

N°d'ordre :



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



Mémoire

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

Option : **GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE**

Thème :

***Géochronologie U/Pb, pétrologie et géochimie des granitoïdes
panafricains de la région de Laouni (Hoggar central, Algérie)***

Présenté par :

M. CISSE Mohamed

M. DIOUBATE Bakary

Soutenu le 4 juillet 2022, devant la commission d'examen :

M. A. SEDDIKI	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mme N. REMACI	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
Mme F.Z. ALLAMI	Maître assistante A	Université d'Oran 2	Examinatrice

Oran, 2022

Dédicaces

Je dédie ce travail à ma très chère famille, mes parents ainsi que ma petite sœur en particulier sans oublier mon oncle ASKIA Mohamed et ma tante ASKIA Nana Kadidia pour toute l'aide et le soutien apportés.

Je dédie aussi ce travail à mes amis qui m'ont soutenu, encouragé et apporté leur aide tout au long de ce travail. Que de noms que je ne pourrais citer en totalité.

Aucun mot n'est assez fort pour vous remercier de votre amitié, votre compréhension et votre soutien moral.

CISSE Mohamed

Je dédie ce travail à ma très chère famille, mes parents (DIOUBATE Mohamed et KOITA Bintou) en particulier qui m'ont apporté leur soutien, leur encouragement avant et pendant tout mon cursus afin que ce mémoire puisse aboutir aujourd'hui. Je tiens aussi à remercier mes ami(e)s de promotion, et plus précisément CISSE MOHAMED et MATOLA VASCONCELOS FRANCISCO de m'avoir apporté leur soutien moral.

Je n'ai pas les mots pour leur dire merci pour leur amitié, leur compréhension, leurs encouragements et leur patience avec moi.

DIOUBATE Bakary

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier et exprimer notre profonde gratitude à toutes les personnes qui nous ont soutenus et qui ont contribué de près ou de loin à ce travail.

*Nos sincères remerciements vont à madame **N. REMACI** pour la confiance qu'elle nous a accordée en nous proposant ce sujet fort intéressant et d'une importance pratique pour nos orientations futures dans le domaine de la géologie. Nous vous remercions vivement pour votre encadrement tant efficace que généreux, pour vos encouragements et votre soutien indéfectible tout au long de ce travail avec patience et disponibilité. Comme on le dit chez nous en Bambara « An Te Se Ki Sara », qui signifie : nous ne pouvons que vous remercier. Et nos remerciements ne pourront jamais être à la hauteur de votre contribution qui est inestimable.*

Nos sincères remerciements vont également aux membres du jury :

*Nous sommes reconnaissants envers monsieur **A. SEDDIKI** de présider ce jury. Nous tenons à lui exprimer notre profond respect et notre reconnaissance pour tout ce qu'il nous a transmis le long de nos études en spécialité et*

également pour l'initiation à la reconnaissance des minéraux opaques en lumière réfléchie.

*Nos sincères remerciements vont également à madame **F.Z ALLAMI**, pour avoir accepté d'examiner et juger ce travail.*

Nous remercions également les professeurs du département de géologie, de la faculté des sciences de la terre et de l'univers, pour les connaissances reçues et pour l'engagement dont ils ont fait preuve tout au long de notre formation.

Enfin nos remerciements vont également aux membres du laboratoire de confection de lames minces qui n'ont ménagé aucun effort pour nous venir en aide et nous apprendre à confectionner nos lames minces pour ce présent travail.

Introduction.....	1
<u>CHAPITRE I</u>	
<u>GEOLOGIE DU HOGGAR</u>	
<u>I-1-Introduction :</u>	2
I-2-Structure d'ensemble :.....	3
I-3- <u>Modèle d'évolution géodynamique du Hoggar</u>	4
II-4- <u>Les terranes du bouclier Touareg</u>	5
II-5- <u>Les terranes du Hoggar central</u>	7
II-6- <u>Le terrane de Laouni</u>	9
I-7- <u>La région de Laouni :</u>	9
<u>CHAPITRE II</u>	
<u>GEOCHRONOLOGIE</u>	
II-1-Introduction.....	11
II-2-Géochronologie : datation U-Pb in situ zircon.....	12
II-2-1-Description et préparation des échantillons par la méthode de datation LAM-ICPMS	12
II-2-2-Résultats analytiques.....	12
<u>CHAPITRE III</u>	
<u>ETUDE PETROGRAPHIQUE</u>	
III-1-Introduction :	16
III-2-1- Caractères macroscopiques et microscopiques du granite à biotite.....	16
III-2-2-L'ordre de cristallisation :.....	19
III-2-3- Caractères macroscopiques et microscopiques du granite à biotite et amphibole.....	20
III-2-4-L'ordre de cristallisation.....	22
<u>CHAPITRE IV</u>	
<u>ETUDE MINERALOGIQUE</u>	
IV-1-Introduction :.....	23
IV-2-Etude chimique des différentes phases minérales :.....	23
IV-2-1- <u>Le plagioclase :</u>	23
IV-2-2- <u>Le feldspath potassique :</u>	23
IV-2-3- <u>L'amphibole :</u>	26
IV-2-4- <u>Le mica :</u>	28
IV-2-4-1- <u>La biotite :</u>	28
IV-2-3-2- <u>Muscovite :</u>	34

IV-2-5-La titanite :.....	36
IV-2-5-1-Les oxydes ferro-titanés :.....	37
<u>IV-3-Estimations des conditions de cristallisations :</u>	38
<u>IV-3-1-L'amphibole :</u>	39
IV-3-1-1-Le thermomètre de Heltz (1973) :.....	39
IV-3-1-2- Le thermomètre de Otten (1984) :.....	39
IV-3-1-3-Les baromètres à partir des teneurs en Al.....	40
IV-3-2-La biotite :.....	41
IV-3-2-1-Le thermomètre de Schreurs (1985) :.....	41
IV-3-2-1-Le thermomètre de Henry et al. 2005 :.....	42
IV-3-3-La teneur en eau :.....	43
<u>IV-3-4-La fugacité d'oxygène :</u>	43
<u>IV-4-Conclusion :</u>	44
<u>CHAPITRE V</u>	
<u>GEOCHIMIE</u>	
<u>V-I- Introduction :</u>	46
<u>V-2-Géochimie des éléments majeurs :</u>	46
<u>V-2-1-Les variations chimiques :</u>	46
<u>V-2-2-Classification et nomenclature :</u>	48
<u>V-2-3-Typologie et caractérisation géochimique :</u>	49
<u>V-3-Géochimie des éléments en traces :</u>	51
<u>V-3-1-Alcalin, alcalino-terreux, HFSE :</u>	51
<u>V-3-2-Les lanthanides et les spectres élargis :</u>	52
<u>V-4-Le contexte géotectonique :</u>	54
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	56
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE :</u>	59

Liste des figures

Chapitre I

Fig.I-1 : le craton Ouest Africain, Liégeois et al (2012)

Fig. I-2 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978; modifié).

Fig. I-3 : Carte des différents terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994)
Flèches pleines: direction du mouvement de l'Est vers l'Ouest.

Fig. I-4 : Carte géologique du métacraton LATEA

Fig. I-5 : Carte schématique de la région de Laouni, Hoggar central), avec la position des granites HKCA étudiés (Cottin et al., 1998; modifiée par ce travail).

Chapitre II

Fig. II-1 : Localisation des granites datés par la méthode U/Pb in situ des zircons

Fig. II-2 : Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons de la granodiorite de Laouni Ouest (2H141)

Fig.II-3 : Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons de la granodiorite de Laouni Est (2H634)

Chapitre IV

Fig.IV-1 : position des feldspaths dans le diagramme triangulaire Albite-Orthose-Anorthite

Fig.IV-2 : nomenclature des amphiboles calciques du granite de Laouni à partir du diagramme de Leake et al., 1997

Fig.IV-3 : position des biotites dans le diagramme XFe vs Al^{IV} de Deer et al., (1983)

Fig. IV-4 : position des biotites dans le diagramme de (Nockolds, 1947)

Fig. IV-5 : distribution des biotites dans le diagramme Mg-Al Total (Nachit et al., 1985)

Fig.IV-6 : position des biotites dans le diagramme d'Abdel-Rahman (1994)

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

Fig. IV-8 : la positions des oxydes ferro-titanés dans le diagramme triangulaire TiO_2 - Fe_2O_3 -FeO (Deer et al., 1992).

Fig. IV-9 : Les amphiboles du granite OZG dans le diagramme de Helz (1973)

Fig. IV-10 : Diagramme d'Otten, 1994, illustrant les températures de cristallisation des amphiboles du granite de Laouni Est

Fig. IV-11: Diagramme Ti vs Al^{VI} de Schreurs, (1985) dans lequel sont projetées les analyses de biotite des granites étudiés.

Chapitre V

Fig. V-1 : diagramme de classification de Middlemost (1994) des alcalins en fonction de la teneur en silice avec la limite d'Irvin et Baragar (1971) séparant le domaine alcalin du domaine sub-alcalin.

Fig. V-2 : position des roches dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976)

Fig. V-3 : analyses chimiques du granite de Laouni reportées dans le diagramme de classification normative de Streckeisen (1976)

Fig. V-4 : projection des granites de Laouni dans le diagramme A/CNK vs A/NK de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989).

Fig. V-5 : Projection des granites dans le diagramme MALI de Frost et al., 2001.

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

Fig. V-6 : Distribution des lanthanides dans les faciès granitiques de Laouni (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).

Fig. V-7 : Spidergrammes normalisés au manteau primitif de Sun and Mc Donough, 1989

Fig. V-8 : A et B : Position des granites de la région de Laouni dans les diagrammes géotectoniques. (A) Nb vs Y (Pearce et al. 1984). (B) Rb vs Y+Nb (Pearce et al., 1996).

Liste des photos

Chapitre III

Photo III-1 : Texture grenue à tendance porphyroïde.

Photo III-2 : Présence de plagioclase maclé Carlsbad et biotite envahie par de l'épidote.

Photo III-3 : Cristaux de biotite avec des inclusions d'opagues et de zircon

Photo III-4 : Grande lamelle de biotite en voie de chloritisation porphyroïde.

Photo III-5 : Texture grenue avec une belle section de muscovite isolée d'origine primaire

Photo III-6 : Section d'opaque entourée de titanite dans une plage de biotite porphyroïde.

Photo III-7 et 8 : Présence d'oxydes ferro-titanés reconnus comme magnétite en lumière réfléchie dans ce granite à biotite

Photo III- 9 : Présence d'un cristal de plagioclase zoné muscovite isolée d'origine primaire

Photo III-10 : Plage d'orthose perthitique maclé Carlsbad, avec inclusions de biotite et sphène

Photo III-11 : Aspect microscopique du microcline avec son moirage caractéristique

Photo III-12 : Plages xénomorphes de quartz renfermant des inclusions de biotite et de sphène

Photo III-13 : Plages de biotite tordue, à contours effilochés renfermant des inclusions de zircon

Photo III-14 : Aspect microscopique de la hornblende verte associée à de la biotite

Liste des tableaux

Chapitre II

Tableau. II-1 : Analyses Th et U (en ppm) des zircons des granites de la région de Laouni (réalisées par H. Belousova et Y. Gréau).....	13
--	----

Chapitre IV

Tableau IV-1-2 : analyses chimiques et formules structurales des feldspaths.....	25
Tableau IV-3 : analyses chimiques et formules structurales des amphiboles.....	27
Tableau IV-4 : analyses chimiques et formules structural des biotites.....	30
Tableau IV-5 : analyses chimiques et formules structurales des muscovites.....	34
Tableau IV-6 : analyses chimiques et formules structurales de la titanite.....	36
Tableau IV-7 : analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés...	37
Tableau IV-8 : Pression de cristallisation des amphiboles du granite de Laouni Est....	41
Tableau IV-9 : les résultats de température à partir du géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005).....	42
Tableau IV-10 : les températures minimales (T° min), maximales (T° max) et moyenne (T° moy) des biotites des granites de Laouni Ouest (L.W) et Est (L.E).....	43

Chapitre V

Tableau V-1 : Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW.....	47
Tableau.V-2 : Analyses chimique des roches totales : les éléments en trace exprimés en ppm.....	52
Tableau.V-3 : Analyses chimiques des terres rares exprimées en ppm. Normalisation par rapport aux chondrites de Boynton (1984).....	52

Introduction

INTRODUCTION

Les granitoïdes sont de véritables marqueurs de l'évolution de la lithosphère, ils occupent une place importante dans l'échiquier géodynamique manteau-croûte. Leur type de gisement, leur structure et leur composition chimique permettent de reconstruire l'histoire géologique à l'échelle locale. Pour expliquer la formation d'un magma granitique à partir d'un matériel initial solide, l'augmentation de la température ou de la P_{H_2O} est un paramètre essentiel. Lorsque la température est suffisante pour permettre le franchissement du solidus, la fusion commençante entraîne une diminution de densité, déclenchant un processus d'ascension diapirique en réponse au système gravitaire instable qui s'est créé (Lagarde, 1987 ; Gasquet, 1991 in Remaci-Bénaouda, 2005).

Le présent travail a comme objectif principal de contribuer à la caractérisation du magmatisme acide par le biais des granitoïdes panafricains d'un des terranes du Hoggar central, plus précisément celui de Laouni. Ce sont des granitoïdes calco-alcalins, formant, en grande partie la croûte continentale terrestre.

Nous nous sommes intéressés aux granitoïdes de la région de Laouni qui sont systématiquement intrudés par des intrusions mafiques-ultramafiques (Cottin et al., 1990, 1998).

Les objectifs attendus sont les suivants :

- ✓ Aborder ce travail par la confection de lames minces à partir d'échantillons fournis par N. Remaci,
- ✓ Réaliser une présentation générale sur la géologie du Hoggar central avec le modèle des terranes et plus particulièrement celui de LATEA,
- ✓ Apporter une meilleure connaissance de la mise en place de ces granites en proposant, pour la première fois, une étude géochronologique par la méthode U/Pb in situ sur zircons (ou méthode LA- ICP-MS),
- ✓ Mener une étude pétrographique détaillée pour les deux types de granite rencontrés, afin d'établir les caractères texturaux et paragenétiques,
- ✓ Réaliser une étude chimique des phases minérales constituant les paragenèses primaires et secondaires et estimer les conditions de cristallisation à l'aide de géothermomètres et géobaromètres,
- ✓ Appréhender par une approche géochimique des éléments majeurs et des éléments traces la caractérisation de ces granites et l'identification de leur contexte géodynamique.

Chapitre I
Géologie du Hoggar

I-1-Introduction

A partir d'une compilation bibliographique réalisée par divers auteurs qui ont travaillé sur le Hoaggr, nous essayerons de contribuer à la connaissance de ce vaste domaine

Le bouclier Touareg, dont le Hoggar représente la partie algérienne méridionale (500.000km² de superficie et un millier de mètres d'altitude moyenne et un point culminant à plus de 3000m : Djebel Tatrât), fait partie d'un immense domaine, construit pendant l'orogène panafricain, situé immédiatement à l'Est du craton ouest africain. Il se prolonge, au sud-ouest, au Mali, par le Massif des Iforas, et à l'Est, au Niger, par le Massif de l'Air (Fig. I-1).

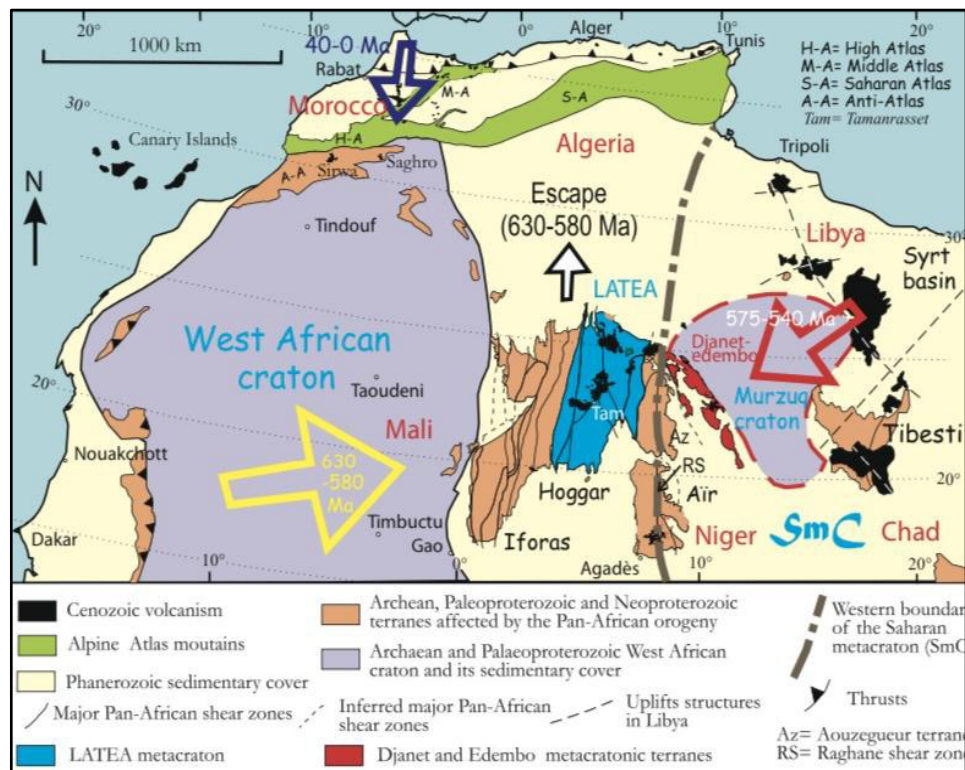


Fig.I-1 : Le Craton Ouest Africain, Liégeois et al. (2012)

A l'affleurement, le massif du Hoggar offre une grande diversité de roches magmatiques et métamorphiques essentiellement précambriennes comprenant des granitoïdes, des gneiss, des schistes, des micaschistes, des cipolins, des quartzites et des amphibolites. La couverture, en discordance, est formée de grès ordoviciens, les Tassilis. Elle ne subsiste que dans les parties Nord et Sud. Son décapage a été provoqué, à la fin du Jurassique, par une phase distensive liée à l'ouverture de l'Atlantique mais aussi par un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure (Girod, 1976 ; Dautria, 1988). Ce dernier est accompagné par une grande activité volcanique, de type "point chaud", à caractère tholéïtique

à alcalin et d'âge Eocène supérieur à Quaternaire récent (Girod, 1976 ; Dautria, 1988 ; Ait-Hamou, 2000).

