Ils sont de deux types, des granitoïdes orogéniques et des granitoïdes anorogéniques. A l'exception de ces derniers, qui sont en faible volume, les granitoïdes orogéniques témoignent d'une importante activité orogénique (tectonique).

Deux mécanismes principaux favorisent leur production: la subduction (ex : les Andes) et la collision ou le surépaississement crustal (ex : l'Himalaya), qui sont le fruit de la convergence des plaques (Autran et Cogné, 1980 ; Bard et al., 1980, *in* Georget, 1986) (**fig.1**).

Les premiers sont des granitoïdes métalumineux, caractérisés minéralogiquement par la présence de l'amphibole et par la présence des enclaves basiques (Didier, 1973 ; Didier et Barbarin, 1992 ; Azzouni-Sekkal, 1989 ; Barbarin, 1999 ; Remaci-Bénaouda, 2005). Ce sont des granitoïdes de type I (Chappell et White, 1974), issus de la fusion de manteau avec un certain apport de la contamination crustal.

Les deuxièmes sont des granitoïdes peralumineux : des leucogranites et des granites dits d'anatexie. Représentant le type S de la classification de Chappell et White (1974), ces granitoïdes se caractérisent par la présence des xénolithes sédimentaires et par une origine purement crustale.



**Fig. 1 :** Les sites géotectoniques favorisant la production des granitoïdes orogéniques et anorogéniques (Winter, 2001).

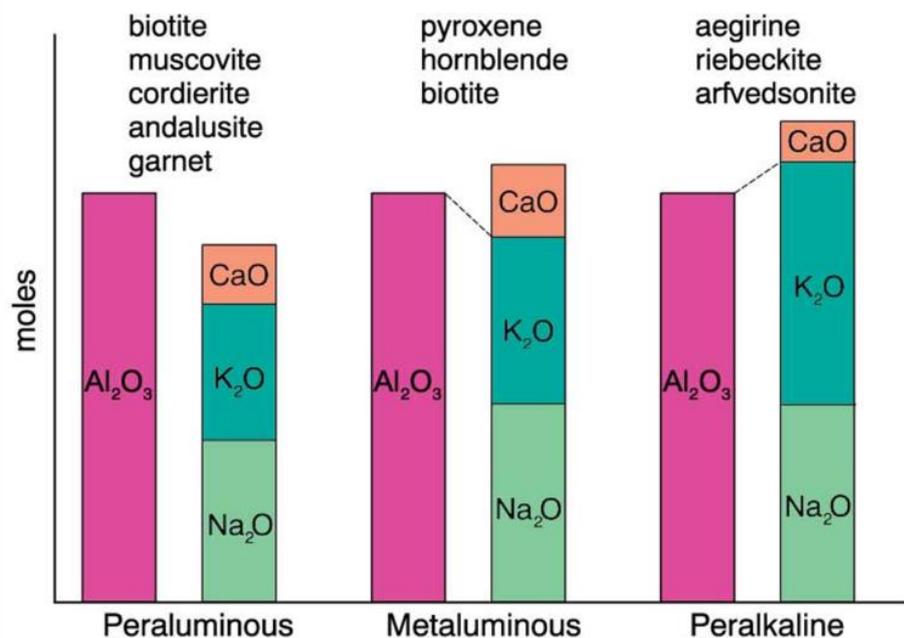
## INTRODUCTION

Les granitoïdes orogéniques sont caractérisés par une grande diversité. De nombreuses typologies ont été proposées pour classer ces granitoïdes, basées sur : les variations chimiques (Shand, 1927 ; De La Roche, 1980 ; De La Roche et al., 1980 ; Debon et Le Fort, 1983), la nature des enclaves (Didier et al., 1982), la minéralogie (Rossi et Chèvremont, 1987), ou sur la combinaison de ces différents paramètres (Didier et Lameyre, 1969 ; Chappel et White, 1974 ; Stussi, 1989 ; Barbarin, 1999).

La nature des enclaves donnent d'importantes informations sur l'origine et la nature des magmas granitiques (Didier et al., 1982). Dans un granite, la présence des enclaves surmicacées (restites) est une preuve de la participation de la croûte continentale à la genèse de son magma, tandis que, la présence des enclaves microgrenues sombres est une preuve de contribution mantellique. La présence des deux types d'enclaves dans le même granite indique une origine mixte pour le granite.

La classification chimique a été introduite par Shand en 1927. Il a proposé un indice de saturation en alumine (ASI), en se basant sur les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  exprimées en moles, on distingue (fig.2):

- Des roches sursaturées en aluminium (Al) dite peralumineuse:  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) > 1,1$
- Des roches saturées en Al dite métalumineuse:  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \approx 1,0$
- Des roches sous-saturées en Al dite peralkaline:  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \ll 1,0$



**Fig. 2 :** Classification chimique selon la saturation en alumine basé sur les proportions molaires de  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (A/CNK) d'après Shand (1927).  
La paragenèse minérale observée dans ces roches. D'après Clarke (1992).

## INTRODUCTION

Chapell et White (1974) ont proposé la classification des granites en type « S » et en type « I ». Cette classification est la plus utilisée, elle est basée sur la nature de la source d'où provient le granite : Les granites de type S sont issus de l'anatexie d'un matériau crustal sédimentaire, tandis que ceux de type I résultent de la fusion partielle d'un matériau ignée. Les grandes différences entre ces deux types mises au point par ces deux auteurs et d'autres sont mentionnées dans le **tableau.1**. Une autre classification génétique basée sur la peraluminosité du magma et le degré d'oxydation est également proposée par Ishihara (1977) pour classer les granites en deux séries : une série à ilménite et une série à magnétite.

Granite de type I	Granite de type S
<ul style="list-style-type: none"><li>• Depuis les termes gabbros dioritiques jusqu'à des granitoïdes (<math>\text{SiO}_2=54-77\%</math>)</li><li>• Sodium est relativement élevé, <math>\text{Na}_2\text{O}_3 &gt; 3,2\%</math></li><li>• Présence de magnétite et d'ilménite</li><li>• <math>\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})(\text{mol.}) &lt; 1,1</math></li><li>• Corindon normative <math>&lt; 1\%</math> ou diopside normative</li><li>• Minéralisation à cuivre et molybdène</li><li>• Enclaves magmatiques microgrenues basiques</li><li>• Fugacité d'oxygène élevé</li><li>• <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} &lt; 0,705</math></li><li>• <math>\epsilon\text{Nd}</math> varie entre +3,5 et -8,9</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Roches leucocrates et acides (<math>\text{SiO}_2=64-77\%</math>)</li><li>• Sodium relativement faible, <math>\text{Na}_2\text{O}_3 &lt; 3,2\%</math> avec approximativement 5% de <math>\text{K}_2\text{O}</math></li><li>• Présence d'ilménite et absence de magnétite</li><li>• <math>\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})(\text{mol.}) &gt; 1,1</math></li><li>• Corindon normatif <math>&gt; 1\%</math></li><li>• Minéralisation à étain et tungstène</li><li>• Enclaves micacées et xénolithes métasédimentaires ou ignées</li><li>• Fugacité d'oxygène faible</li><li>• <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} &gt; 0,707</math></li><li>• <math>\epsilon\text{Nd}</math> varie entre -5,8 et -8,8</li></ul>

**Tableau.1.** Classification des granitoïdes de type I et de type S. D'après Chappell et White, 1974.

Pendant l'orogénèse panafricaine, le bouclier Touareg rentre dans un contexte de collision entre deux blocs crustaux : le craton ouest-africain et la zone mobile targui (Black et al., 1979). Cette évolution orogénique a eu pour conséquence une importante activité plutonique conduisant à la mise en place de nombreux massifs de granitoïdes panafricains.

Des panneaux reliques de roches métamorphiques, pluri-kilométriques à métriques, affleurent dans la masse granitique panafricaine. Elles sont datées du Protérozoïque et

comprennent des granulites à grenat et cordiérite, des métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres (Guiraud et al., 1996 ; Cottin *et al.*, 1998). Parmi ces panneaux reliques, se situe le granite étudié. A aspect migmatitique, proche ou encaissant des intrusions basiques-ultrabasiques, ce granite fait partie du La région de Laouni, qui est caractérisée par l'abondance de granites (les granites constituent plus de 70% de la surface des affleurements, Cottin *et al.*, 1990). L'abondance des granites fait de la région de Laouni un terrain d'étude privilégié, mais également une zone particulièrement complexe.

### **Objectifs de l'étude et plan de travail**

Le présent travail porte sur ce granite d'âge protérozoïque qui affleure sur de grandes étendues et qui est essentiellement l'encaissant des granites calco-alcalins panafricains ou à certains endroits l'encaissant des intrusions basiques et ultrabasiques de la région de Laouni.

Ce granite faisant partie du socle ancien, déformé et plissé va nous permettre de :

- mener une étude géochronologique par la méthode Rb-Sr afin de préciser son âge,
- dégager les principales caractéristiques pétrologiques (pétrographie des roches et chimie des phases minérales),
- estimer les conditions de cristallisation des minéraux et la mise en place du granite,
- caractériser son l'affinité géochimique par le biais des éléments majeurs et traces,
- identifier sa source (crustale, mantellique ou mixte) grâce aux traceurs isotopiques (Sr-Nd) et le placer dans un contexte géotectonique.

Pour atteindre ces objectifs, plusieurs méthodes ont été employées :

- une mission de terrain d'une dizaine de jours a été menée dans le Hoggar central, depuis Tamanrasset jusqu'à Laouni. Un échantillonnage a été réalisé sur ce granite,
- des lames minces sont confectionnées à partir des échantillons récoltés sur le terrain et étudiées en microscopie,
- une étude minéralogique détaillée est menée par Mme N .Remaci, sur différentes lames minces, afin de retrouver les compositions chimiques des différentes phases minérales du granite. Elle est réalisée sur une microsonde CAMECA SX 100 de l'université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand avec des conditions analytiques de 15 kV, 15 nA et 10s,
- une étude géochimique à partir des majeurs, traces et terres rares sur roches totales par fluorescence de rayons X et Spectrométrie d'émission à source d'excitation plasma (ICP-AES) à l'école des Mines de Saint-Etienne,
- une étude isotopique Rb-Sr et Sm-Nd menée au spectromètre de masse du laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire de l'université de Toulouse III Paul Sabatier.

## ***INTRODUCTION***

---

Ce mémoire débute par une introduction sur les granitoïdes, puis suivent cinq chapitres et une conclusion.

**I- Géologie de l'Algérie, aperçu général**

L'Algérie est limitée au Nord par la Méditerranée, à l'Ouest par le Maroc, au Sud-Ouest par la Mauritanie, à l'Est par la Tunisie et la Libye et au Sud par le Mali et le Niger. Elle est subdivisée en deux grands domaines structuraux, séparés par la flexure sud-atlasique qui est un énorme accident d'échelle continentale (**fig.I-1**) :

**I-1- L'Algérie alpine**

Le Nord de l'Algérie fait partie de la chaîne alpine des Maghrébides. Du Nord vers le Sud, il comprend deux grands édifices structuraux :

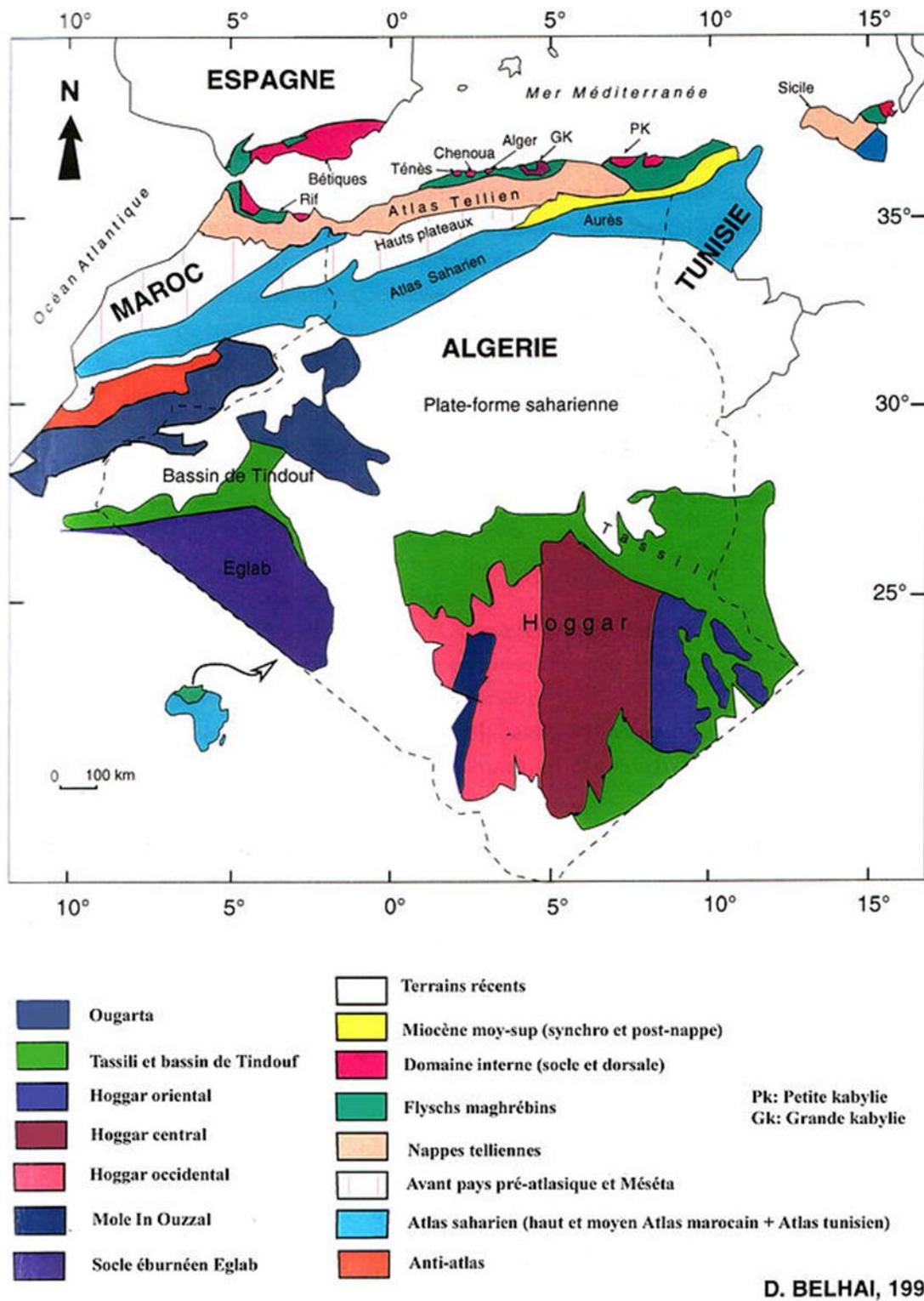
- Au Nord le Tell, caractérisé par deux unités structurales: (i) Les kabyliques (zones internes) sont composées par un socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque (principalement des gneiss) et du paléozoïque supérieur non métamorphique, localement recouvert en discordance par une série des molasses Oligo-Miocène et une dorsale kabyle d'âge mésozoïque, appelée également la chaîne calcaire liasique. (ii) Les zones externes comprennent des nappes de flyschs, formées de conglomérats, ainsi que d'autres matériaux détritiques et des nappes telliennes, principalement composées de marnes d'âge triasique à néogène.

- Au Sud, l'Atlas Saharien, qui est séparé de la plate-forme saharienne au Sud par le front sud-atlasique et du Tell au Nord par les Hauts Plateaux (l'équivalent de la Meseta marocaine en Algérie). Il est divisé en deux parties : l'Atlas Saharien et les Aurès et il est formé par des unités autochtones.

**I-2- La plate-forme saharienne**

Ce domaine relativement stable depuis la fin de l'orogénèse panafricaine (depuis environ 550Ma) est constitué par un socle précambrien, recouvert en discordance par une puissante couverture sédimentaire phanérozoïque, quasiment pas déformé appelé la plate-forme saharienne, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes. Il comprend deux domaines bien distincts :

- Les massifs Yetti et Eglab d'âge paléo-protérozoïque (la partie orientale de la dorsale Reguibat) faisant partie du Bouclier Ouest-Africain, qui est un domaine stable depuis deux milliards d'années (Bessoles, 1977). Les Massifs Yetti et Eglab sont formés par des séries volcan-sédimentaires et par des manifestations magmatiques très abondantes. Le domaine Yetti à l'Ouest et le domaine Eglab à l'Est, sont séparés par la zone de la jointure Yetti-Eglab (Sabaté, 1973).



**Fig.I-1** : Carte géologique simplifiée de l'Afrique du Nord-Ouest montrant les principaux domaines géologiques de l'Algérie et la position du bouclier Touareg serré entre les deux cratons ouest africain et est africain (Belhaï et al., 1996)

- Le massif cristallin du Hoggar, qui affleure dans les parties centrale et orientale du Sahara algérien est une vaste boutonnière précambrienne (Caby et al., 1978). Il s'étend sur 1000Km d'Est en Ouest et sur 700Km du Nord au Sud, avec une superficie d'environ 556000Km<sup>2</sup>. Il se prolonge au Sud-Est par le massif de l'Air et au Sud-Ouest par le massif de l'Adrar des Iforas. L'ensemble forme le bouclier Touareg, qui est un domaine stable depuis 550Ma.

### **I-3-Le Bouclier Touareg**

Situé à l'Ouest de craton Ouest-Africain, le bouclier Touareg fait partie de la chaîne trans-saharienne (Cahen et al., 1984, in Cheilletz et al., 1992), qui est un immense domaine construit pendant l'orogénèse panafricaine (Black et al., 1994; Liégeois et al., 1994). Il s'étend sur près de 556.000Km<sup>2</sup>. En Algérie, le Hoggar est la partie la plus importante du bouclier Touareg ; l'Adrar des Iforas, au Mali et l'Air, au Niger sont ses extrémités SW et SE. Il offre à l'affleurement une grande diversité de roches essentiellement précambriennes (archéens, éburnéens et panafricains), recouverts au Nord, au Sud et à l'Est, en discordance par la couverture sédimentaire paléozoïque de Tassilis et à l'Ouest par les formations mésozoïques et quaternaires de Tanezrouft.

D'un point de vue structural, le bouclier Touareg est caractérisé par de grands décrochements orientés N-S d'échelle continentale (Caby, 1968), qui lui confèrent un aspect morcelé (**fig.I-2**). Le jeu de ces accidents est essentiellement panafricain. Ils ont contrôlé le développement de nombreux bassins sédimentaires phanérozoïques (Rognon, 1967 ; Beuf et al, 1968 ; Ball, 1980) ainsi que le volcanisme tertiaire et quaternaire (Girod, 1971 ; Black et al, 1985 ; Dautria, 1988 ; Liégeois et al, 2005).

Les deux accidents majeurs subméridiens : l'accident 4°50' et l'accident 8°30' ont permis de subdiviser le bouclier Touareg en trois grands domaines structuraux différents, qui sont de l'Ouest vers l'Est : le Hoggar occidental, le Hoggar central polycyclique , le Hoggar oriental (Bertrand et Caby, 1978). Une telle disposition résulte d'une compression Est-Ouest extrême durant le panafricain (600Ma) du bouclier Touareg par deux plaques rigides : le Craton Ouest Africain (COA) et le Craton Est Africain (CEA) (Bertrand et Caby, 1978 ; Black et al., 1979).

- **Le Hoggar occidental** ou la chaîne pharusienne est limité à l'Est par le Craton Ouest-Africain et à l'Ouest, il est séparé du Hoggar central par l'accident subméridien 4°50'. Cette chaîne est constituée par deux rameaux d'âge protérozoïque supérieur (le rameau occidental et le rameau oriental, Caby, 1970 ; Black, 1978), séparés par le môle granulitique

d'In Ouzzal, lequel est formé par des formations d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur, structurées et métamorphisées durant le cycle éburnéen (Ouzegane et al., 2003) ;

➤ **Le rameau occidental** : il est formé par les blocks : Ahnet (Ah), In Ouzzal (Ou), Unité granulitique d'Ifores (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilensi (Til) et Tinetrine (Tin).

➤ **Le rameau oriental ou fossé pharusien** : il comprend les blocks : Tirek(Tir), Tin Zaouatene (Za), In Teidini (It) et Iskel (Isk).

D'un point de vue lithologique, le Hoggar occidental est constitué essentiellement de séries volcano-sédimentaires d'âge néoprotérozoïque, séparées par la discordance stratigraphique infrapharusienne (Lelubre, 1952 ; Bertrand et al, 1966 ; Caby, 1969). Reposant sur un socle gneissique d'âge paléoprotérozoïque inférieur, ces deux séries sont recoupées un plutonisme orogénique d'âge néo-protérozoïque et recouvertes par une série molassique éocambrienne-cambrienne, nommé la série pourprée.

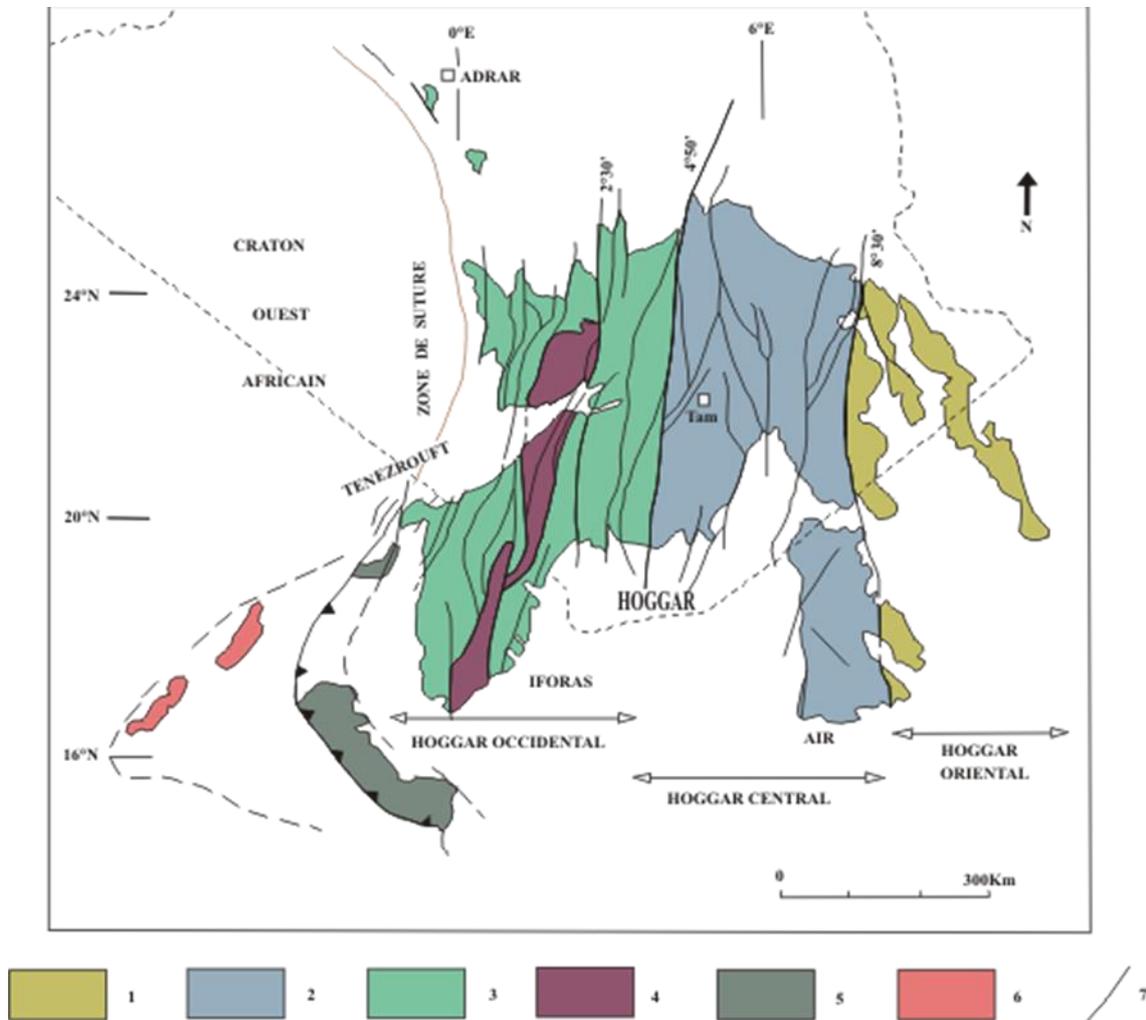
• **Le Hoggar central polycyclique** se situe entre les deux accidents majeurs 4°50' et 8°30'. C'est un domaine très déformé, caractérisé par l'emplacement de grandes quantités de granite et par un métamorphisme de haut degré. Il est formé en grande partie par des formations métasédimentaires (cipolins, quartzites, etc.) (**Photos I-1 et 2**) d'âge archéen à paléoprotérozoïque et par des migmatites et des gneiss pré-panafricains, connues sous le nom « les gneiss suggariens » (Kilian, 1932 ; Lelubre, 1952 ; Liégeois et al. , 2003 et 2013 ; Peucat et al., 2003 ; Bendaoud et al. ,2008), ainsi qu'un matériel volcanique à volcano-sédimentaire faiblement métamorphique d'âge néoprotérozoïque de faible quantité, formant des sillons étroits allongés N-S. Toutes ces formations sont affectées par l'orogénèse panafricaine exprimée par des lentilles éclogitiques et sont largement intrudées par des batholites granitiques syn-orogéniques. L'histoire polycyclique de ce domaine se traduit par la présence des formations éburnéennes et précambriennes, réactivés au cours de l'orogénèse panafricaine (Latouche et Vidal, 1974 ; Bertrand et Caby, 1978 ; Vialette et Vitel, 1981).

Dans l'ensemble, le Hoggar central regroupe deux séries types : ce sont la série de l'Arechoum et la série de l'Aleksod (Bertrand, 1974):

➤**La série de l'Arechoum** : elle est composée d'orthogneiss tonalitiques ou granitiques. Les roches dominantes sont des gneiss gris à grain fin, constitués de quartz, d'oligoclase et de biotite

➤**La série de l'Aleksod** : elle surmonte en discordance majeure la série précédente et elle représente une série métasédimentaire de plate-forme composée de

quartzites, marbres, métapelites et roches volcano-détritiques, le tout associé à un grand volume de roches basiques et de migmatites granodioritiques.



**Fig.I-2 :** Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (d'après Caby et al., 1981, modifié par Boullier et al., 1991).

1 : Hoggar Oriental; 2 : Hoggar central et Air ; 3 : Hoggar occidental ; 4 : Môle granulitique d'In Ouzzal et des Iforas ; 5 : Nappes du Grouma et du Timertine ; 6 : Craton ouest africain ; 7 : Failles.

- **Le Hoggar oriental** se sépare du Hoggar Central par l'accident 8°30', il représente la partie la moins connue du Bouclier Touareg. Il est constitué par : les blocks Aouzeguer, Edembo, Djanet et la chaîne linéaire de Tiririne (Black et al., 1994 ; Liégeois et al., 1994). Cette dernière est constituée par des dépôts détritiques de plus de 6000m (Bertrand et Caby, 1978) à caractères molassiques (des arkoses et des conglomérats) et à caractères orogéniques (faciès flyshoides), recoupés par des sills de dolérites, de microgranodiorites et de microgranites ; tandis que les autres blocks sont essentiellement formés par des granites calco-alcalins syn à post-orogéniques intrusifs dans une séquence métasédimentaire, faiblement métamorphique. Les datations isotopiques par U-Pb sur zircon ont permis de considérer le Hoggar oriental comme un domaine stable à 730Ma (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987), c'est-à-dire qu'il est cratonisé avant la collision entre le craton ouest africain et le bouclier touareg (vers 600 Ma), mais les études récentes sur les granites de Aouzeguer confirment l'existence des granites daté à 590 et 550Ma, leurs mise en place est lié à une phase panafricaine tardive entre 575 et 555Ma (la collision entre le craton de Mourzouk à l'est et le bouclier touareg à l'ouest, appelé épisode mourzoukien) (Fezaa et al., 2010).

Ces trois domaines sont caractérisés par des lithologies, magmatisme et métamorphisme différents, la corrélation entre eux s'effectue grâce au degré de métamorphisme et à la géochronologie (Bertrand et Caby, 1978).

#### **I-4-Structuration en terranes**

Un nouveau modèle a été introduit par Black et al. (1994) pour expliquer la structuration du Hoggar, ce modèle est basé sur le concept des terrains mobiles allochtones (terrane) accolés au cours de l'orogène panafricain. Il considère que le bouclier Touareg est subdivisé en 23 terranes différents d'un point de vue lithologique, magmatique, métamorphique et structural, déplacés le long des grandes zones de cisaillements (**fig.I-3**). Avec une dimension moyenne de plusieurs centaines de km de long, ces terranes correspondent à des terranes archéens et paléoprotérozoïques (Peucat et al., 1996, 2003 ; Bendaoud et al., 2008) bien préservés (le terrane d'In Ouzzal ; Ouzegane et al., 2003), ou réactivés pendant l'orogénèse panafricaine (le microcontinent ou métacraton LATEA ; Liégeois et al., 2003 ; Bendaoud et al., 2008), ainsi que des terranes juvéniles néoprotérozoïques (Caby et al., 1982; Caby and Andreopoulos-Renaud, 1987; Liégeois et al., 1987, 1994; Henry et al., 2009 ; Liégeois et al., 2013).



**Photos I-1 et 2 :** L'équipe Laouni sur les marbres (cipolins) protérozoïques, en direction vers la région de Laouni (Hoggar central).

Ces terranes sont assemblés pendant l'orogénèse panafricaine (750-525 Ma), au cours de deux phases de collision majeurs (Black et al., 1994) :

➤ une phase précoce de collision intense entre les terrains de l'Est du Hoggar et l'Air, avec le Craton Est-Saharien (Métacraton Saharien), entre 750-660 Ma. Cette phase est marquée par l'accrétion des arcs insulaires ; elle est identifiée surtout au niveau de l'Air, où des leucogranites potassiques sont mis en place suite à la fusion partielle de la croûte inférieure (Bertrand et al., 1986; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987; Black et Liégeois.,1993; Liégeois et al., 1994 ; Cottin et al., 1998, Acef et al., 2003).

➤ une phase tardive de collision oblique, vers l'Ouest avec le craton ouest-africain (le craton ouest-africain est un domaine stable depuis 2Ga) (entre 630 et 525Ma). Cette phase est caractérisée par des coulissements tardifs le long des accidents décrochants et par des épisodes de distension accompagnés par la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin fortement potassique, localement accompagné par un magmatisme alcalin à peralcalin et des faciès métamorphiques de haute température (Black et al., 1994, Acef et al., 2003).