Historiquement, le Hoggar représente la plus jeune et la mieux conservée des chaînes précambriennes. Sa configuration actuelle est héritée principalement de l'orogène panafricain (750 - 525 Ma). Elle se termine par la mise en place de suites post-orogéniques d'affinité alcaline. Ce sont les granites « Taourirt » qui se mettent en place le long de shear zones en régimes de transpression – transtension, plus ou moins contemporains de la pénépléation et du développement de bassins molassiques intracontinentaux contrôlés par les failles (Bonin et al., 1998).

I-2- Structure d'ensemble

Le Hoggar est traversé par de grands accidents majeurs de direction N-S à composante décrochante, soit l'accident 4°50' et l'accident 8°30'. Ces accidents ont divisé le Hoggar en compartiments longitudinaux juxtaposés. Cette compartimentation définit trois grands domaines structuro-formationnels distincts par leur lithologie et leur évolution tectono-métamorphique (Lelubre, 1952 ; Bertrand et Caby, 1978). Ce sont, d'Ouest en Est (**Fig. I-2**) :

- ✓ Le Hoggar occidental ou la chaîne pharusienne qui s'étendait de la limite du Craton Ouest Africain (C.O.A) jusqu'au méridien 4°50' avec le mole In Ouzzal et les rameaux occidental et oriental de la chaîne pharusienne ,
- ✓ Le Hoggar central polycyclique situé entre les méridiens 4°50' et le 8°30' ,
- ✓ Le Hoggar oriental ou Ténéré très peu étudié à l'est du méridien 8°30'.

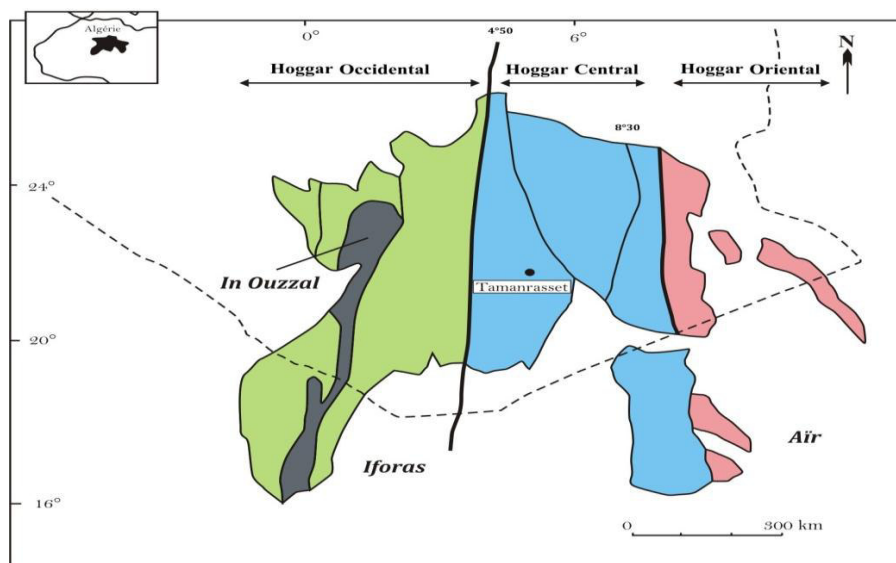


Figure I-2 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (Bertrand et Caby, 1978; modifié).

Chacun de ces domaines est interprété comme amalgame de nombreux segments mobiles, accolés pendant l'orogène panafricain (Black et al., 1994).

Il est possible, aujourd'hui, de considérer le Hoggar comme un type moderne de chaîne et que l'histoire géodynamique de ce dernier est liée à la collision continentale entre le craton ouest africain et la zone mobile orientale. Un cycle de Wilson initié autour de 800 Ma s'est terminé il y a 600 Ma par la formation d'un orogène de collision (Caby et al., 1981; Bertrand et al., 1986 ; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987, Liégeois et al., 1987 ; Black & Liégeois, 1993 et Black et al., 1994).

Cette collision rappelle d'ailleurs celle qui s'est produite entre le bouclier NE asiatique et l'Inde au Cénozoïque (Black et al., 1979)

Des études récentes (Black et al., 1993 et Liégeois et al., 1994) ont été entreprises au sud du Hoggar dans la région de l'Adrar des Iforas et l'Aïr (prolongement de la zone mobile du Hoggar au sud). En utilisant la démarche appliquée et l'ensemble des critères définis dans ces régions, il a été possible de faire une réinterprétation complète de la géologie du Hoggar, en proposant un concept d'assemblage de plusieurs terrains mobiles allochtones appelés «terrane» qui est devenu évident (Black et al., 1994).

C'est ainsi que, actuellement, il a été possible de définir 23 terranes ou blocs crustaux (**Fig. I-3**) lithologiquement différents, déplacés le long de grandes zones de cisaillement ou «megashear zones» (Black et al., 1994). De dimension de plusieurs centaines de km de long, ces terranes correspondent à une succession de domaines, les terranes juvéniles panafricains alternant avec des terranes constitués de roches archéennes à paléoprotérozoïques, parfois remobilisés au panafricain.

I-3- Modèle d'évolution géodynamique du Hoggar

Le bouclier Touareg s'est structuré au cours de l'orogène panafricain ; celle-ci, est définie par Kennedy en 1964. Selon Liégeois et al., 2003, l'histoire géodynamique du Hoggar peut être résumée par deux phases principales de collision :

✓ **Vers 700 Ma**, une collision précoce qui s'est produite entre le craton Est-Africain et les terranes situés le plus à l'Est du bouclier touareg,

✓ **Vers 630 Ma**, commence une deuxième phase de collision avec le craton Ouest Africain et s'achève vers 525 Ma suivie d'un magmatisme post-collisionnel type Taourirt.

Dans les deux cas, la collision correspond au premier impact majeur, marquée par de grands chevauchements, la mise en place de plusieurs batholites calco-alcalins riches en

potassium (type HKCA), la remontée de roches métamorphiques de haute pression et de grands cisaillements subméridiens verticaux, d'échelle continentale (Caby, 1968 ; Black et Liégeois, 1993), soulignés par des mylonites. Ces accidents sont interprétés comme des décrochements à rejet horizontal pouvant atteindre 100 km.

Cependant, la période post-collisionnelle correspond à de vastes mouvements horizontaux des terranes le long de grandes zones de cisaillement ou « megashear zones » et s'accompagne de mise en place d'intrusions basiques-ultrabasiqes (Cottin et al. 1990 et 1998) et de nombreux granitoïdes (Liégeois et al., 1998). Ceci est l'épisode majeur conduisant à la structuration de l'Afrique et à la formation du super-continent du Gondwana.

I-4- Les terranes du bouclier Touareg

Un nouveau concept a été introduit par Black et al. (1994) pour expliquer la structuration du Hoggar, il est basé sur le concept des terrains mobiles allochtones (terranes) 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)).

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 (Boissonnas, 1974, Black et al., 1994, Azzouni et al., 2003).

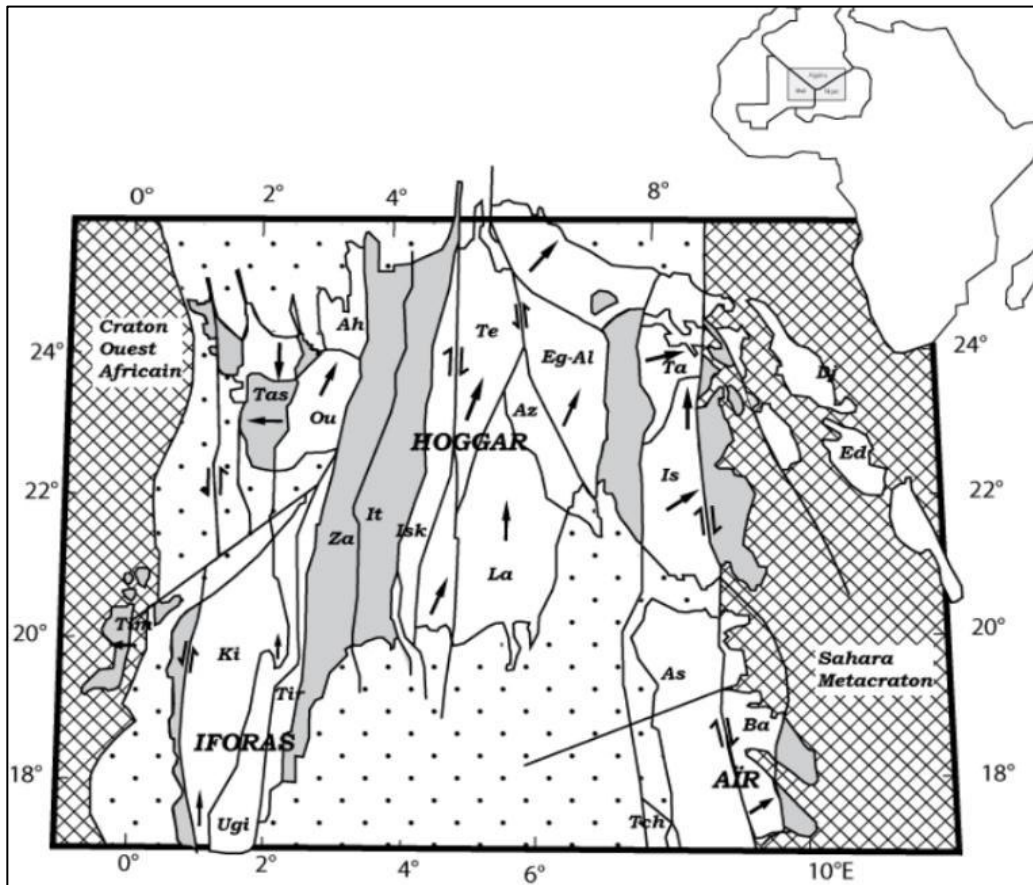






Figure I-3 : Carte des différents terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994)
 Flèches pleines: direction du mouvement de l'Est vers l'Ouest.

-  Roches sédimentaires d'âge phanérozoïque
-  Terranes juvéniles du panafricain
-  Métacratons
-  Cratons

Les 23 terranes sont : Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Sérouénout (Se), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It), Tin Zaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), InbOuzzal (Ou), Unité granulitique des Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

Le Hoggar central s'est comporté donc comme un craton durant la partie précoce de l'orogénèse panafricaine, mais, il était partiellement déstabilisé et disséqué durant la seconde partie. Cette metacratonisation a eu lieu essentiellement durant la période de 620-580 Ma, mais continue jusqu'à 520Ma.

I-5- Les terranes du Hoggar central

Le Hoggar central constitue un vaste domaine de croûte continentale ancienne et épaissie, plus ou moins réactivée au cours de l'orogénèse panafricaine.

Sa configuration actuelle est due à la juxtaposition de quatre terranes aux caractéristiques géologiques communes (Laouni, Azrou-n-Fad, Téféddest et Egéré-Aleksod), bordés au sud par le principal terrain juvénile de Serouenat, et à l'ouest par les terrains Iskel.

Ces quatre terranes composites de LATEA sont formés d'un socle paléoprotérozoïque (Bertrand et al 1986) avec des lithologies archéennes bien conservées (Latouche et Vidal, 1974 ; Peucat et al 2003), et de terrains néoprotérozoïques d'extension limitée (moins de 10% de la surface), bordés par des contacts tectonique (Bertrand et Caby, 1978).

Les ressemblances remarquables entre les différents terranes, à savoir la paragenèse primaire, la composition, les reliques de métamorphisme panafricain de type HP-HT, et les critères de sens de cisaillement qui indiquent un sens de mouvement général vers le Nord-Nord-Est, ont conduit Liégeois et al. (2003) à les interpréter comme un vieux microcontinent appelé LATEA. Le terme de LATEA a été choisi, à partir des initiales des terranes qui le composent (Laouni, Azrou n'fad, Tefedest, Egeré-Aleksod) (**Fig. I-4**).

L'histoire de l'ensemble de LATEA selon Maxon et Tinkoff (1996) correspond à une orogénèse de type «hit and run » : « hit » correspond à la collision précoce marqué par de grands chevauchements et par un soulèvement des roches métamorphiques de haute pression et « run » correspond aux grands mouvements horizontaux des terrains le long des mégas zones de cisaillement subvertical accompagné par la mise en place de nombreux batholites.

Ceci est conforme à la période collisionnelle et post-collisionnelle comme elle a été décrite par Liégeois et al (1998), cependant dans le cas de LATEA, la collision n'est pas accompagnée par un épaississement crustal important et le métamorphisme de haut grade reste très limité. Le socle archéen et paléoprotérozoïque est assez bien préservé. Le manteau lithosphérique épais est également préservé, mais il a subi d'importantes délaminations linéaires le long des mégashear zones, permettant l'intrusion de batholites et de plutons principalement granitiques (Liégeois et al., 2003).

La réactivation de celles-ci (539-523 Ma), dans un mouvement en transtension dextre, a permis la mise en place des granites de Taourirt (Boissonnas, 1974 ; Azzouni et al., 2003).

Cela veut dire que le Hoggar central s'est comporté comme un craton durant la partie précoce de l'orogénèse panafricaine, mais, il était partiellement déstabilisé et disséqué durant

la seconde partie. Cette metacratonisation a eu lieu essentiellement durant la période de 620-580 Ma, mais continue jusqu'à 520Ma.

Ce caractère intermédiaire entre un craton rigide non affecté et une chaîne mobile complètement affectée par une orogénèse correspond à la notion de « metacraton » récemment proposé par Abdel Salem et al., 2002.

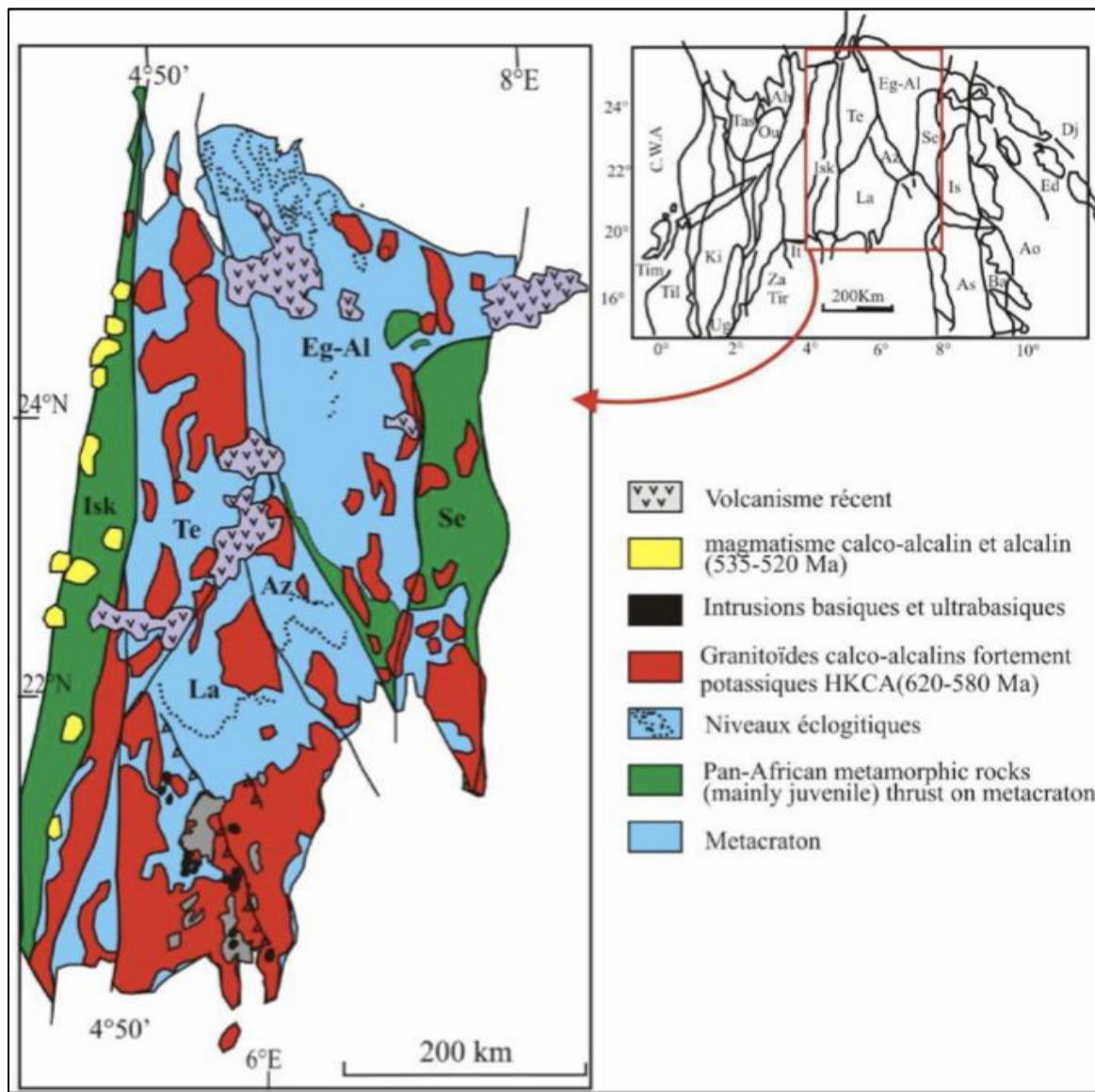


Fig. I-4 : Carte géologique du métacraton LATEA

I-6- Le terrane de Laouni

Le terrane de Laouni, se situe dans le Sud-Ouest des compartiments structuraux du Hoggar central polycyclique à environ 250 Km au Sud de Tamanrasset. Il s'agit d'une région de collines basses, sans reliefs bien marqués.