### **I-5-Evénements tectono-métamorphiques du bouclier touareg**

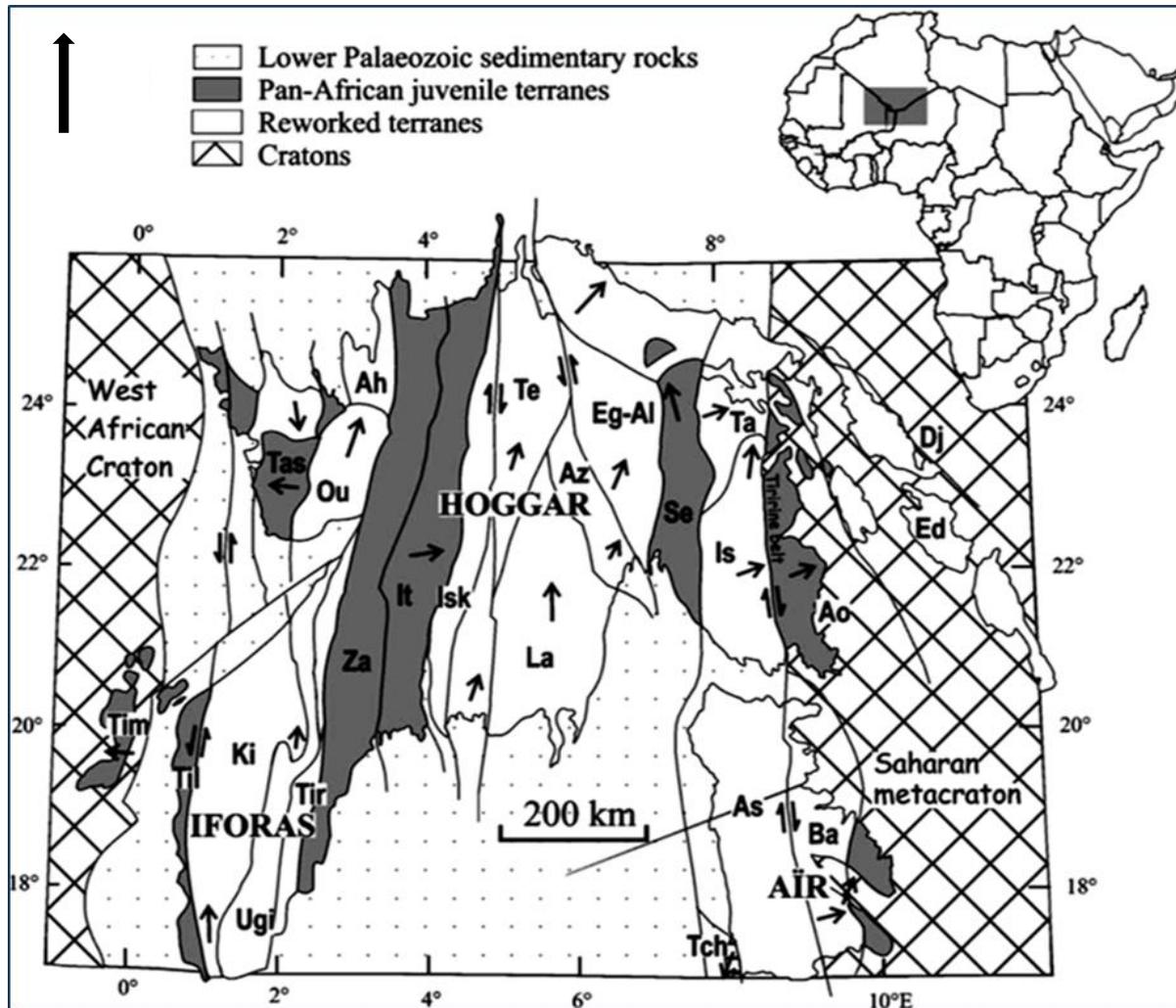
L'histoire du bouclier touareg a enregistré le passage de plusieurs événements orogéniques, qui sont:

➤ Événement très ancien (archéen) daté à 2.86-3.5 Ga (Peucat et al., 1996), correspondant aux roches à facies granulitique daté de 2.99 à 3.30 Ga pour les carbonatites et à 2.86 Ga pour les charnokites dans le mole de l'In-Ouzzal (Hoggar occidental) et à 3.50 Ga pour les métasédiments de la série rouge de Gour Oumelalen (Hoggar central).

➤ Événement éburnéen (birimien) daté à 2 Ga (Allègre et al., 1972 ; Latouche et al.,1974 Bertrand et Lassère, 1976). Il a été reconnu dans le Hoggar occidental : Tassandjanet, mole In-Ouzzal et son prolongement vers le sud Adrar des Iforas (Allegre et Caby ; 1972). Dans le Hoggar central, cet événement a été mis en évidence dans l'Aleksod, dans le Gour Oumelalen (Bertrand et Laser ; 1976, Latouche et Vidal ; 1974, Bertrand et al 1984, Peucat *et al.*, 2003) et dans les régions Tefedest et Tidjenouine (Viallette et Vitel, 1979, Bertrand *et al.*, 1986 ; Bendaoud et al., 2008)).

➤ Événement kibarien, défini avec incertitude (1.13 Ga sur les roche de la série d'Aleksod et 982 Ma sur les roches de la série de Toukhmatine et de Tit-n'Afra).

➤ Événement panafricain entre 800 et 600 Ma (Caby et al., 1981), cet événement majeur est responsable de la structuration actuelle du Hoggar. Ces manifestations tectoniques sont très variables d'un domaine à l'autre du Hoggar.



**Fig.I-3 :** Carte des terranes du Bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994).

*Flèches pleines: direction du mouvement. De l'Est vers l'Ouest, les 23 terranes sont : Dj : Djanet, Ed : Edembo, Ao : Aouzegueur, Ba : Barghot, As-Is : Assodé-Issalane, Tch : Tchilit, Ta : Tazat, Se : Serouenout, Eg-Al : Egéré-Aleksod, Az : Azou-n-fad, Te : Tefedest, La : Laouni, Isk : Iskel, It : In Tedeini, Za : Tin Zaouatene, Tir : Tirek, Ah : Ahnet, Ou : In Ouzzal, Uni : Unité granulitique des Ifores, Tas : Tassendjanet, Ki : Kidal, Til : Tilemsi, Tim : Timétrine.*

**I-6-Le concept de métacraton LATEA**

Selon Black et al. (1994), le Hoggar Central comporte cinq terranes : Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Alksod et Sérouanout. Les similitudes lithologiques et structurales affiliées à l'Eburnéen des quatre premiers terranes et le matériel juvénile constitutif du terrane Sérouanout ont conduit Liégeois et al., (2003 ; 2013) à réinterpréter le Hoggar Central comme un vieux micro-continent archéo-éburnéen, formé par l'assemblage de quatre terranes : Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Alksod, appelé LATEA (le terme LATEA correspond aux initiales des terranes qui le compose; Liégeois et al., 2003 ; Liégeois et al., 2005) (**fig.I-4**).

Le microcontinent LATEA est limité à l'Est par le terrane Sérouanout et à l'Ouest par le terrane Iskel. Leur évolution géologique et géochronologique est caractérisée depuis l'éburnéen jusqu'au panafricain par :

➤ La présence d'un socle archéen à paléoprotérozoïque (+2.7 Ga âge sur zircons, ou 3.3 Ga pour l'âge modèle  $T_{DM}$  Nd ; Peucat et al., 2003), déformé et métamorphisé au cours du cycle éburnéen et partiellement réactivé au cours du cycle panafricain (Latouche et Vidal, 1974; Bertrand et al., 1986, Peucat et al., 2003, Liégeois et al., 2003), des formations volcaniques et volcano-sédimentaires, faiblement métamorphiques d'âge néoprotérozoïque, ainsi que des granitoïdes panafricains. Ces derniers sont très abondants surtout dans le Sud et dans l'Ouest.

➤ L'absence de roches ou des événements d'âge mésoprotérozoïque. C'est une période de cratonisation pour LATEA, qui a acquis une croûte lithosphérique épaisse et rigide (Black and Liégeois, 1993).

➤ Les roches néoprotérozoïques sont des unités océaniques juvéniles (des ophiolites du faciès des schistes verts, des amphibolites à grenat, des gneiss et des éclogites) formant une série métamorphique rétrograde complète. Ces roches ont été métamorphisées dans un contexte de subduction lié au début de l'orogénèse panafricaine. Au cours de cette période, LATEA s'est comporté comme une marge passive et rigide.

➤ La structuration de LATEA en quatre terranes est le résultat de la phase tardive de l'orogénèse panafricaine, suite aux mouvements importants le long des mégashears zones. Cette phase a induit l'emplacement de batholites calco-alcalins riches en potassium (High K CA) le long des shear zones puis l'intrusion de plutons sub-circulaires d'affinité alcaline (Liégeois et al., 2003 ; Acef et al., 2003 ; Abdallah et al., 2007), des plutons Taourirt (Azzouni-Sekkal et al., 2003) ; et des complexes mafiques-ultramafiques comme ceux de Laouni (Cottin, 1998).

L'orogénèse panafricaine au Hoggar Central est caractérisée par deux phases : une phase de collision durant laquelle le Hoggar Central se comporte comme un craton et une phase post-collision marquée par la déstabilisation partielle de ce craton. Le caractère intermédiaire entre un craton stable et un domaine partiellement réactivé pendant l'orogène panafricain ont permis de considérer le Hoggar central comme un métacraton (Liégeois et al., 2003 et 2013).

La phase de collision n'a pas engendré d'épaississement crustal majeur, elle est caractérisée par de grands chevauchements et par des roches métamorphiques de haute pression. Le socle archéen à paléoprotérozoïque est assez bien préservé dans cette région du Hoggar (Liégeois et al., 2003), les études géochronologiques (le géochronomètre Rb-Sr) (Latouche et Vidal, 1974) appliquées sur le socle n'ont pas identifié l'orogénèse panafricaine .

Pendant la phase post-collision, ce microcontinent a été démembré suite à des grands mouvements horizontaux le long de mégacisaillements subméridiens, des batholites et des plutons essentiellement granitiques sont mis en place à la faveur de ces mouvements (Liégeois et al., 2003). Cette phase se termine par la mise en place des granites Taourirt (Boissonnas, 1973 ; Liégeois et al., 2003 ; Azzouni-Sekkal et al., 2003).

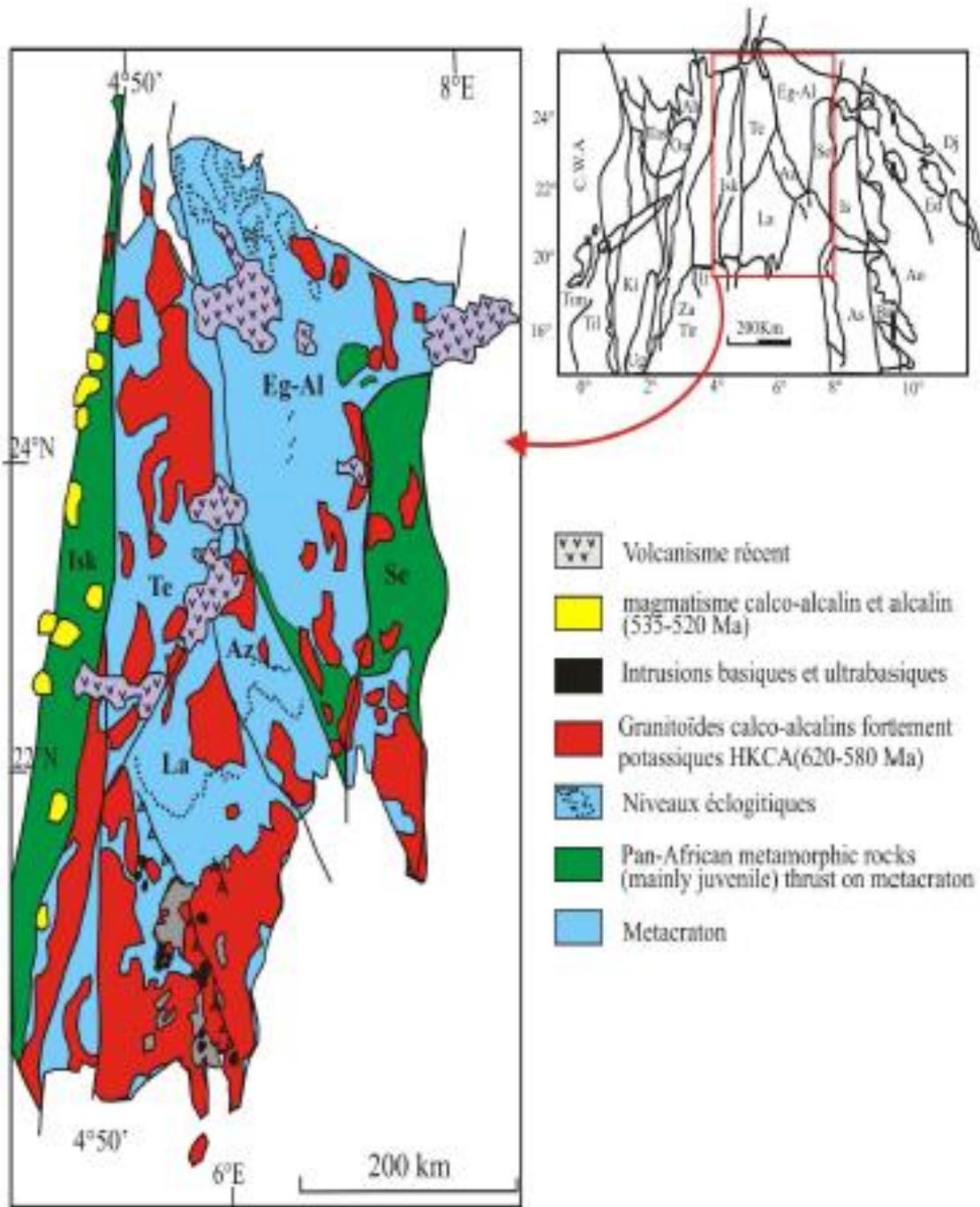
### **I-7-Le magmatisme du Hoggar Central**

Au Hoggar Central, l'activité magmatique est dominée par un plutonisme, essentiellement granitique, très abondant d'âge panafricain et par un volcanisme plus récent, d'âge éocène supérieur à quaternaire (les principaux plateaux volcaniques sont Tahalgha, Atakor, Manzaz, Taharaq et l'Egeré) :

➤ Un magmatisme ancien d'âge éburnéen de faible quantité, le plus souvent associé aux gneiss du socle, très affecté par les événements tectono-métamorphiques ;

➤ Un magmatisme syn-tectonique, qui est nettement prédominant. Il comprend des granitoïdes panafricains d'affinité calco-alkaline fortement potassique (batholites HKCA) datés entre 630 et 600 Ma (Bertrand et al., 1986). Ce sont des gros batholites composés de granodiorites et de monzogranites à biotite rarement à amphibole et biotite;

➤ Un magmatisme tardi à post-tectonique, caractérisé par la mise en place des granitoïdes panafricains tardi à post-orogéniques, dénommé localement les granites Taourirts. Ce sont des petits plutons circulaires à subcirculaires formés de granite à biotite et de granite à amphibole sodique d'affinité alcali-calcique à alcaline (ex. les plutons circulaires de Tihoudaïne et Tisselliline étudiés par Abdellah, 2008). L'emplacement des granites à albite et topaze, entre 535 et 525Ma (Cheilletz et al., 1992) et les complexes granitiques des Taourirts



**Fig.I-4 :** Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).

*La : Laouni ; Te : Tefedest ; Eg-Al : Egéré-Aleksod ; Az : Azrou-n-Fad ; Se : Sérouenout ; Isk : Iskel*

(Azzouni et al., 2003) clôturent les événements magmatiques liés à l'orogénèse panafricaine; Tin Amzi, daté à 580Ma, Bertrand et al., 1986). Ils sont mis en place parallèlement aux surfaces foliées panafricaines (Acef et al., 2003, Liégeois et al., 2003);

➤ Quelques intrusions tholéitiques basiques à ultrabasiques sont également présentes (Cottin et Lorand, 1990 ; Cottin et al., 1998), mais leur âge n'est pas encore précisément établi (600-520 Ma).

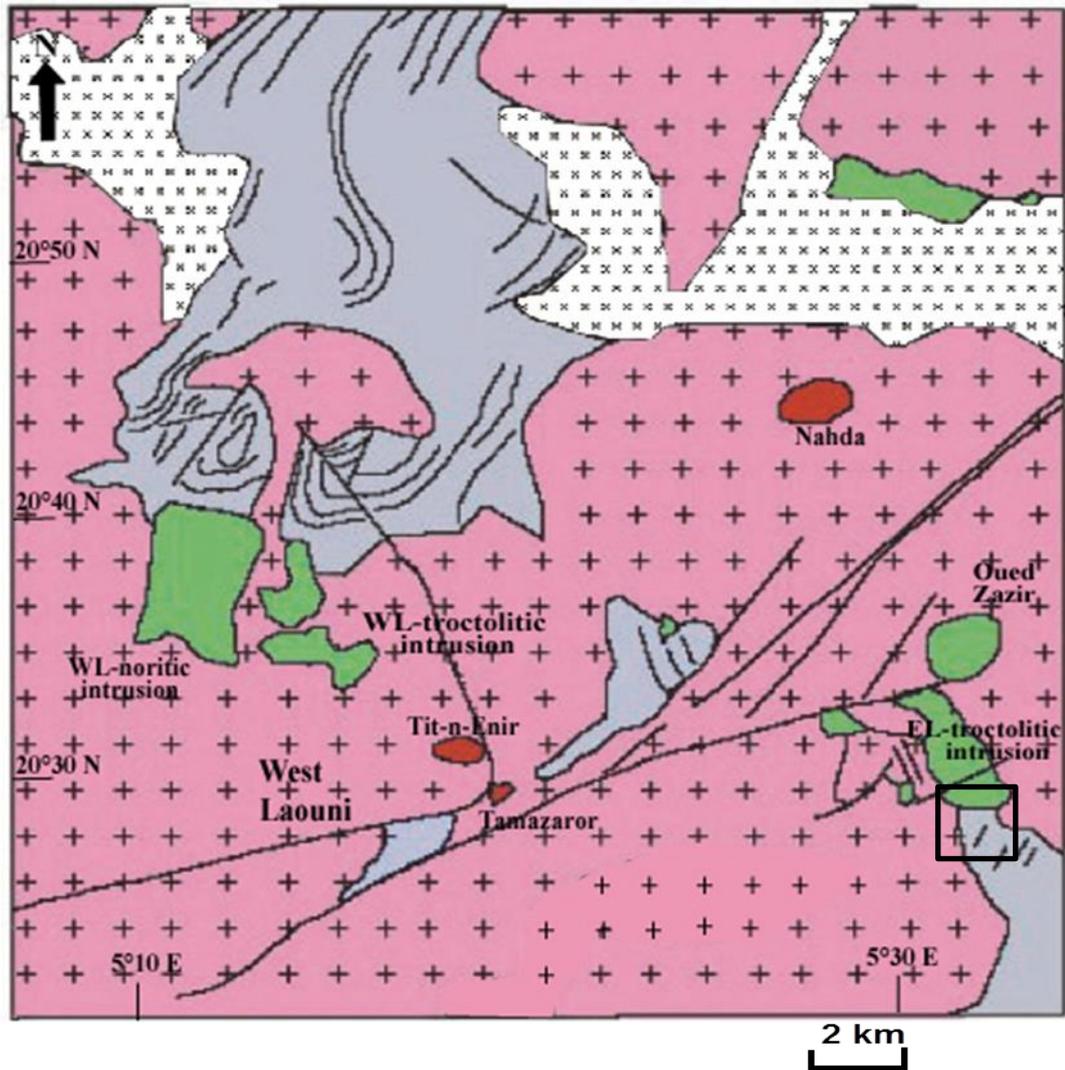
➤ Un magmatisme récent effusif, Il affleure en plusieurs plateaux dont les principaux sont Tahalgha (1800 Km<sup>2</sup>), Atakor (2150 Km<sup>2</sup>), Manzaz (1500 Km<sup>2</sup>) et l'Egeré (2800 Km<sup>2</sup>). Ce magmatisme correspond à une grande activité volcanique d'âge cénozoïque à quaternaire, dont les produits émis sont variés et vont des basaltes aux rhyolites ou aux phonolites. De nombreuses hypothèses ont été proposés pour expliquer la réactivation du Hoggar qui a resté stable durant 500Ma. La dernière hypothèse accorde le volcanisme du Hoggar aux événements tectoniques produits à l'échelle des plaques (la convergence Afrique-Eurasie en Méditerranée occidentale), le ralentissement brutal des mouvements de la plaque africaine provoque la réactivation des failles précambriennes (Liégeois et al., 2005).

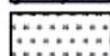
### **I-8- Présentation du secteur d'étude**

Le secteur d'étude se situe à 250 Km au Sud de la ville de Tamanrasset, ses coordonnées géographiques sont N20°33'07'' et E 05°31'42''. Il fait partie de la région de Laouni et est caractérisé par une topographie peu importante, sans relief, mis à part les massifs granitiques faisant l'objet de cette présente étude, recoupés parfois par les intrusions basiques à ultrabasiques (Cottin et al., 1998).

Sur le plan géologique, le granite étudié affleure au sein de la région de Laouni. Cette dernière est située au Sud-Ouest du Hoggar central dans le terrane du même nom (**fig.I-5**). Le terrane de Laouni est limité à l'ouest par la grande shear-zone méridienne du 4°50. Il comprend quatre domaines, qui sont : le domaine Laouni-Tin Begane, le domaine des bassins panafricains juvéniles de Laouni et le domaine In Ebeggui-In Attei.

➤ Le domaine Laouni -Tin Begane : ce domaine est subdivisé en deux parties : une partie nord caractérisée par des vastes structures dômes et bassins, constituées par des orthogneiss, des amphibolites, des paragneiss à biotite, sillimanite et grenat, des quartzites et des marbres ou cipolins (**Photos I-1 et 2**) et une partie sud formé essentiellement de



-  ultramafic-mafic intrusions.
-  Neoproterozoic.
-  metamorphic rocks (Mesoproterozoïque).
-  post-tectonic granites.
-  syn-tectonic granites.
-  Secteur d'étude

**Fig.I-5 :** Contexte géologique du granite migmatitique (Cottin et al., 1998, modifié par Benharrat et Benlaoubi., 2010).

granitoïdes, associés à quelques séries métamorphiques (Fabre, 2005). Ces domaines sont marqués par des grands linéaments, le long desquels affleurent des lentilles d'éclogite et des mylonites.

➤ Le domaine des bassins panafricains juvéniles : il est constitué par une série de petits bassins, dominant par des schistes noirs graphiteux, des micaschistes à grenat et des péridotites serpentinisés. Ces bassins sont alignés selon une direction NW-SE et parsemés par des intrusions stratifiés mafiques et ultramafiques (Cottin et al., 1990 et 1998; Fabre, 2005).

➤ Le domaine In Ebeggui-In Attei affleure le long de la limite Est de terrane Laouni. Il est constitué par des roches acides à grains très fins, des gneiss mylonitiques à amphibole, des quartzites et des pyroxénites. Ce domaine est connu par la minéralisation aurifère portée par des veines de quartz (l'indice d'In Abeggui) et par des filons à quartz-tourmaline (l'indice d'In-Atei) (Allaoui et Belbali, 2013).

La région de Laouni est caractérisée par l'abondance de granites qui constituent plus de 70% de la surface des affleurements (Cottin *et al.*, 1990).

Ces granites sont, dans leur majorité, rapportés au magmatisme syn-tectonique panafricain qui a permis la mise en place de grands batholites granitiques calco-alcalins datés entre 630 et 600 Ma (Bertrand *et al.*, 1986) (**Photos I-3 et 4**). Des panneaux reliques de roches métamorphiques, plurikilométriques à métriques, affleurent dans la masse granitique. Elles sont datées du Protérozoïque et comprennent des granulites à grenat et cordiérite, des métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres (Guiraud et al., 1996 ; Cottin *et al.*, 1998) (**Photos I-1 et 2**). Parmi ces panneaux reliques, se situe le granite étudié. A aspect migmatitique, proche ou encaissant des intrusions basiques-ultrabasiques, ce granite fait partie du métacraton.



**Photo I-3 :** Vue d'ensemble d'un pluton faisant partie des granitoïdes calco-alcalins panafricains (630-600 Ma).



**Photo I-4 :** Aspect macroscopique de ce pluton monzogranitique à texture grenue porphyroïde (mégacristaux de feldspath).

**II-1 Introduction**

Les isotopes radiogéniques sont utilisés en géochimie à deux fins essentielles :

- La géochronologie : ils sont d'abord utilisés comme géochronomètres, sous certaines conditions pour déterminer l'âge des roches et des minéraux, pour clarifier les événements perturbateurs des terrains (tectoniques, magmatiques et métamorphiques) et pour retracer leurs évolutions géodynamiques.

- Plus récemment, ils ont été utilisés comme traceurs des processus pétrogénétiques pour suivre les événements géologiques et identifier les sources des matériaux concernés.

A partir de la synthèse des principes de la géologie isotopique de Faure (1986), de Vidal (1994), de White (1997) et d'Allègre (2005), nous présenterons les équations fondamentales de la géochronologie des couples Rb-Sr et Sm-Nd et les appliquer aux roches étudiées.

**II-2- Généralités sur la radioactivité - Équations fondamentales de la géochronologie**

Chaque élément chimique noté est caractérisé par le nombre de ses protons, donné par son numéro atomique  $Z$  et par sa masse atomique  $A$ , qui correspond au nombre de nucléons (la somme du nombre de protons et du nombre de neutrons) de son noyau.

Le nombre de neutrons d'un noyau peut varier pour un même nombre de protons. Ces atomes de même numéro atomique et de nombre de neutrons différent sont appelés isotopes. Par exemple, le carbone existe sous trois isotopes naturels :  $^{12}\text{C}$  (98,89% du carbone totale),  $^{13}\text{C}$  (1,109%) et  $^{14}\text{C}$  ( $1,2 \cdot 10^{-10}\%$ ).

Dans un système (minéral, roche) de volume donné, l'isotope père radioactif se désintègre en permanence en isotope fils radiogénique suivant un taux qui est donné par la constante de désintégration ( $\lambda$ ). La quantité de cette désintégration par l'unité de temps est l'activité de cet isotope, elle est donnée par l'équation :

$$dN/dt = -\lambda N \quad (1)$$

$N$  = nombre d'atomes du nuclide radioactif présents

$dN$  = nombre de nuclides transformés pendant le temps  $dt$

$\lambda$  = la constante de désintégration, qui s'exprime en nombre de désintégrations par seconde et par unité de masse.

$\lambda N$  est l'activité de l'élément et le signe négatif indique que le nombre d'atomes va en décroissant.

L'équation de la radioactivité s'écrit :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

$N$  étant le nombre d'atomes ou de noyaux radioactifs restant aujourd'hui,

$N_0$  étant le nombre d'atomes radioactifs présents à l'instant initial,

$t$  étant l'intervalle de temps qui mesure la durée de l'expérience.

On définit la période  $T$  d'un élément radioactif par l'intervalle de temps qu'il faut pour que la moitié de l'isotope radioactif se désintègre, soit :

**et**

A l'instant initial, seuls les isotopes radioactifs se trouvent dans le système  $N_0$ . Après un certain temps  $t$ , un certain nombre se sont perdus par formation des isotopes fils radiogéniques  $F^*$  :

$$F^* = N_0 - N$$

En combinant l'équation (2) avec cette équation, on obtient :

D'où l'on tire :

$$(3)$$

Pour calculer l'âge, il suffit de mesurer les teneurs actuelles en nombre d'atomes de  $N$  l'élément radioactif père et de  $F^*$  l'élément radiogénique fils.

Cependant et d'une façon générale, à ce nombre d'atomes  $F^*$  radiogéniques s'ajoutent un nombre d'atomes  $F_0$  du même élément incorporés au milieu au moment de sa formation, si bien que le nombre d'atomes fils mesurés  $F = F_0 + F^*$ .

$$\text{Or } F^* = N(e^{-\lambda t} - 1)$$

Soit  $F = F_0 + N(e^{-\lambda t} - 1)$  (4)

D'où l'âge (5)

Cette équation est l'équation générale de base de la radiochronologie. F et N sont mesurables, tandis que  $F_0$  est inconnu ? Cette valeur peut être supposée ou bien calculée à partir des résultats analytiques.

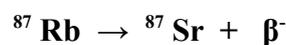
**II-3- Le système Rubidium-Strontium**

Le rubidium (Rb) et le strontium (Sr) sont présents dans tous les types de roches comme éléments en trace depuis quelques ppm dans les roches ultrabasiques et la centaine de ppm dans les granites (**Tableau.I-1**) :

	<b>Rb (ppm)</b>	<b>Sr (ppm)</b>
<b>Roches ultrabasiques</b>	0.2	1
<b>Basaltes alcalins</b>	30	500
<b>MORB</b>	1	100
<b>Granites</b>	100-200	100-300

**Tableau.II-1** : Abondances du Rb et du Sr dans les principaux types de roches magmatiques en ppm (d'après Vidal, 1994).

Le système Rb-Sr est basé sur la désintégration du Rb en Sr par radioactivité  $\beta^-$  :



Le Rb possède deux isotopes naturels de masse 85 et 87 ( $^{85}\text{Rb}=72,15\%$  et  $^{87}\text{Rb}=27,85\%$ ) (Faure, 1986). Seul le  $^{87}\text{Rb}$  est radioactif et se transforme en  $^{87}\text{Sr}$  par émission  $\beta^-$ .

Sa période de désintégration est très grande (50 Ga) et sa constante de désintégration  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ .

Par contre, le Sr commun possède 4 isotopes naturels de masse 84, 86, 87, et 88 dont seul le 87 est radiogénique.

La méthode de datation Rb-Sr est basée sur la désintégration de Rb (isotope père radioactif) en Sr (isotope fils radiogénique). L'application de l'équation (4) donne :

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}_m (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

$^{87}\text{Sr}_m$  et  $^{87}\text{Rb}_m$  = teneurs actuelles mesurées

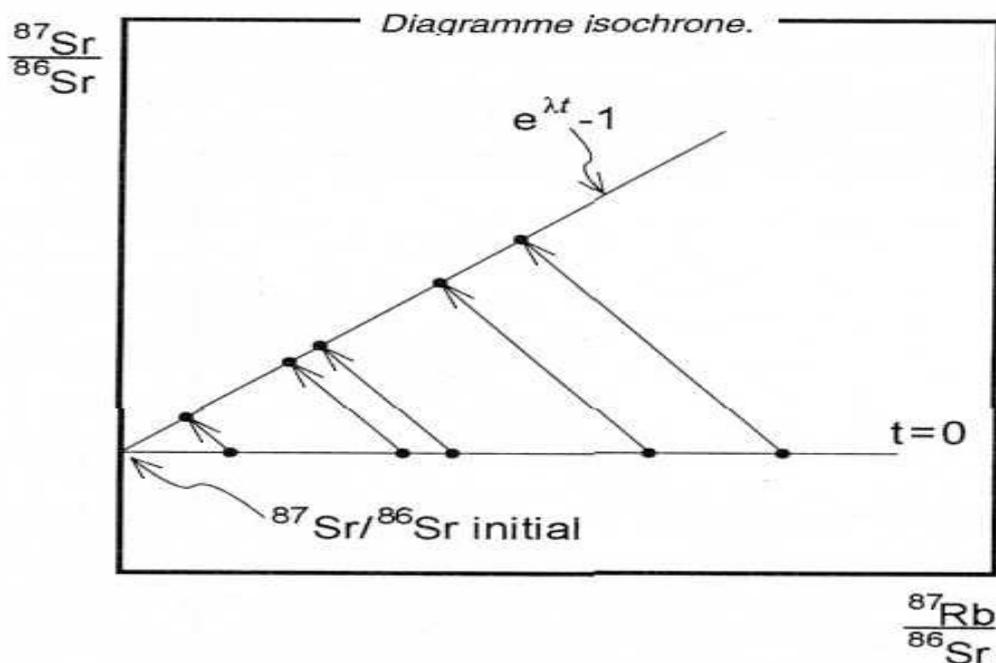
$^{87}\text{Sr}_i$  = teneur initiale inconnue (à  $t=0$ )

$\lambda$  = constante de désintégration du  $^{87}\text{Rb}$ .

L'âge  $t$  se déduit de l'équation précédente:

Cette équation 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 :  $y = b + xa$ .

Une suite d'échantillons co-génétiques, distincts les uns des autres par leur rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  va être représentée dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ . Les points représentatifs des échantillons sont alignés le long d'une droite appelée isochrone (**Fig.II-1**), où la pente de cette isochrone est égale à  $e^{\lambda t} - 1$ .



**Fig.II-1** : Principe du diagramme isochrone illustré pour le radiochronomètre Rb-Sr (d'après Vidal, 1994).

Plus les points sont espacés, plus l'isochrone obtenu sera bien défini et l'âge calculé précis. La valeur du rapport initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> est donné par l'intersection de la droite avec l'axe des ordonnées, donc les échantillons ont au temps  $t=0$  le même rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial (l'homogénéisation isotopique initiale). L'âge obtenu par l'isochrone correspond à celui de la mise en place.

Nous notons que la précision de l'âge calculé à partir de l'alignement des points analytiques dans un diagramme isochrone dépendra de la qualité de cet alignement. Les points ne sont pas toujours alignés d'une manière parfaite, ils peuvent être dispersés hors de la droite, on parle alors d'**erreurchrone**. Cela ne signifie pas obligatoirement que l'âge obtenu soit faux, mais juste qu'un ou plusieurs points ne respectent pas une ou plusieurs des trois conditions suivantes : (i) les échantillons ont le même âge, (ii) les échantillons ont le même rapport initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>, (iii) les échantillons se sont comportés en système clos vis à vis du Rb et du Sr.

La précision sur un âge déduit de la pente d'une droite dans un diagramme isochrone sera d'autant meilleure si cette droite est définie par des points suffisamment éloignés, c'est à dire avec des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  bien distincts. En pratique, deux points sont suffisants pour définir une droite (« bichrone ») et par conséquent dater une roche.

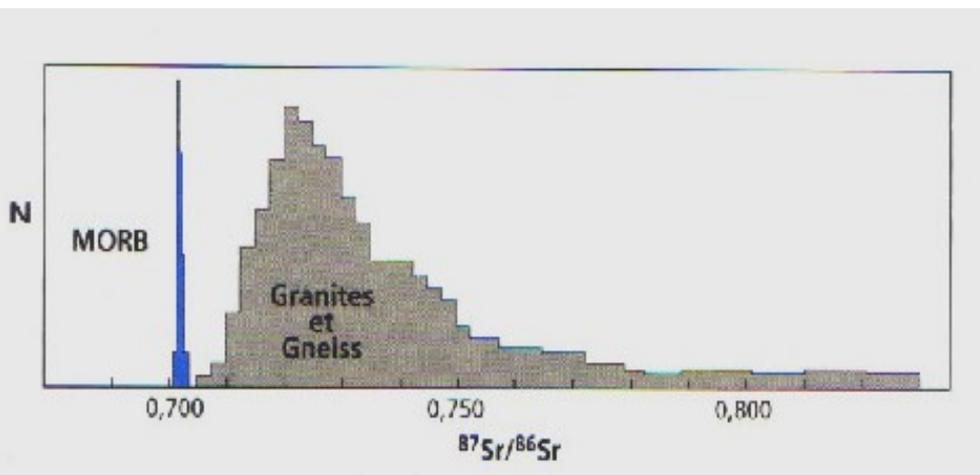
Le champ d'application de la géochimie isotopique du Sr est très vaste : l'histoire du manteau, l'évolution du système croûte-manteau, la croissance continentale ....

L'absence de roches terrestres aussi ancienne que 4,57 Ga interdit toute information directe sur le rapport isotopique initial de la terre. Pour contourner cette difficulté, nous nous adressons aux météorites puisqu'elles sont demeurées des systèmes clos depuis leur formation. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de ces roches, nommé BABI (Basaltic Achondrite Best Initial), qui est donc celui du système solaire, est de  $0,69897 \pm 0,00003$ . Ce rapport évolue

lentement dans le manteau profond car la quantité du Sr augmente progressivement dans le temps.

Nous savons que les basaltes tholeiitiques (MORB) ont des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  homogènes dont la moyenne est de 0,7027.

Quant à l'origine des granites qui sont les constituants essentiels de la croûte continentale, les valeurs des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux élevées ( $> 0,710$ ) traduisent une origine à partir de matériaux crustaux ; une valeur très faible ( $< 0,704$ ) indique une origine à partir du manteau (**Fig.II-2**).



**Fig.II-2** : Histogramme des rapports isotopiques mesurés dans les MORB, les granites et granitoïdes de la croûte continentale d'après Allègre (2005).

#### II-4-Le système samarium-néodyme

Cette méthode a été utilisée pour la première fois par Lugmair (1974) sur les météorites, Richard et al. (1976) et De Paolo et al. (1976a) sur les roches terrestres.

Ce système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd, ce qui n'était pas le cas des systèmes utilisés jusqu'alors.

De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations post-mise en place, autant en domaine superficiel que métamorphique.

D'une manière générale, les roches granitiques présentent un enrichissement significatif en terres rares légères (LREE) et donc des gammes de rapports Sm/Nd faibles alors que les roches mantelliques comme les roches mafiques et ultramafiques présentent respectivement un appauvrissement en terres rares légères ou des spectres plats d'où des gammes de rapports Sm/Nd importantes. L'avantage de cette méthode est qu'elle est applicable aux roches basiques à ultrabasiqes et aux granites (les roches basiques à ultrabasiqes ne peuvent pas être datées par la méthode Rb-Sr) (**Tableau.II-2**).

	Sm (ppm)	Nd (ppm)
<b>Chondrites</b>	0.181	0.6
<b>Terre silicatée</b>	0.29	0.9
<b>Basaltes alcalins</b>	8.5	44
<b>MORB</b>	3.5	10
<b>Granites</b>	8.3	55

**Tableau.II-2** : Abondances de Sm et Nd dans les divers réservoirs et roches (d'après DePaolo, 1988, *in* Vidal, 1994).

Le samarium (Sm) et le néodyme (Nd) font partie de la famille des Terres Rares (LREE). Ils ont presque le même comportement géochimique grâce à leurs rayons ioniques très voisins et leurs valences identiques. Ils sont généralement incompatibles avec la plupart des espèces minérales.

Le samarium est constitué de sept isotopes :  $^{144}\text{Sm}$  (3,07%),  $^{147}\text{Sm}$  (15%),  $^{148}\text{Sm}$  (11,24%),  $^{149}\text{Sm}$  (13,82%),  $^{150}\text{Sm}$  (7,38%),  $^{152}\text{Sm}$  (26,74%),  $^{154}\text{Sm}$  (22,75%), dont seul le  $^{147}\text{Sm}$  est radioactif. Le  $^{147}\text{Sm}$  se désintègre en  $^{143}\text{Nd}$  par émission du rayonnement  $\alpha$  et une constante de désintégration  $\lambda^{147}\text{Sm}$  de **6,54. 10<sup>-12</sup> an<sup>-1</sup>** ( $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + ^4\text{He}$ ).

Le néodyme est également formé par sept isotopes :  $^{142}\text{Nd}$  (27,1%),  $^{143}\text{Nd}$  (12,2%),  $^{144}\text{Nd}$  (23,8%),  $^{145}\text{Nd}$  (8,3%),  $^{146}\text{Nd}$  (17,2%),  $^{148}\text{Nd}$  (5,76%),  $^{150}\text{Nd}$  (5,64%), dont seul le  $^{143}\text{Nd}$  est radiogénique.

Les teneurs de Sm et Nd dans les roches augmentent avec le degré de différenciation, tandis que le rapport Sm/Nd diminue ce qui indique qu'il se produit un enrichissement relatif en Nd par rapport au Sm au cours de la différenciation (le néodyme est plus incompatible que le samarium).

La période de désintégration du Sm est beaucoup plus longue que celle du Rb (50 milliards d'années). Pour cette raison, le couple Sm-Nd est plus adapté, comme chronomètre, à la mesure des âges anciens et moins adapté pour les âges récents.

L'équation de la désintégration de ce couple s'écrit :

$$^{143}\text{Nd}_{\text{actuel}} = ^{143}\text{Nd}_{\text{initial}} + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda t} - 1)$$

Comme le nombre d'atomes de  $^{144}\text{Nd}$  reste constant avec le temps, nous pouvons écrire :

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda t} - 1)$$

D'où l'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left[ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}}} \right]$$

Comme dans le cas du couple Rb-Sr, les points représentatifs de plusieurs échantillons sont alignés dans le diagramme  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = f (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$  lorsque ceux-ci sont de même âge et se sont comportés en système clos depuis leur passage de l'état liquide à l'état solide. Les faibles variations des rapports Sm/Nd (rapports moins étalés que dans les rapports Rb/Sr, donc il est plus difficile d'obtenir une isochrone) limitent l'application de cette méthode.

Des isochrones sur roches totales ne peuvent donc guère être obtenus que sur les météorites et parfois sur des ensembles d'âge archéen.

Par ailleurs, le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ne varie que très peu, du fait de la valeur élevée de la demi-vie du  $^{147}\text{Sm}$  et les faibles variations des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

Pour cette raison De Paolo et Wasserburg (1976a) introduisent le paramètre epsilon ( $\epsilon$ ) pour le Nd, il est défini comme:

Où le CHUR (Chondritic Uniform Reservoir = Réservoir Chondritique Uniforme) est dont l'évolution isotopique est semblable à celle de la terre indifférenciée. Le modèle CHUR assume qu'à la formation de la terre, la composition isotopique globale de cette dernière était la même que celle d'une météorite chondritique moyenne et que son évolution isotopique est semblable à celle de la référence chondritique. La valeur de son rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  actuel est de 0,512638 (DePaolo et Wasserburg, 1976, *in* Vidal, 1994).

L'épsilon néodyme ( $\epsilon\text{Nd}_t$ ) représente la valeur initiale de  $\epsilon\text{Nd}$  dans une roche au moment de la cristallisation. Cette variable nous renseigne sur la source. Par exemple, si la valeur de  $\epsilon\text{Nd}(t) = 0$  le matériel provient d'une source magmatique semblable au réservoir mantellique qui a un rapport Sm/Nd chondritique de l'origine jusqu'à l'âge (t). Une valeur  $\epsilon\text{Nd}(t) > 0$  pour des roches ignées suggèrent que leur source magmatique a des rapports Sm/Nd plus élevés que ceux du CHUR ce qui correspond à un manteau appauvri. Des valeurs négatives de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  impliquent une source magmatique dont les rapports Sm/Nd sont plus faibles que ceux du CHUR. Cette région-source pourrait être le manteau enrichi ou la croûte terrestre.

De plus, les études sur la croissance continentale sont approfondies grâce à l'utilisation des méthodes Sm-Nd et plus récemment Lu-Hf (Patchett and Tatsumoto, 1980a et b ; White and patchett, 1984). La première méthode permet d'évaluer cette histoire de la croissance continentale en identifiant, par la méthode de l'âge modèle, le temps de résidence crustale du néodyme analysé.

L'âge modèle est donc une mesure de temps écoulé depuis la séparation de l'échantillon du manteau dont il est originalement dérivé. Cependant, il est important de l'interpréter avec prudence car celui-ci ne représente pas l'âge de cristallisation de la roche et il peut être influencé par le recyclage de la croûte (DePaolo, 1988). En pratique, seuls les âges modèles des échantillons dont les spectres sont enrichis en LREE donnent une information correcte sur la ségrégation (ou extraction) du protolithe à partir du manteau et donc du temps de résidence crustale (Vidal, 1994).

Dans le cas du Nd, il y a deux modèles fréquemment cités pour les réservoirs mantelliques : le CHUR (réservoir chondritique uniforme) et le DM (depleted mantle = manteau appauvri).

Le modèle CHUR suppose que la constitution isotopique de Nd de la source de l'échantillon analysé et celle du CHUR sont égales. A partir de cette hypothèse, on peut calculer l'âge modèle (DePaolo, 1988) :

Où  $\lambda$  est la constante de désintégration de  $^{147}\text{Sm}$  au  $^{143}\text{Nd}$ , elle est égale  $6.54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$  ;

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR actuel}} = 0.512638,$$

$$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR actuel}} = 0.1966.$$

L'âge modèle à partir du depleted mantle (manteau appauvri)  $T_{\text{DM}}$  est l'âge auquel le matériel s'est extrait du manteau appauvri terrestre pour débiter sa vie géologique continentale.

Où T représente l'âge modèle en milliards d'années,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,2136$  et  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,512359$ .

## II-5- Données isotopiques Rb-Sr sur roches totales du granite migmatitique de Laoui

Dans cette présente étude, six échantillons représentant les faciès de ce granite ont été analysés au laboratoire Dynamique Terrestre et Planétaire de l'université de Toulouse III Paul Sabatier.

Les résultats analytiques sont compilés dans le **tableau.II-3** :

Echant	Rb	Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$
OZW21	247,8	205,2	0,81176	3,48600
OZW27	265,5	109,3	0,94486	7,01200
OZW24	302,6	115,3	0,94490	7,57700
OZ5A	120,3	184,5	0,78216	1,82200
OZ1B	212,3	208,8	0,78451	2,93500
OZ6B	163,3	268,8	0,75552	1,75400

**Tableau.II-3** : Compositions isotopiques mesurées Rb-Sr du granite migmatitique de la région de Laoui.

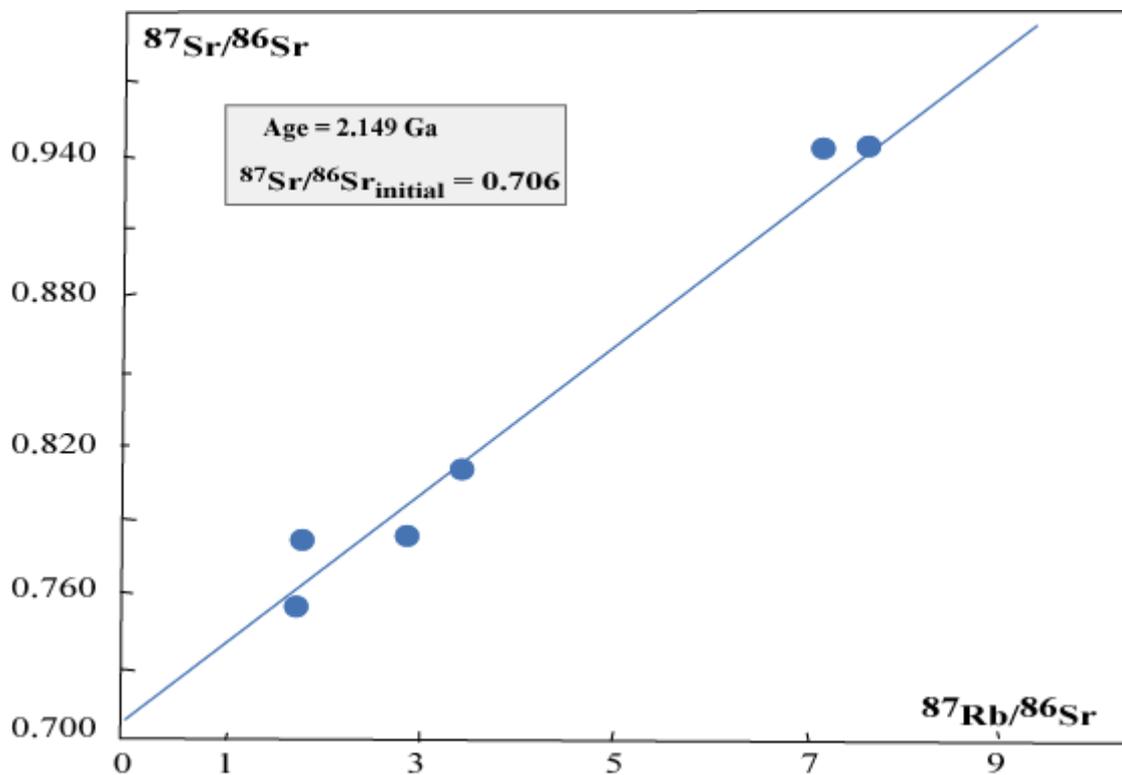
Les données isotopiques Rb-Sr mesurées, c'est-à-dire les valeurs actuelles, permettent de faire quelques remarques :

- Il y a des différences de compositions isotopiques du Sr dans les faciès du granite migmatitique ( $0.75552 < (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m < 0.94490$ ), selon que l'on soit dans les intercalations riches en micas ou dans celles riches en feldspaths et quart,

- Les valeurs élevées en  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$  traduisent le rôle important de la croûte continentale impliqué dans la pétrogenèse de ces granites.

A partir des quelques analyses dont nous disposons, nous avons réalisé le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (**Fig.3**) en proposant le calcul de l'âge à partir de la droite isochrone  $t = \ln(a+1)/\lambda$  et sa pente  $a = (e^{\lambda t} - 1)$  (**fig.II-3**).

Nous obtenons alors un âge de **2.15 Ga**, âge **paléoprotérozoïque**, confirmant leur rattachement à l'orogène **éburnéen** pour la cristallisation de ce granite. Cet âge, convenable, rejoint certains âges retrouvés dans des roches du Hoggar. Par ailleurs, le rapport isotopique initial  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  de 0.706, sera discuté dans la partie géochimie isotopique du chapitre géochimie.



**Fig.II-3** : Diagramme isochrone  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_m$  en fonction de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$  du granite migmatitiques de Laouni.

### II-6-Discussions sur l'âge éburnéen de ce granite

L'âge paléoprotérozoïque de 2.15 Ga obtenu par la méthode Rb-Sr est convenable. Il rejoint l'âge proposé par la méthode Lu-Hf (Remaci-Bénaouda, travaux en cours). Nous pouvons donc le considérer comme une bonne estimation de l'âge de cristallisation et de mise en place de ce granite.

Par ailleurs, nous savons que le métacraton de LATEA est formé de terrains archéens, paléoprotérozoïque, et néoprotérozoïques.

Différents âges éburnéens sur des roches métamorphiques du Hoggar (faciès amphibolite à granulite) ont été signalés par Liégeois et al. (2003 ; 2013), Peucat et al. (2003) et Bendaoud et al. (2008).

Dans la région de Tidjenouine (Hoggar central), le socle métamorphique de fort degré est daté à 2150-2060 Ma et est composé d'une unité de gneiss migmatitiques, métapélites et de quartzites et d'une deuxième unité à gneiss à biotite-grenat, métapélites à sillimanite avec intercalations de marbre à olivine et spinelle (Bendaoud et al ; (2008).

Notre présente étude géochronologique vient conforter la présence de granite à aspect migmatitique ou gneissique dans la région de Laouni, proche ou encaissant des

intrusions basiques-ultrabasiqes. L'âge n'étant pas néoprotérozoïque (cf carte géologique de la figure 7), mais plus ancien (paléoprotérozoïque). L'âge de 2.15 Ga indique que ce granite déformé s'est bien mis en place pendant l'orogène éburnéen.

**III-1-Introduction**

Ces affleurements de granite à aspect migmatitique de la région de Laouni dans lesquels nous avons réalisé un échantillonnage assez détaillé, vont permettre de mener une étude pétrographique détaillée et contribuer à la connaissance de ces granites paléoprotérozoïques.

Assez spectaculaires par leur déformation, ils affleurent en collines (**Photo III-1**) et en grandes dalles ; ils peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. Les affleurements montrent des lambeaux de roche souvent ensablés.

Ce granite est parcouru par un cortège filonien acide et basique, ainsi que des filonnets de quartz. Ces derniers correspondent au remplissage de cassures tardives. Par contre, il est dépourvu d'enclaves.



**Photo III-1.** Vue panoramique du granite migmatitique de Laouni.

Il s'agit d'un granite à biotite marqué par une alternance de niveaux clairs et niveaux sombres.

Le plus souvent, il est intrudé par les granites à biotite et amphibole d'âge panafricain (Benharrat et Benlaoubi., 2010). Les affleurements étudiés sont en contact avec une des intrusions gabbroïques stratifiés (Cottin et al., 1990 et 1998). En remontant, vers le Nord, ces granites occupent de très grandes surfaces (**Fig.I-5**).

Afin de connaître les textures et la composition minéralogique de ce granite migmatitique, nous l'aborderons par une étude macroscopique, microscopique et analyses modales au compteur de points sur quelques lames minces.

### **III-2- Etude pétrographique**

#### **III-2-1- Caractères macroscopiques**

A l'affleurement, le granite se présente le plus souvent en gros blocs isolés et ensablés, montrant parfois un aspect gneissique pour les lits clairs quartzo-feldspathiques (**Photo III-2**).

Ce granite est spectaculaire par sa fluidalité où nous décelons une orientation planaire importante. Cette orientation (foliation) de la roche est soulignée par les mégacristsaux de feldspath, de quartz et par la biotite.

Par ailleurs ce granite est fortement déformé et plissé (**Photo III-4**).

Il s'agit d'une roche massive de couleur grise à structure grenue porphyroïde, formée par des mégacristsaux de feldspath potassique, des cristaux de plagioclase blanchâtres, des cristaux de quartz à aspect vitreux et des paillettes de micas noirs. Le caractère migmatique du granite se traduit par une alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques hétérogranulaires et des lits sombres riches en micas. Cette alternance est caractérisée par des épaisseurs variables, où les lits micacés peuvent, parfois de l'ampleur (**Photo III-3**).

D'une manière générale, nous distinguons donc deux faciès principaux qui présentent des différences de point de vue structural et textural, basées sur l'aspect macroscopique du granite, la taille des minéraux, l'abondance des mégacristsaux de feldspath ou des cristaux de micas :

- Un faciès granitique prédominant, hétérogranulaire riche en mégacristsaux de feldspath potassique. Ce faciès présente des figures d'écoulement typique des granites migmatitiques ;

- Un faciès granitique moins abondant, plus ou moins équi-granulaire. Ce faciès à paragenèse minérale identique que le précédent, est caractérisé par un aspect structural gneissique, traduit par des yeux quartzo-feldspathiques intercalés à des lits micacés.



**Photos III-2,3 et 4 : Différents affleurements du granite à aspect migmatitique.**

### III-2-2- Caractères microscopiques

Les analyses modales réalisées par le compteur de points sur ce granite migmatitique sont reportées dans le **tableau III-1**. Il est à rappeler que ce comptage a été essentiellement fait dans les faciès dénués de porphyroïdes centimétriques à pluricentimétriques.

Echantillons	Quartz	Feldspath potassique	Plagioclase	Biotite	Muscovite	Minéraux accessoires	Total
<b>OZ1</b>	25,79%	31,03%	7,86%	26,42%	3,77%	5,14%	100,01
<b>OZW1</b>	28,81%	26,04%	9,24%	32,51%	-	3,39%	99,99
<b>OZW2</b>	23,61%	28,08%	7,29%	34,94%	3,58%	5,51%	100,01
<b>OZW21</b>	26,76%	27,1%	6,69%	34,13%	-	5,32%	100
<b>OZW27</b>	26,94%	38,39%	5,16%	26,76%	0,56%	2,18%	99,99

**Tableau.III-1** : Compositions modales du granite migmatitique.  
Minéraux accessoires : zircon, apatite, monazite et minéraux opaques.

Ces analyses montrent une paragenèse minérale constitué de quartz, feldspath potassique, plagioclases, biotite, muscovite et minéraux accessoires (zircon, apatite, monazite et opaques). Elles montrent également l'abondance du feldspath potassique par rapport au plagioclase, l'abondance de la biotite et des minéraux accessoires et la présence discrète de la muscovite.

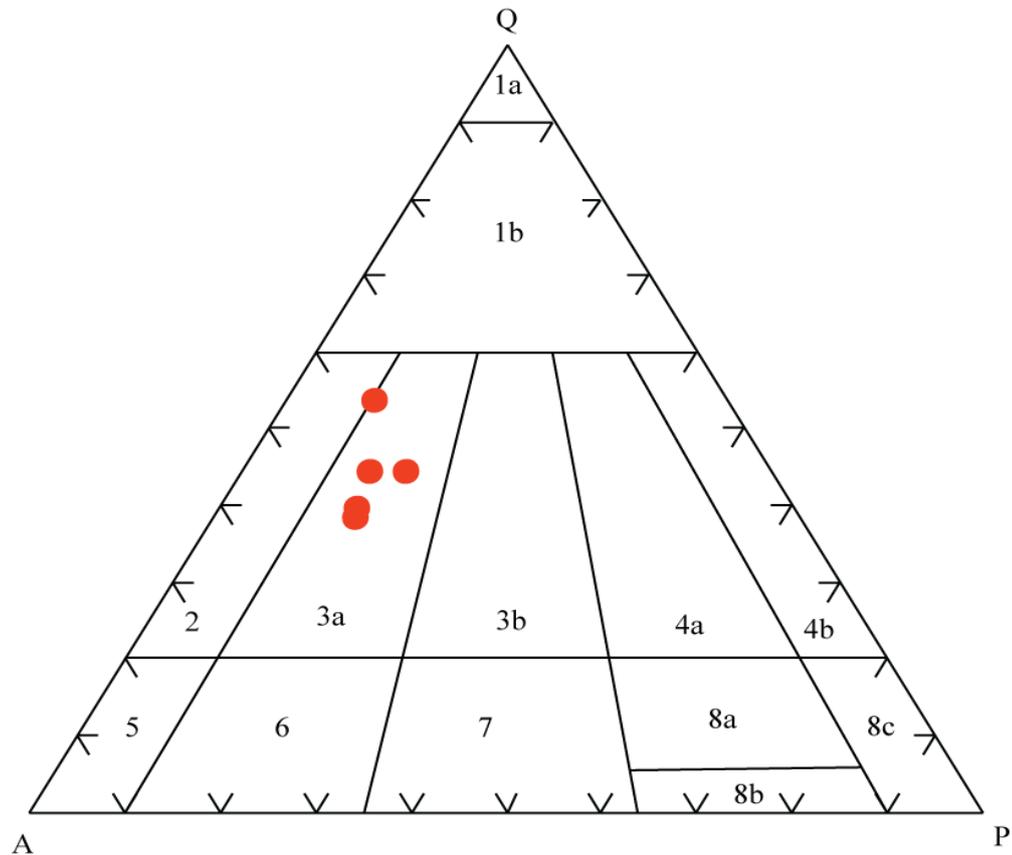
Les minéraux concernés par le diagramme de Streckeisen (1976) tels que le quartz, le plagioclase et le feldspath alcalin ont été recalculés sur 100% et ensuite placés dans ce diagramme (**Fig. III-1**). Les analyses modales se situent dans le champ du syénogranite.

L'orientation décelée sur le terrain est bien visible à l'échelle microscopique où elle est bien soulignée par les micas.

Ces roches ont subi une déformation importante marquée par une foliation. Cette déformation des minéraux se traduit par la présence des figures d'écoulement et l'orientation des micas, l'étirement et la fracturation des feldspaths et du quartz, l'extinction onduleuse....

Comparables à des gneiss ocellés (yeux feldspthiques et quartziques), ces minéraux sont étirés à cause des phénomènes de pression qu'ils ont subi.

C'est un granite porphyroïde déformé qui se caractérise par la richesse en biotite (jusqu'à 35%) dans les niveaux sombres.



- |                                |  |
|--------------------------------|--|
| 1a. Quartzolite                | 5. Syénite alcaline                        |
| 1b. Granitoïde riche en quartz | 6. Syénite                                 |
| 2. Granite alcalin             | 7. Monzonite                               |
| 3a. Syénogranite               | 8a. Monzodiorite et Monzogabbros quartzeux |
| 3b. Monzogranite               | 8b. Monzodiorite et Monzogabbros           |
| 4a. Granodiorite               | 8c. Diorite et Gabbros                     |
| 4b. Tonalite                   |  |

**Fig.III-1** : Position du granite migmatitique dans le diagramme triangulaire QAP de Streckeisen (1976), modifié par Le Maitre (1989).

L'étude microscopique révèle une composition minéralogique identique pour les différents faciès étudiés qui montrent juste des variations au niveau de la taille du grain et de l'abondance des minéraux (voir photos). L'association minérale comprend le quartz, les plagioclases, le feldspath potassique (FK), la biotite, la muscovite et les minéraux accessoires (zircon, apatite, monazite et oxydes ferro-titanés).

**Le quartz** est assez abondant, il atteint jusqu'à 29 % du volume total de la roche. Il se présente sous plusieurs habitus :

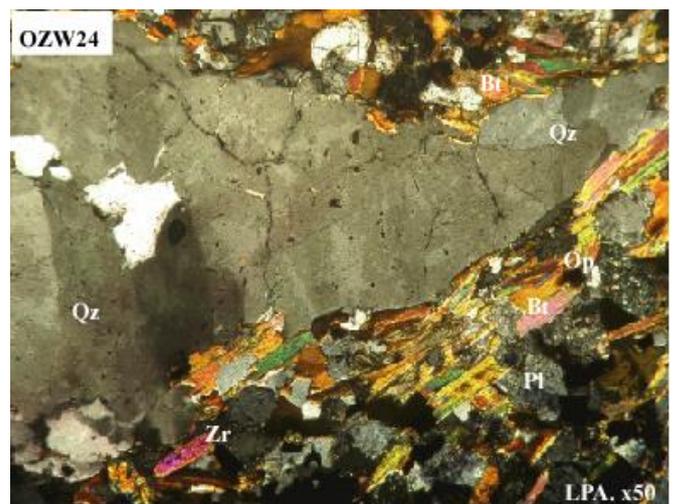
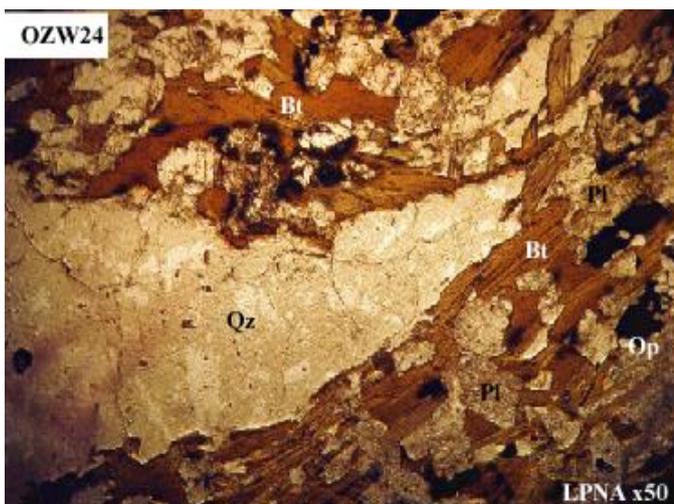
- En grandes plages xénomorphes de minéraux engrenés, à extinction onduleuse prononcée où elles peuvent renfermer des inclusions de biotite, de plagioclase et même d'accessoires. Certaines plages sont déformées et prennent un aspect ovoïde, formant carrément des yeux limité par des liserés de biotite (**Photo III-5**).

- Sous forme de gouttelettes dans le plagioclase et le feldspath potassique, montrant alors sa précocité,

- Sous forme de bourgeons myrmékittiques au contact du FK (**Photo III-6**),

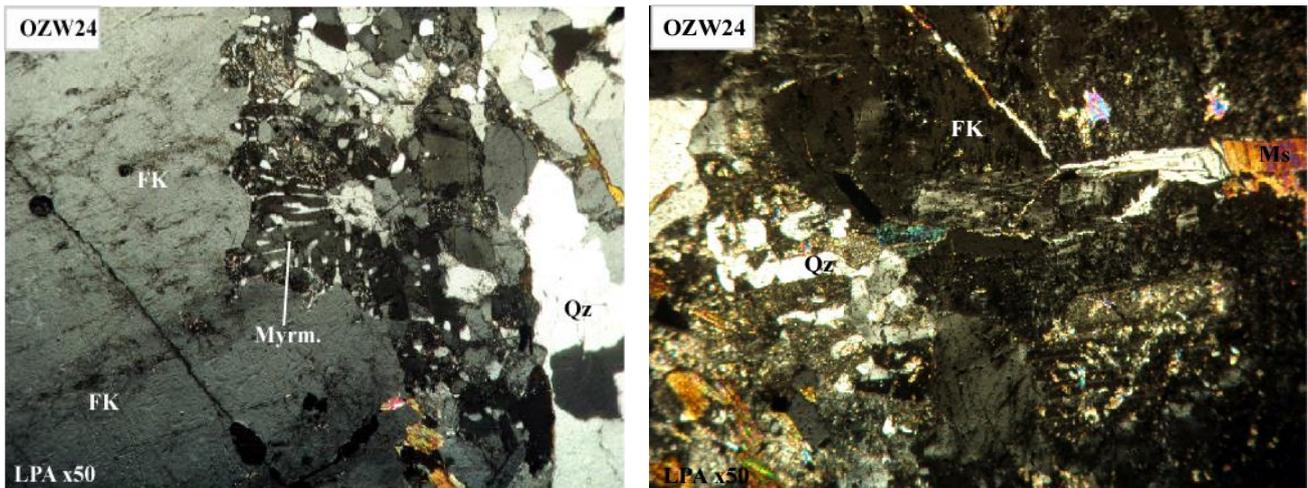
- En association avec le FK évoquant une texture graphique (association eutectique) (**Photo III-7**),

- En petits cristaux inframillimétriques de recristallisation en relation avec la déformation.



**Photo III-5** : LPNA et LPA: Plage déformé, ovoïde de quartz (œil de quartz) entouré d'un liseré biotitique.

**Abréviations** : Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.



**Photos III-6 et 7 :** Bourgeons de myrmékite au contact du FK et la texture graphique (symplectite entre Quartz et FK).