Le terrane de Laouni, dont la forme générale est celle d'un grand losange, peut être divisé en quatre domaines (Liégeois et al., 1998) :

- ✓ Une partie nord caractérisée par de vastes structures en dômes et bassins, où des antiformes à dominante ortho-gneissique et amphibolitique sont séparés par des synformes de formations paradérivées (gneiss, quartzites et marbres) ;

- ✓ Une partie sud presque entièrement granitisée, où de rares synformes permettent de situer le toit des batholites ;

- ✓ Un bassin des Monts Tessalit, bassin de matériel paradérivé où dominant des schistes noirs et des micaschistes associés à des péridotites serpentinisées, alignés selon une direction Nord Ouest –Sud Est et jalonnés par des massifs ultramafiques mafiques intrusifs ;

- ✓ Un groupe de trois synformes alignés le long de la limite Est du terrane, formé de roches acides, de gneiss mylonitiques, de minces niveaux de quartzites et de pyroxénites.

II-7- La région de Laouni

La région étudiée de Laouni (**Fig. I-5**) est localisée dans le Sud-Ouest du Hoggar central dans le terrane du même nom. Les secteurs Sud et Est de cette région sont caractérisés par des formations gréseuses tassiliennes. Cette région se distingue par l'abondance de granitoïdes qui constituent plus de 70% de la superficie totale (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 hautement potassiques datés entre 630 et 600 Ma (Bertrand et al., 1986, Liégeois et al., 2012). Des panneaux reliques de roches métamorphiques, pluri-kilométriques à métriques, affleurent dans la masse granitique. Ils sont datés du Protérozoïque et comprennent des granulites à grenat et cordiérite, des métagraywackes, des roches à silicates calciques, des amphibolites et des marbres correspondant à un métamorphisme de haut degré (Cottin et al., 1998).

La carte géologique de Laouni nous a permis de situer les granites étudiés dans lesquels les complexes ultramafiques-mafiques sont intrusifs et de localiser les points d'analyses géochronologiques réalisés dans ces granites.

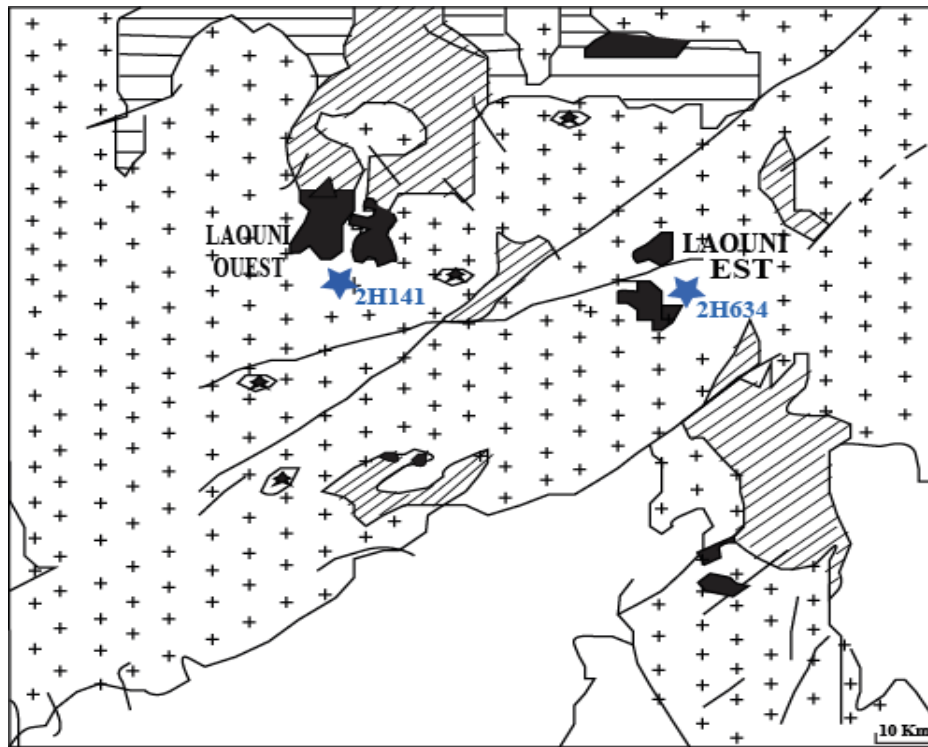
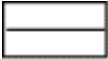

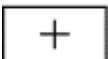





Fig.I-5. Carte schématique de la région de Laouni, Hoggar central), avec la position des granites HKCA étudiés (Cottin et al., 1998; modifiée par ce travail).

★ Localisation des granites datés U/Pb sur zircons

-  Roches métamorphiques et granite migmatitique du Paléoprotérozoïque (Eburnéen)
-  Roches métamorphiques du Mésoprotérozoïque
-  Granites HKCA (630-580 Ma)
-  Granites Taourirt (580-525 Ma)
-  Intrusions stratifiées ultrabasiqes-basiqes (631 Ma)
-  Grés cambro-ordoviciens de la couverture tassilienne

Chapitre II

GEOCHRONOLOGIE

II-1 Introduction

Dès les premières études du terrane Laouni, la question de l'âge de mise en place des granites et des complexes UB-B s'est posée (Bertrand et al., 1986 ; Cottin et al., 1998 ; Liégeois et al., 2003 ; Bouziani, 2015 ; Alouache, 2015 ; Remaci-Bénaouda et al., 2015 ; Rahmani, 2018). Ce présent travail est consacré à la datation U/Pb sur zircons qui permettra de fournir des âges de mise en place précis pour les granites encaissants les complexes ultramafiques-mafiques de la région de Laouni.

Nous savons que parmi les différents minéraux utilisés en géochronologie U-Pb (allanite, apatite, monazite, sphène...), le zircon ($ZrSiO_4$) est probablement l'un des plus fréquemment employés pour dater l'âge de cristallisation ou de recristallisation des roches. Ceci est en grande partie dû à son ubiquité dans de nombreuses lithologies (roches sédimentaires, magmatiques ou métamorphiques) et à la robustesse du système U-Pb dans ce minéral qui lui permet de conserver des informations géochronologiques dans des conditions extrêmes, même lorsque la roche qui le contient a subi un événement métamorphique de haut grade ou un épisode de fusion partielle (Bruguier, 2009).

Afin de déterminer des âges précis dans une large gamme d'échelles de temps géologiques, deux types de méthode de géochronologie U/Pb sur zircons peuvent être envisagés :

✓ La méthode de datation U-Pb sur zircon appelée SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe), utilisant une sonde ionique. La procédure de préparation d'échantillons pour l'analyse est la séparation des zircons dans les échantillons étudiés efficacement à l'aide de SHLFRAG Lab (fragmentation de puissance d'impulsion à haute tension), de liquide lourd, etc. Les zircons séparés ont été montés sur de la résine, suivis d'un polissage, d'un revêtement Au et d'une observation de cathodoluminescence.

✓ La technique d'ablation laser par ICP-MS (LA-ICP-MS), qui présente la technique d'analyse de composition chimique la plus récemment développée. Elle a bénéficié d'avancées technologiques importantes dans les deux domaines qui constituent les parties essentielles de ce type d'appareil: la source laser (LA- Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) et la spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS : Inductively Coupled Plasma Emission Mass Spectrometry).

Dans le cadre d'un programme de recherche de l'Université d'Oran 2 (N. Remaci-Bénaouda), de l'Université Jean Monnet, Saint-Etienne (J.Y Cottin et P. Bowden) et du GEMOC de l'Université de Macquarie, Sydney (H. Belousa, Y.Gréauet W L. Griffin), ces

nouvelles datations U-Pb sur zircons, par la méthode LA- ICP-MS ont été réalisés sur les granites et un complexe gabbroïque de la région de Laouni.

II-2-Géochronologie : datation U-Pb in situ sur zircons

II-2-1-Description et préparation des échantillons par la méthode de datation LAM-ICPMS

La détermination de l'âge U-Pb in situ sur zircons dans les granites de la région de Laouni est effectuée au Geochemical Analysis Unit (GAU) du GEMOC Key Center (Université Macquarie). Les méthodes analytiques sont décrites par Belousova et al. (2006).

Les zircons étudiés sont échantillonnés à l'aide d'un laser UV focalisé avec le matériau microparticulaire ablaté transféré dans un flux continu d'hélium vers un ICP-MS pour la quantification isotopique. Un étalon de zircon concordant prélevé est utilisé pour calibrer les analyses. Cela corrige les effets de l'échantillonnage laser/fractionnement lié au transport de Pb et U, qui dépend quelque peu de la matrice, et le biais de masse de l'ICP-MS (Jackson et al., 1996, 1997).

II-2-2-Résultats analytiques

Plusieurs échantillons de granite de Laouni ont été choisis pour ces datations. Nous en avons retenu deux pour cette étude : 2H141 à Laouni Ouest et 2H 634 à Laouni Est (Oued Zazir) (Fig.II-1).

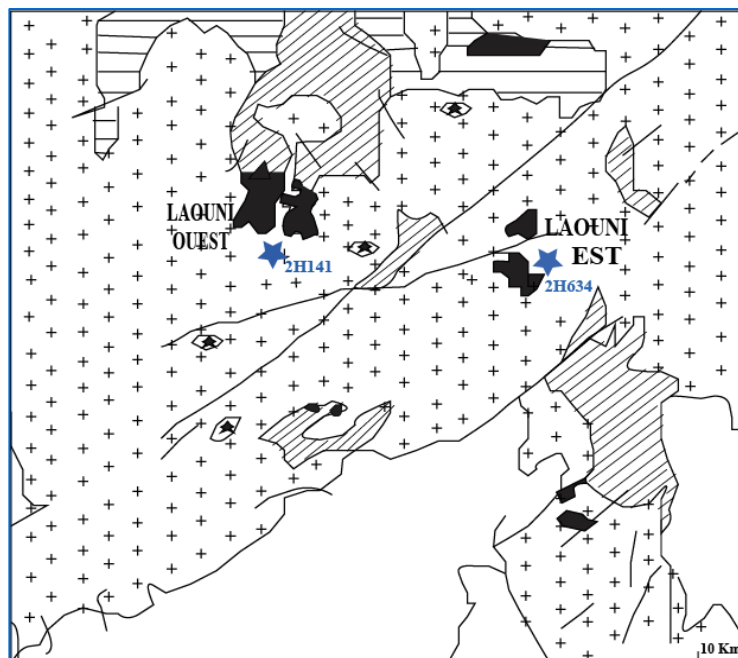


Fig.II-1 : Localisation des granites datés par la méthode U/Pb in situ des zircons

Comme le montrent (Williams & Claesson, 1987), le rapport Th/U dans les cristaux de zircon est une particularité employée pour différencier les zircons d'origine métamorphique de ceux d'origine magmatique, en particulier dans les roches sédimentaires où le minéral est séparé de son contexte de formation originel.

Le rapport Th/U des zircons métamorphiques ou des surcroissances métamorphiques est fréquemment faible ($\text{Th/U} < 0.1$) alors que les zircons d'origine magmatique présentent des rapports Th/U en moyenne plus importants (> 0.2).

N° analyse 2H141	Th	U	Th/U	N° analyse 2H634	Th	U	Th/U
2H141-03	262	289	0,91	2H634-01	407	341	1,19
2H141-09	191	147	1,30	2H634-02	325	367	0,89
2H141-10	78	206	0,38	2H634-06	816	417	1,96
2H141-11	100	88	1,14	2H634-07	225	268	0,84
2H141-12	364	302	1,20	2H634-08	405	436	0,93
2H141-13	243	183	1,33	2H634-09	325	379	0,86
2H141-15	140	113	1,25	2H634-10	861	660	1,30
2H141-18	145	117	1,24	2H634-11	248	355	0,70
2H141-19	187	141	1,32	2H634-16	102	218	0,47
2H141-20	132	99	1,33	2H634-17	777	678	1,15
2H141-21	78	79	0,99	2H634-19	395	462	0,86
2H141-23	109	102	1,07	2H634-20	97	105	0,93
2H141-26	379	327	1,16	2H634-21	422	300	1,41
				2H634-22	751	717	1,05
2H141-27	221	171	1,29	2H634-23	1032	435	2,37
2H141-31	112	78	1,44	2H634-24C	1048	432	2,43
2H141-32	192	175	1,10	2H634-24R	523	612	0,85
2H141-35	137	110	1,25	2H634-25	112	126	0,89
2H141-39	183	195	0,94	2H634-26	713	465	1,53
				2H634-27	346	233	1,49

Tableau.II-1 : Analyses Th et U (en ppm) des zircons des granites de la région de Laoui (réalisées par H. Belousova et Y. Gréau).

Au premier abord, nous constatons que la mise en place de ces granites s'effectue dans un court intervalle de temps compris entre 634.9 et 632.3 Ma, pendant le Néoprotérozoïque, plus précisément vers l'Ediacarien précoce.

La granodiorite de Laouni Ouest (2H141) :

Dans cette plutonite, les cristaux de zircon sont radioactifs avec des teneurs en U comprises entre 78 et 327 (moyenne de 249), de Th comprises entre 78 et 379 (moyenne de 301) et des rapports Th/U variant entre 0.38 et 1.44. Ces rapports, plus élevés que 0.20 (0.33 jusqu'à 1.44) indiqueraient une origine magmatique pour ces zircons.

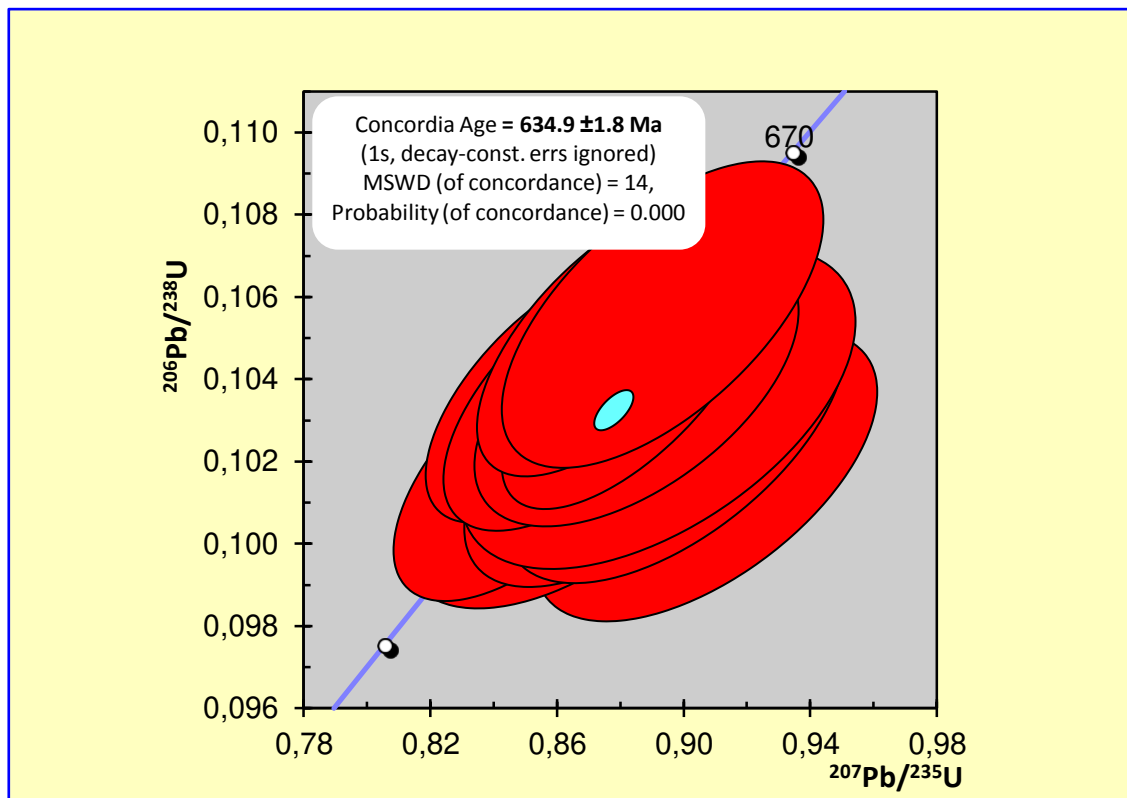


Fig. II-2 : Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons de la granodiorite de Laouni Ouest (2H141)

L'âge de **634.9 ± 1.8 Ma** obtenu est considéré comme l'âge de cristallisation de la granodiorite, à savoir une mise en place de cette plutonite tout à fait au début de l'Ediacarien.