**Abréviations :** Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.

**Le plagioclase** est relativement moins abondant que le feldspath potassique, sa proportion modale n'excède pas les 10%. Il se présente, le plus souvent en lattes millimétriques, il est rarement en mégacristsaux atteignant le cm (**Photo III-8**). Ces derniers sont automorphes à subautomorphes, maclés Albite, plus rarement Carlsbad. Certains cristsaux montrent un zonage discret souligné par une altération en séricite plus marquée au cœur du minéral (**Photo III-9**). Des inclusions de biotite peuvent être distinguées, traduisant leur antériorité.

**Le feldspath potassique** semble être la phase minérale la plus abondante, il représente jusqu'à 38% de la composition globale de la roche. Il montre deux aspects :

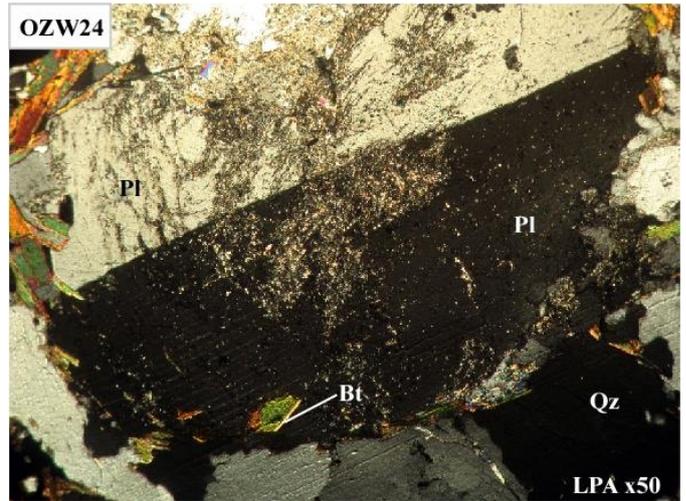
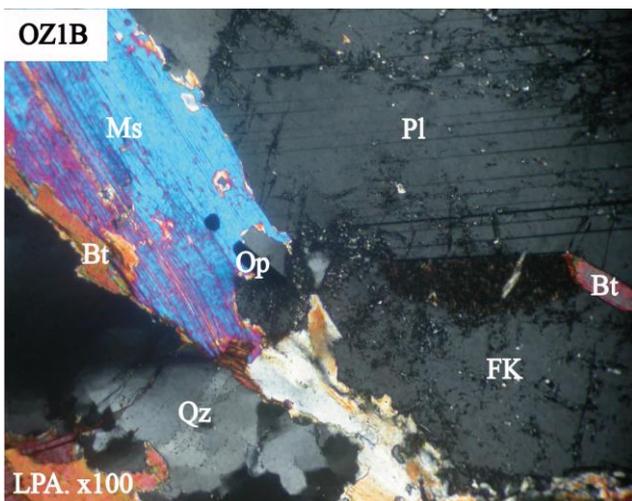
- en mégacristsaux automorphes (jusqu'à 2 cm) déformés, étirés, parfois cassés, présentant en son extrémité une pointe soulignant le sens de l'étirement. Ils sont maclés Carlsbad, très légèrement perthitiques et contenant des inclusions de biotite et plagioclase

(**Photo III-10**). Au bord de ces mégacrists, se développent des bourgeons de myrmékites.

- plages xénomorphes, interstitielles et légèrement perthitiques. Ces cristaux montrent le caractère d'un minéral tardif, en remplissant les interstices (**Photo III-8**).

**La biotite** représente la seule phase ferromagnésienne, elle peut être très abondante (elle atteint jusqu'à 35 % du volume total de la roche).

En lattes subautomorphes, elle présente souvent des contours effilochés, des phénomènes de torsion (kink band).



**Photos III-8 et 9** : Grandes tablettes de plagioclase avec un cœur séricitisé et des cristaux de quartz à extinction onduleuse.

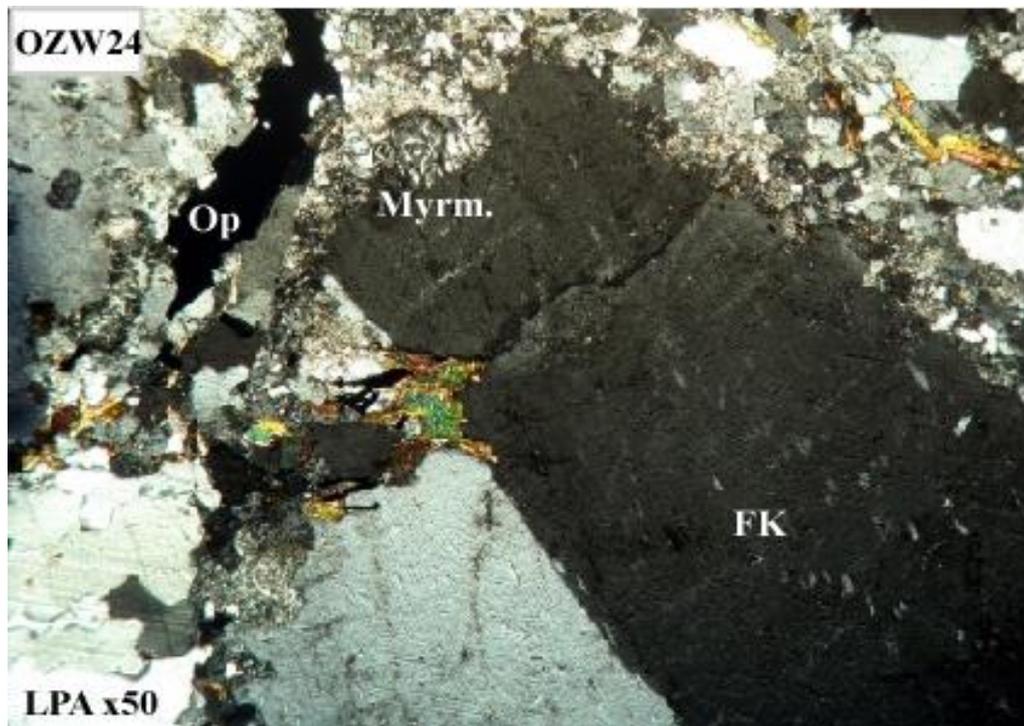
**Abréviations** : Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.

Elle se présente sous deux habitus :

- En grandes lamelles se regroupant souvent en amas polycristallins (**Photo III-11**), souvent allongés dans la foliation et parfois déviés par les cristaux de quartz et de feldspaths (**Photo III-5**)

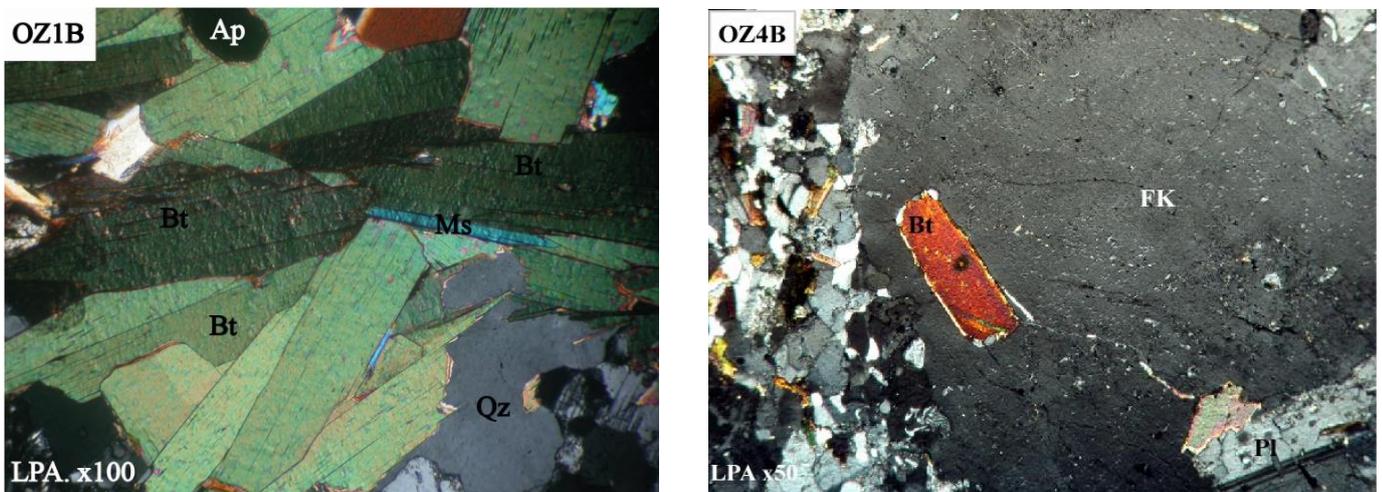
- Isolée, sous forme de petites lattes incluses dans le feldspath potassique, le plagioclase ou le quartz (**Photo III-12**).

Ces deux types sont fortement pléochroïques, de brun rougeâtre à jaunâtre pale. Elles renferment de nombreuses inclusions de zircon, d'apatite et de monazite caractérisées par des halo pléochroïques. Ces inclusions attestent de l'origine magmatique de la biotite (Clarke, 1981 in Remaci-Benaouda, 2005).



**Photo III-10** : Mégacristal de FK étiré, cassé ; il est maclé Carlsbad et légèrement perthitique.

**Abréviations** : Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.



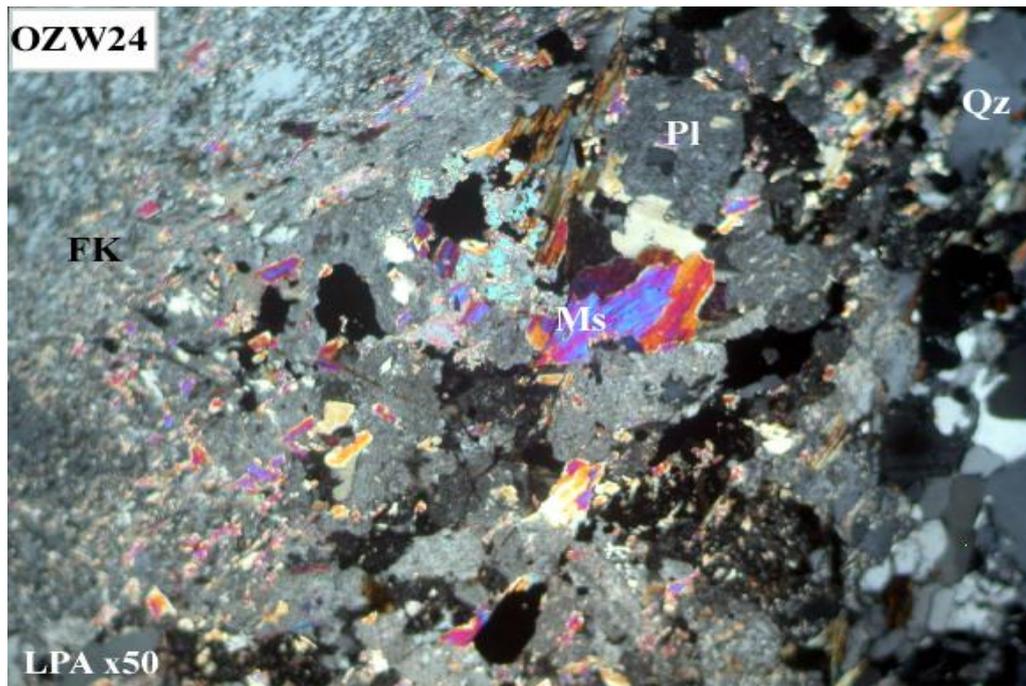
**Photos III-11 et 12** : lamelles de biotite regroupées en amas et inclusion de biotite (avec son halo pléochroïque) dans le FK légèrement perthitique.

**Abréviations** : Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.

**La muscovite** très peu abondante (< 4% du volume total de la roche). Deux approches sont possibles, l'étude texturale et l'étude chimique (Miller et al. ,1981; Speer, 1984,) pour savoir s'il s'agit ou non d'un minéral primaire. Les observations microscopiques montrent deux habitus:

- un habitus de minéral primaire lorsqu'elle est en cristaux subautomorphes, isolés ou accolés à la biotite. Elle présente des évidences de déformation (**Photos III-8 et 11**),

- un habitus de minéral secondaire quand elle envahit le feldspath potassique, sous une forme amiboïde. Dans certains faciès, elle apparaît en paillettes ou aiguilles dans le feldspath potassique (**Photo III-13**), traduisant la déstabilisation (muscovitisation) de ce dernier par des fluides hydrothermaux (Bénaouda, 1982 ; Vauchelle, 1988).



**Photo III-13** : Muscovitisation du feldspath potassique.

**Abréviations** : Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.

**Les minéraux accessoires** sont très abondants atteignant jusqu'à 5%. Il est à remarquer qu'ils se concentrent surtout dans les amas biotitiques.

**Le zircon** est un minéral spectaculairement abondant (**Photo III-14**). Il apparaît en cristaux globuleux, le plus souvent en inclusions dans les cristaux de biotite avec son halo pléochroïque, plus rarement dans les feldspaths. Il a été également décelé en inclusions dans l'apatite et l'oxyde ferro-titané, ce qui traduit son antériorité par rapport à ces deux minéraux.

**L'apatite** est également abondante, elle se présente en grandes sections arrondies et globuleuses (**Photo III-15**). Elle peut être incluse dans toutes les phases principales telles que la biotite et les feldspaths.

**La monazite**, moins abondante que les deux premiers, se présente en cristaux de couleur jaunâtre et très réfringent. De taille non négligeable, elle est surtout associée à la biotite, soit en inclusion soit à ses côtés (**photo III-16**).

**Les minéraux opaques** se présentent sous plusieurs formes. En grandes sections éparses dans la lame ou en inclusions dans les autres minéraux, surtout dans la biotite.

La paragenèse tardi-magmatique liée aux circulations de fluides hydrothermaux est constituée de paillettes de muscovite secondaire, de séricite et de chlorite qui remplacent les feldspaths et la biotite.

### **III-2-3- Ordre de cristallisation**

Avant de tracer l'histoire magmatique du granite migmatitique, il faudrait présenter les critères texturaux utilisés pour établir un ordre de cristallisation :

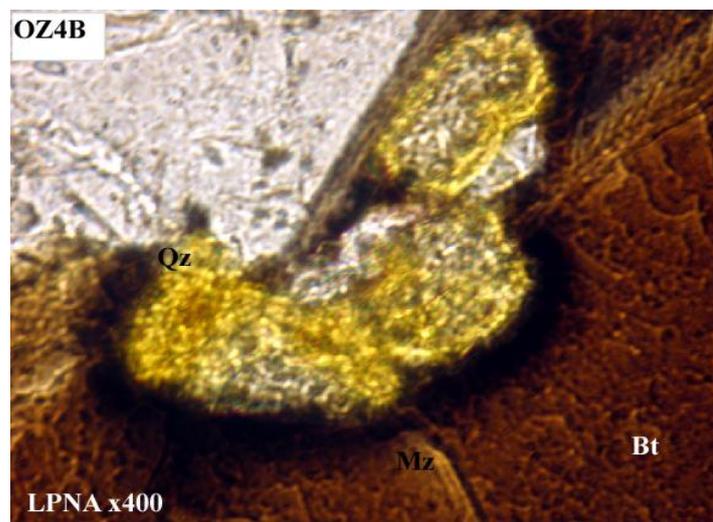
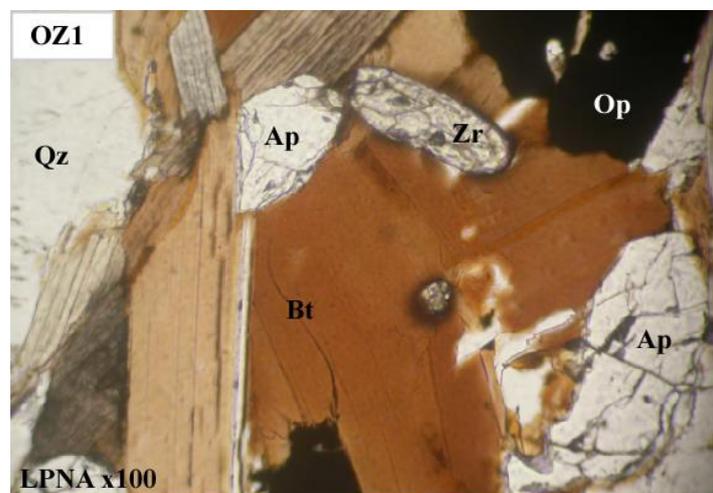
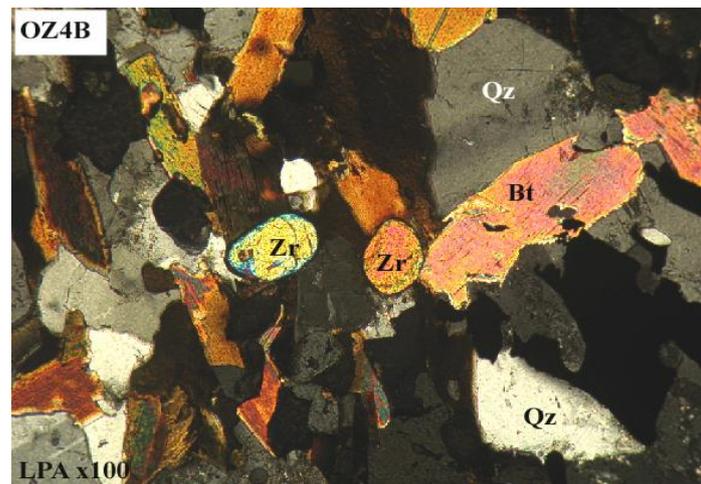
- le cristal précoce est antérieur à un cristal tardif lorsqu'il est inclus, partiellement ou totalement par le cristal tardif (la biotite est incluse dans le plagioclase, le feldspath potassique et le quartz) ;
- les amas de biotites dans lesquels se concentrent les minéraux accessoires sont probablement des produits de cristallisation précoce (Euzen, 1993) ;
- l'automorphisme du quartz reflète un caractère précoce (en gouttelettes dans les autres phases minérales).

A partir des relations texturales des minéraux constitutifs du granite, l'histoire de cristallisation se résume en trois phases :

Une phase magmatique précoce durant laquelle cristallisent les minéraux accessoires (zircon, apatite, monazite et opaques) qui sont en inclusions dans toute les autres phases minérales. A rappeler que les cristaux de zircon apparaissent avant l'apatite et les minéraux opaques.

Suit une phase principale constituée d'abord de biotite, d'une première génération de quartz retrouvée en gouttelettes dans le plagioclase et le feldspath potassique, puis le plagioclase, les mégacrists de FK et la muscovite primaire. En fin de cristallisation magmatique, la texture eutectique apparaît avec l'association symplectique du quartz et du feldspath.

Enfin, la phase tardi-magmatique, liée à la circulation des fluides hydrothermaux, est marquée par l'apparition de la muscovite secondaire et la chloritisation partielle de la biotite.



**Photos III-14, 15 et 16 :** Granite migmatitique riche en zircon, apatite et monazite.

**Abréviations :** Qz : Quartz ; Pl : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique ; Bt : Biotite ; Ms : Muscovite ; Op : Minéraux opaques ; Ap : Apatite, Zr : Zircon ; Myrm : myrmékite ; Mz : monazite.

**III-3- Discussions**

Avant d'aborder le granite proprement dit et sa paragenèse minérale, il serait intéressant d'expliquer le terme de migmatite. C'est une roche métamorphique, composite constituée par l'association entre produits et résidus de la fusion. Le produit appelé leucosome donne un liquide quartzo-feldspathique, donc de composition granitique. Le résidu solide réfractaire appelé mélanosome est généralement constitué de minéraux du métamorphisme tels que la sillimanite, la cordiérite, le grenat, le spinelle et l'Opx (Kornprobst, 1996).

Par sa déformation intense, l'aspect du granite éburnéen de Laouni rappelle une migmatite. Mais c'est simplement une roche magmatique de type granite porphyroïde déformé avec une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits micacés où aucun minéral du métamorphisme n'apparaît (sillimanite, cordiérite, spinelle.....).

Nous avons donc utilisé le terme de granite migmatitique pour son aspect macroscopique lié essentiellement à une déformation intense.

Par ailleurs l'origine magmatique des minéraux est attestée par :

- les inclusions de zircon, apatite et monazite avec halos pléochroïques dans les cristaux de biotite (Clarke, 1981),

- les mégacristaux de feldspath avec des inclusions qui prennent une disposition parallèle aux plans cristallins du feldspath. Fenn (1977) conclut que ces mégacristaux de feldspath potassique traduisent un magma précocement saturé en eau (magma hydraté), induisant une faible nucléation des feldspaths.

Quant à l'origine des myrmékites, elle est abordée de plusieurs manières :

- La texture myrmékitique est due à un remplacement de potassium des feldspaths potassiques par du sodium et par du calcium provenant d'un fluide riche en ces éléments. La taille des feldspaths potassiques est centimétrique (>1 cm) quand la myrmékite est petite Collins (1996),

- Elles seraient le produit d'une déformation active (Vernon, 1992)

- Elles seraient le produit de remplacement des plagioclases, suite aux réactions corrosives entre les plagioclases primaires et les fluides magmatiques (Dymek et Schiffries, 1987).

**III-4- Conclusion**

Assez spectaculaire par sa déformation, ce granite affleure en collines et en grandes dalles ensablées.

Il est parcouru par un cortège filonien acide et basique, ainsi que des filonnets de quartz. Par contre, il est dépourvu d'enclaves.

Ce granite est remarquable par sa fluidalité où nous décelons une orientation planaire importante. Cette orientation (foliation) de la roche est soulignée par les mégacristaux de feldspath, de quartz et par la biotite.

Il s'agit d'un granite à biotite marqué par une alternance de niveaux clairs quartzo-feldspathique et niveaux sombres micacés. La texture est grenue porphyroïde à aplito-porphyrrique. La paragenèse minérale est constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, de muscovite. La phase minérale accessoire est riche en zircon, apatite, monazite et oxydes-ferro-titanés. Les compositions modales situent ce granite dans le champ de syénogranites.

L'activité hydrothermale est modérée se traduisant par la présence de muscovite secondaire, de séricite et de chlorite, provenant de la transformation des minéraux principaux.

### IV-1-Introduction

L'étude minéralogique du granite migmatitique va permettre de mener une étude chimique détaillée des phases minérales en précisant la nature et éventuellement la variation de compositions de chaque phase minérale : feldspaths, biotite, muscovite et oxydes ferrotitanés.

Enfin, une étude thermobarométrique tentera une approche des conditions thermodynamiques de cristallisation (P, T, fugacité d'oxygène, H<sub>2</sub>O.....)

Les analyses chimiques de ces phases minérales ont été effectuées, par Mme N. Remaci, à la microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

Les conditions analytiques ont été fixées à 15 nA, 15 kV de tension d'accélération et 10s de temps de comptage. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés. La précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Les échantillons les plus représentatives ont été sélectionnés. Une quarantaine d'analyses sur phase minérale a été réalisée.

### IV-2- Etude chimique des différentes phases minérales

#### IV-2-1- Le plagioclase

Les analyses et les formules structurales sont consignées dans le **tableau IV-1**.

Le plagioclase est placé dans le diagramme triangulaire Ab – An – Or (**Fig.IV-1**), il montre une composition moyenne d'andésine à oligoclase. Le composant orthose n'est pas très important, ne dépassant pas les 3%. La zonation, discrète à la microscopie, se confirme par les analyses. Le plagioclase a une composition allant d'An<sub>36</sub> au cœur à An<sub>31</sub> en bordure.

#### IV-2-2- Les micas

Vingt-cinq analyses de biotite et de muscovite ont été réalisées et consignées dans le **tableau.IV-2 et 3**. Les formules structurales des micas s'écrivent donc :

- micas dioctaédriques :  $X(Y^{3+})_2[(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2]$
- micas trioctaédriques :  $X(Y^{2+})_3[(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2]$

N°Ech	OZ12B			OZ1B			OZ1		
N°Anal	104b	105c	107	97	101	66	71	72c	73b
SiO <sub>2</sub>	60,23	60,01	61,05	60,51	60,45	60,73	60,61	59,36	60,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,74	25,66	25,44	24,99	24,86	24,24	23,93	25,08	24,19
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,02	0,01	0	0,03	0	0,01	0	0,01
FeO	0,14	0,03	0,05	0,01	0	0	0	0	0,02
MnO	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
CaO	6,72	7,09	6,64	6,38	6,52	6,09	6,19	7,38	6,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,03	0,05	0	0	0,02	0	0,03	0,04
Na <sub>2</sub> O	7,50	7,65	7,66	7,51	7,73	8,03	7,79	7,10	7,95
K <sub>2</sub> O	0,33	0,40	0,19	0,29	0,43	0,30	0,36	0,29	0,43
<b>Total</b>	100,69	100,92	101,09	99,69	100,03	99,41	98,89	99,25	99,8

**Formule structurale**

Si	2,68	2,72	2,69	2,69	2,72	2,73	2,73	2,67	2,71
Al	1,34	1,33	1,31	1,31	1,31	1,28	1,27	1,33	1,27
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,31	0,29	0,28	0,31	0,31	0,29	0,29	0,36	0,31
Na	0,63	0,67	0,63	0,65	0,67	0,69	0,68	0,62	0,69
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Somme</b>	5,01	5,03	4,93	4,98	5,00	5,00	4,99	4,99	5,01
<b>%An</b>	32,45	29,05	31,99	31,39	31,02	29,04	29,91	35,84	30,53
<b>%Ab</b>	65,83	68,56	66,25	66,85	66,56	69,26	68,04	62,45	67,08
<b>%Or</b>	1,72	2,39	1,76	1,75	2,42	1,70	2,05	1,72	2,38

**Tableau.IV-1** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 8 oxygènes) des plagioclases.

Avec :

- X : cation interfoliaire = K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cs<sup>+</sup>, Rb<sup>+</sup> ...

- Y<sup>3+</sup> : cation octaédrique trivalent = Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Mn<sup>3+</sup>, V<sup>3+</sup>, Ti<sup>3+</sup> ...

- Y<sup>2+</sup> : cation octaédrique bivalent = Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup> ...

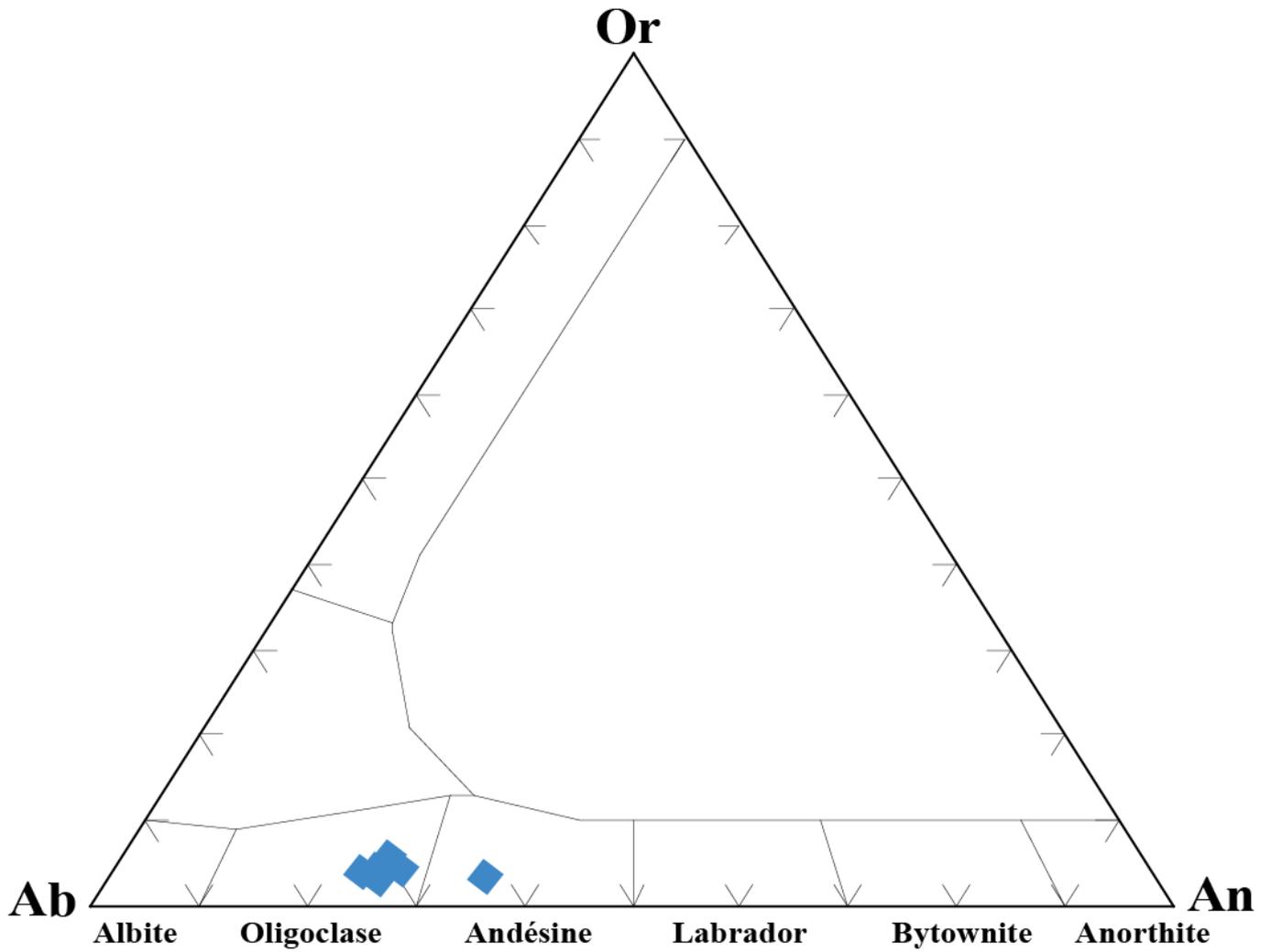


Fig.IV-1 : Positions des plagioclases dans le diagramme triangulaire Albite-Orthose-Anorthite.

#### IV-2-2-1- La biotite

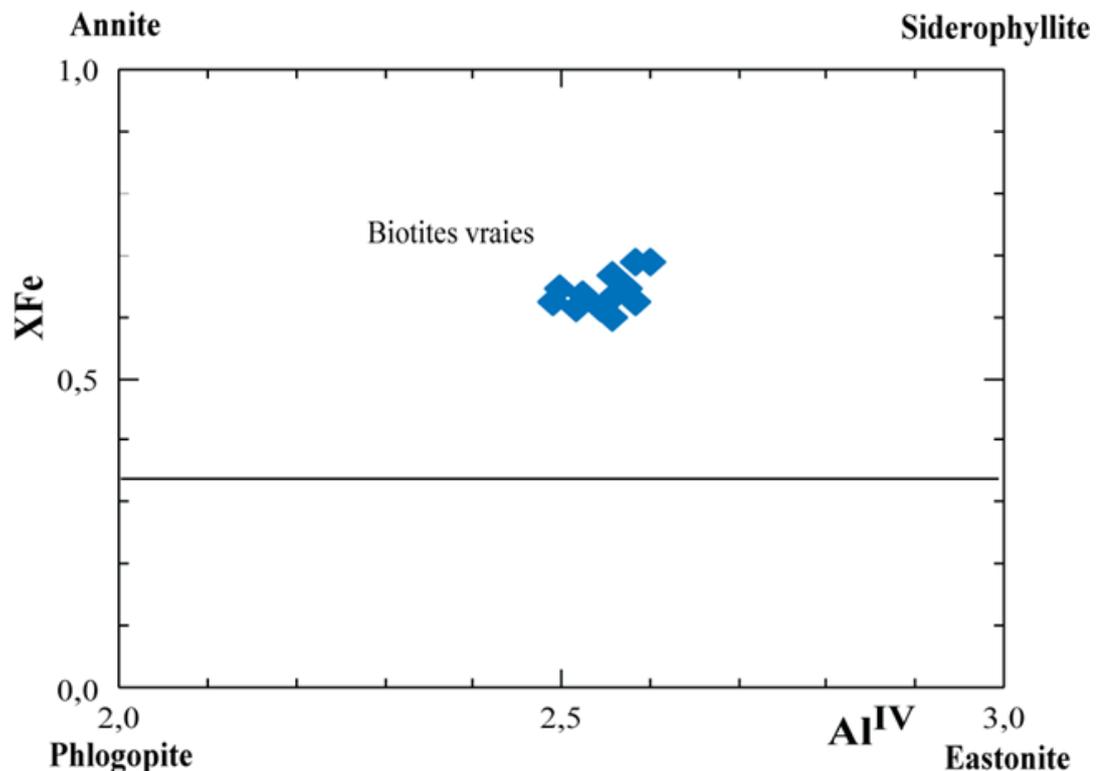
La biotite est la seule phase ferromagnésienne hydratée dans le granite migmatitique, elle représente jusqu'à 35% du volume de la roche. C'est un mica tri-octaédrique riche en fer, sa formule structurale s'écrit :



- X = Ca, Na, K : site interfoliaire.
- Y = Ti, Al<sub>VI</sub>, Mn, Mg, Fe : site octaédrique.
- Z = Si, Al<sub>IV</sub> : site tétraédrique.