La granodiorite de Laouni Est (2H634) :

Dans cette plutonite, les cristaux de zircon sont radioactifs avec des teneurs en U comprises entre 105 et 717 (moyenne de 612), de Th comprises entre 97 et 1048 (moyenne de 951) et des rapports Th/U variant entre 0.70 et 2.43. Ces rapports, plus élevés que 0.20 (0.29 jusqu'à 0.89) confirmeraient l'origine magmatique pour ces zircons.

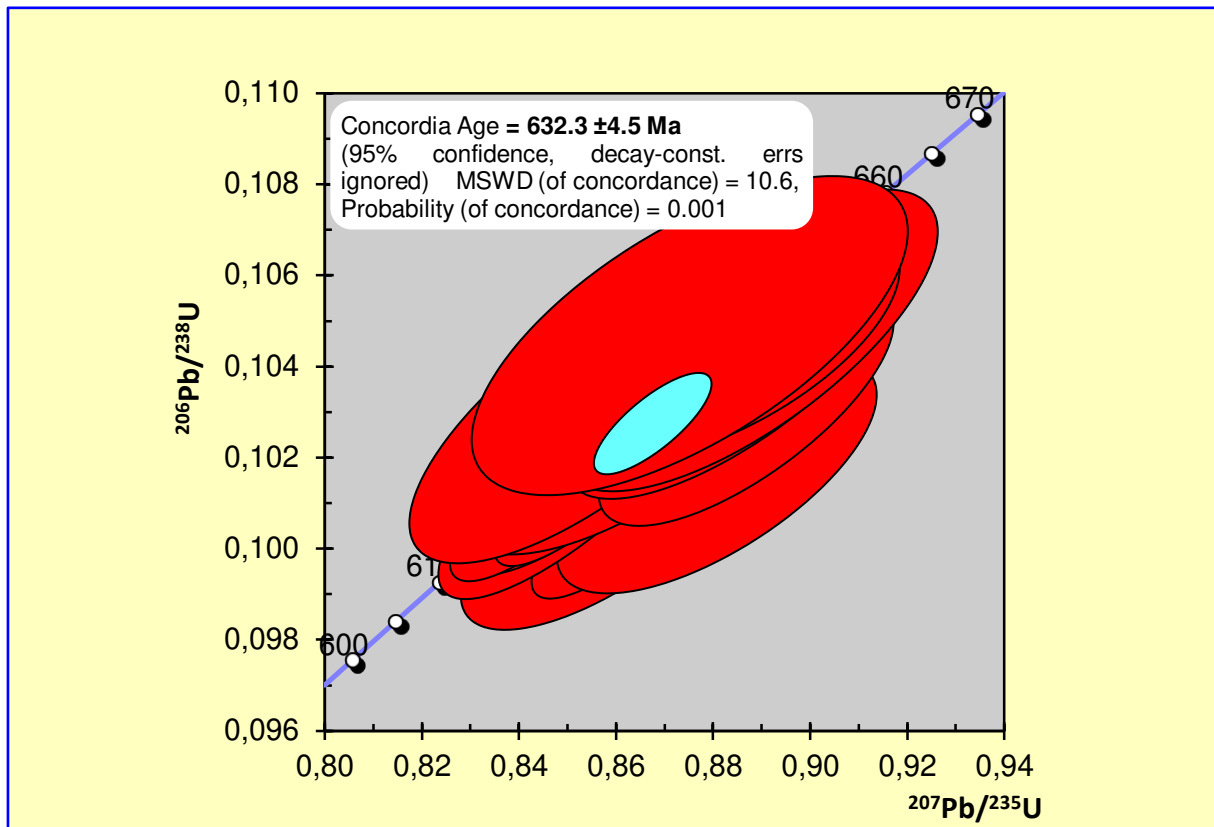


Fig.II-3 : Diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des zircons de la granodiorite de LaouniEst (2H634)

L'âge de **632.3 ± 4.5 Ma** obtenu est considéré comme l'âge de cristallisation de la granodiorite, à savoir une mise en place de cette plutonite à l'Ediacarien précoce, tout comme l'échantillon 2H141

Finalement les datations U/Pb in situ sur zircons des granites de Laouni Ouest et Laouni Est indiquent que ces roches se sont mises en place durant le Néoprotérozoïque, à l'Ediacarien inférieur, pendant la phase précoce de l'orogène panafricain.

Chapitre III
Etude pétrographique

III-1-Introduction

Il est clair que la région étudiée de Laouni est une zone très riche en granites apparentés à des granites édiacariens, dont la mise en place a été confirmée vers 635 Ma.

Dans ce travail, nous nous intéressons aux granites formant, en grande partie, l'encaissant des intrusions troctolitiques (Laouni Est), troctolitique et noritique (Laouni Ouest) (Cottin et al., 1990,1998 ; Rahmani, 2017 ; Alouache, en cours), et concernera les granites de Laouni Ouest et ceux de l'Est (**Fig.I-5**).

Deux grands types de granite ont été distingués :

- ✓ Un granite à biotite dans le secteur Laouni Ouest.
- ✓ Un granite à biotite et amphibole et uniquement à biotite dans le secteur

de Laouni Est

III-2- Etude pétrographique

III-2-1- Caractères macroscopiques et microscopiques du granite à biotite

Que ce soit à Laouni Ouest ou Est, à l'affleurement, ces granites se présentent le plus souvent en gros blocs isolés et ensablés, ce sont des roches leucocrates dont le grain peut être grossier et atteindre plusieurs millimètres.

Dans les secteurs Laouni Ouest et Est, nous retrouvons le granite à biotite. La texture dominante est grenue, parfois porphyroïde. L'étude microscopique révèle une paragenèse composée de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et \pm muscovite. Les minéraux accessoires (zircon, apatite, oxyde ferro-titané....) complètent cette paragenèse. Les minéraux d'altération (séricite, chlorite, épidote, sphène ou titanite...) font partie de la séquence tardi-magmatique liée à la circulation des fluides hydrothermaux.

Le plagioclase se présente en tablettes automorphes à subautomorphes, maclé albite, plus rarement Carlsbad. La zonation est normale avec une composition évoluant de An₃₉ à An₃₀. L'altération en séricite au niveau des zones concentriques est visible et peut se développer autour en muscovite amiboïde sur certains cristaux (**Photo III-1 et 2**). Les inclusions sont nombreuses représentées par la biotite et les oxydes ferro-titanés.

Le feldspath potassique représenté par le microcline et le feldspath perthitique a des proportions variables d'un échantillon à un autre. Il est subautomorphe à xénomorphe présentant souvent la macle de Carlsbad. Son habitus de minéral interstitiel et poecilitique lui permet d'englober tous les autres minéraux. Souvent, en bordure des cristaux apparaissent des bourgeons de myrmékites.

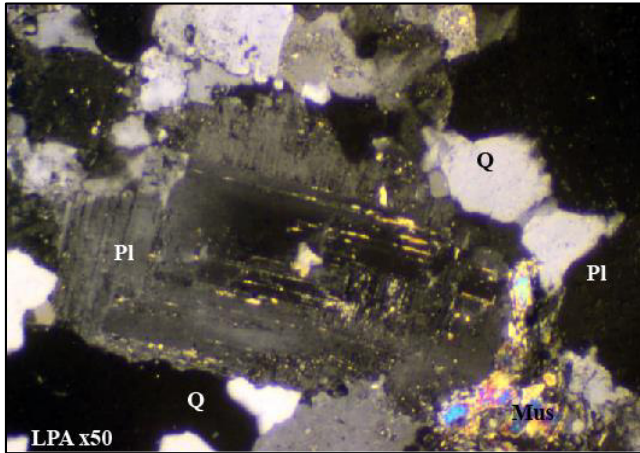


Photo III-1 : *Texture grenue à tendance porphyroïde.*

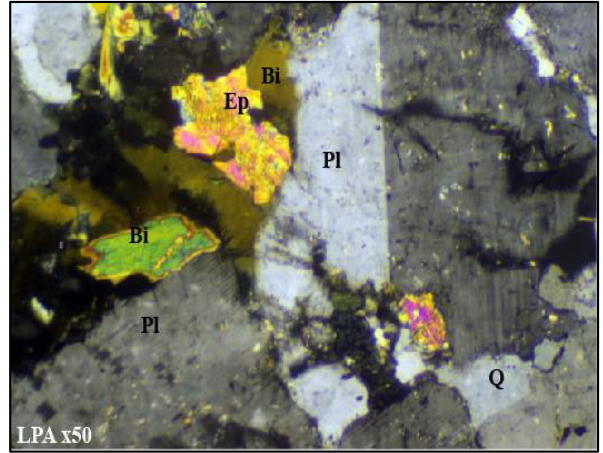


Photo III-2 : *Présence de plagioclase maclé Carlsbad et biotite envahie par de l'épidote.*

La **biotite** est l'unique minéral ferromagnésien, assez abondante dans ces faciès et se présentant en grandes lamelles isolées ou en amas, avec un aspect déchiqueté. De couleur brun vert et pléochroïque, elle englobe souvent des minéraux tels que le zircon, l'apatite et les oxydes ferro-titanés. La présence de zircon dans la biotite avec son halo pléochroïque (**Photo III-3**) atteste de l'origine magmatique de la biotite (Clarke, 1981 in Remaci-Benaouda, 2005). Parfois elle montre un début de chloritisation à la périphérie ou selon les clivages, qui se traduit par des exsolutions d'oxydes de titane ou de fer. Elle peut également être envahie par de l'épidote (**photo III-2 et 4**).

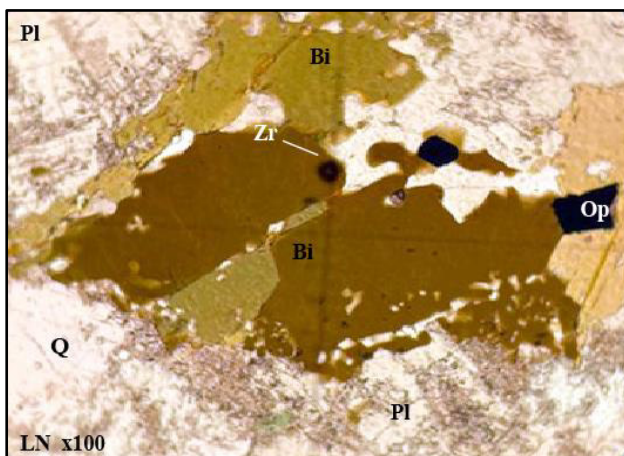


Photo III-3 : *Cristaux de biotite avec des inclusions d'opaques et de zircon*

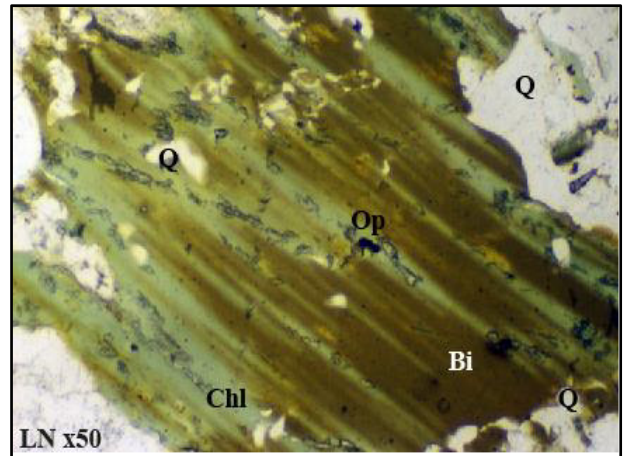


Photo III-4 : *Grande lamelle de biotite en voie de chloritisation porphyroïde.*

Le quartz partage un habitus de minéral tardif, tout comme le feldspath potassique. Il apparaît en majeure partie sous forme de plages polycristallines à extinction onduleuse et parfois en plages poecilitiques renfermant des inclusions de biotite, muscovite ou encore les minéraux accessoires. Il peut se présenter également sous forme de gouttelettes dans le feldspath potassique traduisant ainsi sa précocité.

La muscovite, phase discrète, se présente sous plusieurs formes et pourrait alors avoir deux origines:

- Une origine primaire quand elle se présente en cristaux isolés ou le plus souvent accolés à la biotite (**Photo III-5**)
- Une origine secondaire quand elle envahit le feldspath potassique sous forme amiboïde liée à la circulations de fluides hydrothermaux (Bénaouda, 1982, Vauchelle, 1988).

Le zircon est le plus souvent en inclusions dans la biotite s'accompagnant alors d'un halo pléochroïque, rarement dans les feldspaths. Il peut se présenter en petits cristaux automorphes épars dans la lame.

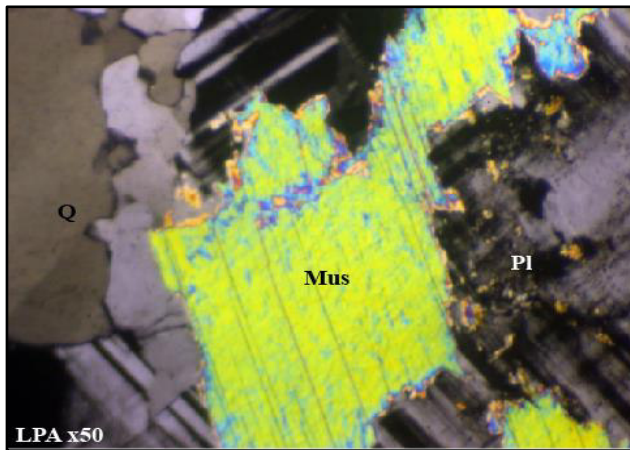


Photo III-5 : *Texture grenue avec une belle section de muscovite isolée d'origine primaire*

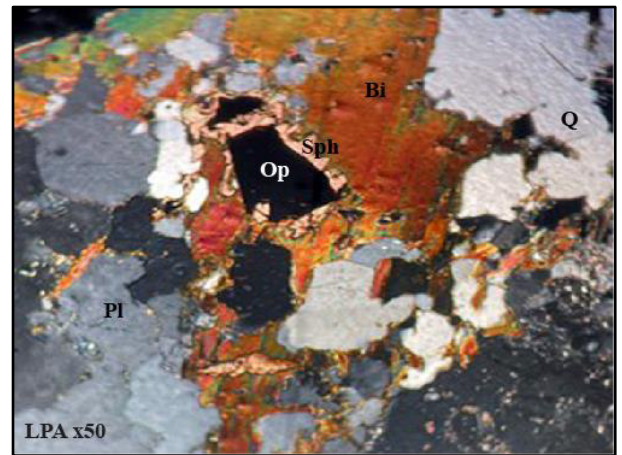


Photo III-6 : *Section d'opaque entourée de titanite dans une plage de biotite porphyroïde.*

L'apatite, phase discrète, se présente sous une forme prismatique, parfois aciculaire incluse dans la biotite et les feldspaths.

La titanite le plus souvent tardive, elle se présente en couronne entourant des sections d'oxydes ferro-titanés (Photo III-6) ou en plages xénomorphes associées à l'épidote et la chlorite.

Les oxydes ferro-titanés sont assez abondants, ils se présentent en cristaux isolés ou en inclusions dans différents minéraux tels que la biotite et le plagioclase. L'observation microscopique en lumière réfléchie montre de la magnétite (Photo III-7 et 8)

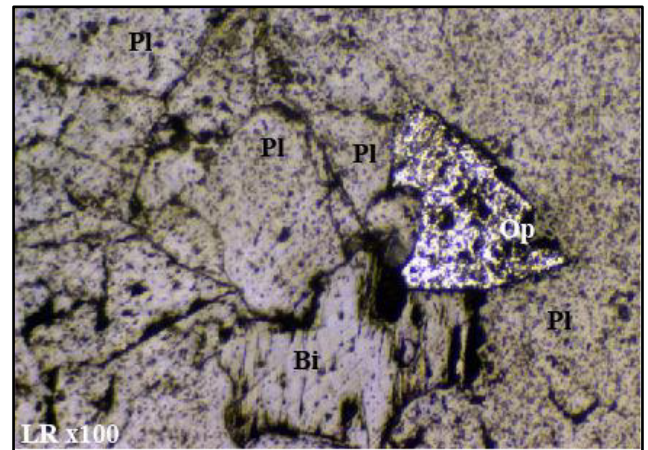
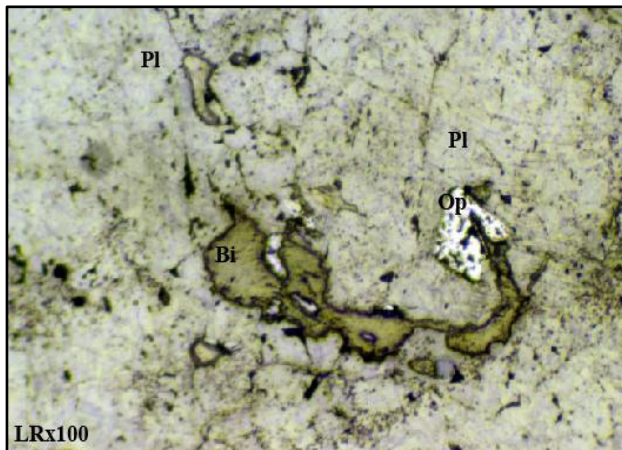


Photo III-7 et 8 : Présence d'oxydes ferro-titanés reconnus comme magnétite en lumière réfléchie dans ce granite à biotite

Les minéraux d'altération se répartissent entre la muscovite amiboïde, la chlorite, l'épidote, la séricite et le sphène (**Photos III- 1, 2 4 et 6**) qui se forment aux dépens de la biotite, du plagioclase et du feldspath potassique.