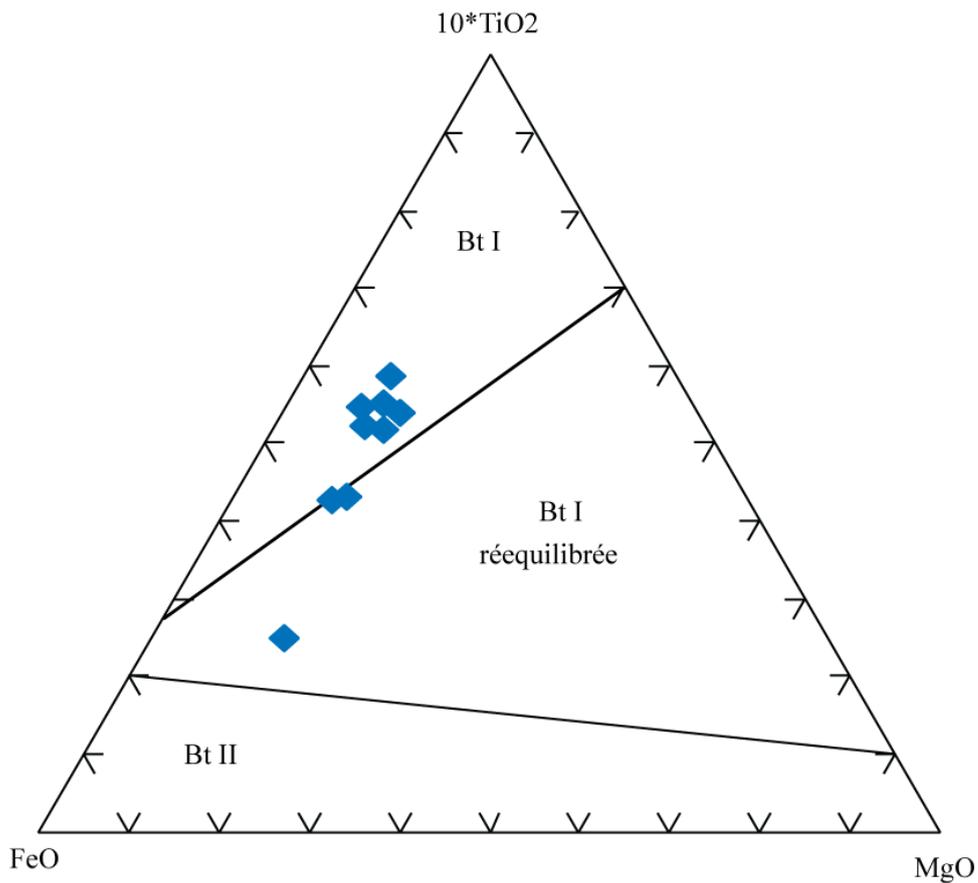
Chimiquement, les biotites analysées ne montrent pas des grandes variations compositionnelles. Elles sont caractérisées par des teneurs élevées en aluminium ( $16,6 < Al_2O_3\% < 18,1$ ) et en fer ( $FeO = 22\%-24\%$ ), des teneurs en SiO<sub>2</sub> qui varient entre 34,1 et 35,4%. Les teneurs en magnésium et en calcium sont relativement faibles.

Ces biotites ont des rapports XFe (Fe / Fe + Mg) compris entre 0.63 et 0.69 qui les placent dans le champ des biotites (s.s.) du diagramme XFe vs Al<sup>IV</sup> (Fig. IV-2), avec un caractère ferrifère confirmé.



**Fig.IV-2** : Positions des biotites dans le diagramme XFe vs Al<sup>IV</sup> de Deer et al., (1983).

Les biotites peuvent contribuer à établir une typologie du granite lorsqu'elles présentent des compositions primaires non rééquilibrées. Les analyses reportées dans le diagramme triangulaire  $\text{FeO}_t\text{-MgO-}10\text{TiO}_2$  de Nachit et al., 1985 montrent majoritairement leur caractère primaire (**Fig. IV-3**), excepté quelques-unes qui tombent dans le champ des biotites primaires rééquilibrées.



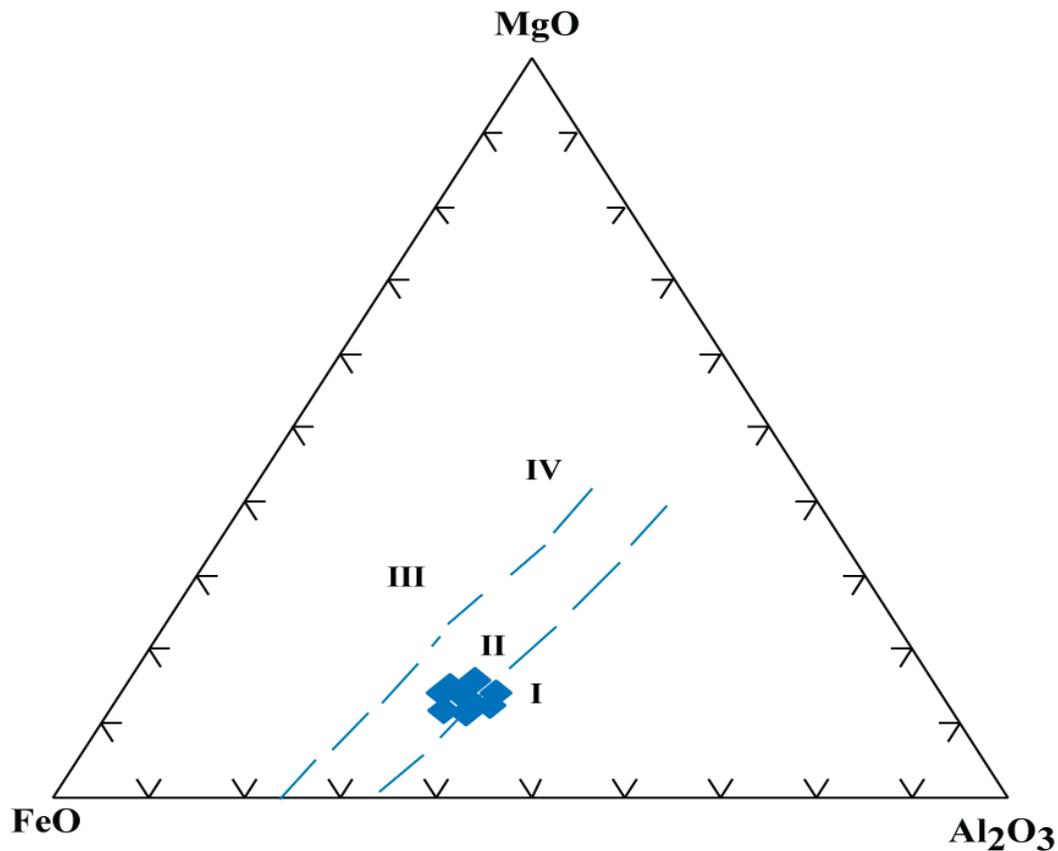
**Fig.IV-3** : Diagramme triangulaire  $10 \times \text{TiO}_2\text{-FeO-MgO}$  des biotites primaires et secondaires (Nachit et al., 1985).

Par ailleurs, les projections des analyses dans le diagramme triangulaire  $\text{MgO-FeO-} \text{Al}_2\text{O}_3$  de Nockolds (1947) se situent à la limite du domaine I (le domaine des biotites en équilibre avec la muscovite) et du domaine II (le domaine des biotites seules), ceci est en accord avec les observations pétrographiques (**fig.IV-4**).

# ***INTRODUCTION***

N°Ech	OZ1							OZ1B				OZ12B
N°Anal	55 b	56 c	57	63	64	65	99c	102	103	105	112	108
SiO <sub>2</sub>	35,17	35,37	35,19	34,84	35,00	34,92	34,96	34,46	34,53	35,09	34,37	34,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,50	17,19	17,37	17,38	17,62	17,52	17,39	17,34	17,69	17,56	16,57	16,03
TiO <sub>2</sub>	3,13	3,36	3,27	3,32	2,53	3,38	2,81	3,35	3,76	3,35	3,90	3,06
FeO	21,75	22,07	22,26	22,33	22,48	22,01	23,61	23,91	21,84	22,98	24,22	24,92
MnO	0,17	0,15	0,23	0,14	0,17	0,09	0,25	0,18	0,18	0,14	0,19	0,18
MgO	7,24	7,08	7,16	7,04	7,54	6,76	6,31	6,13	6,36	6,61	5,90	5,76
CaO	0,04	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,01	0	0,01	0,03	0	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,01	0,05	0,01	0,01	0,03	0	0	0,02	0,04	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,15	0,16	0,09	0,09	0,22	0,12	0,09	0,14	0,08	0,11	0,11
K <sub>2</sub> O	9,87	9,69	9,78	9,84	9,76	9,68	9,64	9,92	9,49	9,82	9,58	9,62
<b>Total</b>	95,12	95,09	95,43	95,02	95,26	94,62	94,77	95,36	93,99	95,67	94,89	94,42
<b>Formule structurale</b>												
Si	5,46	5,49	5,46	5,43	5,44	5,45	5,44	5,40	5,42	5,44	5,44	5,46
Al <sup>IV</sup>	2,54	2,51	2,54	2,57	2,56	2,55	2,56	2,59	2,58	2,56	2,58	2,55
Al <sup>VI</sup>	0,66	0,64	0,63	0,63	0,67	0,68	0,67	0,61	0,69	0,65	0,51	0,61
Cr	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
Fe	2,83	2,87	2,89	2,91	2,92	2,87	3,11	3,14	2,87	2,98	3,19	2,89
Mg	1,68	1,64	1,66	1,64	1,75	1,57	1,48	1,43	1,49	1,53	1,39	1,54
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Ti	0,37	0,39	0,38	0,39	0,29	0,39	0,33	0,39	0,44	0,39	0,46	0,39
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01
Na	0,08	0,04	0,05	0,03	0,03	0,07	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04
K	1,95	1,92	1,94	1,96	1,94	1,93	1,94	1,98	1,90	1,94	1,93	1,94
<b>XFe=Fe/Fe+Mg</b>												
XFe	0,63	0,64	0,64	0,64	0,63	0,65	0,68	0,69	0,66	0,66	0,69	0,65

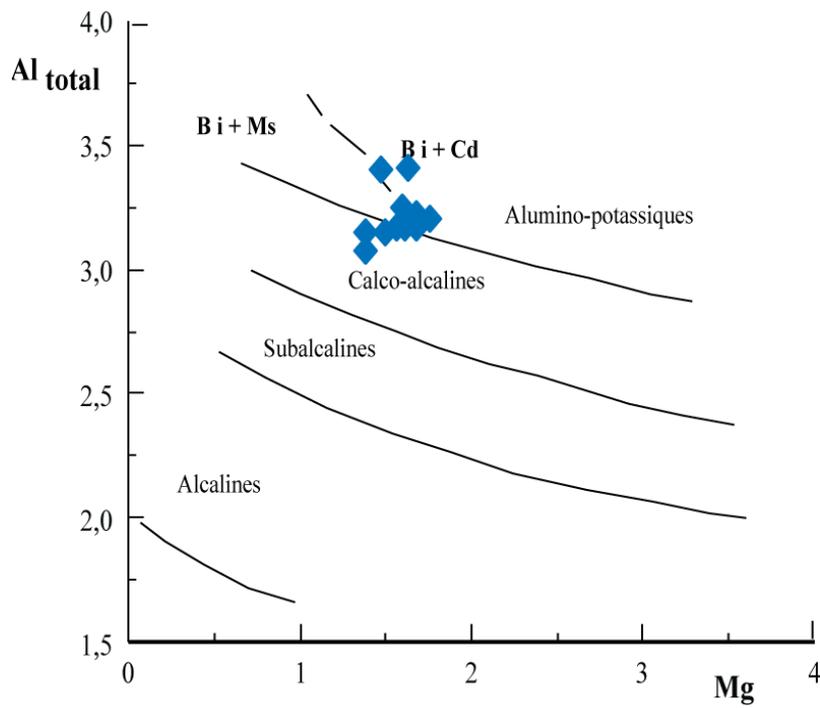
**Tableau.IV-5** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 22 Oxygènes) des biotites.



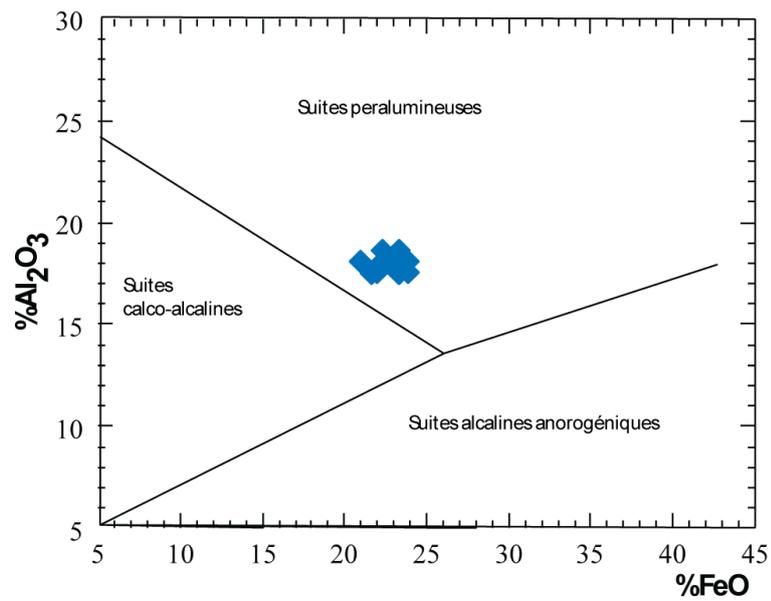
**Fig.IV-4** : Position des biotites dans le diagramme de composition chimique en fonction des paragenèses (Nockolds, 1947).

I : Biotites en équilibre avec la muscovite II : Biotites seules III : Biotites en équilibre avec l'amphibole IV : Biotites en équilibre avec le pyroxène et/ou l'olivine.

En ce qui concerne l'affinité chimique, les diagrammes de Nachit et al. (1985) et d'Abdel Rahman (1994) ont été utilisés. La répartition des analyses dans le diagramme de Nachit montrent que les biotites ont un chimisme des granites alumino-potassiques et celui des granites calco-alcalins (**fig.IV-5**). Projetées dans le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs FeO de AbdelRahman (1994), les biotites tombent dans le champ des biotites de suite peralumineuse, confirmant alors leur caractère alumineux (**fig.IV-6**).



**Fig.IV-5** : Distribution des biotites dans le diagramme Mg-AlTotal (Nachit et al., 1985).



**Fig.IV-6** : Points représentatifs des biotites dans le diagramme de Abdel-Rahman (1994).

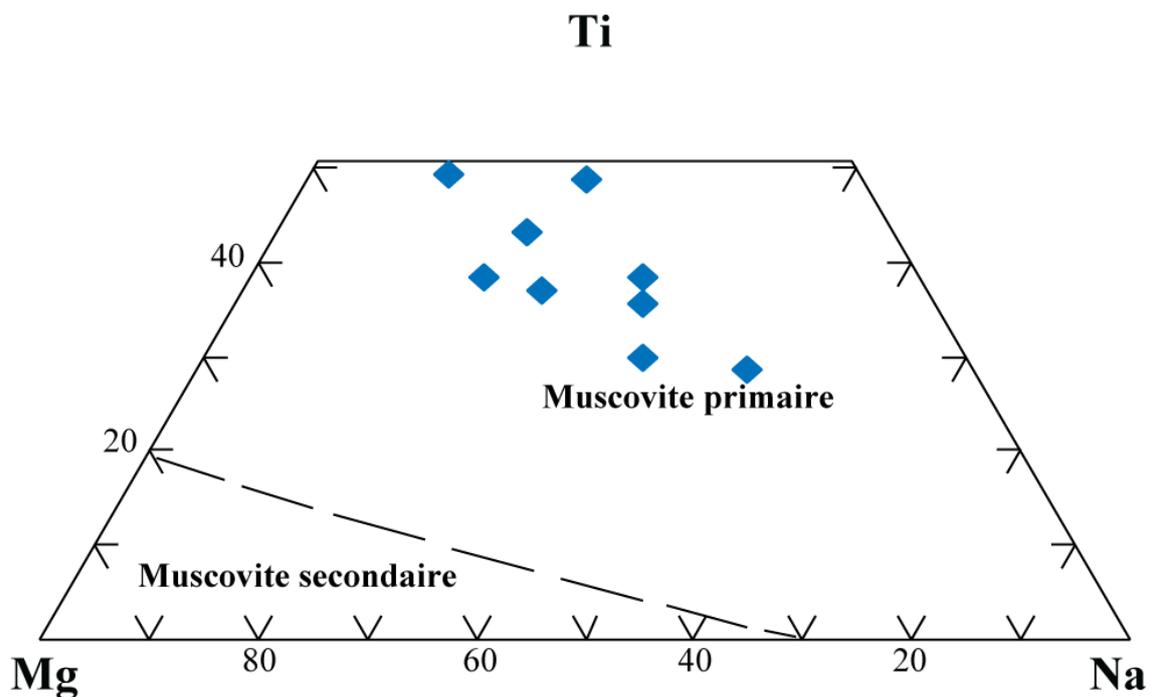
#### IV-2-2-2- La muscovite

La muscovite est un mica blanc di-octaédrique, sa formule structurale est la suivante :



Dans le granite migmatitique, la muscovite est une phase minérale discrète. Elle montre un habitus de minéral primaire en grandes sections accolées à la biotite ou un habitus de minéral secondaire lié à la transformation de feldspath potassique et du plagioclase.

Les analyses sont consignées dans le **tableau IV-3**. Elles ont été réalisées sur les grandes sections riches  $\text{TiO}_2$  qui montrent alors leur caractère magmatique primaire. Projetées dans le diagramme triangulaire Mg-Ti-Na de Miller et al., 1981 (**Fig.IV-7**), elles montrent leur enrichissement en  $\text{TiO}_2$  et appauvrissement en MgO par rapport aux muscovites secondaires.



**Fig.IV-7** : Position des muscovites dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al. 1981.

N°Ech	OZ1					OZ1B			
N°Anal	58	69	70	74	75	104	106	108	109
SiO <sub>2</sub>	46,27	45,92	46,05	45,53	45,74	45,93	45,78	46,19	46,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,29	34,67	34,49	33,91	34,59	34,87	34,62	34,67	34,56
TiO <sub>2</sub>	1,39	1,47	0,89	1,64	0,82	1,24	1,23	0,66	0,79
FeO	1,58	1,45	1,65	1,54	1,51	1,48	1,67	1,68	1,66
MnO	0	0,04	0	0,05	0,04	0,02	0	0	0,01
MgO	0,82	0,77	0,92	0,88	0,74	0,93	0,82	0,88	0,91
CaO	0	0,02	0	0	0,15	0	0	0,04	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,04	0	0,04	0,01	0	0,03	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,41	0,40	0,45	0,42	0,40	0,37	0,44	0,31
K <sub>2</sub> O	10,81	10,78	11,04	10,57	10,47	10,80	10,82	11,18	11,14
<b>Total</b>	<b>95,55</b>	<b>95,56</b>	<b>95,45</b>	<b>94,59</b>	<b>94,49</b>	<b>95,67</b>	<b>95,33</b>	<b>95,74</b>	<b>95,63</b>
<b>Formule structurale</b>									
Si	6,17	6,12	6,16	6,13	6,15	6,11	6,12	6,16	6,17
Al <sup>IV</sup>	1,83	1,88	1,85	1,87	1,85	1,89	1,88	1,84	1,83
Al <sup>VI</sup>	3,55	3,57	3,59	3,52	3,64	3,58	3,58	3,61	3,60
Cr	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0
Fe	0,18	0,16	0,18	0,17	0,17	0,17	0,19	0,19	0,19
Mg	0,16	0,15	0,18	0,18	0,15	0,18	0,16	0,17	0,18
Mn	0	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0	0
Ti	0,14	0,15	0,09	0,17	0,08	0,12	0,12	0,07	0,08
Ca	0	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0
Na	0,09	0,11	0,10	0,12	0,11	0,10	0,09	0,11	0,08
K	1,84	1,83	1,88	1,82	1,79	1,83	1,85	1,90	1,89
<b>XFe=Fe/Fe+Mg</b>									
XFe	0,52	0,51	0,50	0,49	0,54	0,47	0,53	0,52	0,51

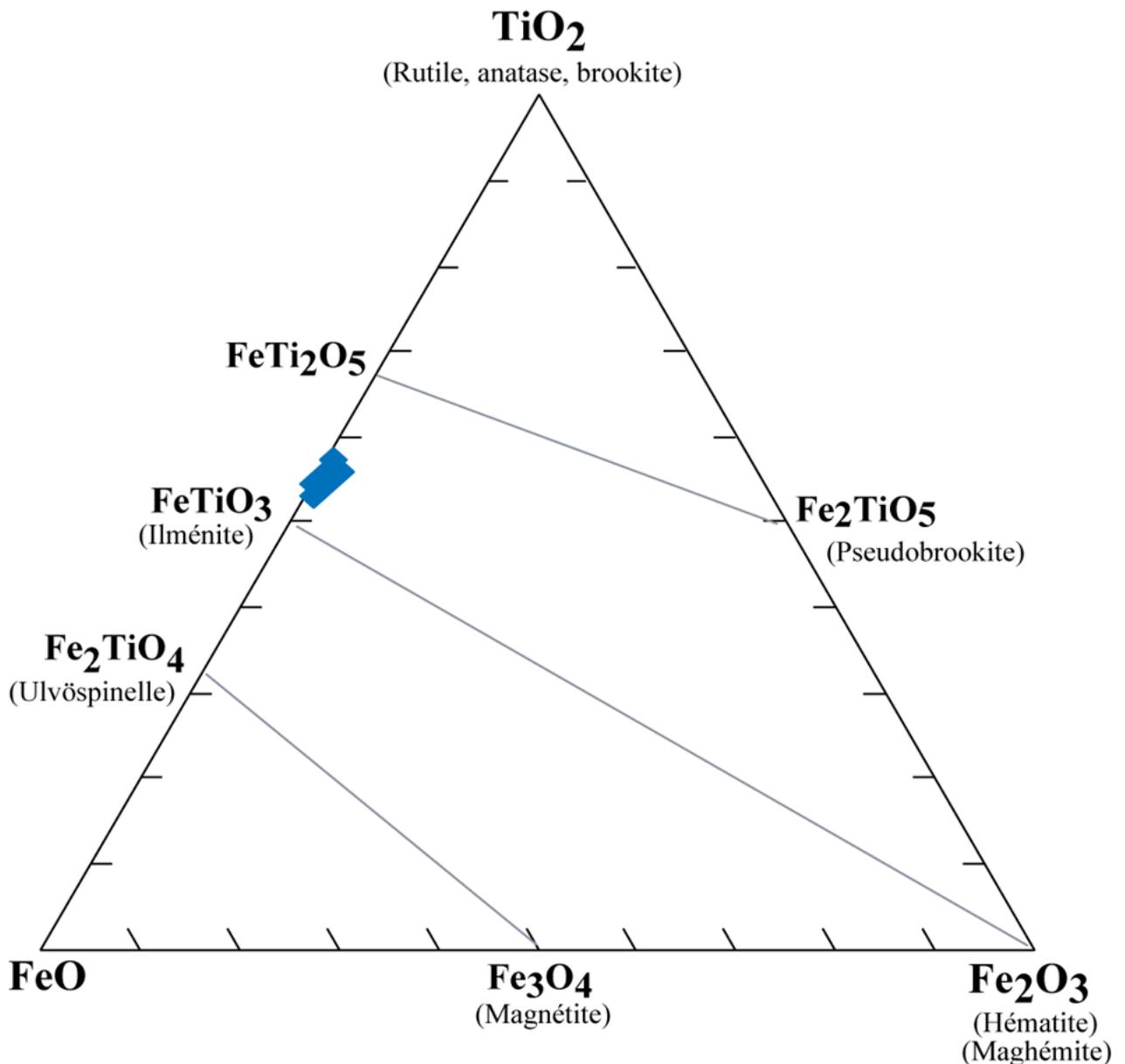
**Tableau.IV-3** : Analyses chimiques et formules structurales (sur la base de 11 oxygènes) des muscovites.

#### IV-2-3-Les minéraux opaques

Assez abondants dans le granite migmatitique où ils sont le plus souvent associés à la biotite et aux autres minéraux accessoires.

Les analyses et formules structurales sont consignées dans le **tableau IV-4**.

Projetées dans le diagramme triangulaire  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  (Deer et al., 1992), Les analyses révèlent des compositions d'ilménite avec une moyenne de à 53 % de  $\text{TiO}_2$  et 44% en  $\text{FeO}$  (**Fig.IV-8**). Ces ilménites ont des teneurs très modérées en  $\text{MnO}$  (< 3%), ce qui traduit un composant pyrophanite bas et des teneurs en  $\text{MgO}$  négligeables.



**Fig.IV-8** : La position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme triangulaire  $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$  (Deer et al., 1992).

N°Ech	OZ1B					OZ1			
N°Anal.	98	107	110	111	59	60	62	67	76
SiO <sub>2</sub>	0	0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0	0,05	0	0,02	0,04	0,01	0,02	0,01
TiO <sub>2</sub>	53,02	53,62	52,78	53,45	53,49	52,39	53,71	53,07	53,82
FeO	44,95	43,67	43,59	44,32	44,19	42,7	44,56	45,11	44,51
MnO	2,24	2,39	2,57	2,19	2,11	3,18	2,01	2,07	2,19
MgO	0,02	0	0,01	0,09	0	0	0,05	0,03	0,03
CaO	0	0,01	0	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0,05	0	0	0	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,1	0,02	0,01	0,09	0	0	0,02
<b>Total</b>	100,3	99,74	99,12	100,12	99,96	98,49	100,4	100,35	100,64

#### Formule structurale

Si	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	1	1,02	1,01	1,01	1,02	1,01	1,02	1	1,02
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe <sup>2+</sup>	0,95	0,93	0,93	0,94	0,93	0,92	0,94	0,95	0,93
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05

**Tableau.IV-4 :** Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés.

### IV-3- Conditions thermodynamiques de cristallisation

Les conditions thermodynamiques (la température, la pression, la teneur en eau et la fugacité d'oxygène) régnant au cours de la mise en place et la cristallisation du magma sont estimées à l'aide de plusieurs méthodes. De nombreux géothermomètres et baromètres ont été proposés par plusieurs auteurs, mais les résultats obtenus ne sont pas toujours exactes, les erreurs sont souvent non négligeables.

Pour cerner ce problème, il faut utiliser de nombreux géothermobaromètres des différentes phases minérales pour avoir des résultats plus au moins acceptables.

Le granite étudié présente une paragenèse simple constituée uniquement de micas comme phase ferromagnésienne, donc le champ de méthodes thermobarométriques est restreint.

#### **IV-3- 1- La teneur en eau**

Elle peut être estimée, par comparaison de sa séquence de cristallisation avec celles obtenues des travaux expérimentaux sur les liquides granitiques. Ces expériences ont pour but de déterminer les températures et l'ordre d'apparition des différentes phases minérales en fonction de la quantité d'eau ajoutée, pour une pression donnée (Maaloe et Wyllie, 1975 ; Whitney, 1975, 1988 ; Naney, 1980 ; Clemens et Wall, 1981-1988 ; Euzen, 1993).

Dans les travaux de Whitney (1975, 1988), la présence des mégacristsaux de feldspath potassique implique sa cristallisation dans un système sous-saturé en eau (la pression serait de 2Kbars), avec des teneurs inférieures à 6%.

Clemens et Wall (1981et 1988) montrent que la cristallisation précoce de la biotite implique une teneur en eau supérieure à 4%, pour une pression de 2 kb.

Dans le granite migmatitique étudié, la biotite apparait en inclusions dans les mégacristsaux de feldspath potassique et dans le plagioclase. Pour Green (1972), la présence de la biotite en inclusions dans le plagioclase témoigne d'une cristallisation tardive de ce dernier, donc les teneurs en eau inférieures à 5%. Ces données traduiraient donc des teneurs en eau du magma granitique étudié comprises entre 4 et 5%.

#### **IV-3-2- La Fugacité d'oxygène**

La fugacité d'oxygène est un paramètre très important, elle influence sur la stabilité des minéraux ferro-magnésiens et les oxydes ferro-titanés.

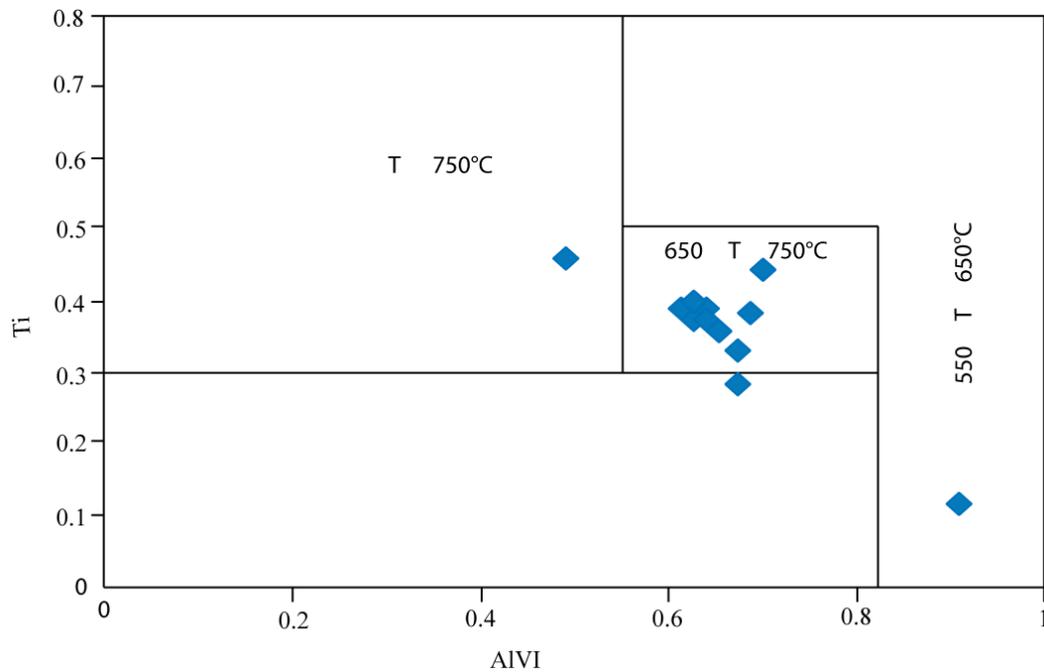
Ishihara (1977) a défini pour les granitoïdes (série) à magnétite et les granitoïdes (série) à ilménite, estimant alors leur fugacité d'oxygène. Il montre que cette dernière est généralement caractérisée par une faible fugacité d'oxygène et représente le tampon Ni-NiO.

La présence d'ilménite nous permet d'avancer des conditions réductrices (fugacité d'oxygène faible) lors de la cristallisation de ce magma granitique.

#### **IV-3-3- La Température et la pression**

Schreurs (1985) propose un géothermomètre, fondé sur la composition chimique de la biotite, qui permet d'estimer la température de cristallisation de ce minéral. Il correspond à un diagramme binaire Ti versus Al<sup>VI</sup> où différents champs de températures sont définis (Fig.IV-9).

Projetées dans ce diagramme, les analyses du granite étudié tombent majoritairement dans le champ des biotites qui ont cristallisé à des températures modérées comprises entre 650-750 °C.



**Fig.IV-9 :** Diagramme Ti vs Al<sup>VI</sup> de Schreurs, (1985) dans lequel sont projetées les analyses de biotite du granite migmatitique.

Le géothermomètre établi à partir du titane dans la biotite (Henry et al. ,2005) est basé sur la surface de saturation en titane de la biotite pour des métapélites péralumineuses équilibrés entre 4 et 6 kbars. Les températures sont déterminées soit en plaçant les données en Ti et XMg dans un graphique binaire, soit en utilisant les même données, dans la formule suivante :

$$T = ([\ln(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3]/b)^{0.333}$$

Où T est exprimée en °C, Ti est normalisé, XMg est égal à Mg/(Mg+Fe) et le a,b et le c sont des constantes : a=-2.3594, b=4.6482e-9 et c=-1.7283.

L'application de ce géothermomètre nécessite certains paramètres qui sont les suivants :

- De l'ilménite ou du rutile doit être présent dans le système, pour assurer que le système est saturé en Ti ;
- Le graphite est présent dans la roche et les conditions sont réductrices avec une faible fugacité d'oxygène et le Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans la biotite est moins de 12% de fer total ;
- Le quartz doit être présent dans la roche, ainsi qu'un minéral alumineux ;
- La pression dans les roches doit être comprise entre 4 et 6 kb ;
- Le XMg de la biotite doit se situer entre 0,275 et 1, Ti entre 0,04 et 0,6.

<b>Ti</b>	<b>XMg</b>	<b>T °C</b>
<b>0,37</b>	0,373	679
<b>0,39</b>	0,364	686
<b>0,38</b>	0,365	682
<b>0,39</b>	0,36	686
<b>0,29</b>	0,375	639
<b>0,39</b>	0,354	685
<b>0,33</b>	0,322	655
<b>0,12</b>	0,348	406
<b>0,39</b>	0,313	681
<b>0,44</b>	0,351	703
<b>0,39</b>	0,339	684
<b>0,46</b>	0,303	705

**Tableau.IV-5** : Le géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).

L'auteur propose pour ce géothermomètre les incertitudes suivantes : 24°C pour des températures faibles (< 600°C) et 12°C pour des hautes températures (> 700°C).

Les résultats obtenus sont sensiblement en accord avec ceux obtenus par le géothermomètre de Schreurs (1985). La température de cristallisation de biotite d'après le géothermomètre de Henry et al. (2005) est estimée entre 705°C et 639 °C, légèrement plus basses.

Par ailleurs, Clarke, 1981 ; Clemens et Wall, 1988 estiment que pour la cristallisation d'une muscovite magmatique primaire, il faut nécessairement une pression relativement élevée pouvant être supérieure à 3 kb.

**IV-4- Conclusion de l'étude minéralogique**

L'étude minéralogique des différentes phases minérales a permis de préciser leur nature, leur affinité et leur variation compositionnelle. Les compositions chimiques sont assez constantes.

Le plagioclase est de type oligoclase-andésine. La zonation est très discrète, indiquant le rôle mineur joué par la cristallisation fractionnée.

La biotite a une composition de biotites vraies, avec un caractère ferrifère plus au moins marqué ( $X_{Fe} = 0,63-0,69$ ). Elle est fortement alumineuse avec  $16,6 < Al_2O_3\% < 18,1$ .

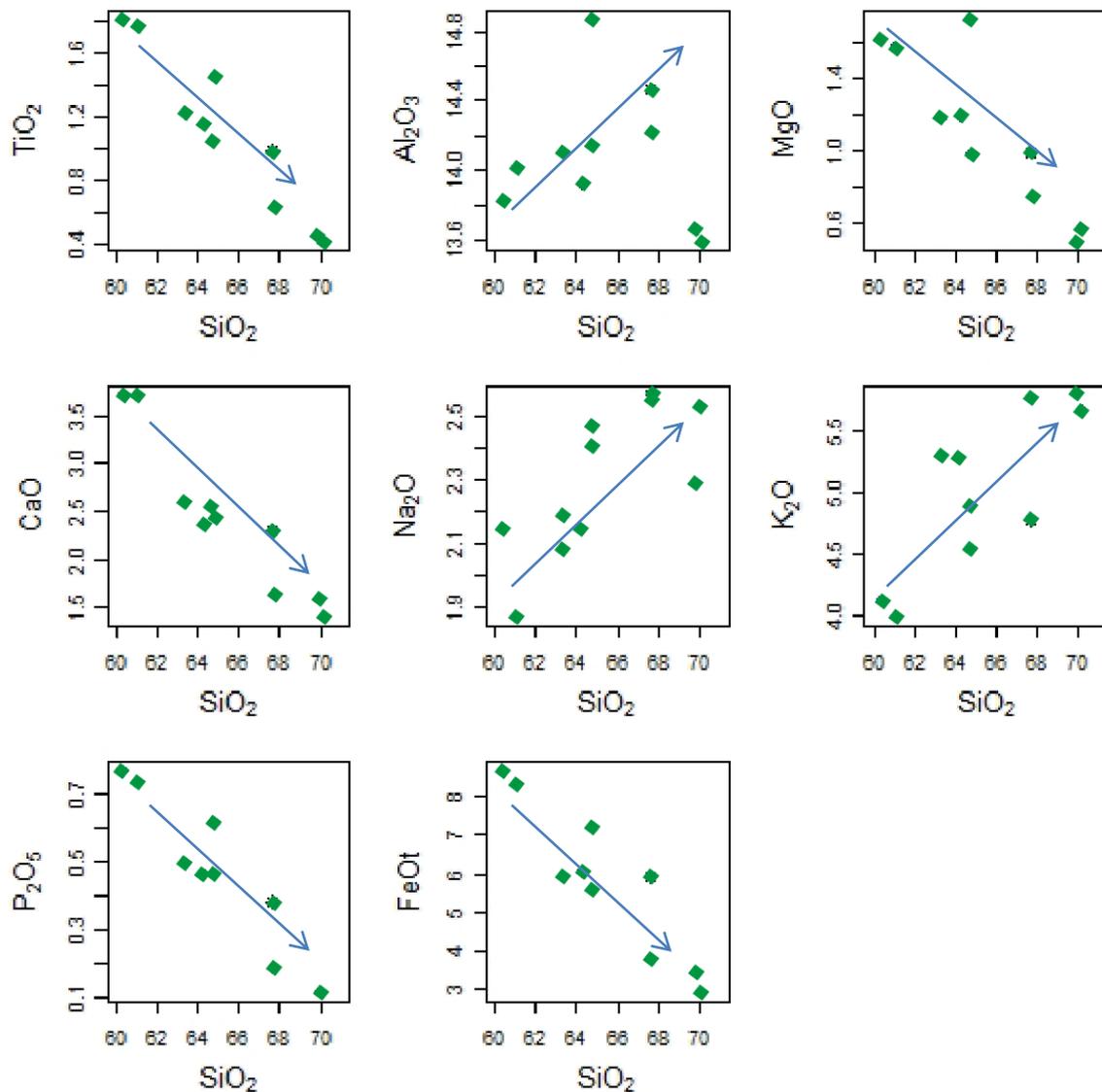
Sa typologie affiche une affinité avec les biotites des granites peralumineux (Nachit et al. 1985, Abdel-Rahman 1994).

La muscovite est présente, mais peu abondante. Les analyses chimiques ont confirmé le caractère magmatique primaire des grandes lattes de muscovite.

La présence d'un seul type de minéral opaque qui est l'ilménite indique que le granite étudié pourrait appartenir à la série à ilménite d'Ishihara (1977).

Par ailleurs, les méthodes thermobarométriques, appliquées au granite étudié, ont permis de dégager :

- des teneurs en eau comprises entre 4 et 5%,
- des températures de cristallisation de la biotite comprises entre 650 et 750°C,
- des pressions pouvant être supérieures à 3 kb,
- des conditions réductrices avec une faible fugacité d'oxygène pour la cristallisation du magma (magma saturé en titane).

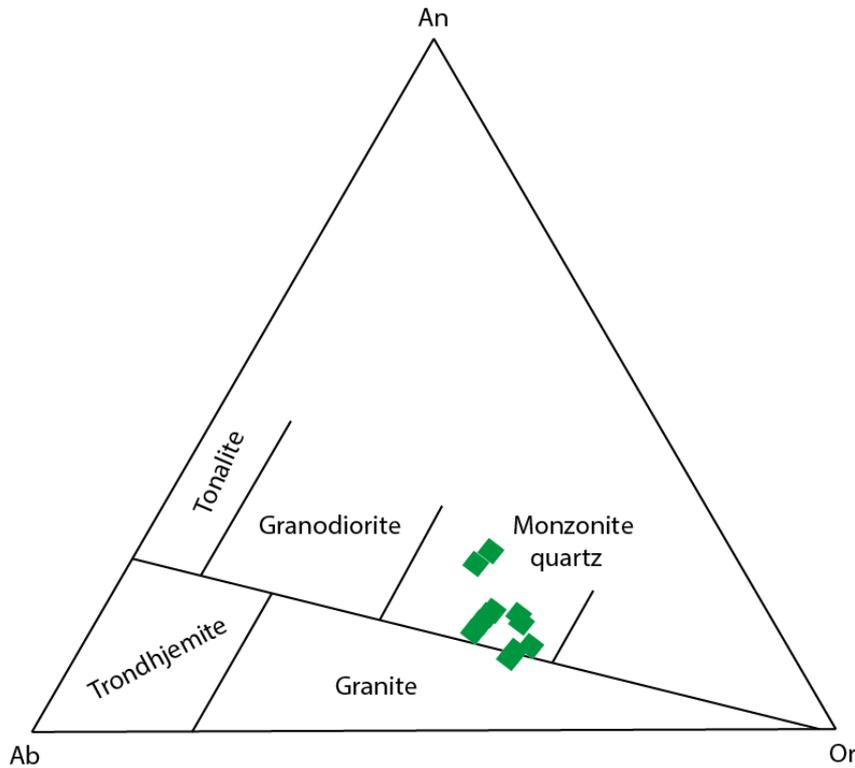


**Fig.V-1** : Répartition des oxydes en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les diagrammes de type Harker (1909).

### V-2-2-Classification et nomenclature

Les calculs de la norme CIPW (**tableau V-1**) indiquent que le granite migmatitique présente des teneurs suffisamment élevées en quartz, orthose et plagioclase. Les teneurs en orthose sont supérieures à celle de l'albite. Les teneurs en corindon normatif sont > 1% et atteignent jusqu'à 3.48%, ce qui confirme le caractère alumineux de ce granite.

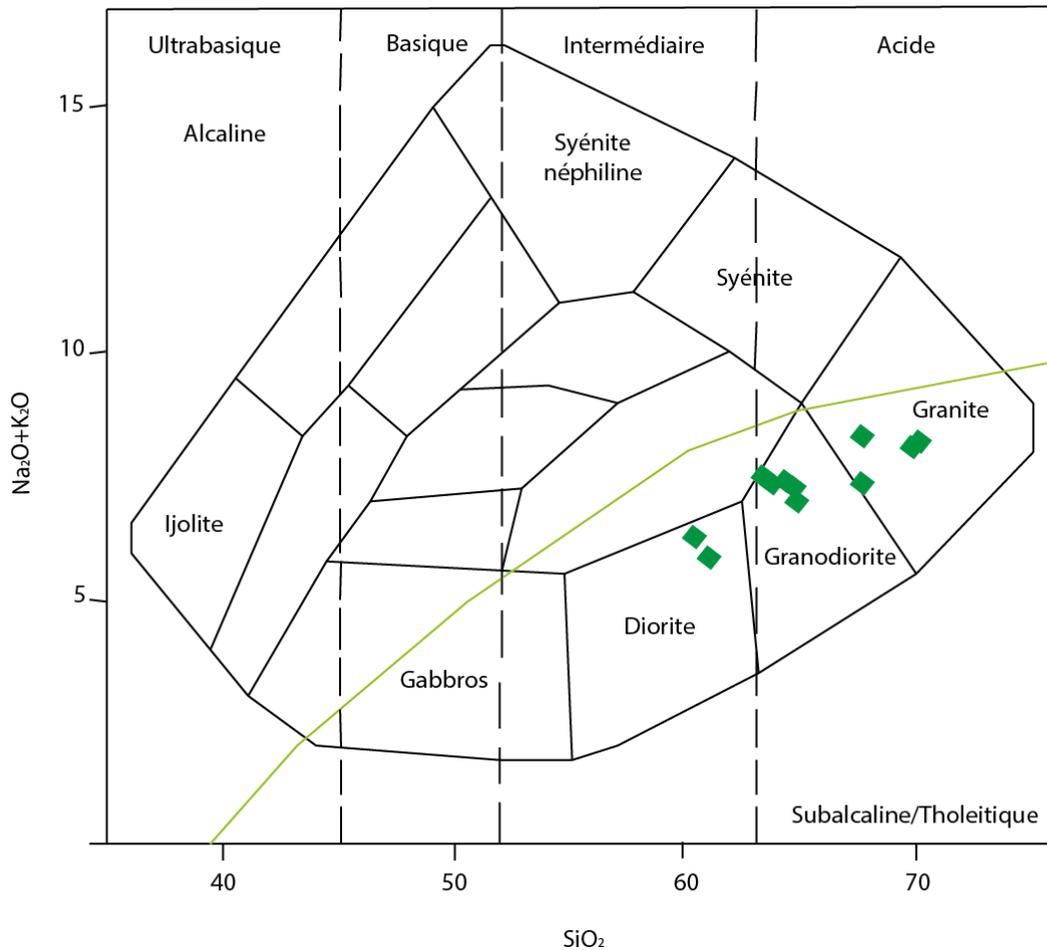
Dans le diagramme de classification normative Ab-An-Or de Barker (1979), les analyses tombent essentiellement dans le champ de monzonite quartz et empiètent sur le champ des granites (**fig.V-2**).



**Fig.V-2** : Analyses chimiques du granite migmatitique reportées dans le diagramme de classification normative de Barker (1979).

*Condition : quartz normatif  $\geq 10\%$ .*

Le diagramme de la classification de Cox et al. (1979), adaptée aux roches plutoniques par Wilson (1989) montre que les faciès du granite étudié se situent dans le domaine des roches subalcalines, avec une composition intermédiaire à acide (**Fig.V-3**). Les points représentatifs tombent dans les champs des diorites aux granites.

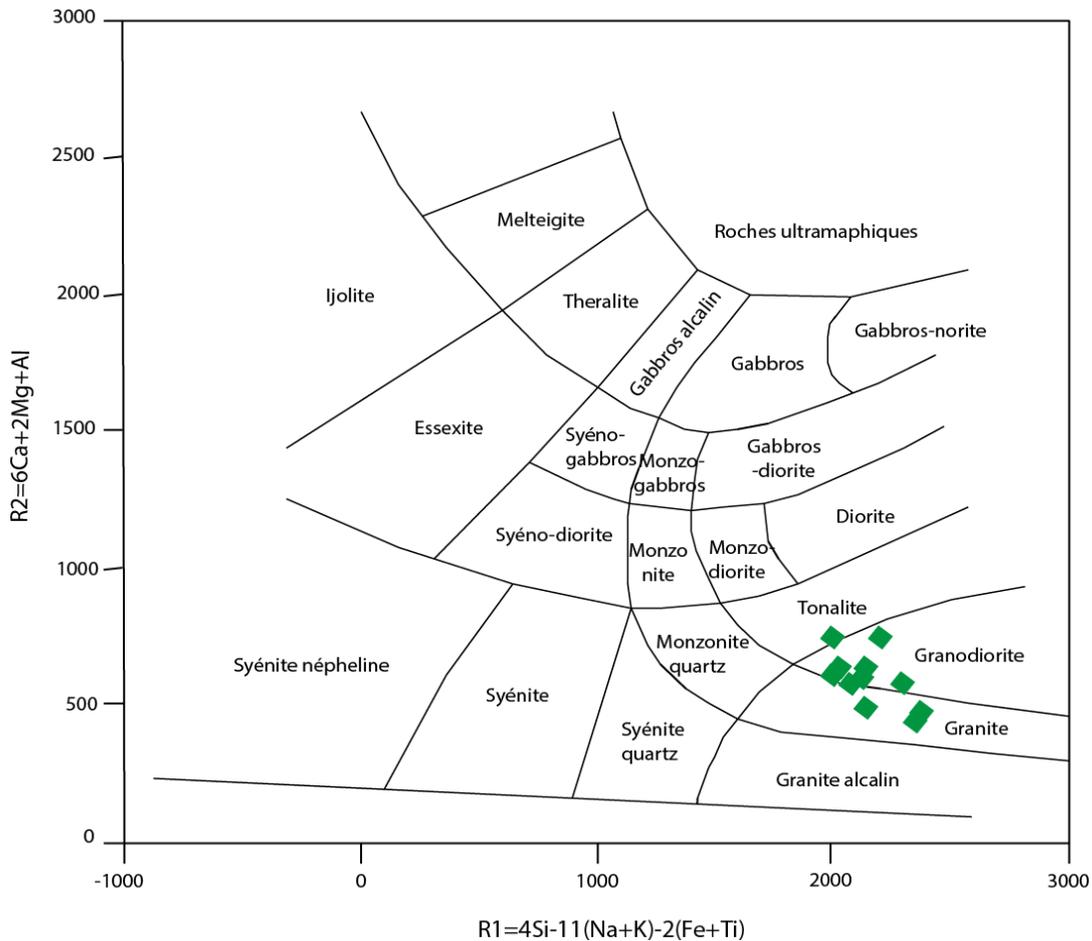


**Fig.V-3** : Les faciès du granite dans le diagramme TAS alcalins vs silice, d’après Cox et al. (1979), adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989).

*La courbe en trait gras de couleur verte limite les domaines des roches alcalines et subalcalines. Les traits discontinus délimitent des champs en fonction de l’acidité des roches.*

Le diagramme de De la Roche *et al.*, (1980) est un diagramme binaire comportant deux paramètres R1 et R2 qui correspondent chacun à la somme d’un certain nombre de cations. R1 est égal à la somme des alcalins, de la silice, du fer et du titane, il sert donc à différencier les séries alcalines des séries subalcalines (calco-alcalines ou tholéitiques). R2 correspond à la somme calcium, magnésium et alumine, qui marque donc le degré de différenciation

Dans ce diagramme (**Fig.V-4**), les points représentatifs tombent dans les domaines du granite et de la granodiorite.



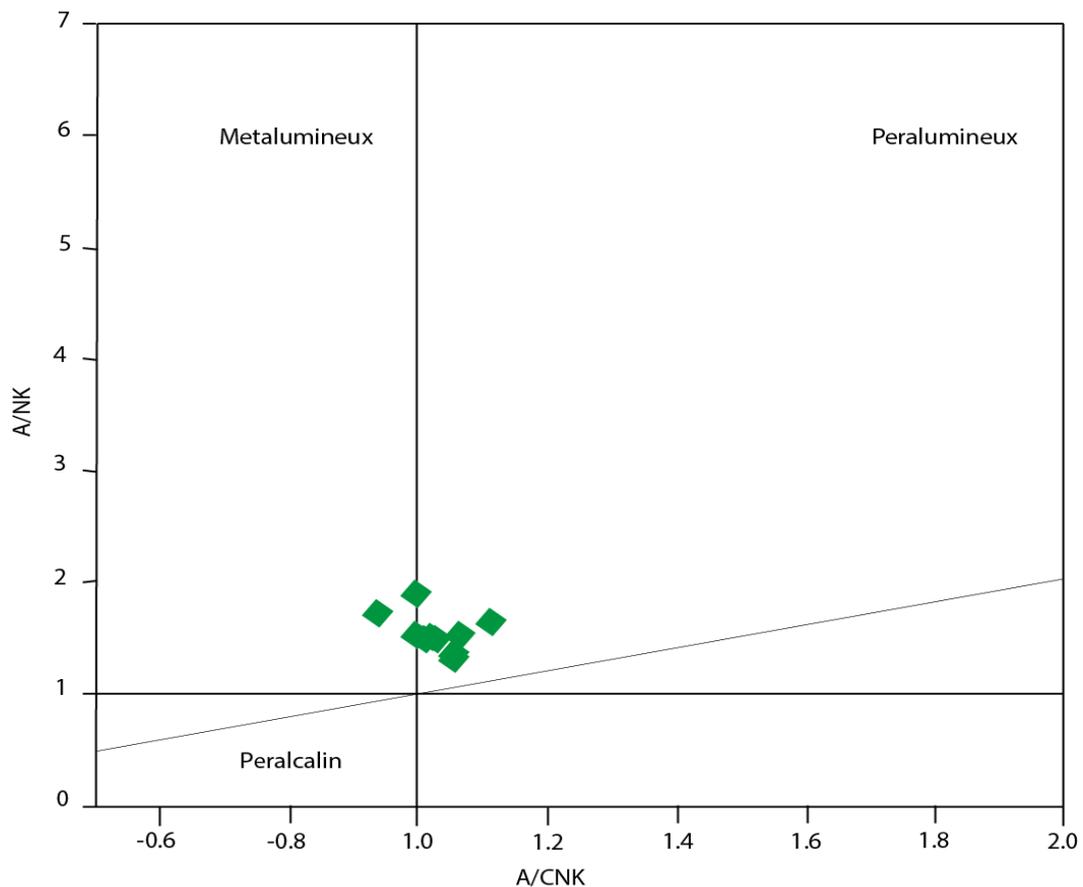
**Fig.V-4** : Le diagramme R1-R2 de De La Roche et al. (1980).  
 $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

### V-2-3-Typologie et caractérisation géochimique

De nombreux diagrammes sont présentés dans la littérature pour la caractérisation des roches magmatiques. Nous avons choisi ceux qui semblent le plus appropriés pour le granite étudié.

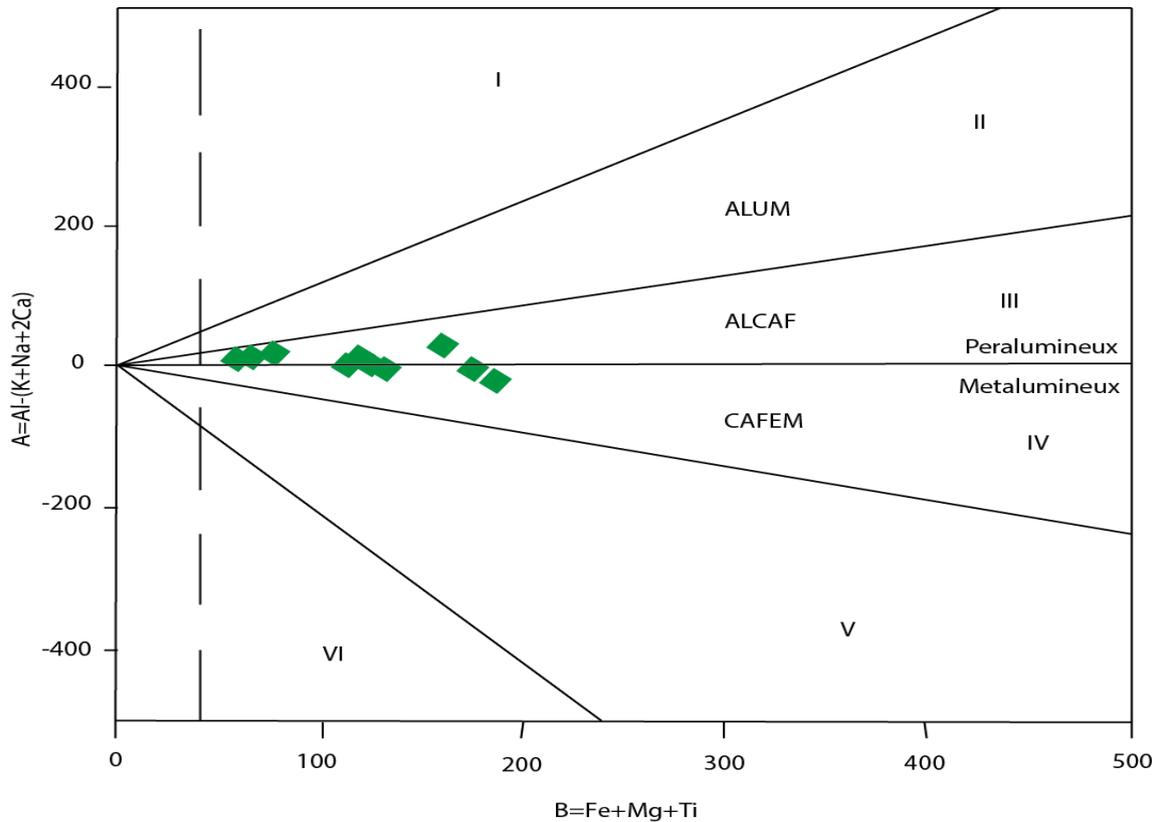
L'étude pétrographique a montré que le granite étudié renferme des minéraux alumineux tels que la biotite et un peu de muscovite. La biotite est considérée comme le réservoir le plus important de tout excès d'alumine en absence des minéraux alumineux (Clarke, 1981). L'excès d'alumine dans le granite est exprimé minéralogiquement par la cristallisation de ces deux micas et virtuellement par la présence de corindon normatif (jusqu'à 3,48%) dans la norme CIPW. Ce caractère péralumineux a été confirmé par la position des points représentatifs sur le diagramme discriminant A/CNK vs A/NK de Shand

(1943) et Maniar & Piccoli (1989) avec un rapport  $A/CNK$  qui varie entre 0,97 et 1,12 (fig.V-5).



**Fig.V-5** : Projection du granite migmatitique dans le diagramme  $A/CNK$  vs  $A/NK$  de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989).

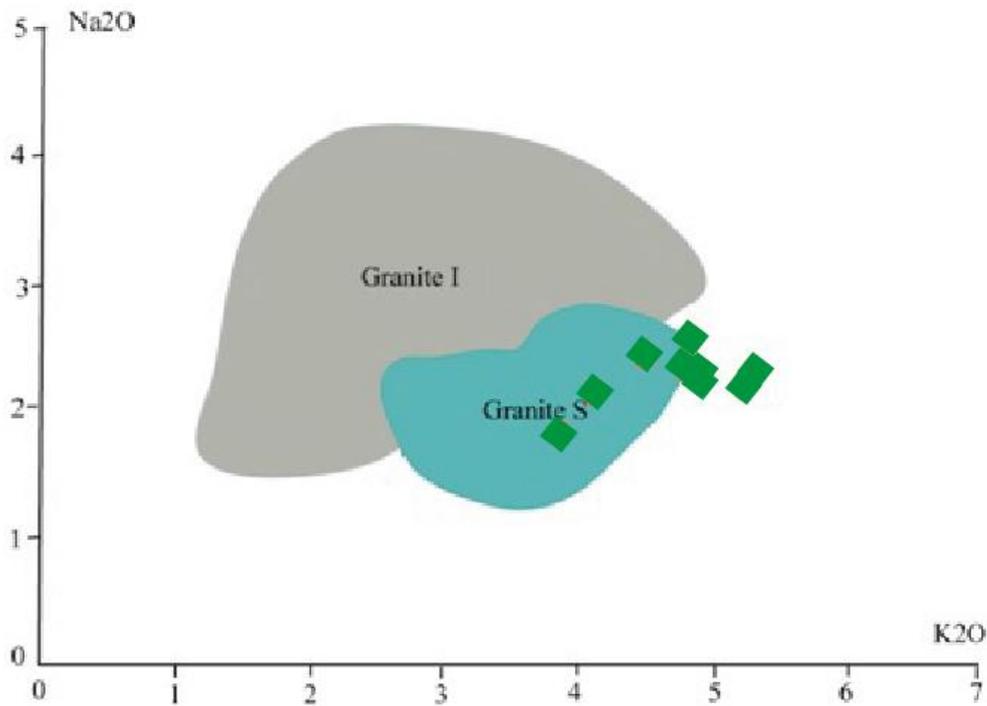
Nous avons rajouté le diagramme de Debon et Le Fort (1988) car il est plus détaillé pour caractériser l'affinité magmatique. C'est un diagramme binaire représenté par l'indice de peraluminosité [ $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ ] en fonction de l'indice de coloration ( $T = Fe + Mg + Ti$ ), la position de nos analyses se situe majoritairement dans le domaine aluminosaturé (fig.V-6).



**Fig.V-6** : Granite migmatitique dans l'espace A-B de Debon et Le Fort (1988).  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  ;  $B = Fe + Mg + Ti$  (voir annexe pour le calcul des paramètres A et B).

*La partie supérieure du diagramme ( $A > 0$ ) correspond au domaine des roches peralumineuses, la partie inférieure du diagramme ( $A < 0$ ) correspond au domaine des roches métalumineuses. Trois grands types d'associations magmatiques: cafémique (CAFEM), alumino-cafémique (ALCAF) et alumineuse (ALUM).*

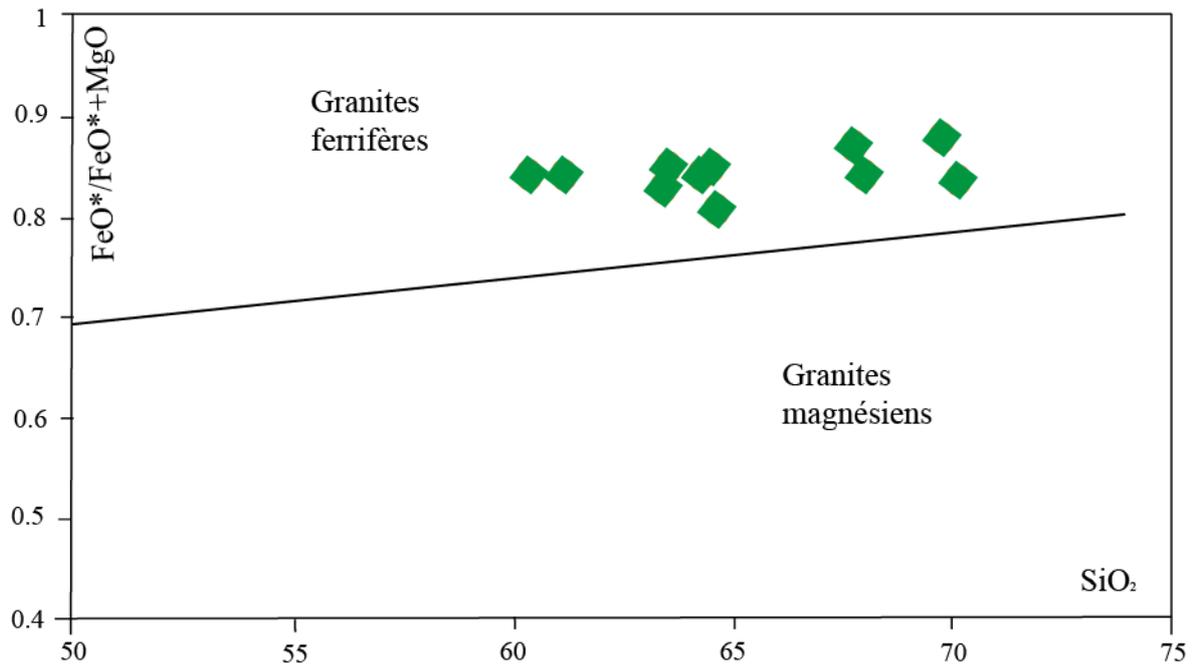
Le granite étudié montre de nombreux aspects des granites de type S (un rapport  $A/CNK > 1$ , un rapport  $K_2O/Na_2O > 1$ , présence de minéraux alumineux et des teneurs en corindon normatif  $> 1$ ), mais il se distingue par l'absence de cordiérite. Le diagramme binaire  $K_2O$  vs  $Na_2O$  de Chappell et White (1983) présente une preuve supplémentaire que le granite migmatitique est un granite de type S (**fig.V-7**)



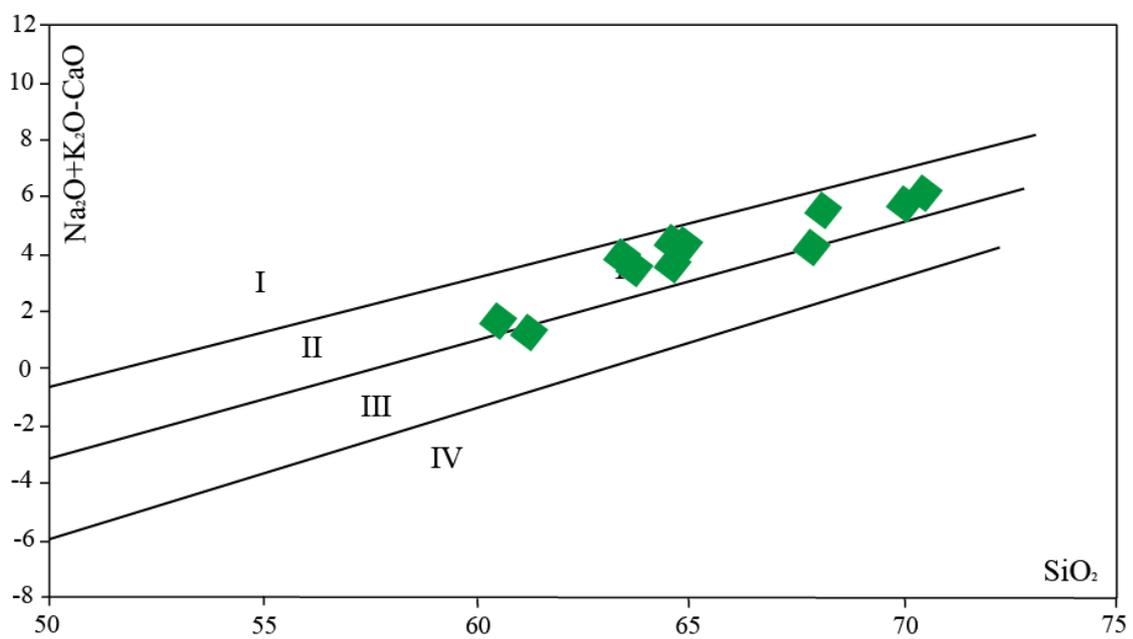
**Fig.V-7** : Position du granite de Laouni dans le diagramme Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O distinguant entre les granites S et I de Chappell et White (1983).