III-2-2-L'ordre de cristallisation

Dans le granite à biotite, l'étude texturale et les relations des différentes phases minérales les unes par rapport aux autres, permet de retracer l'histoire magmatique de cette plutonite. La phase de cristallisation magmatique est la phase précoce au cours de laquelle commencent à se former les minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite et la magnétite. Puis la séquence se poursuit par la cristallisation de la biotite, du plagioclase et se termine par le feldspath potassique et le quartz, avec une légère précocité du quartz sur le feldspath potassique. Le sphène de forme interstitielle, lié à la biotite et aux oxydes ferro-titanés a dû probablement cristalliser tardivement.

En fin, la phase tardi-magmatique liée à la circulation des fluides hydrothermaux est marquée par l'apparition de la muscovite secondaire, la séricite, l'épidote et la chloritisation de la biotite. Nous avons aussi l'apparition du sphène comme minéral d'altération, entourant les opaques.

III-2-3- Caractères macroscopiques et microscopiques du granite à biotite et amphibole

Dans le secteur Laouni Est, nous retrouvons le granite à biotite et amphibole. De couleur claire, il est marqué par l'abondance de feldspaths potassiques centimétriques par rapport au plagioclase ; ce qui nous permettrait d'avancer un granite de type monzogranite. De plus, la présence d'amphibole est bien confirmée.

L'examen microscopique montre une texture grenue à tendance porphyroïde liée aux grands feldspaths. La texture apparaît parfois hétérogranulaire, mécaniquement déformée, avec des petits cristaux cataclasés de quartz en mosaïque et des lattes de biotite tordues.

L'association minérale comprend le quartz, les plagioclases, le feldspath potassique, la biotite, l'amphibole, les minéraux accessoires (sphène, apatite, zircon et oxydes ferro-titanés).

Le **plagioclase** se présente en lattes plurimillimétriques automorphes à subautomorphes ; maclé le plus souvent Albite. Les cristaux présentent une zonation normale avec une bordure limpide montrant des compositions d'oligoclase et un cœur souvent séricitisé et saussuritisé de composition d'andésine (**Photo III-9**). La présence d'inclusions de sphène et de biotite dans le plagioclase traduit leur antériorité par rapport à ce dernier.

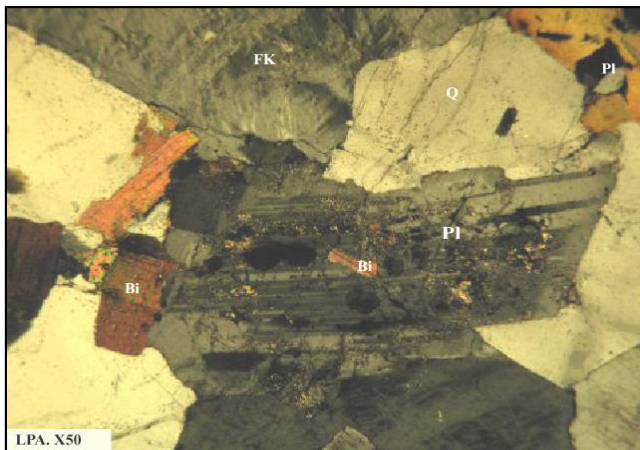


Photo III-9 : Présence d'un cristal de plagioclase zoné muscovite isolée d'origine primaire

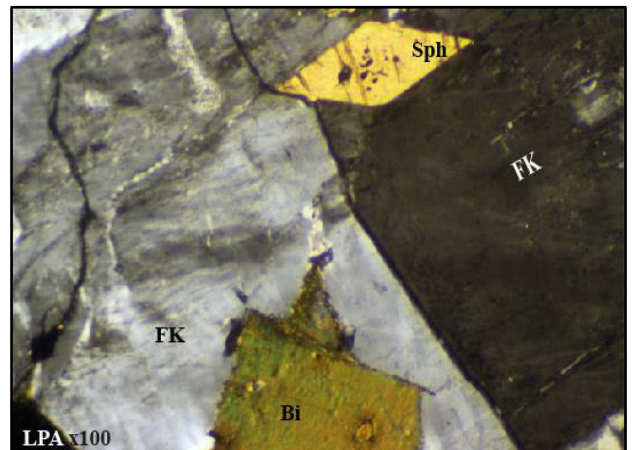


Photo III-10 : Plage d'orthose perthitique maclé Carlsbad, avec inclusions de biotite et sphène

Le **feldspath potassique**, plus abondant que le plagioclase, correspond à du feldspath perthitique, plus précisément de l'orthose perthitique et à du microcline. Avec son habitus de minéral interstitiel et poecilitique, il se présente soit :

- En grandes plages d'orthose perthitique, avec de fins films d'albite . La macle de Carlsbad est très courante (**photo III-10**).

- En grandes sections de microcline avec son moirage très caractéristique (**Photo III-11**).

Ce feldspath est riche en inclusions de biotite, d'amphibole, de plagioclase et de sphène.

Le quartz est abondant, traduisant le caractère évolué du granite. Il se présente sous plusieurs habitus :

- En grandes plages polycristallines à extinction souvent onduleuse. Elles peuvent englober des cristaux de biotite, de plagioclase et de sphène (**Photo III-12**),

- En petites gouttelettes incluses dans le feldspath potassique.

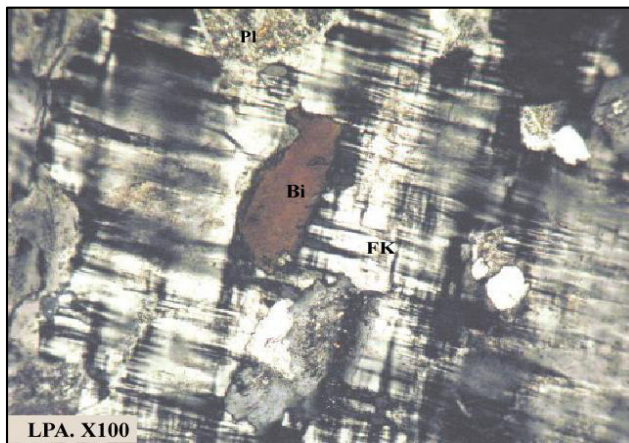


Photo III-11 : Aspect microscopique du microcline avec son moirage caractéristique

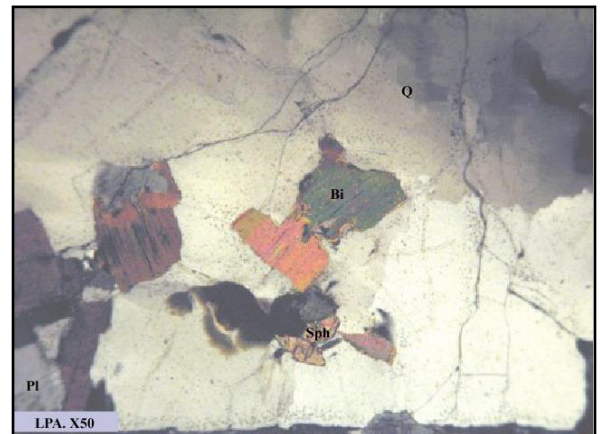


Photo III-12 : Plages xénomorphes de quartz renfermant des inclusions de biotite et de sphène

La biotite, la phase ferromagnésienne hydratée avec l'amphibole, se présente sous une forme subautomorphe, avec souvent des contours effilochés et parfois tordue. Très pléochroïque dans les tons verts, elle comporte des inclusions de zircon et d'apatite et est parfois partiellement chloritisée (**Photo III-13**)

L'amphibole, assez rare, correspond à de la hornblende verte. Elle se présente en sections de couleur vert olive et pléochroïque (**Photo III-14**). Elle est souvent en inclusions dans les plages de feldspath perthitique où elle peut être étroitement liée au sphène.

Les minéraux accessoires sont représentés par le sphène, l'apatite, le zircon et les oxydes ferro-titanés.

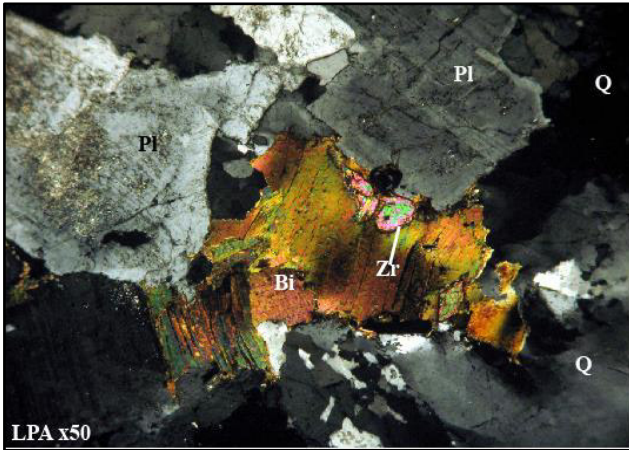


Photo III-13 : Plages de biotite tordue, à contours effilochés renfermant des inclusions de zircon

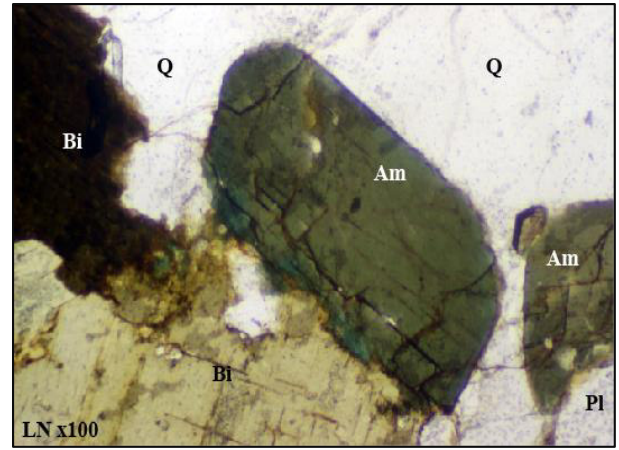


Photo III-14 : Aspect microscopique de la hornblende verte associée à de la biotite

La titanite, caractéristique de ce granite par son aspect et son abondance par rapport aux autres phases accessoires. Elle se présente en belles sections losangiques typiques de la macle en chapeau de gendarme (**Photo III-10 et 12**). Très réfringente et de couleur miel, elle est souvent en inclusion dans le feldspath potassique. Dans certaines sections de sphène, nous pouvons rencontrer des grains d'opales.

L'apatite, moins abondante que le sphène, apparaît surtout en cristaux aciculaires. Elle est souvent incluse dans le plagioclase, la biotite, le feldspath potassique et le quartz.

Le zircon est présent essentiellement dans la biotite (**photo III-13**) où il se distingue souvent par son halo pléochroïque.

Les oxydes ferro-titanés sont très rares et rencontrés seulement en inclusions dans le sphène (**Photo III-10**). L'analyse à la microsonde montre une composition d'ilménite.

La paragenèse tardi-magmatique est constituée de séricite, de saussurite et de chlorite remplaçant le plagioclase et la biotite.

III-2-4-L'ordre de cristallisation

Nous pouvons distinguer :

- Une phase précoce représentée par la cristallisation de l'ilménite, du sphène, de l'apatite et du zircon,
- Une phase principale constituée d'amphibole, de biotite et de plagioclase. Le feldspath potassique et le quartz clôturent cette séquence de cristallisation, bien que le quartz ait commencé un peu avant (gouttelettes de quartz dans le feldspath potassique).
- Dans la phase tardi-magmatique, apparaissent les minéraux secondaires constitués de séricite, de saussurite et de chlorite.

Chapitre IV
Etude minéralogique

IV-1-Introduction

Suite à l'étude pétrographique des granites de Laouni Ouest et Laouni Est, l'étude chimique détaillée des phases minérales primaires et secondaires de ces plutonites (feldspaths, amphibole, biotite, muscovite, sphène et oxydes ferro-titanés).

Cette étude permet de :

- Préciser la nature des minéraux et montrer éventuellement la variation de compositions chimiques au sein de chaque phase minérale,
- Caractériser l'affinité magmatique par le biais de la biotite,
- Appréhender les conditions thermodynamiques à partir de calculs thermobarométriques.

Les analyses chimiques des minéraux, réalisées par **N. Remaci**, ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

IV-2-Etude chimique des différentes phases minérales

IV-2-1-Le plagioclase

Les analyses (plagioclase et feldspath potassique) et les formules structurales (calculées sur la base de 8 oxygènes) sont consignées dans les tableaux IV-1.

Placées dans le diagramme Ab – An – Or (**Fig. IV-1**), les analyses montrent des compositions allant de l'andésine à l'oligoclase.

Dans les granites de Laouni Est, la majorité des tablettes de plagioclase confirme la zonation observée en microscopie, du cœur à la bordure d'An₃₂ à An₂₀ (faciès OZG), An₃₉ à An₃₀ (faciès 83.30.8). Dans les granites de Laouni Ouest, le plagioclase a une composition d'oligoclase avec une zonation peu prononcée. Il est à noter que le composant orthose est assez faible (< 2,5%).

IV-2-2-Le feldspath potassique

Ce minéral se présente soit en grands plages perthitiques, soit sous forme de microcline. Les analyses montrent une composition d'Or₉₆₋₉₃ avec des teneurs faibles en albite (<7 %) et en anorthite (<0.5%).

N°Ech.	OZGC										OZGB		
N°Anal.	1 c	3 i	4 b	6 b	7	11	16	21 c	22 b	28	31	48 c	49 b
SiO₂	62,66	62,70	65,07	65,42	64,65	65,14	61,81	63,02	63,69	63,99	64,60	63,20	63,71
Al₂O₃	23,45	23,36	21,85	21,48	18,62	18,37	23,94	23,23	22,98	18,51	18,42	23,18	21,89
TiO₂	0	0,02	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,02	0,00
FeO	0,02	0,03	0,00	0,04	0,03	0,06	0,07	0,04	0,13	0,04	0,02	0,07	0,01
MnO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
MgO	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
CaO	4,98	5,13	2,96	2,75	0,00	0,00	5,41	4,57	4,16	0,00	0,08	4,67	4,01
Cr₂O₃	0	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,02	0,00
Na₂O	7,94	8,43	9,75	10,35	0,45	0,85	8,44	8,79	9,25	0,41	0,67	8,97	9,81
K₂O	0,15	0,17	0,10	0,09	16,63	16,12	0,15	0,23	0,2	16,49	16,32	0,26	0,06
Total	99,24	99,85	99,73	100,16	100,44	100,54	99,82	99,95	100,47	99,51	100,15	100,40	99,49
Nb d'Oxy.	8												
Si	2,79	2,78	2,87	2,88	2,98	3,00	2,75	2,79	2,80	2,98	2,99	2,79	2,83
Al	1,23	1,22	1,14	1,11	1,01	1,00	1,25	1,21	1,19	1,02	1,00	1,21	1,15
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,24	0,24	0,14	0,13	0,00	0,00	0,26	0,22	0,20	0,00	0,00	0,22	0,19
Na	0,68	0,72	0,83	0,88	0,04	0,08	0,73	0,75	0,79	0,04	0,06	0,77	0,85
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,98	0,95	0,01	0,01	0,01	0,98	0,96	0,01	0,00
%An	25,50	24,92	14,28	12,74	0,00	0,00	25,93	22,02	19,68	0,00	0,39	22,02	18,37
%Ab	73,58	74,10	85,14	86,76	3,95	7,42	73,21	76,66	79,19	3,64	5,85	76,52	81,31
%Or	0,91	0,98	0,57	0,50	96,05	92,58	0,86	1,32	1,13	96,36	93,76	1,46	0,33

N°Ech.		OZGB				83.30.8				2H23				2H122	
N°Anal.	50	51 c	52 b	53	48b	50c	58b	60c	1	2	3	6	17b	19c	
SiO ₂	60,91	59,94	63,57	61,90	62,00	61,47	60,62	58,33	63,61	64,17	63,99	64,43	62,54	62,33	
Al ₂ O ₃	24,63	24,92	23,34	24,25	23,97	24,56	24,62	26,17	22,94	22,18	22,82	17,96	24,75	24,05	
TiO ₂	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06	0,18	0,01	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01		
CaO	6,50	6,76	4,35	5,89	5,55	5,99	6,40	8,17	3,94	3,54	3,93	0,00	5,04	5,43	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,03											
Na ₂ O	7,65	7,36	9,13	8,41	8,56	8,49	8,02	6,96	9,17	9,31	9,11	0,84	8,89	8,63	
K ₂ O	0,36	0,37	0,13	0,10	0,17	0,15	0,21	0,12	0,36	0,15	0,21	16,22	0,10	0,19	
Total	100,13	99,49	100,61	100,63	100,32	101,00	99,91	99,82	101,02	101,40	103,06	105,45	101,33	100,63	
Nb d'Oxy.	8														
Si	2,71	2,68	2,79	2,73	2,74	2,71	2,70	2,61	2,81	2,84	2,82	3,00	2,74	2,75	
Al	1,29	1,31	1,21	1,26	1,25	1,28	1,29	1,38	1,19	1,16	1,19	0,99	1,28	1,25	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,31	0,32	0,20	0,28	0,26	0,28	0,31	0,39	0,19	0,17	0,19	0,00	0,24	0,26	
Na	0,66	0,64	0,78	0,72	0,73	0,73	0,69	0,60	0,79	0,80	0,78	0,08	0,75	0,74	
K	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,96	0,01	0,01	
%An	31,29	32,94	20,69	27,75	26,13	27,82	30,24	39,08	18,80	17,21	19,02	0,00	23,72	25,52	
%Ab	66,64	64,91	78,58	71,69	72,92	71,35	68,58	60,24	79,16	81,92	79,77	7,30	75,72	73,41	
%Or	2,06	2,15	0,74	0,56	0,95	0,83	1,18	0,68	2,04	0,87	1,21	92,70	0,56	1,06	