Le rapport XFe donne des informations sur le degré de différenciation de la roche. Il permet de faire la discrimination entre les granitoïdes ferrifères et les granitoïdes magnésiens. Dans le diagramme  $X_{Fe} = \frac{FeOt}{FeOt+MgO}$  en fonction de SiO<sub>2</sub> (Frost et al., 2001), l'ensemble des points analytiques se répartissent dans le domaine des granites ferrifères (**fig.V-8**). Ces granites sont caractérisés par un enrichissement en fer au cours de la différenciation, ce qui favorise la cristallisation des oxydes de fer (Frost et al., 2001).

L'indice de l'alcalinité ou l'indice de MALI (modified alkali lime index) =  $(Na_2O+K_2O-CaO)$  exprime la nature de l'abondance des feldspaths dans la roche et qui dépend de la nature de magma source et des modalités de son évolution. Cette variable permet de subdiviser les granitoïdes ferrifères et magnésiens en quatre domaines : alcalin, alcali-calciq, calco-alcalin et calciq (Frost et al., 2001). Sur ce diagramme, nos analyses se situent à la limite entre deux domaines : le domaine des granites alcali-calciques et le domaine des granites calco-alcalins (**fig.V-9**).



**Fig. V-8** : Position des faciès granitiques dans le diagramme de Frost et al. (2001).



**Fig.V-9** : Diagramme MALI (Frost et al., 2001).  
 I. Granitoïdes alcalins, II. Granitoïdes alcali-calciques, III. Granitoïdes calco-alcalins, IV. Granitoïdes calciques.

### V-3- Géochimie des éléments traces

Les analyses chimiques des douze éléments en traces analysés ont été reportées dans le **tableau V-2** suivant :

	OZ4A	OZ1B	OZ6B	OZ6C	OZW21	OZW24	OZW26	OZW27	OZW28	OZW29
<b>Ni</b>	11,6	9,4	15,6	7,8	8,3	7,5	6,1	6,4	7,4	8,6
<b>Cu</b>	16,2	3,8	18,6	10,2	14,5	0	0	0	1,4	6,6
<b>Zn</b>	124,2	90,9	131,8	99,6	95,6	77,5	50,2	46,1	93,9	101,5
<b>Ga</b>	22,1	24	21,7	22,1	22,7	23,3	21,1	20,8	22,2	22,9
<b>Rb</b>	172,2	212,3	163,3	250,6	247,8	302,6	274,7	265,5	241,5	243,8
<b>Sr</b>	277,6	208,8	268,8	259	205,2	115,3	127	109,3	199,7	223,7
<b>Y</b>	71,2	38,8	38,2	30,6	39,7	22,8	47,1	26,6	33,4	38
<b>Zr</b>	609,2	613,6	539,4	472,6	454,9	325,8	238,9	243,8	435,6	517,2
<b>Nb</b>	32,4	25	30,9	21,6	21,2	12,4	8,8	8,4	20,3	23,1
<b>Pb</b>	6,9	21,4	6,3	34,9	36,7	49,7	60	24,5	42,3	57,2
<b>Th</b>	54,9	78,6	0	76,6	112,4	147,1	119,6	111,5	95,8	102,3
<b>U</b>	0	0	0	0	0	3,4	1,6	1,5	0	0

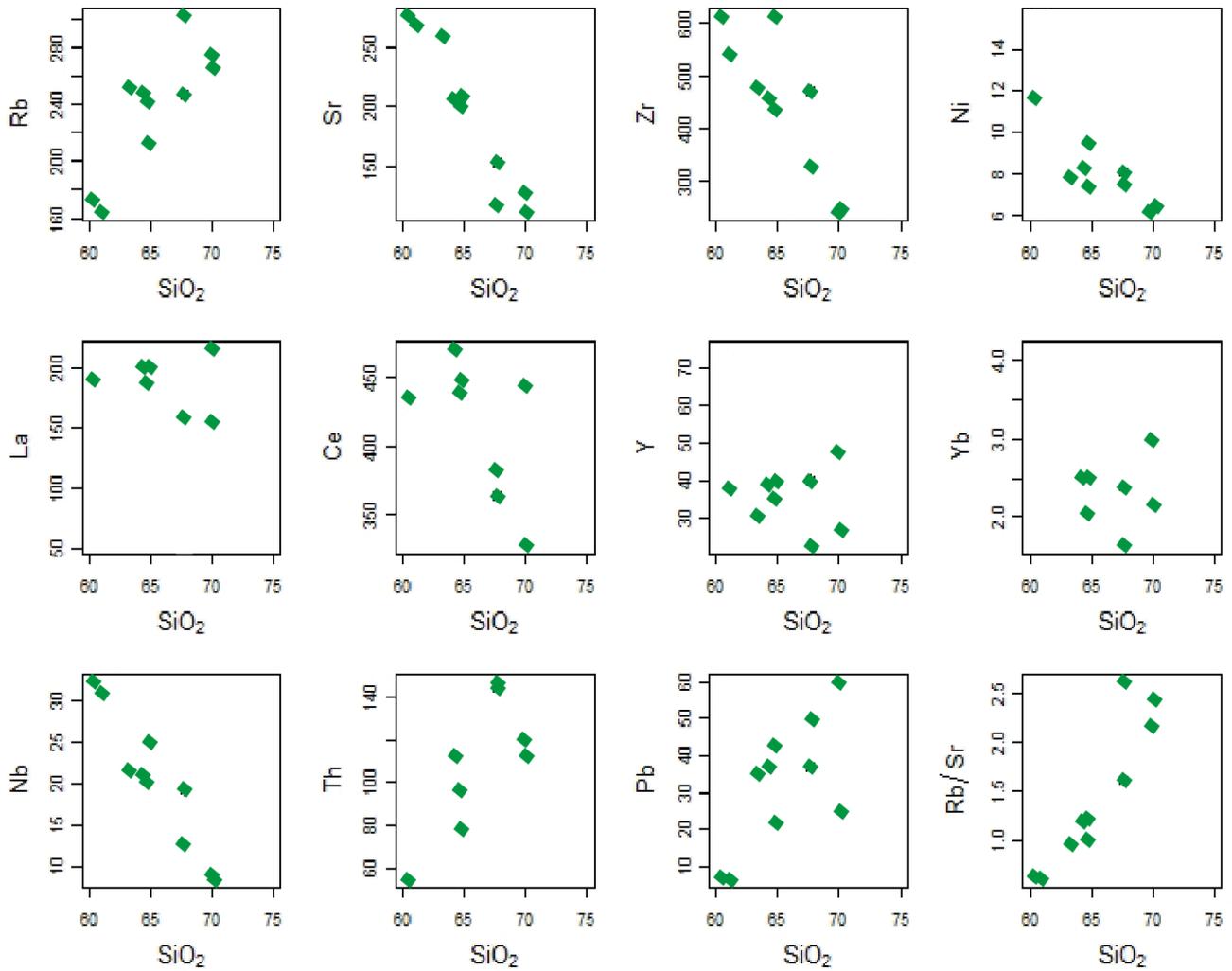
**Tableau.V-2:** Analyses chimiques des roches totales: les éléments en traces exprimés en ppm.

#### V-3-1- Alcalins, alcalino-terreux, HFSE et éléments de transition

Dans ce granite, les analyses des éléments traces montrent des teneurs intéressantes et importantes pour certains éléments. Il est caractérisé par des concentrations élevées en Zirconium (Zr), elles atteignent jusqu'à 600 ppm. De telles teneurs sont généralement rencontrées dans des granites riches en biotite où le zircon est abondant. Il présente des teneurs modérées en Sr et élevées en Rb.

En revanche, il montre des teneurs très faibles en Ni, Cu, Ga. Les teneurs en Ni ne dépassent pas 15ppm, ces teneurs faibles sont expliquées par la présence d'un seul minéral ferromagnésien (biotite) et par le comportement compatible de cet élément. Le caractère particulier du granite est sa pauvreté en uranium (U), qui est presque absent, par contre il montre des teneurs élevées en thorium (Th). Cela est expliqué par le caractère immobile du thorium lors des phénomènes d'altération contrairement à l'uranium qui est très mobile, donc

il est facilement mobilisé dans les fluides aqueux durant les phénomènes hydrothermaux (Euzen, 1993).



**Fig.V-10** : Répartition des analyses chimiques dans les diagrammes éléments traces (en ppm) vs SiO<sub>2</sub> (%) de type Harker (1909).

La projection des analyses des éléments traces en fonction de la silice (SiO<sub>2</sub>) dans les diagrammes de type Harker, permettent de relever certains points essentiels sur le comportement des éléments traces (**fig.V-10**) :

Le rubidium montre un caractère incompatible se traduisant par une corrélation positive (la teneur en Rb augmente avec l'augmentation de la teneur en SiO<sub>2</sub>). Les teneurs en thorium et plomb croissent avec l'augmentation de la silice, traduisant un comportement incompatible.

Quant au Sr, il a un comportement d'un élément compatible, il présente une corrélation négative avec le SiO<sub>2</sub> (la teneur en Sr diminue avec l'augmentation de la teneur en SiO<sub>2</sub>), cette diminution peut être due à la cristallisation des feldspaths (feldspath potassique et plagioclase). Les éléments Zr, Nb, Ce et Ni affichent le même comportement. La diminution du Zr en fonction de l'acidité croissante est expliquée par la cristallisation du zircon qui est abondant dans le granite migmatitique.

En ce qui concerne, le lanthane, l'yttrium et l'ytterbium aucune évolution n'est observée, ils ont une distribution apparemment quelconque.

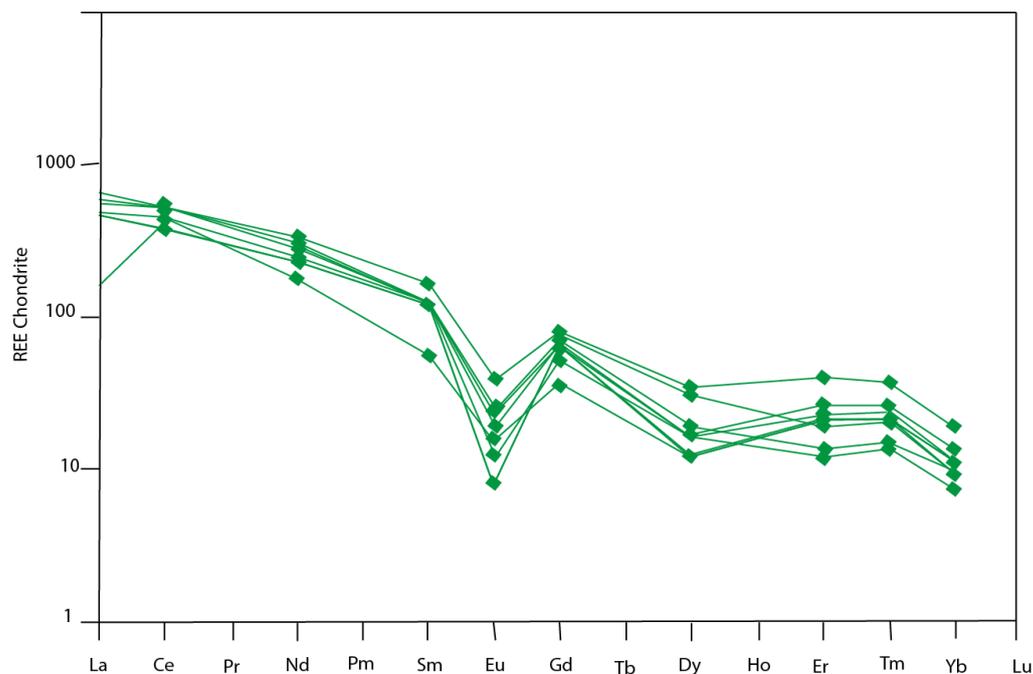
### V-3-2- Les terres rares

Les terres rares font partie des éléments traces, mais leur utilisation comme marqueurs de la source du magma et des processus pétrogénétiques leur confère une signification particulière. Les teneurs en terres rares et le taux de fractionnement sont consignés dans le **tableau V-3** suivant :

	OZ4B	OZ1B	OZW21	OZW24	OZW26	OZW27	OZW28	OZW29
<b>Ce</b>	435,6	447,9	471,8	381,9	443,3	325,8	439,8	466,3
<b>Dy</b>	11,6	5,28	10,31	5,73	5,71	6,69	4,29	5,52
<b>Er</b>	8,85	5,11	4,26	2,66	5,82	3	4,72	5,14
<b>Eu</b>	2,97	1,81	1,8	1,02	1,43	0,93	0,98	1,99
<b>Gd</b>	21,72	18,7	20,72	13,84	19,39	14,06	17,89	19,01
<b>La</b>	187,7	199,9	200	156,8	215,1	154,1	187,2	197,8
<b>Nd</b>	204,5	198,1	178,1	151,7	189,4	139,7	188,2	198,4
<b>Sm</b>	31,91	24,54	33,23	25,52	24,5	24,05	25,58	29,68
<b>Tm</b>	1,12	0,7	0,61	0,4	0,77	0,45	0,6	0,58
<b>Y</b>	74,91	39,51	39,19	22,59	47,35	26,43	35,39	37,92
<b>Yb</b>	4,16	2,48	2,5	1,62	2,96	2,12	2,04	1,5
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	30,16	53,91	53,52	64,74	48,61	48,58	61,38	88,16
<b>Eu/Eu*</b>	0,35	0,26	0,21	0,17	0,2	0,16	0,14	0,26
<b>∑REE</b>	984,9	943,9	960,1	762,1	952,8	695,1	904,6	962,4

**Tableau V-3 :** Analyses chimiques des terres rares exprimées en ppm. Normalisation par rapport aux chondrites de Nakamura (1974).

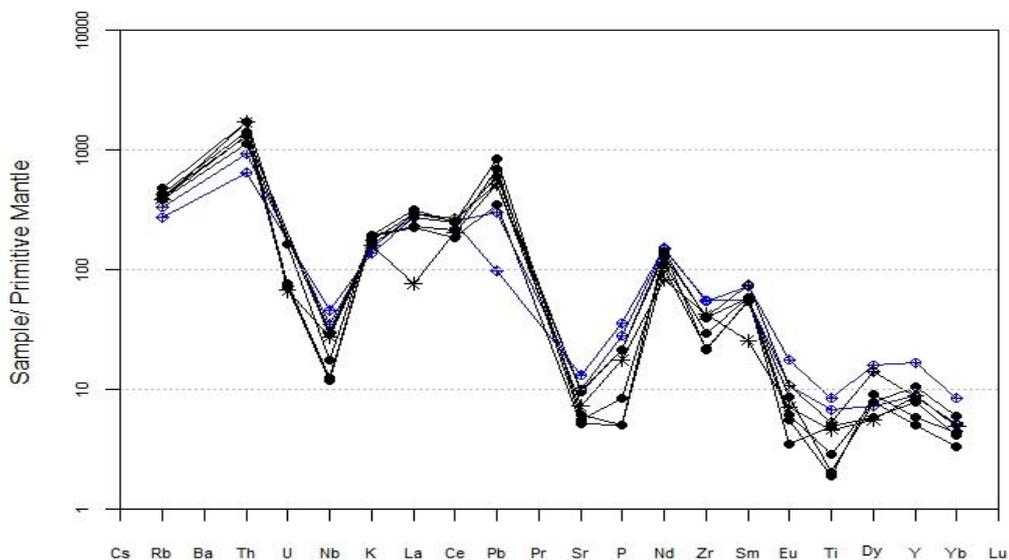
En ce qui concerne les terres rares, la somme totale ( $\Sigma\text{REE}$ ) pour tous les échantillons varie entre 750 et 980 ppm ; ce qui permet de dire que le granite migmatitique est enrichi en terres rares. Cet enrichissement en terres rares est expliqué par l'abondance des minéraux accessoires (apatite, monazite et zircon) qui sont des réservoirs de terres rares. Les données de terres rares sont normalisées aux valeurs des chondrites de Nakamura, 1974 et les terres rares sont disposées par ordre d'incompatibilité décroissante. Les échantillons ont des spectres de REE parallèles et assez semblables, ce qui traduit un comportement similaire des différentes terres rares au cours de la cristallisation. Ce sont des spectres très fractionnés (le rapport  $\text{La}/\text{Yb}_N$  varie entre 15 et 88), avec un enrichissement important en terres rares légères LREE par rapport aux terres rares lourdes HREE. Ils possèdent une anomalie négative en europium (Eu) bien marquée, avec un rapport  $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$  (**fig.V-11**). Cette anomalie indique le fractionnement du plagioclase qui aurait appauvri le magma en Eu.



**Fig. V-11** : Spectres des Terres Rares du granite migmatitique. Normalisation par rapport aux chondrites de Nakamura (1974).

Nous avons reporté les analyses des éléments traces, les terres rares et quelques éléments majeurs du granite migmatitique dans des archnogrammes normalisés par rapport à une composition du manteau primitif selon les valeurs établies par McDonough et Sun (1989) (**Fig.V-12**).

Les diagrammes multiélémentaires sont assez similaires, ils montrent un enrichissement en éléments lithophiles (Rb, K) et en terres rares légères (La, Ce). Nous notons également des anomalies positives pour le Th et le Pb et des anomalies négatives en Nb, Zr, Sr et Ti (les anomalies négatives en Nb, Ti sont caractéristiques des magmas orogéniques et de la croûte continentale, d'après Saunders *et al.* 1980 et Taylor & McLennan 1985). L'anomalie négative en Sr, tout comme celle de l'Eu, indiquent le fractionnement des feldspaths. Le Th, tout comme le Pb, montrent des fortes concentrations ce qui suggère une contamination du magma par les roches de la croûte continentale (Wilson 1989). Les anomalies négatives en Nb et Ti suggèrent l'intervention de la contamination crustale dans la genèse du granite migmatitique. L'anomalie négative en Zr et les faibles concentrations de Y et Yb sont probablement lié au cristallisation des minéraux accessoires tels que le zircon qui fractionne le Zr, Y et Yb.

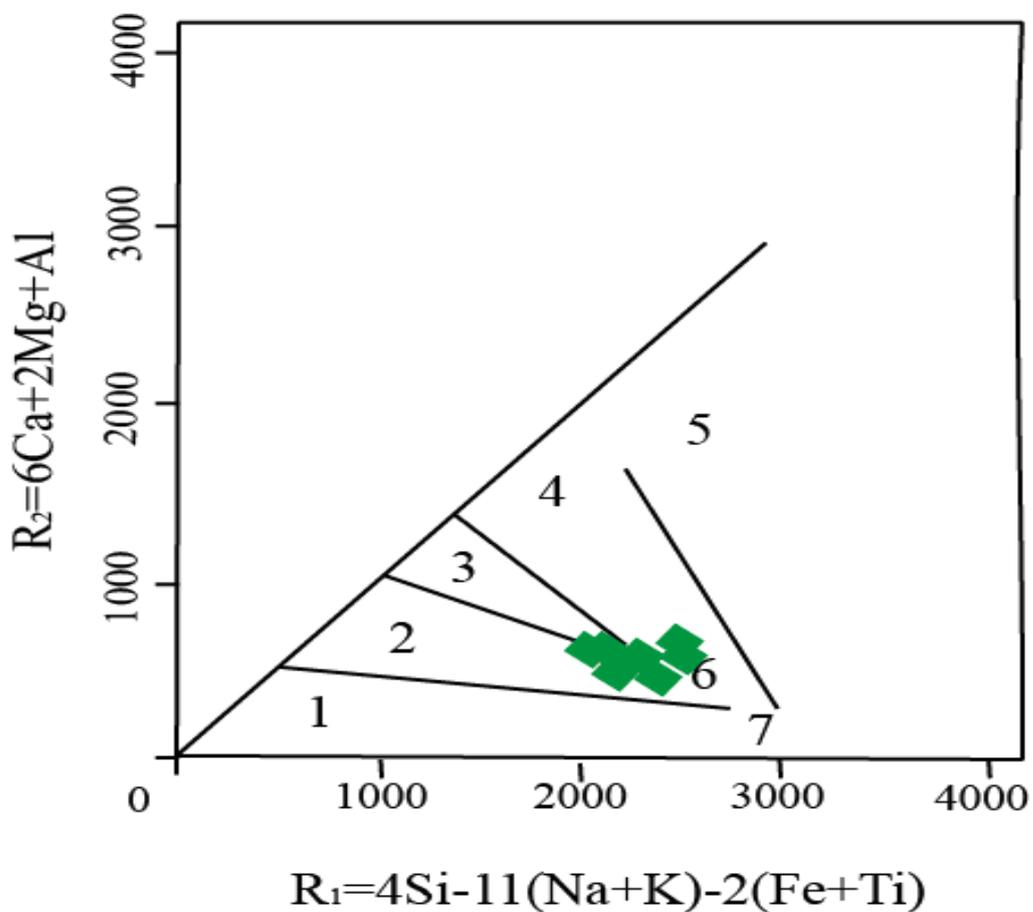


**Fig.V-12** : Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun and Me Donough, 1989).

#### V-4-Le contexte géotectonique

Dans le but de situer le granite migmatitique dans son contexte géodynamique, nous avons utilisé différents diagrammes basés sur les teneurs en éléments majeurs et en éléments traces.

Batchelor et Bowden (1985) ont repris le diagramme multiplication, R1-R2 de La Roche et al., 1980), et y ont défini six domaines tectoniques de mise en place des granitoïdes. Appliqué à notre granite, les points représentatifs tombent dans le domaine correspondant au contexte orogénique syn-collision (**fig.V-13**).



**Fig.V-13** : Projection des compositions de granite migmatitique sur le diagramme R1-R2 de Batchelor et Bowden (1985).  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ,  $R2=6Ca+2Mg+Al$ .

1. Anorogénique, 2. Tardi-orogénique, 3. Post-collision, 4. Soulèvement pré-orogénique, 5. Source mantellique, 6. Syn-collision. 7. Post-orogénique

Pearce et al. (1984) proposent plusieurs diagrammes géotectoniques discriminants pour les granitoïdes, basés sur les teneurs en éléments traces (Rb, Nb, Ta, Y et Yb). Ces auteurs délimitent 4 champs, qui correspondent à quatre groupes de granitoïdes suivant l'environnement géodynamique : les granitoïdes d'arc volcaniques VAG et les granitoïdes syn-collision syn-COLG, liés au domaine orogénique de convergence, les granitoïdes du ride médio-océanique ORG, liés au zones de divergence et les granitoïdes du domaine intraplaque anorogénique WPG.

Reportés dans le diagramme  $SiO_2$  vs Y, les points analytiques se situent dans le domaine VAG+COLG (**fig. V-14**). Dans le diagramme Nb vs Y, les analyses sont à cheval entre les champs ORG et VAG+Syn-COLG (**fig. V-15**). Ces résultats confortent nos hypothèses sur le contexte syn-collisionnel (orogène éburnéen) du granite étudié.

## V-5-La géochimie isotopique

Les granites sont les constituants essentiels de la croûte continentale. Son âge est très ancien au moins 4 Ga. Il existe donc des granites de 3.5 Ga (Groënland), 2.7 Ga (Canada, Scandinavie), 2 Ga (Côte d'Ivoire, Sahara), mais aussi 50 Ma (Himalaya) et même 6-5 Ma (Himalaya, Andes, Alpes) (Allègre, 2005). Les granites de la croûte continentale dérivent tous du manteau.

Le granite migmatitique de Laouni a fait l'objet d'une étude isotopique détaillée par les méthodes Rb-Sr et Sm-Nd

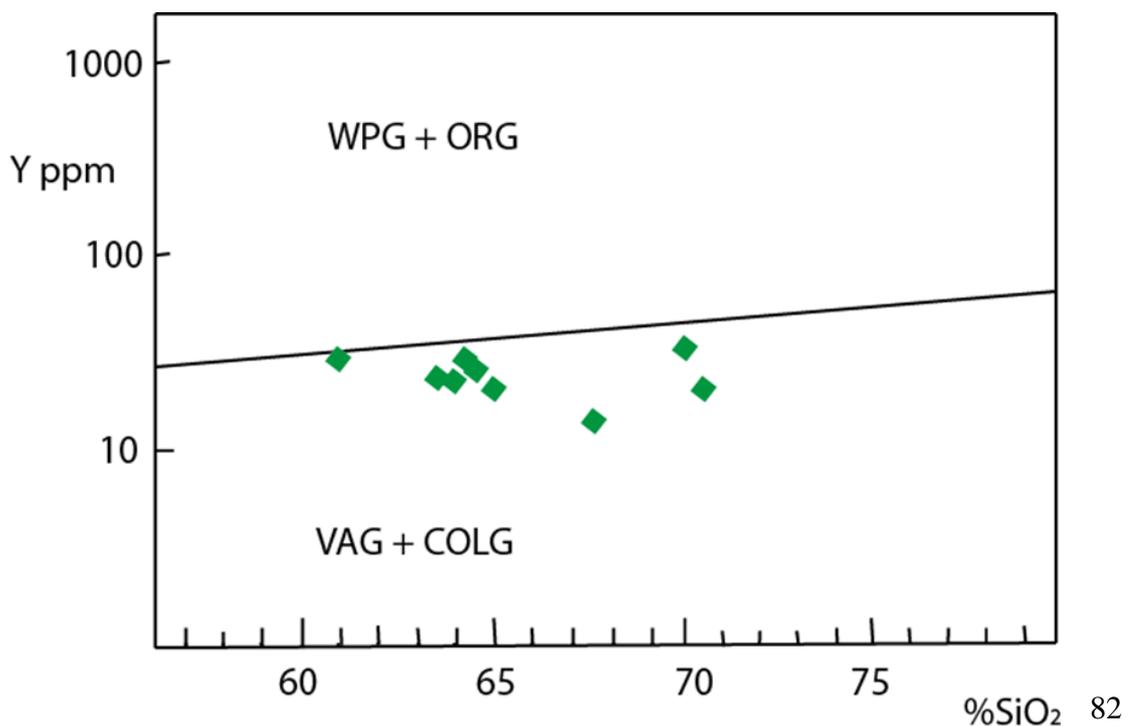
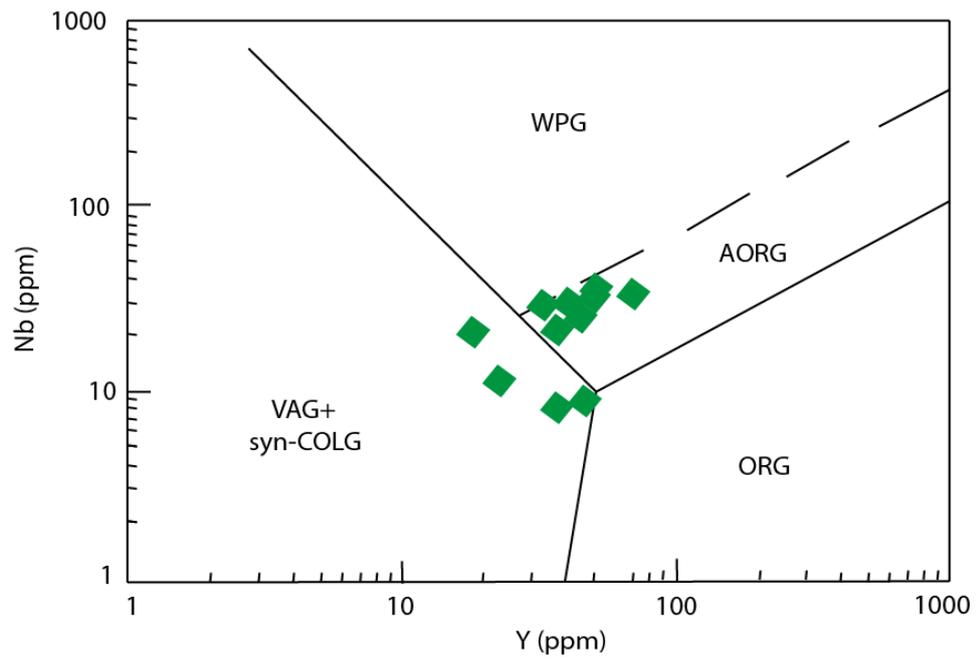
### V-5-1- Données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd sur roches totales du granite migmatitique de Laouni

#### V-5-1- 1-Aspect chronologique

A partir du diagramme  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en fonction de  $^{87}Rb/^{86}Sr$  (**Fig.II-3**) réalisé dans le chapitre II géochronologie, nous avons obtenu un âge de **2.15 Ga**, âge **paléoproterozoïque**, confirmant le rattachement à l'orogène **éburnéen** pour la cristallisation de ce granite.

V-5-1-2-Les compositions isotopiques du Sr

Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  ont été recalculés pour l'ensemble des échantillons à 2.15 Ga (tableau V-4). Les échantillons analysés présentent des compositions isotopiques très variables allant de **0.6935 à 0.7275**, ce qui pourrait traduire soit (i) une perturbation du système Rb-Sr lors de l'orogène éburnéen, (ii) ou présence d'un pôle pôle mantellique et d'un pôle crustal.



Echant	Rb	Sr	( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>m</sub>	( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>m</sub>	( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>t</sub>
OZW21	247,8	205,2	0,81176	3,48600	0.7037
OZW27	265,5	109,3	0,94486	7,01200	0.7275
OZW24	302,6	115,3	0,94490	7,57700	0.7100
OZ5A	120,3	184,5	0,78216	1,82200	0.7257
OZ1B	212,3	208,8	0,78451	2,93500	0.6935
OZ6B	163,3	268,8	0,75552	1,75400	0.7012

**Fig.V-14 et 15** : La position du granite migmatitique dans les diagrammes géotectoniques discriminants Y vs SiO<sub>2</sub> et Nb vs Y de Pearce et al., 1984.

*ORG* : granitoïdes des rides océaniques, *VAG* : granitoïdes d'arc volcaniques, *WPG* : granitoïdes intraplaques et syn-COLG : granitoïdes syn-collision.

**Tableau.V-4** : Compositions isotopiques Rb-Sr du granite migmatitique. Toutes les données sont calculées pour un âge de 2.15 Ga.

### V-5-1-3-Les compositions isotopiques du Nd

Nous avons choisi pour l'étude Sm-Nd les mêmes échantillons que ceux qui ont été utilisés pour l'étude Rb/Sr. Les résultats analytiques sont donnés dans le **tableau V-5**.

Echant	( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) <sub>m</sub>	$\epsilon\text{Nd}_m$	( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ) <sub>m</sub>	( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) <sub>t</sub>	$\epsilon\text{Nd}_t$	TNd <sub>DM</sub>
OZW21	0,511721	0,11	0,16	0,51	-7,52	3943
OZW27	0,511018	-31,60	0,10	0,51	-6,06	2946
OZW24	0,510959	-32,75	0,10	0,51	-6,55	2962
OZ5A	0,511137	-29,28	0,09	0,51	-0,55	2522
OZ1B	0,511044	-31,09	0,07	0,51	2,56	2303

**Tableau.V-5** : Compositions isotopiques Sm-Nd du granite migmatitique. Toutes les données sont calculées pour un âge de 2.15 Ga.