Tableau IV-1 et 2 : Analyses chimiques et formules structurales des feldspaths dans les granites de Laouni

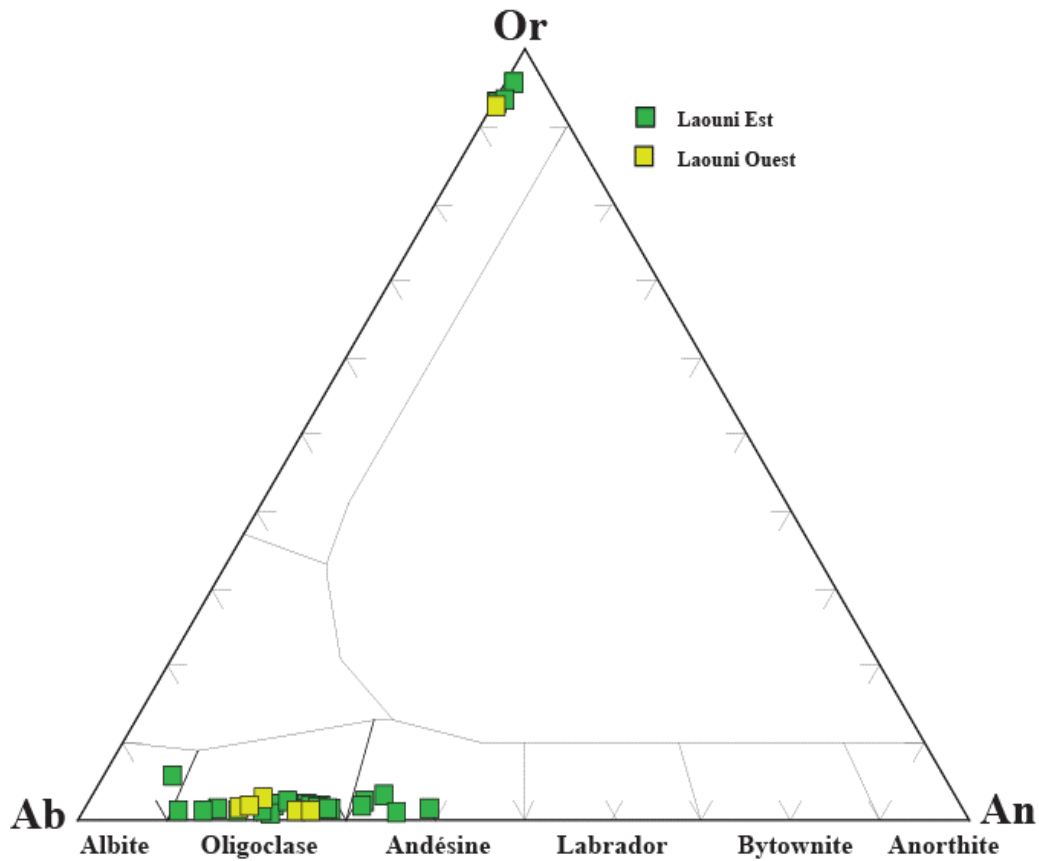


Fig.IV-1 : Position des feldspaths dans le diagramme triangulaire Albite-Orthose-Anorthite

IV-2-3-L'amphibole

Elle est essentiellement présente dans les granites de la région de Laouni Est, dans les faciès OZG. Les analyses chimiques et formules structurales sont consignées dans le tableau IV-2.

La formule structurale est la suivante : $A_{0-1} X_2 Y_5 Z_8 O_{22} (OH, F, Cl)_2$

A=Na,K

X=Ca,Na,Mn,Mg,Fe²⁺

Y=Al^{VI},Ti,Cr,Fe²⁺,Fe³⁺,Mg ;

Z= Si, Al^{IV}

Les amphiboles étudiées appartiennent toutes au groupe des amphiboles calciques :

$$(Ca + Na)_x > 1,34, (Na + K)_A < 0,50 \text{ et } Ti < 0,50.$$

N°Ech	OZGC			OZGB				
N°Anal.	23	25	26	43	44	45	46	47
SiO ₂	45,08	44,74	45,39	44,06	44,5	44,19	44,95	44,36
Al ₂ O ₃	7,64	8,05	7,37	8,11	7,92	8,19	7,77	8,07
TiO ₂	0,70	1,34	0,32	1,18	1,29	1,51	1,28	1,26
FeO	21,00	20,51	21,97	21,35	20,88	21,46	20,77	21,74
MnO	0,68	0,7	0,71	0,65	0,67	0,82	0,69	0,71
MgO	8,10	7,96	7,87	7,83	8,51	7,87	8,4	7,58
CaO	11,32	11,22	11,6	11,26	11,01	11,32	11,42	11,6
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0	0,03	0,01	0,02	0	0,02
Na ₂ O	1,34	1,51	1,24	1,65	1,7	1,64	1,57	1,48
K ₂ O	0,98	1,13	0,81	1,09	1,18	1,22	1,14	1,2
Total	96,85	97,17	97,28	97,21	97,67	98,24	97,99	98,02
Nb d'Oxy.	23							
Si	6,71	6,63	6,99	6,53	6,54	6,48	6,59	6,54
Al ^{IV}	1,29	1,37	1,01	1,42	1,37	1,42	1,34	1,40
Al ^{VI}	0,05	0,03	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,08	0,15	0,04	0,13	0,14	0,17	0,14	0,14
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,80	1,76	1,81	1,73	1,86	1,72	1,84	1,67
Fe	2,72	2,66	2,74	2,77	2,69	2,76	2,66	2,80
Mn	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,10	0,09	0,09
Ca	1,80	1,78	1,91	1,79	1,73	1,78	1,79	1,83
Na (X)	0,20	0,22	0,09	0,21	0,27	0,22	0,21	0,17
Na (A)	0,19	0,21	0,28	0,26	0,22	0,25	0,24	0,26
K	0,19	0,21	0,16	0,21	0,22	0,23	0,21	0,23
X= Ca+Na	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
A=Na+K	0,38	0,42	0,44	0,47	0,44	0,48	0,45	0,49
Mg*	0,40	0,40	0,39	0,38	0,41	0,38	0,41	0,37

Tableau IV-3 : Analyses et formules structurales des amphiboles

Placées dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997), XMg (Mg/Mg+Fe²⁺) en fonction de Si, elles se situent majoritairement dans le champ des ferro-hornblendes et plus rarement des ferro-tschemakites traduisant leur caractère ferrifère (Mg / Mg + Fe) < **0,50** (Fig. IV-2).

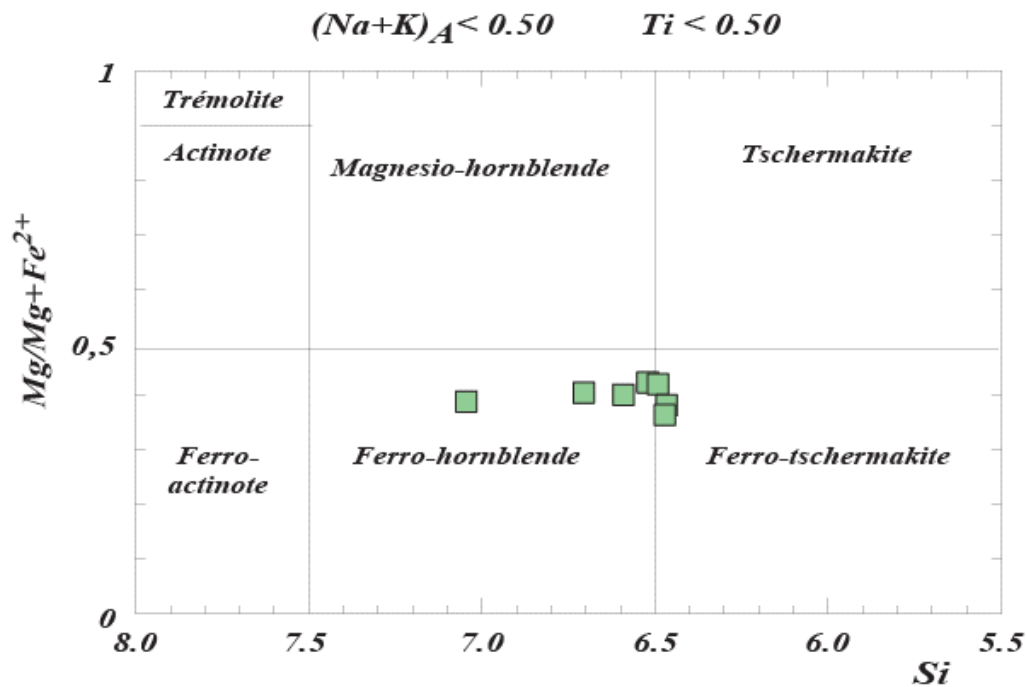
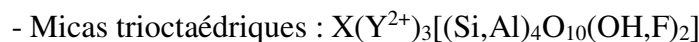
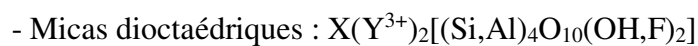


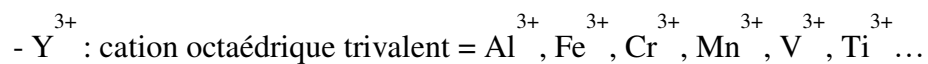
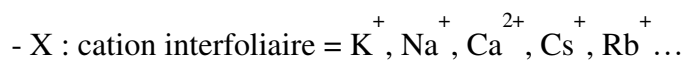
Fig.IV-2 : Nomenclature des amphiboles calciques du granite de Laouni Est à partir du diagramme de Leake et al., 1997

IV-2-4-Les micas

Les deux types de micas sont présents dans les granites de la région de Laouni. Leur formule structurale générale s’écrit de la manière suivante :



Avec :



IV-2-4-1-La biotite

Elle est assez abondante dans ces granites, soit en unique ferromagnésien (2H141, 2H122, 2H23) soit accompagnée de l’amphibole (OZG). Les analyses chimiques et formules structurales se trouvent dans le tableau IV-3.

C’est un mica trioctaédrique de formule $X_2Y_{4-6}Z_8O_{22}(OH,F)_4$ avec :

X : Ca, Na, K : site interfoliaire.

Y : Ti, Al^{VI}, Mn, Mg, Fe : site octaédrique.

Z : Si, Al^{IV} : site tétraédrique.

Placées dans le diagramme XFe en fonction de Al^{IV} (Fig.IV-3), toutes les biotites se situent dans le domaine des biotites vraies avec un caractère plutôt ferrifère plus ou moins marqué (XFe compris entre 0,51 et 0,61), à l'exception des biotites des granites de Laouni Ouest où le rapport XFe est parfois inférieur à 0.50 ; ce qui peut être dû à l'absence d'amphibole dans ces dernières. Du cœur à la périphérie, la zonation est discrète, voire inexistante.

N°Ech	OZGC		OZGB		83.30.8		2H122		2H23			
N°Anal.	20	29	39	40	42	62b	63c	71	9c	13b	5	6
SiO2	36,45	36,89	36,77	35,92	36,62	36,82	36,70	35,97	36,86	37,54	36,38	37,14
Al2O3	13,77	13,88	14,89	14,61	13,48	15,28	15,15	15,60	16,17	16,39	16,65	15,86
TiO2	2,46	3,22	0,88	2,32	3,42	2,33	2,18	2,33	1,85	1,07	2,28	3,07
FeO	23,19	22,57	22,57	22,75	24,05	19,94	19,91	21,68	18,14	15,69	19,85	19,53
MnO	0,46	0,42	0,44	0,41	0,48	0,35	0,39	0,39	0,31	0,38	0,46	0,64
MgO	9,23	9,12	8,93	8,32	8,45	10,59	10,59	10,23	12,23	12,85	9,74	8,84
CaO	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00		0,02
Cr2O3	0,00	0,05	0,00	0,03	0,07	0,00	0,02	0,05	0,06	0,00	0,11	0,13
Na2O	0,07	0,08	0,04	0,06	0,07	0,36	0,22	0,13	0,15	0,17	0,06	0,08
K2O	9,50	9,77	9,72	9,78	9,49	9,90	9,45	10,08	9,29	9,60	10,47	10,59
Total	95,17	96,04	94,24	94,20	96,16	95,57	94,66	96,46	95,11	93,69	96,00	95,90
Nb d'Oxy.	22											
Si	5,70	5,70	5,78	5,67	5,69	5,64	5,66	5,52	5,59	5,71	5,56	5,67
Al	2,54	2,53	2,76	2,72	2,47	2,76	2,76	2,82	2,89	2,94	3,00	2,86
Al ^{IV}	2,30	2,30	2,22	2,33	2,31	2,36	2,34	2,48	2,41	2,29	2,44	2,33
Al ^{VI}	0,24	0,23	0,54	0,39	0,16	0,40	0,42	0,34	0,49	0,65	0,56	0,53
Ti	0,29	0,37	0,10	0,28	0,40	0,27	0,25	0,27	0,21	0,12	0,26	0,35
Fe	3,03	2,92	2,97	3,01	3,13	2,56	2,57	2,78	2,30	2,00	2,54	2,50
Mn	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,08
Mg	2,15	2,10	2,09	1,96	1,96	2,42	2,44	2,34	2,77	2,92	2,22	2,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,07	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02
K	1,90	1,93	1,95	1,97	1,88	1,94	1,86	1,97	1,80	1,86	2,04	2,06
XFe	0,59	0,58	0,59	0,61	0,61	0,51	0,51	0,54	0,45	0,41	0,53	0,55

Tableau IV-4 : analyses chimiques des biotites

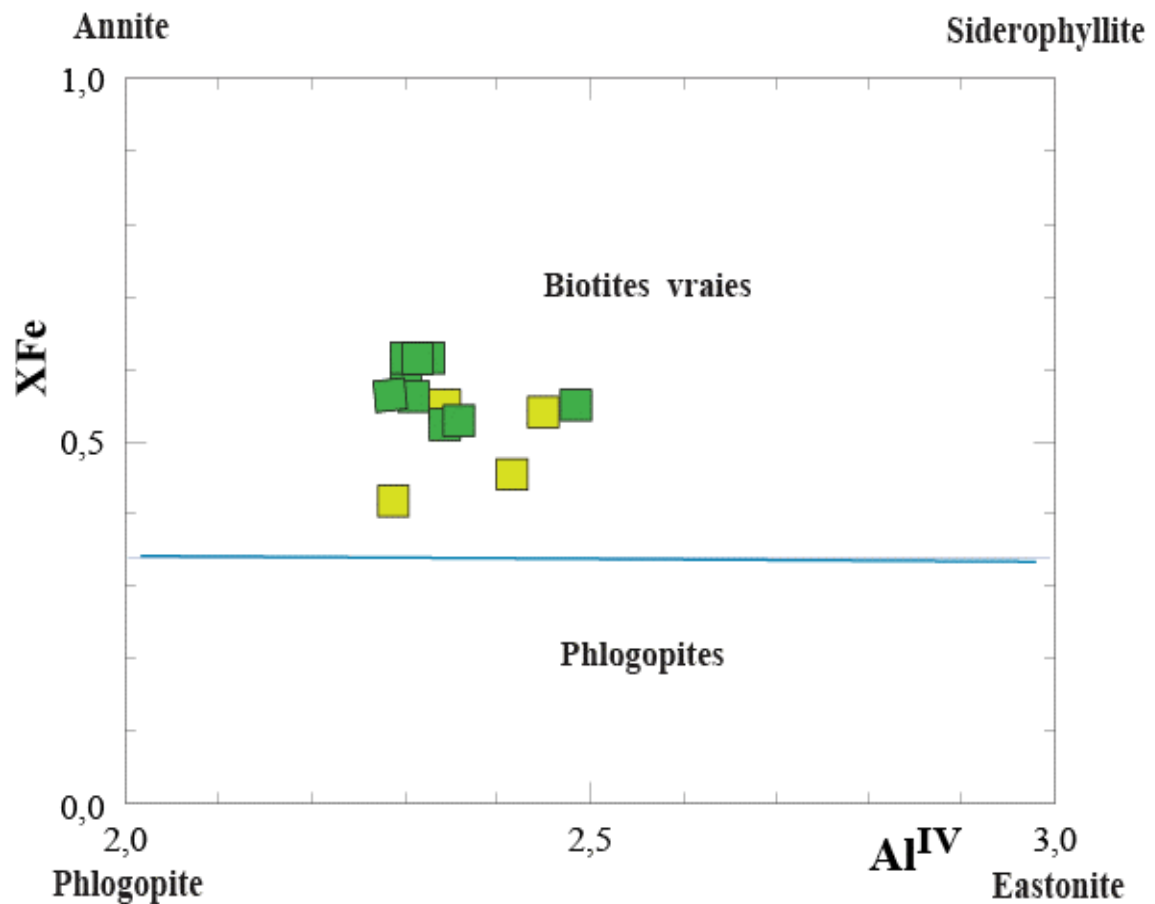


Fig.IV-3 : Position des biotites dans le diagramme XFe vs Al^{IV} de Deer et al., (1983)

Dans le diagramme de Nockolds (1947) qui montre les relations entre les compositions chimiques des biotites et la paragenèse avec laquelle elles se trouvent, la position des analyses se situe majoritairement dans le domaine II (domaine des biotites seules) pour les granites de Laouni Ouest. Les biotites de Laouni Est (OZG) s'orientent légèrement vers le domaine I des paragenèses à biotite associée à la hornblende (Fig.IV-4).

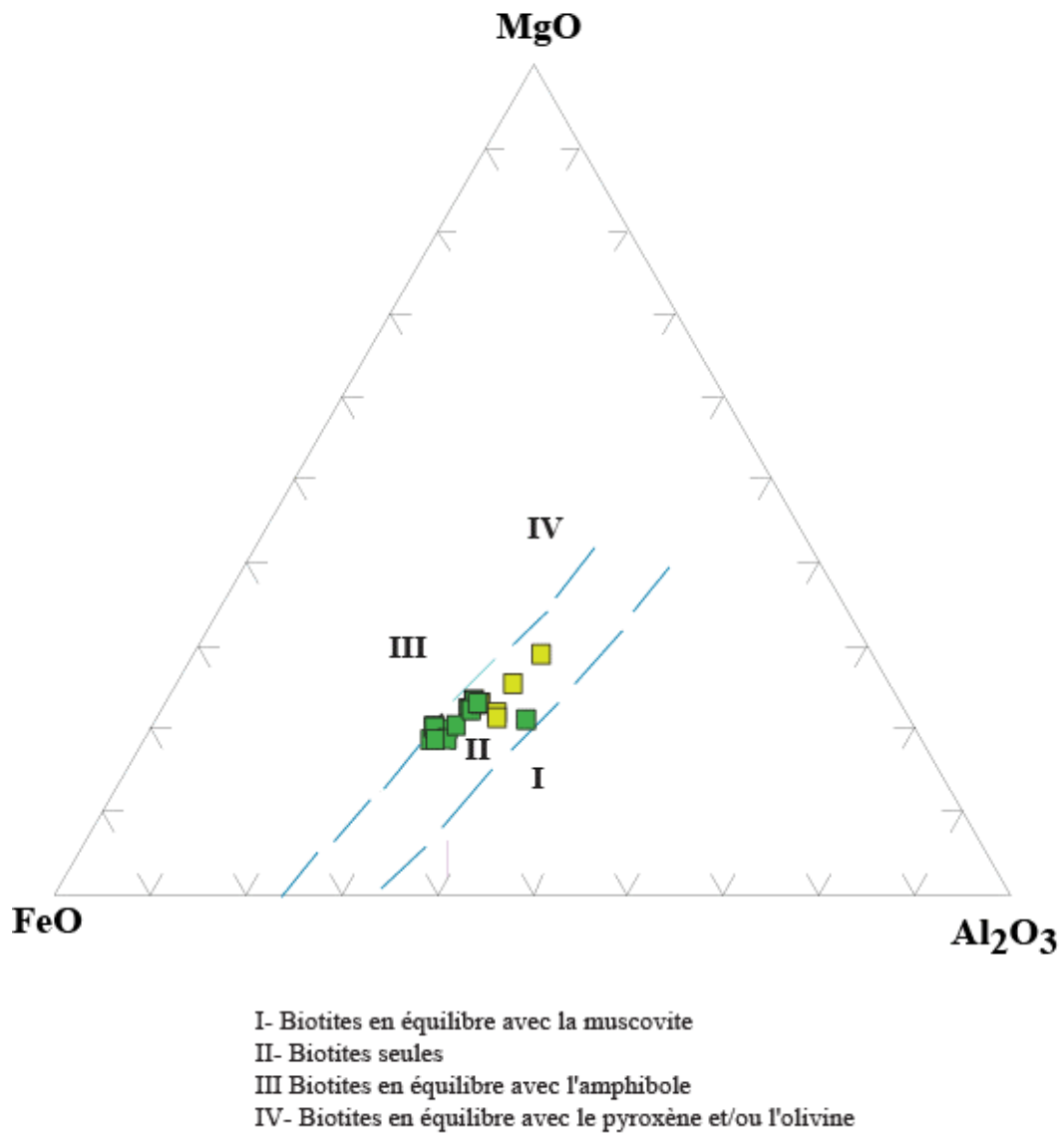


Fig. IV-4 : Position des biotites dans le diagramme de Nockolds (1947)

L'affinité chimique de ces biotites a été mise en évidence par l'utilisation des diagrammes de Nachit et al. (1985) et d'Abdel Rahman (1994). La projection des analyses dans le premier diagramme (Fig.IV-5) montre une affinité majoritairement subalcaline, alors que le second diagramme précise le caractère calco-alcalin (Fig.IV-6).

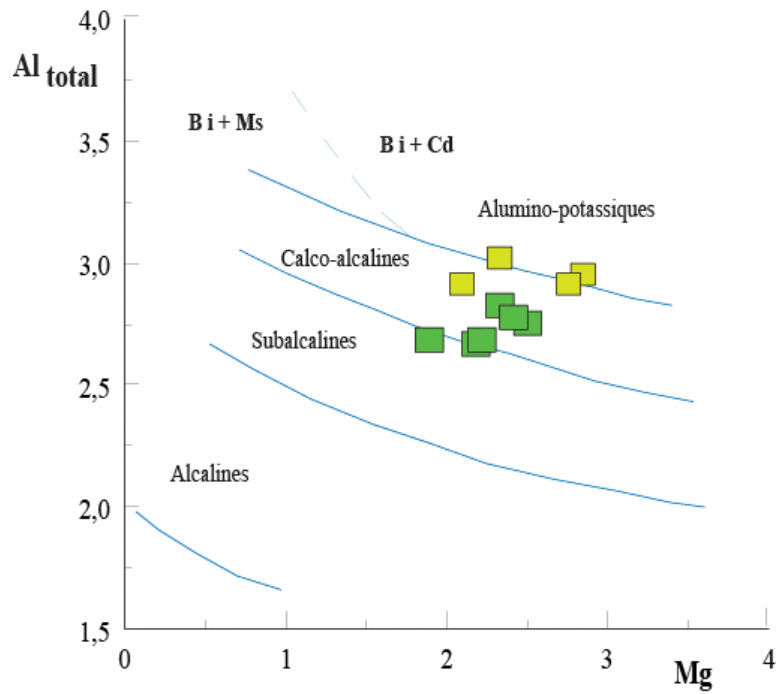


Fig. IV-5 : Distribution des biotites dans le diagramme Mg-Al total de Nachit et al., 1985

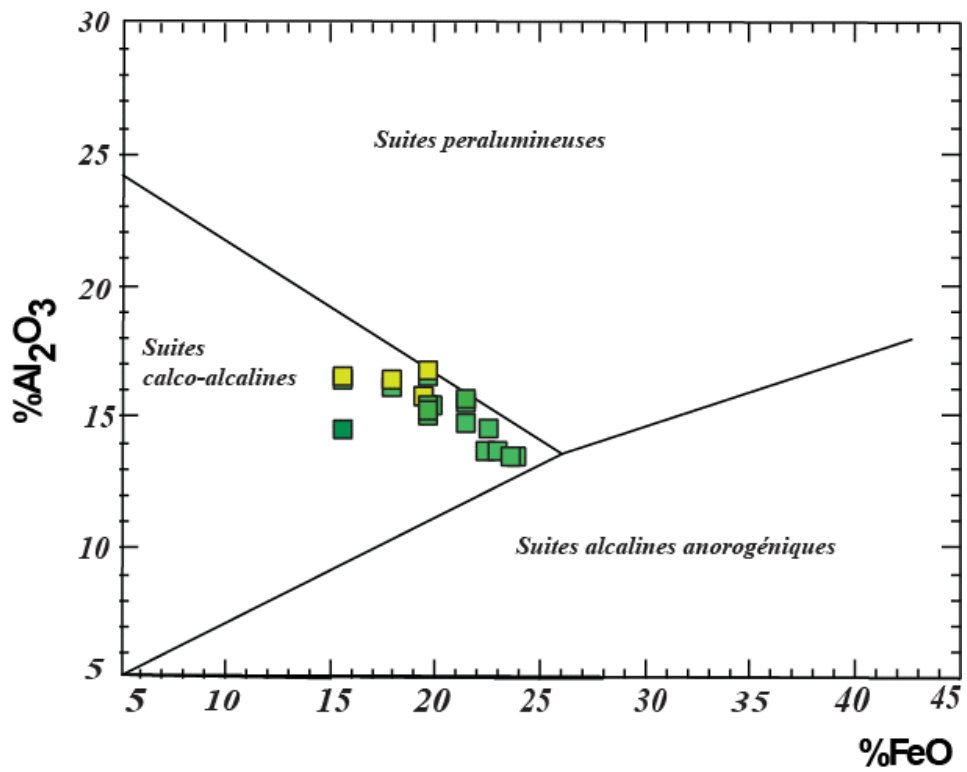


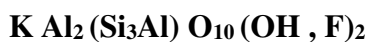
Fig.IV-6 : Position des biotites dans le diagramme d'Abdel Rahman, 1994

IV-2-3-2-La muscovite :

N°Ech	83.30.8		
N°Anal.	72	75	77
SiO ₂	46,15	44,93	46,01
Al ₂ O ₃	29,47	29,62	29,65
TiO ₂	0,68	0,09	0,85
FeO	5,09	5,71	5,60
MnO	0,03	0,06	0,00
MgO	1,63	1,42	1,68
CaO	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,06
Na ₂ O	0,19	0,28	0,24
K ₂ O	11,01	10,99	10,80
Total	94,27	93,11	94,89
Nb d'Oxy.	22		
Si	6,37	6,31	6,32
Al	4,79	4,90	4,80
Al ^{IV}	1,63	1,69	1,68
Al ^{VI}	3,17	3,22	3,12
Ti	0,07	0,01	0,09
Fe	0,59	0,67	0,64
Mn	0,00	0,01	0,00
Mg	0,34	0,30	0,34
Ca	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01
Na	0,05	0,08	0,06
K	1,94	1,97	1,89
XFe	0,64	0,69	0,65

Tableau IV-5 : Analyses chimiques et formules structurales des muscovites

La muscovite est un mica di-octaédrique de formule structurale :



C'est une phase minérale assez discrète dans les granites de Laouni. La question majeure est de savoir s'il s'agit ou non d'un minéral primaire. Pour tenter d'y répondre, deux

approches sont possibles, l'étude texturale et l'étude chimique (Miller et al. (1981); Monnier et al., 1984, Speer, 1984, Clemens et Wall, 1988 in Remaci-Bénaouda, 2005). Les observations pétrographiques ont montré deux habitus:

- Un habitus de minéral primaire lorsqu'elle est en cristaux isolés, accolée ou interstratifiée à la biotite,
- Un habitus de minéral secondaire quand elle envahit le feldspath potassique, sous une forme amiboïde (Bénaouda, 1982 ; Vauchelle, 1988).

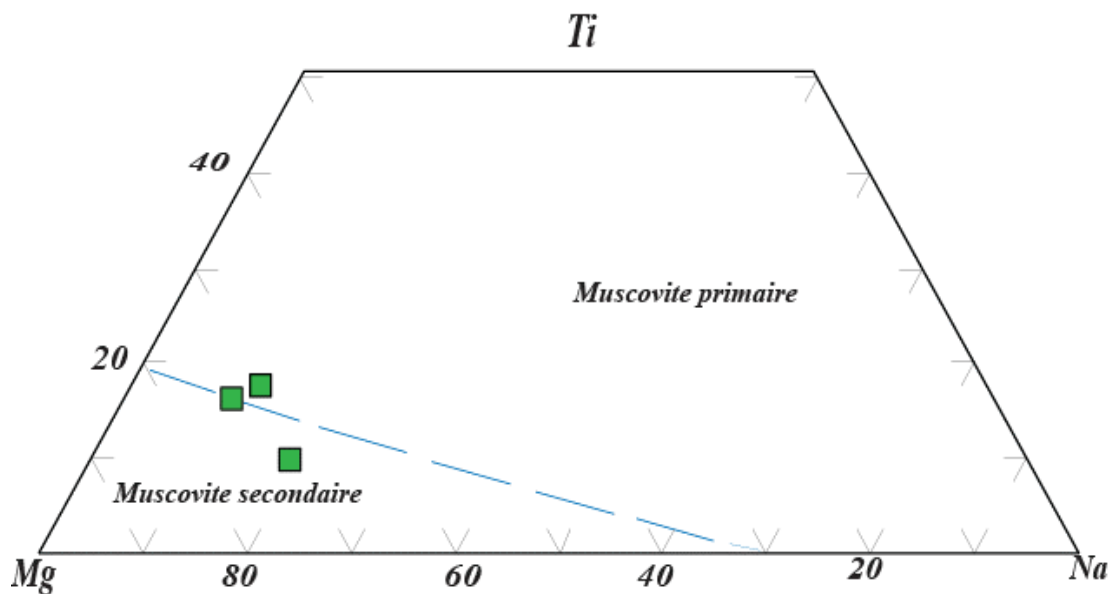


Fig. IV-7 : Position de la muscovite étudiée dans le diagramme triangulaire Ti-Mg-Na de Miller et al. (1981)

Nous n'avons analysé que la muscovite rencontrée dans un faciès granitique de Laouni Ouest qui a montré, dans le diagramme de Miller et al. (1981), une composition proche de celle d'une muscovite primaire.

IV-2-4- la titanite (sphène)

Les analyses réalisées sont de la titanite précoce retrouvée dans le monzogranite OZG (tableau IV-6). C'est un minéral de formule globale $\text{Ca Ti} [\text{SiO}_2] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, mais qui peut contenir des Terres Rares quand l'analyse ne boucle pas à 100% (dans le cas du faciès étudié, la somme moyenne des oxydes est comprise entre 96 et 98 %). Il est riche en TiO_2 et CaO montrant des teneurs non négligeables en Al_2O_3 (2,28 à 3,64%), ce qui le rapproche du pôle grothite (Deer et al., 1992 in Remaci-Bénaouda, 2005).

N°Ech	OZGC			OZGB	
N° Anal,	10	19	24	32	33
SiO2	30,31	30,84	30,30	29,84	30,13
TiO2	35,56	34,47	33,24	36,04	35,60
Al2O3	2,51	3,34	3,64	2,28	2,58
Cr2O3	0,01	0,05	0,01	0,00	0,06
FeO	1,00	1,14	1,40	0,91	0,95
MgO	0,02	0,01	0,09	0,03	0,04
CaO	27,77	28,24	27,49	26,99	27,29
MnO	0,14	0,15	0,13	0,11	0,12
Na2O	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	97,35	98,25	96,32	96,23	96,80
Nb d'Oxy.	5				
Si	1,01	1,02	1,02	1,01	1,01
Ti	0,90	0,86	0,85	0,92	0,90
Al	0,10	0,13	0,14	0,09	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,00	1,00	1,00	0,98	0,98
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tableau IV-6 ; Analyses et formules structurales de la titanite

IV-2-5-Les oxydes ferro-titanés

N°Ech	OZGC		83.30.8		2H122
N°Anal.	8	9	40	78	20
SiO ₂	1,71	0,51	0,05	0,45	0,00
Al ₂ O ₃	0,16	0,07	0,09	0,09	0,05
TiO ₂	53,67	58,11	0,09	0,01	0,03
FeO	15,72	31,40	32,23	32,32	30,95
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	71,14	70,95	68,67
MnO	23,36	2,3	0,03	0,05	0,09
MgO	0,1	0,14	0,00	0,02	0,00
CaO	1,97	0,84	0,02	0,08	0,00
Cr ₂ O ₃	0	0,01	0,02	0,01	0,06
Na ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,02	0,05
K ₂ O	0	0	0,02	0,12	0,03
Total	96,73	93,41	96,56	97,02	93,43
Nb d'Oxy.	3	3	32	32	32
Si	0,04	0,01	0,01	0,13	0,02
Al	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01
Ti	1,04	1,19	0,02	0,00	0,05
Fe	0,34	0,71	23,91	23,73	23,80
Mn	0,51	0,05	0,01	0,01	0,02
Mg	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,05	0,02	0,01	0,03	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02

Tableau IV-7 : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés

Les analyses microscopiques et à la microsonde ont permis d'identifier deux opaques : l'ilménite et la magnétite. Les compositions chimiques et les formules structurales sont consignées dans le tableau IV-7.

Dans le cas des granites de Laouni Est, nous retrouvons les deux types d'opagues.

Dans le diagramme triangulaire TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 (Fig. IV-8) les points représentatifs du monzogranite OZG se répartissent vers l'ilménite avec des teneurs en TiO_2 de 54 à 58% et FeO de 16 à 31 % ; les teneurs en Mn sont modérées à élevées (2 à 23%). Le faciès granitique 83.30.8 contient plutôt de la magnétite avec des teneurs en TiO_2 inexistantes.

Dans le cas des granites de Laouni Ouest (2H122), la magnétite est presque pure avec des teneurs très négligeables en TiO_2 .