Dans les différents échantillons, les valeurs  $\epsilon\text{Nd}$ , recalculées à 2.15Ga, sont comprises entre **+2.56** à **-7.52**. Comme pour le Sr<sub>i</sub>, le Nd radiogénique montre de grandes variations au sein du granite migmatitique.

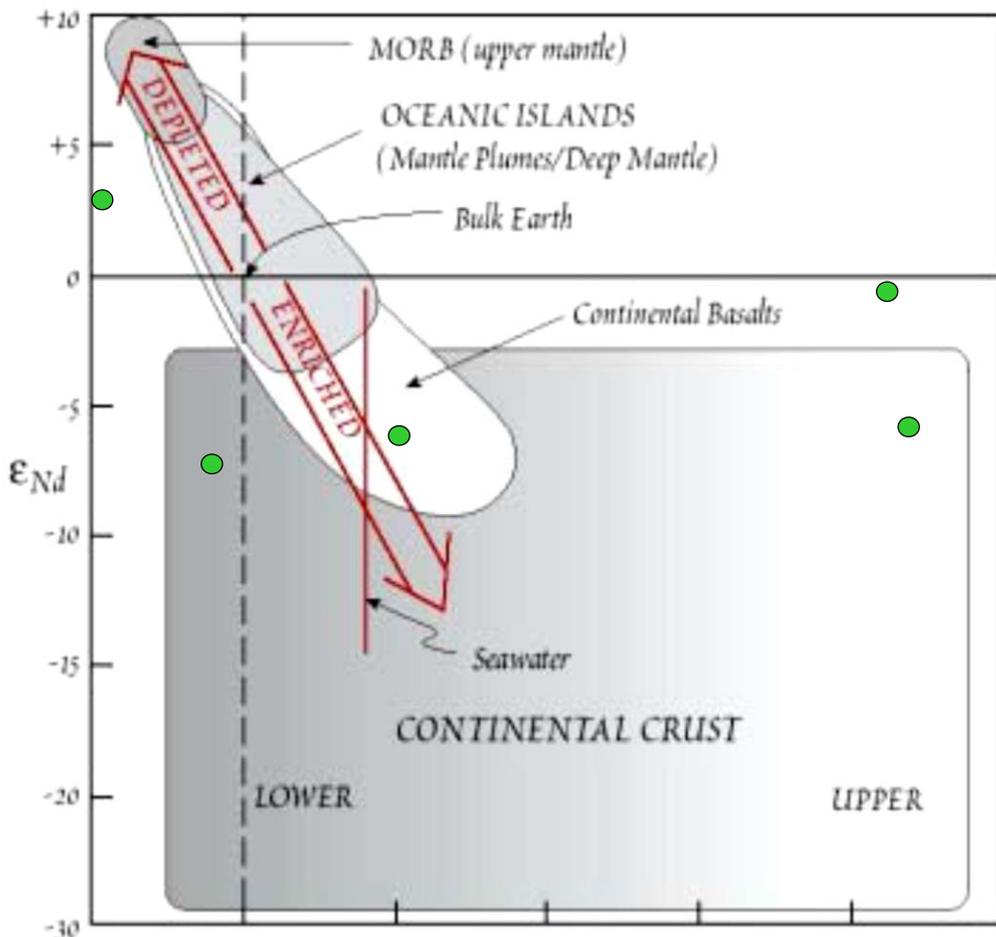
**V-5-2- Caractéristiques isotopiques du granite de Laouni**

Les résultats Sr-Nd obtenus nous permettent de discuter l'origine et le mode de genèse de cette plutonite.

Mais avant d'aborder ce problème, il est intéressant de rappeler les différents réservoirs à partir du diagramme  $\epsilon Nd$  en fonction de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  établi par White (1997) (**Fig. V-16**). Il définit les domaines d'existence des basaltes des rides océaniques (MORB), de la croûte continentale (inférieure et supérieure) et des basaltes océaniques et continentaux (OIB). Les MORB proviennent du manteau supérieur appauvri, avec des teneurs élevés en rapport  $^{143}Nd/^{144}Nd$  ( $\epsilon Nd > 0$ ) et des faibles teneurs en rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Les OIB se situent dans une zone source proche de la composition chondritique (Bulk Earth). En revanche, la croûte continentale est enrichie en  $^{87}Sr$  et appauvrie en  $^{143}Nd$  ( $Sr$  élevé et  $\epsilon Nd$  bas).

Sur ce diagramme, sont positionnés les points d'analyses isotopiques qui montrent une grande dispersion. Comme nous l'avons déjà évoqué, cette dispersion pourrait être liée à une perturbation du système Rb-Sr. Ce couple isotopique est très sensible au métamorphisme et à l'altération hydrothermale. Il est donc plus judicieux de tenir compte essentiellement du couple Sm-Nd qui résiste à ces phénomènes.

Les valeurs  $\epsilon Nd$  montrent que le granite de Laouni pourrait avoir une origine mixte avec une évolution depuis un pôle mantellique modérément appauvrie ( $\epsilon Nd = +2.56$  à  $-0.55$ ) jusqu'à un pôle crustal ( $\epsilon Nd = -6.06$  à  $-7.52$ ).



**Figure V-16** : Position des analyses dans le diagramme  $\epsilon\text{Nd}$  en fonction  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  établi par White, 1997.

350 Ma) proviennent, en majeure partie, d'un recyclage crustal, alors que les granites anciens ( $T > 2$  Ga) comportent un composant mantellique non négligeable. Ce qui conforterait nos résultats.

### V-5-3- Les âges modèles

Nous savons que la croûte continentale s'est différenciée aux dépens du manteau à travers des processus magmatiques.

Comme nous l'avons évoqué en géochronologie, l'âge modèle du Nd est l'âge auquel le matériel s'est extrait du manteau terrestre pour débiter sa vie géologique continentale.

Nous avons donc calculé l'âge modèle à partir du depleted mantle (manteau appauvri)  $T_{\text{DM}}$  (tableau V-5).

Compris entre **2.30 et 2.96 Ga** (à l'exception de l'échantillon OZW21 qui a un  $T_{\text{DM}}$  égal à 3,9 Ga), ces âges modèles relèvent tous de **paléoprotérozoïque** et l'**Archéen**. Ceci indique que le matériel impliqué dans la genèse des granites éburnéens de Laouni est essentiellement néoformé dans le manteau au cours de l'Archéen, avec une durée de résidence crustale (calculée à partir de la moyenne des âges modèles) de 480 Ma.

Finalement ce  $T_{\text{DM}}$  indique bien l'intervention d'une croûte ancienne archéenne dans la formation du granite migmatitique de Laouni. Le magma générateur de ce granite a subi une extraction à partir du manteau 480 Ma avant sa mise en place.

### V-6-Conclusion

L'étude géochimique des différents faciès du granite révèle des compositions intermédiaires à acides qui se répartissent bien entre le champ des diorites, granodiorites et granites. Ces roches affichent toutes un caractère subalcalin et montrent de nombreux aspects des granites de type S avec (i) un rapport  $A/\text{CNK} > 1$ , (ii) un rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  et (iii) présence de minéraux alumineux (biotite et muscovite) et des teneurs en corindon normatif  $> 1$ . La classification de Frost et al. (2001) indique l'appartenance de ces plutonites à une

série globalement alcali-calcique à calco-alcaline et montre leur caractère de granitoïdes ferrifères.

L'analyse des diagrammes de Harker permet de déceler, pour certains éléments, des trends évolutifs avec MgO, FeO, TiO<sub>2</sub>, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, Nb qui diminuent lorsque le SiO<sub>2</sub> augmente suggérant le fractionnement de la biotite, de la muscovite et des minéraux accessoires (apatite, zircon et ilménite). L'augmentation de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O et Rb en fonction de SiO<sub>2</sub> pourrait être liée à la cristallisation des feldspaths.

Dans ce granite, les teneurs sont importantes en Zr atteignant jusqu'à 600 ppm. De telles teneurs sont généralement rencontrées dans des granites riches en biotite où le zircon est abondant.

Le granite migmatitique de Laouni est très riche en terres rares ( $\Sigma\text{REE}=750$  à 980 ppm). Cet enrichissement s'explique par l'abondance de l'apatite, de la monazite et du zircon qui sont des réservoirs de terres rares. Les spectres sont très fractionnés (le rapport La/Yb<sub>N</sub> varie entre 15 et 88), avec un enrichissement important en terres rares légères LREE par rapport aux terres rares lourdes HREE. Ils possèdent une anomalie négative en Eu bien marquée, avec un rapport Eu/Eu\* <1, traduisant le fractionnement du plagioclase.

L'utilisation des diagrammes géotectoniques confirme le contexte orogénique syn-collisionnel du granite de Laouni.

D'un point de vue isotopique, les faciès du granite migmatitique pourraient traduire au moins deux composants dans leur genèse: un manteau de type depleted mantle DM et une croûte continentale. Les valeurs εNd montrent que le granite de Laouni pourrait avoir une origine mixte avec une évolution depuis un pôle mantellique modérément appauvri (εNd = +2.56 à -0.55) jusqu'à un pôle crustal (εNd = -6.06 à -7.52).

Par ailleurs, les modèles du Nd T<sub>DM</sub> sont compris entre 2.30 et 2.96 Ga, relevant du Paléoproterozoïque et de l'Archéen ; ce qui indique que matériel impliqué dans la genèse du granite étudié, d'âge 2.15 Ga, est essentiellement néoformé dans le manteau au cours de l'Archéen. Il s'est extrait du manteau terrestre il y a 2.96 à 2.30 Ga pour débiter sa vie géologique continentale avec une durée de résidence crustale (calculée à partir de la moyenne des âges modèles) de 480 Ma. Ces données indiquent bien l'intervention d'une croûte ancienne archéenne dans la formation du granite migmatitique de Laouni.

## ***CONCLUSIONS GENERALES***

---

Dans ce présent travail, nous nous sommes intéressées aux granites d'âge protérozoïque qui affleurent sur de grandes étendues et qui sont essentiellement les encaissants des granitoïdes calco-alcalins panafricains.

Situées dans la région du Hoggar central, précisément dans le terrane de Laouni, ces plutonites ont été récoltées dans le métacraton LATEA formé de terrains archéens, paléoprotérozoïque et néoprotérozoïques.

L'étude géochronologique réalisée sur le granite étudié, par la méthode Rb-Sr, a permis d'obtenir un âge de 2.15 Ga, âge paléoprotérozoïque, confirmant ainsi son rattachement à l'orogénèse éburnéenne. Cet âge, convenable, rejoint certains âges retrouvés dans les roches du Hoggar.

Les affleurements sont assez spectaculaires par leur déformation et peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres. Ce granite migmatitique est remarquable par sa fluidalité où une orientation planaire importante est décelée. Cette orientation (foliation) de la roche est soulignée par les mégacristaux de feldspath, de quartz et par la biotite. Il s'agit d'une roche massive de couleur grise à structure grenue porphyroïde, formée par des mégacristaux de feldspath potassique, des cristaux de plagioclase blanchâtres, des cristaux de quartz à aspect vitreux et des paillettes de micas noirs. Le caractère migmatique du granite se traduit par une alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques hétérogranulaires et des lits sombres riches en micas.

L'étude microscopique montre un granite à biotite marqué par une alternance de niveaux clairs à yeux quartzo-feldspathiques et de niveaux micacés.

La texture est grenue porphyroïde à aplito-porphyrrique. La paragenèse minérale est constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et de muscovite. La phase minérale accessoire est riche en zircon, apatite, monazite et d'ilménite. Les analyses modales montrent des compositions de syénogranite où la séquence de cristallisation débute par (i) une phase précoce représentée par le minéraux accessoires (zircon, apatite, monazite et opaques), (ii) une phase principale magmatique qui est constituée d'abord de biotite, d'une première génération de quartz retrouvée en gouttelettes dans le plagioclase et le feldspath potassique, puis le plagioclase, les mégacristaux de FK et la muscovite primaire, (iii) enfin une phase tardi-magmatique, liée à la circulation des fluides hydrothermaux et qui est marquée par l'apparition de la muscovite secondaire, de séricite et de chlorite.

L'étude chimique des phases minérales a permis de déterminer leur composition et d'appréhender une caractérisation géochimique :

## CONCLUSIONS GENERALES

---

- Le plagioclase est de type oligoclase-andésine, sa zonation est très discrète, indiquant le rôle mineur joué par la cristallisation fractionnée,

- La biotite a une composition de biotites vraies, avec un caractère ferrifère marqué ( $X_{Fe} = 0,63-0,69$ ). Elle est fortement alumineuse avec  $16,6 < Al_2O_3\% < 18,1$ . Sa typologie affiche une affinité avec les biotites des granites peralumineux,

- La muscovite est présente, mais peu abondante. Les analyses chimiques ont confirmé le caractère magmatique primaire des grandes lattes de muscovite avec des teneurs en  $TiO_2$  atteignant 1.64%,

- La présence d'un seul type de minéral opaque qui est l'ilménite indiquant alors que le granite étudié pourrait appartenir à la série à ilménite d'Ishihara (1977).

Par ailleurs, les estimations des conditions de cristallisation ont permis de dégager :

- Des teneurs en eau du magma à l'origine de ce granite sont comprises entre 4 et 5%,  
- Des températures de cristallisation de la biotite s'étalent entre 650 et 750°C,  
- Des conditions réductrices avec une faible fugacité d'oxygène pour la cristallisation du magma (magma saturé en titane).

- Des pressions pouvant être supérieures à 3 kb, ce qui permet de proposer une profondeur de mise en place d'environ 10 km.

L'étude géochimique des différents faciès du granite révèle des compositions intermédiaires à acides qui se répartissent bien entre le champ des diorites, granodiorites et granites. Ces roches affichent toutes un caractère subalcalin et montrent de nombreux aspects des granites de type S avec (i) un rapport  $A/CNK > 1$ , (ii) un rapport  $K_2O/Na_2O > 1$  et (iii) présence de minéraux alumineux (biotite et muscovite) et des teneurs en corindon normatif  $> 1$ .

Par ailleurs, la classification de Frost et al. (2001) indique l'appartenance de ces plutonites à une série globalement alcali-calcique à calco-alcaline et montre leur caractère de granitoïdes ferrifères.

L'analyse des diagrammes de Harker permet de déceler, pour certains éléments, des trends évolutifs avec  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Zr$ ,  $Nb$  qui diminuent lorsque le  $SiO_2$  augmente suggérant le fractionnement de la biotite, de la muscovite et des minéraux accessoires (apatite, zircon et ilménite). L'augmentation de  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  et  $Rb$  en fonction de  $SiO_2$  pourrait être liée à la cristallisation des feldspaths.

## **CONCLUSIONS GENERALES**

---

Dans ce granite, les teneurs sont importantes en Zr atteignant jusqu'à 600 ppm. De telles teneurs sont généralement rencontrées dans des granites riches en biotite où le zircon est abondant.

Le granite migmatitique de Laouni est très riche en terres rares ( $\Sigma\text{REE}=750$  à  $980$  ppm). Cet enrichissement s'explique par l'abondance de l'apatite, de la monazite et du zircon qui sont des réservoirs de terres rares. Les spectres sont très fractionnés (le rapport  $\text{La}/\text{Yb}_N$  varie entre 15 et 88), avec un enrichissement important en terres rares légères LREE par rapport aux terres rares lourdes HREE. Ils possèdent une anomalie négative en Eu bien marquée, avec un rapport  $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$ , traduisant le fractionnement du plagioclase.

L'utilisation des diagrammes géotectoniques confirme le contexte orogénique syn-collisionnel du granite de Laouni.

D'un point de vue isotopique, les faciès du granite migmatitique pourraient traduire au moins deux composants dans leur genèse: un manteau de type depleted mantle DM et une croûte continentale.

Les valeurs  $\epsilon\text{Nd}$  montrent que le granite de Laouni pourrait avoir une origine mixte avec une évolution depuis un pôle mantellique modérément appauvri ( $\epsilon\text{Nd} = +2.56$  à  $-0.55$ ) jusqu'à un pôle crustal ( $\epsilon\text{Nd} = -6.06$  à  $-7.52$ ).

Par ailleurs, l'âge modèle du Nd  $T_{DM}$  occupe une place importante dans ce travail, il nous fournit des résultats forts intéressants. Compris entre 2.30 et 2.96 Ga, ces âges modèles relèvent du Paléoprotérozoïque et de l'Archéen ; ce qui indique que matériel impliqué dans la genèse du granite étudié, d'âge 2.15 Ga, est essentiellement néoformé dans le manteau au cours de l'Archéen. Il s'est extrait du manteau terrestre il y a 2.96 à 2.30 Ga pour débiter sa vie géologique continentale.

Finalement ce  $T_{DM}$  indique bien l'intervention d'une croûte ancienne archéenne dans la formation du granite migmatitique de Laouni. Le magma générateur de ce granite a subi une extraction à partir du manteau 480 Ma avant sa mise en place.

## Tables des matières

<b>Introduction générale</b> .....	
------------------------------------	--

### **Chapitre I- Géologie du Hoggar**

I-1- Géologie de l'Algérie, aperçu général.....	6
I-1-1- L'Algérie alpine.....	6
I-1-2- La plate-forme saharienne.....	6
I-2- Le Bouclier Touareg.....	8
• Le Hoggar occidental.....	8
• Le Hoggar central polycyclique.....	9
• Le Hoggar oriental.....	11
I-3- Structuration en terranes.....	11
I-4- Evénements tectono-métamorphiques du bouclier touareg.....	13
I-5- Le concept de métacraton LATEA.....	15
I-6- Le magmatisme du Hoggar Central.....	16
I-7- Présentation du secteur d'étude.....	18

### **Chapitre II- Géochronologie**

II-1- Introduction.....	22
II-2- Généralités sur la radioactivité - Équations fondamentales de la géochronologie.....	22
II-3- Le système Rubidium-Strontium.....	24
II-4- Le système samarium-néodyme.....	27
II-5- Données isotopiques Rb-Sr sur roches totales du granite migmatitique de Laouni.....	31
II-6- Discussions sur l'âge éburnéen de ce granite.....	32

### **Chapitre III- Etude pétrographique**

III-1-Introduction.....	34
III-2- Etude pétrographique.....	35
III-2-1- Caractères macroscopiques.....	35
III-2-2- Caractères microscopiques.....	37
Le quartz.....	39
Le plagioclase.....	40
Le feldspath potassique.....	40
La biotite.....	41
La muscovite.....	43
Les minéraux accessoires.....	44
Le zircon.....	44
L'apatite.....	44
La monazite.....	44
Les minéraux opaques.....	44

III-2-3- Ordre de cristallisation.....	45
III-3- Discussions.....	47
III-4- Conclusion.....	47

#### **Chapitre IV- Etude minéralogique**

IV-1-Introduction.....	49
IV-2- Etude chimique des différentes phases minérales.....	49
IV-2-1- Le plagioclase.....	49
IV-2-2- Les micas.....	49
IV-2-2-1- La biotite.....	52
IV-2-2-2- La muscovite.....	57
IV-2-3-Les minéraux opaques.....	58
IV-3- Conditions thermodynamiques de cristallisation.....	60
IV-3- 1- La teneur en eau.....	61
IV-3- 2- La Fugacité d'oxygène.....	61
IV-3- 3- La Température et la pression.....	61
IV-4- Conclusion de l'étude minéralogique.....	64

#### **Chapitre V- GEOCHIMIE : Majeurs, traces et isotopes**

V-I- Introduction.....	65
V-2- Géochimie des éléments majeurs.....	65
V-2-1- Les variations chimiques.....	65
V-2-2-Classification et nomenclature.....	67
V-2-3-Typologie et caractérisation géochimique.....	70
V-3- Géochimie des éléments traces.....	75
V-3-1- Alcalins, alcalino-terreux, HFSE et éléments de transition.....	75
V-3-2- Les terres rares.....	77
V-4-Le contexte géotectonique.....	80
V-5-La géochimie isotopique.....	81
V-5-1- Données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd sur roches totales du granite migmatitique de Laouni.....	81
V-5-1- 1-Aspect chronologique .....	81
V-5-1-2-Les compositions isotopiques du Sr.....	81
V-5-1-3-Les compositions isotopiques du Nd.....	83
V-5-2- Caractéristiques isotopiques du granite de Laouni.....	83
V-5-3- Les âges modèles.....	85
V-6-Conclusion.....	85

<b>Conclusions générales.....</b>	<b>87</b>
-----------------------------------	-----------

<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>.....</b>
---	--------------

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

**Abdel-Rahman A.M., 1994.** Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of Petrology* 35 (2) 525–541.

**Abdelsalam, M., Liégeois, J.P., Stern, R.J., 2002.** The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119–136.

**Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003.** The Anfeq post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences* 37, 295–311.

**AIFA, T., BELHAI, D., MERLE, O., 1996.** Paléopôle Dévonien pour le massif du Chenoua (Algérie) : Accrétion du domaine Kabyle à l'Afrique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 322 (8) 685 - 691.

**Allègre, C. J., 2005.** Géologie isotopique. Belin éd.

**Allègre, C.J, et Ben Othman D., 1980.** Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature* **286**: 335-342.

**Azzouni-Sekkal, A., 1989.** Pétrologie et géochimie des granites « Taourirt » : un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogénique et anorogéniques au panafricain. au Pan-Africain (Hoggar-Algérie). Thèse USTHB, Alger, 667 pp. et Mémoire Service Géologique Algérie, 1995, 7, Boumerdes, 288 pp.

**Azzouni-Sekkal A., Liégeois J.P., Bechiri-Benmerzou F., Belaidizinet S., Bonin B., 2003.** The Taourirts magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37: 331-350.

**Ball, E., 1980.** An example of very consistent brittle deformation of wide intracontinental zone: late Pan-African fracture system of the Touareg and Nigerian shield; structural implication. *Tectonophysics*, 61 : 263-379.

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

**Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, Ph., et Ribeiro, A., 1980.** La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique de plaques. *Mém. BRGM no 108*:233-246.

**Bertrand, J.M.L., Caby, 1977.** Carte géologique du Hoggar, Algérie. Direction des Mines de la Géologie, SONAREM, scale 1:1,000,000, 2 sheets.

**Bertrand J.M.L, Caby R., 1978.** Geodynamique evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara).-*Geol. Rundsch.*, 67, 357-388.

**Bertrand, J.M. L., Caby, R., Ducroit, J., Lancelot, Saadallah, A., 1978.** The late pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria) :

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield, *Precambrian Research* 7 : 349-376.

**Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., 1986.** Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955–972.

**Bessoles, B., 1977.** Géologie de l’Afrique : craton ouest africain. Edition de BRGM, n°88, 402p.

**Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., Bennacef, A., 1968.** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara, Publication IFP, Collection "Science et techniques du pétrole", Paris 464 pp.

**Bénaouda, N., 1982.** Greisénisation dans la coupole aveugle de Neuf-Jours (Meymac, MCF). *Thèse de 3ème cycle, Paris VI*, 154p.

**Black, R., Caby, R., Moussin-Ponchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M., Boullier, A.M., Faber, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate. *Tectonics in West Africa. Nature.* 278. 223-227.

**Black, R., Lameyre, J., Bonin, B., 1985.** The structural setting of alkaline complexes. *Journal of African Earth Sciences.*, 3: 5-16.

**Black, R., Liégeois, J.P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society of London* 150, 89–98.

**Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994.** Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.

**Boissonnas, J., 1973.** Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse d’Etat*, 662 p.

**Boullier, A.M., 1991.** The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): a review, In: R,D, Dallmeyer and J,P, Lécorché, *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives* Springer-Verlag, Berlin, pp, 85-105,

**Boynton, W. V., 1984.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, pp. 63–114.

**Caby, R., 1968.** Une zone de décrochement à l’échelle de l’Afrique dans le précambrien de l’Ahaggar occidental. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 577-587.

**Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., 1987.** Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne Pan-Africaine du nord du continent africain. *Precamb. Res.* 36, 335–344.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

**Caby, R., Bertand, J.M.L., Black, R., 1981.** Panafrican ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In A. Kröner (Eds.), *Precambrian Plate Tectonics*; Elsevier; 407-434.

**Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R., 1984.** The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512p.

**Chappel, B.W., White, A.J.R., 1974.** Two contrasting granites types : Pacific. *Geol.*, 8: 173-174.

**Cheilletz A., Bertrand J.M., Charoy B., Moulahoum O., Bouabssa L., Farrar E., Zimmermann J.L., Dautel D., Archibald D.A., Boullier A.M., 1992.** Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des complexes granitiques panafricains de la région de Tamanrasset (Algérie): relation avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, n°6, pp. 733-750.

**Clarke, D.B., 1981.** The mineralogy of peraluminous granites: A review. *Can. Mineral.*, 19: 3-17.

**Clarke, D.B., 1992.** Granitoid rocks. *Topics in the Earth Science*, Chapman and Hall. 7: London, 283 pp.

**Collins, W.J., 1996.** Remplacement of primary plagioclase by secondary K-feldspar and myrmekite. *Lithos*, 23: 63-83.

**Cottin, J.Y., Guiraud, M., Lorand, J.P., 1990.** Le magmatisme et le métamorphisme panafricain témoins d'amincissement crustal dans la région de Laouni (Hoggar central, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 311, 1345-1351.

**Cottin, J.Y., Lorand, J.P., (1990).** Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouni (Hoggar Central, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. VI, n°3, 525-536.

**Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liégeois, J.P., 1998.** Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.

**Cox k. G., Bell J. D., et Pankhurst R. J., 1979.** The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.

**Cross W., Iddings J. P., Pirsson L. V., Washington H.S., 1903.** Quantitative classification of igneous rocks. Univ. Chicago Press.

**Dautria, J.M., 1988.** Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif : exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara central, Algérie). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Montpellier, 239p.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980.** A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**, 183–210.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983.** Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthodes et application. Séminaire “Granitoides et Uranium”, C.R.E.G.U., Nancy.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1966-1992.** An introduction to the rock forming minerals (2<sup>nd</sup> edition), Longman éd, London.
- DePaolo, D. J. 1988.** Neodymium Isotope Geochemistry, an Introduction, Berlin: Springer-Verlag.
- DePaolo D. J. et Wasserburg G. J., 1976a.** Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, p. 249-252.
- Didier, J., 1973.** Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Development of Petrology*. Vol. 3. Elsevier. 393.
- Dymek, R. et Schiffries, C. M. 1987.** Calcic myrmekite; possible evidence for the involvement of water during the evolution of andesine anorthosite from Saint-Urbain, Quebec. *Canadian Mineralogist*, 25: 291 -319.
- Euzen, T., 1993.** Pétrogenèse des granites de collision post épaissement : le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pont Ivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France<sup>o</sup>). Thèse de Doctorat d’Etat Université de Renne I, France.
- Fabre, J., 2005.** Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l’Afrique central. Belgique. Tervuren African Géoscience collection vol.108, 572 p.
- Faure, G., 1986.** Principales of isotope geology. In J. and S. Wiley (Eds.), New york.
- Fenn, P.M., 1977.** The nucleation and growth of alkali-feldspars from hydrous melts. *Canadian Mineralogist*, 15, 135-161.
- Fezaa, N., Liégeois, J.-P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010.** The Djanet terrane (Eastern Hoggar, Algeria), the Pan-African metacratonic boundary of the Murzuq craton: field, detrital and magmatic U–Pb zircon and Sr–Nd isotopes evidences. *Precambrian Research* 180, 299–327.
- Frost, R. B., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., et Frost, C. D., 2001.** A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033- 2048.
- Girod, M., 1971.** Le massif volcanique de l’Atakor ( Hoggar, Sahara algérien).Etude pétrographique, structurale et volcanologique. Mém. CRZA n°12, série géologie. CNRS ed. Paris, 1 vol., 158 p.

## ***REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES***

---

- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 2002.** Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *Am. Mineralogist*, 87, 375-382.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005.** The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti substitution, mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316–328.
- Ishihara, S., 1977.** The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Mining Geology* 27 293–305.
- Latouche, L., Vidal, P., 1974.** Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l’Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bulletin Société Géologique France* 16, 195–203.
- Lelubre, M., 1952.** Recherches sur la géologie de l’Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.* (2), 22, 2 tomes.
- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005.** The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In Foulger, G.R., J.H. Natland, D.C. Presnall & D.L. Anderson (Eds), *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America Special Paper. 388:379-400.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994.** Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research* 67, 59–88.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behavior of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*.
- Lugmair, G. W., 1974.** Sm-Nd ages: a new dating method (abs.), *Meteoritics*, 9, 369.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989.** Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- McDonough, W.F., et Sun, S.S., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds. , *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 313–34
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. et Dollase, W.A., 1981.** Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, 19: 25-34.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Caron, J.P., 1985.** Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 301, 813–818.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Nakamura, Y., Fujimaki, H., Nakamura, N., Tatsumoto, M., McKay, G., Wagstaff, J., 1986.** Hf, Zr and REE partitioning coefficients between ilmenite and liquid: implications for lunar petrogenesis. Proceedings of the 16th lunar and Planetary Science Conference. J. Geophys. Res., vol. 91, pp. D239–D250. Supplement.
- Nockolds, S.R., 1947.** The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.* 245, 401–420.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003.** A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 207-227.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., Aldiss D.T., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*., 25: 956-953.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003.** U– Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Science*.
- Pichavant, M., Stussi, J. M., 1986.** Leucogranites à deux micas et granite S : deux types de magmatisme crustal. 11<sup>ème</sup> R.S.T., Clermont-Ferrand : 147.
- Remaci-Benaouda, N., 2005.** Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardi-hercynienne de l'Oranie (Algérie Nord Occidentale) : implications pétrogénitiques et géodynamiques. *Thèse de Doctorat d'Etat, Univ.d'Oran*. 271p.
- Richard, P., Shimizu, N., et Allègre, C.J., 1976.**  $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ , a natural tracer; an application to oceanic basalts". *Earth and Planetary Science Letters*, 31, pp. 269-278.
- Rognon, P., 1967.** Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. *Mém.CRZA , Sér. Géol.*, 9, Edit. CNRS, Paris, 560 p.
- Sabaté, P., 1973.** La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Reguibat (Sahara occidental Algérien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, p. 2237-2239.
- Saunders, A. D., Tarney, J., Weaver, S. D., 1980.** Transverse chemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 344-360.
- Schreurs, J., 1985.** Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high grade rocks of west Uusimaa, southwest Finlande. *Lithos*, 18: 69-80.
- Shand, S. J., 1943.** *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

- Speer, J. A., 1984.** Micas in igneous rocks. In: Bailey, S. W. (ed.) *Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 13, 299-356.
- Steiger, R.H., Jager, E., 1977.** Sub commission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Sciences Letters* 36: 359-362.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R.W., 1979.** A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abteilung* 136, 169–206.
- Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S., 1980.** Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Special issue*, No. 8, p. 13-28.
- Taylor, S. R., et Mc Lennan, S. M. 1985.** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwells Scientific, Oxford, 312 p.
- Vauchelle, L., 1988.** L'extrémité occidentale du massif de Guercet (Massif Central français). Doctorat Thesis, University of Paris VI, 395 pp.
- Vernon, R. H., 1992.** Question about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, 13: 979-985
- Vialette, Y., Vitel, G., 1981.** Geochronological data on the Amsinassene-Tefedest block (Central Hoggar) and evidence for its polycyclic evolution. *Precambrian Res.*, 9, 241-254.
- Vidal, P., 1994.** *Géochimie*, Edition Dunod, p. 17-34 ; 172-182.
- White, A. J.R., Chappell, B.W., 1977.** Ultrametamorphism and granitoids genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White, A. J.R., Chappell, B.W., 1983.** Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southern Australia. *Mem. Geol. Soc. Am.* 159, 21-34.
- White, A.J R., Williams, I S., Chappell, B.W., 1977.** *Geology of Berridale 1:100,000 sheet, 8625.* Geological Survey of New South Wales.
- Winter, J.D., 2001.** *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology.* Prentice- Hall: 697 pages.
- Wilson, M., 1989.** *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach.* Éditeur: Chapman and Hall, London: 466 pages.