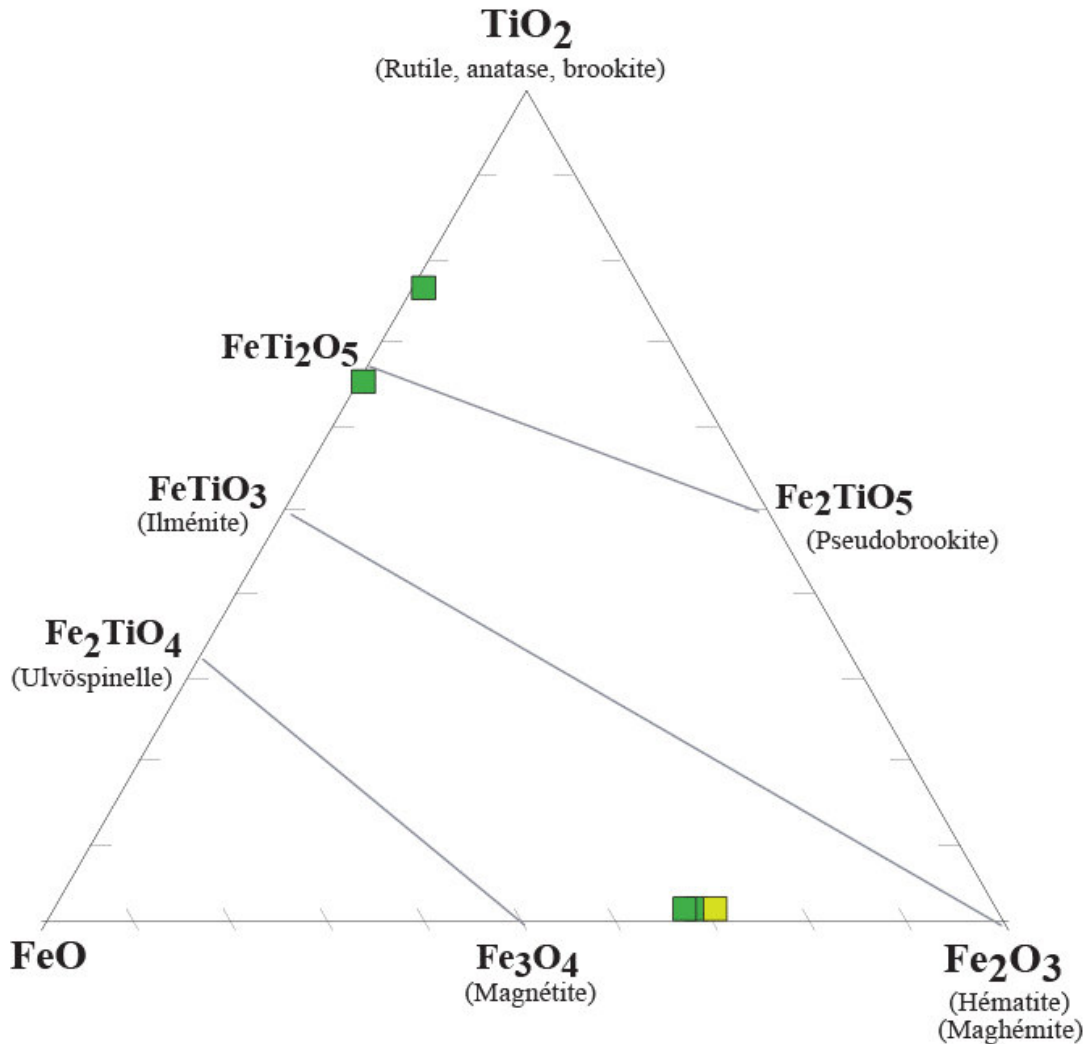


Fig. IV-8 : Positions des oxydes ferro-titanés dans le diagramme triangulaire TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO de Deer et al., 1992

IV-3- Estimations des conditions de cristallisation

Dans les faciès granitiques, les paragenèses minérales peuvent procurer des informations sur les conditions thermodynamiques régissant la cristallisation d'un magma.

L'utilisation de géothermomètres et géobaromètres permet d'évaluer ces conditions de cristallisation. Nous en avons choisi quelques uns.

IV-3-1- L'amphibole

IV-3-1-1- Le thermomètre de Helz (1973)

Le diagramme Al^{IV} en fonction de Ti proposé par Helz (1973) à partir de travaux sur les liquides basaltiques saturés en H_2O à 5 kb ont permis à cet auteur d'évaluer la température de cristallisation des amphiboles. Le report des analyses dans ce diagramme (Fig.IV-9) indique une corrélation positive entre Al^{IV} et Ti avec des températures assez modérées comprises entre 725 et 750°C (excepté une analyse à 700°C).

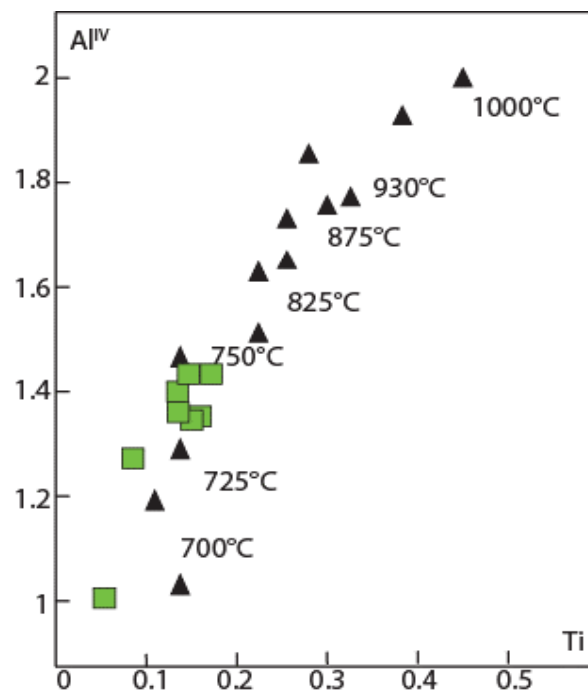


Fig.IV-9 : Les amphiboles du granite OZG dans le diagramme de Helz (1973)

IV-3-1-2- Le thermomètre de Otten (1984)

A la suite de travaux expérimentaux, Otten (1984) in Remaci-Bénaouda (2005) établit la relation qui lie la température à la teneur en titane de l'amphibole coexistant avec l'ilménite, en formulant deux équations linéaires :

$$T > 970^{\circ}\text{C} \quad T^{\circ}\text{C} = 273 \text{ Ti} + 877 \quad (1)$$

$$T < 970^{\circ}\text{C} \quad T^{\circ}\text{C} = 1204 \text{ Ti} + 545 \quad (2)$$

L'ilménite étant toujours présente dans le granite de Laouni Est, ce thermomètre

peut alors être appliqué à partir de l'équation (2) avec les résultats suivants (Fig. IV- 10).

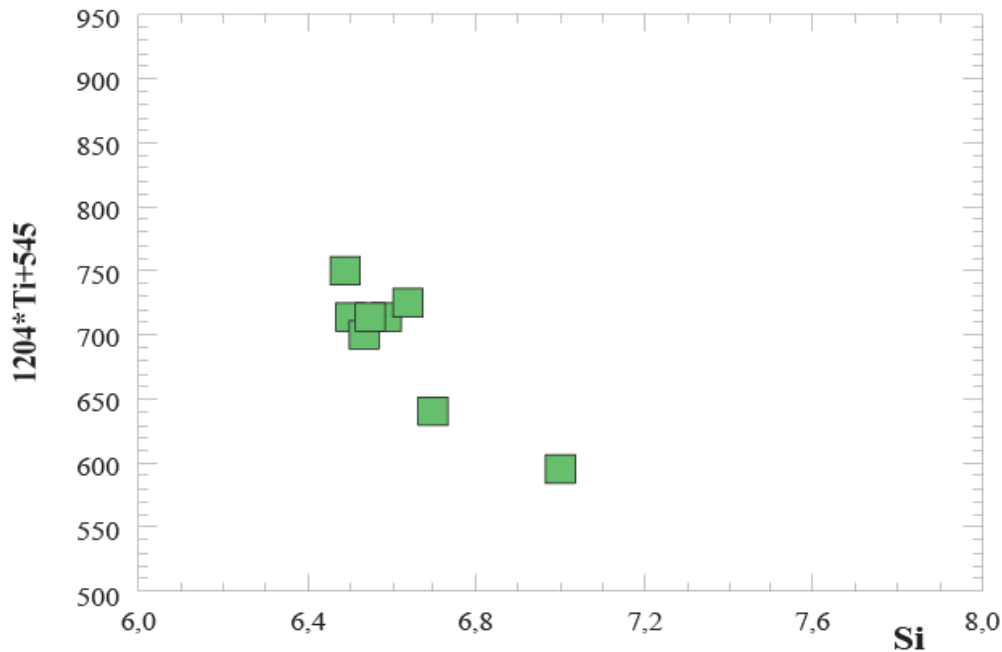


Fig.IV-10- Diagramme d'Ottens, 1994, illustrant les températures de cristallisation des amphiboles du granite de Laouni Est

Les températures des amphiboles de ce faciès granitique s'échelonnent entre 593 et 750°C, ces dernières rejoignent, en grande partie, celles du diagramme de Helz (1973).

IV-3-1-3-Les baromètres à partir des teneurs en Al

L'aluminium total présente un intérêt géobarométrique ; plusieurs auteurs tels que Hammarström et Zen, 1986 ; Hollister et al. , 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 et Schmidt, 1992). (Hammarström et Zen, 1986 ; Hollister et al. , 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 et Schmidt, 1992) ont proposé une détermination de la pression de cristallisation de ces amphiboles.

- Hammarström et Zen (1987) ont montré que la teneur en Al_t des amphiboles aide à déterminer le baromètre des systèmes ignés, en proposant l'équation suivante :

$$P (\pm 3Kb) = -3,92 + 5,03 Al_t$$

-Hollister et al. (1987), après leur étude sur les plutons calco-alcalins de Colombie britannique, ont proposé l'équation suivante :

$$P (\pm 1\text{Kb}) = -4,76 + 5,64 \text{ Al}_t$$

-Schmidt (1992), à partir d'une étude expérimentale, a proposé l'équation suivante :

$$P (\pm 0,5\text{Kb}) = -3,01 + 4,76 \text{ Al}_t$$

Après calcul, les résultats obtenus sont consignés dans le tableau suivant :

N°Ech	OZGC			OZGB				
N°Anal.	23	25	26	43	44	45	46	47
Hammarström et Zen P(±3Kb)	2,82	3,12	2,76	3,22	2,97	3,22	2,82	3,12
Hollister et al. P(±1Kb)	2,8	3,13	2,74	3,25	2,96	3,25	2,97	3,14
Schmidt P(±0,5Kb)	3,36	3,65	3,32	3,75	3,51	3,75	3,37	3,65

Tableau IV-8 : Pressions de cristallisation des amphiboles du granite de Laouni Est

La marge d'erreurs étant la plus faible pour l'équation de Schmidt (1992), nous privilégions donc cette dernière. Ces calculs barométriques indiquent pour la cristallisation de l'amphibole du granites de Laouni Est, les pressions comprises entre 3.32 et 3.75Kb, soit des profondeurs entre 11 et 12 Km, avec l'équation suivante : Profondeur (km) = 3.3 x Pression (Kb)

IV-3-2- La biotite

IV-3-2-1- Le thermomètre de Schreurs (1985)

Cet auteur propose un géothermomètre semi-quantitatif fondé sur la composition chimique de la biotite. Il correspond à un diagramme binaire Ti versus Al^{VI} montrant différents champs de température (Fig.IV-11).

Les analyses des biotites des faciès de Laouni Ouest et Est se projettent dans le champ où la température est comprise entre 650 et 750°C, voire > 750°C pour le faciès OZG.

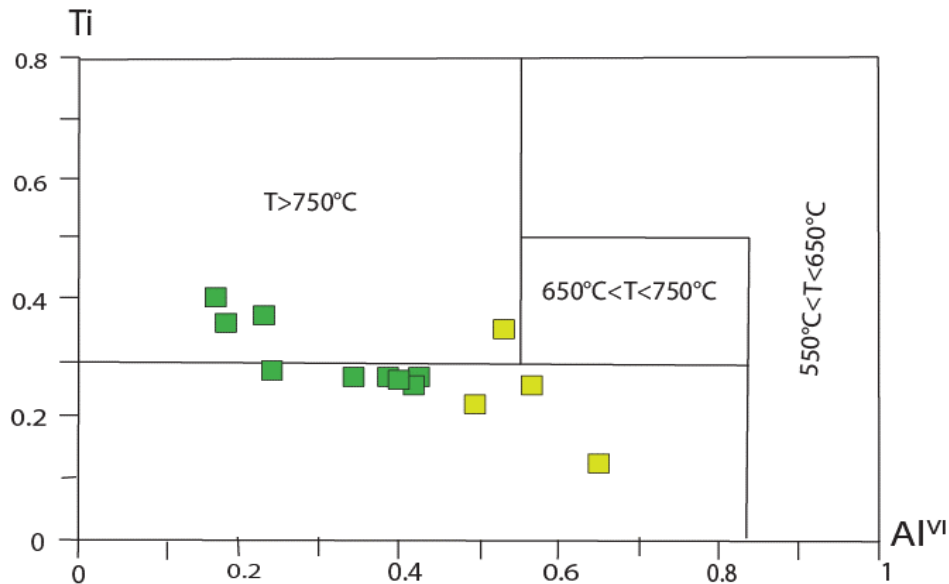


Fig.IV-11: Diagramme Ti vs Al^{VI} de Schreurs, (1985) dans lequel sont projetées les analyses de biotite des granites étudiés.

IV-3-2-1- Le thermomètre de Henry et al. 2005

Il est basé sur les teneurs en Ti de la biotite, à partir de l'équation suivante : $T = ([\ln(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3] / b)^{0.333}$ avec ($a = -2.3594$, $b = 4.6482e-9$, $c = -1.7283$).

Les résultats sont enregistrés dans le tableau ci-dessous (tableau IV-9), avec les valeurs maximales et minimales (tableau IV-10).

Ti	XMg	T°C
0,29	0,415	640
0,37	0,418	680
0,10	0,413	355
0,28	0,394	631
0,36	0,393	673
0,40	0,385	688
0,27	0,486	641
0,25	0,487	627
0,27	0,457	635
0,21	0,546	610
0,21	0,593	625
0,26	0,466	649
0,35	0,446	675

Tableau IV-9 : les résultats de température à partir du géothermomètre de Ti-in-biotite de Henry et al. (2005)

Secteur	T°min	T°max	T°moy
L.W	610	675	642,5
L.E	627	688	657,5

Tableau IV-10 : les températures minimales (T° min), maximales (T° max) et moyenne (T° moy) des biotites des granites de Laouni Ouest (L.W) et Est (L.E)

IV-3-3-La teneur en eau

La présence de phases hydroxylées telles que l'amphibole et la biotite dans les roches est un argument majeur en faveur de la présence d'eau dans les magmas (Whitney, 1975).

Les travaux expérimentaux de Maaloe et Wyllie (1975) effectués sur un granite à une pression de 2 kb, montrent que l'ordre de cristallisation des minéraux varie avec la teneur en eau. L'apparition de la biotite avant celle du feldspath potassique indique une teneur en eau supérieure à 3%. De plus, la présence de mégacristsaux de feldspaths potassiques implique une cristallisation antérieure à la saturation en eau du magma, donnant une teneur inférieure à 6%. Pour Naney (1982), il faudrait plus de 4% de H₂O (à 2 Kb) pour stabiliser une hornblende dans un liquide granodioritique.

Par ailleurs, la cristallisation précoce de la biotite (très souvent en inclusions dans les autres minéraux), traduirait une teneur en eau supérieure à 4 % pour une pression aux environs de 2 kb (Clemens et al. 1984).

Nos observations permettent de penser que les granites étudiés de la région de Laouni, notamment le faciès OZG présente ces caractéristiques (hornblende étant au liquidus, mégacristsaux de FK, cristallisation précoce de la biotite...) et pourrait traduire une teneur en eau du magma ne dépassant pas 5%.

IV-3-4-La fugacité d'oxygène

La fugacité d'oxygène fO_2 influence la stabilité des minéraux ferromagnésiens ainsi que celle des oxydes ferro-titanés. Elle peut donc nous donner des informations essentielles sur les conditions de cristallisation d'un magma granitique. A partir de ses travaux, Ishihara (1977), a déterminé deux séries distinctes de roches magmatiques, l'une à magnétite, l'autre à ilménite. Cette dernière est généralement caractérisée par une faible fO_2 .

Dans le cas du secteur étudié, la magnétite est l'opaque caractéristique des granites de Laouni Ouest, traduisant donc une fO_2 élevée. Parmi les granites de Laouni Est, nous

retrouvons les deux phases minérales : l'ilménite pour le faciès OZG et la magnétite pour le faciès 83.30.8.

IV-4 Conclusion

L'étude chimique des différentes phases des plutonites de Laouni Ouest et Est a permis de préciser leur nature et leur affinité géochimique. Elle met en évidence les différences minéralogiques entre (i) les granites de Laouni Ouest, à paragenèse à quartz, feldspaths, biotite, muscovite, magnétite, (ii) les granites de Laouni Est, à paragenèse à quartz, feldspaths, amphibole, biotite, sphène et ilménite.

Dans le cas du faciès OZG, la composition chimique montre :

- ✓ Un plagioclase zoné avec un cœur d'andésine et une bordure oligoclasique,
- ✓ Un feldspath potassique de type feldspath perthitique et microcline avec plus de 90% de composant orthose.
- ✓ Une phase ferromagnésienne hydratée composée de biotite et d'amphibole, cette dernière étant de composition ferro-hornblendes et Ferro-tschemakite
- ✓ Une véritable biotite avec un caractère ferrifère assez marquée ($X_{Fe}=0.51-0.61$). la nature a permis d'identifier une affinité calco-alcaline,
- ✓ Parmi les minéraux accessoires, le sphène, très caractéristique, montre une composition de grothite par sa richesse en alumine,
- ✓ Une présence d'ilménite qui confirme son appartenance aux granites à ilménite d'Ishihara (1977), traduisant donc une fO_2 faible, donc des conditions réductrices pour la genèse de ce granite,
- ✓ Des conditions de cristallisation à des températures entre 700 et 750 °C et des pressions entre 3 et 4 kb, soit une profondeur de 14 à 11 km.

Dans le cas des faciès Laouni Ouest, la composition chimique montre :

- ✓ Un plagioclase de composition d'oligoclase avec une zonation peu prononcée.
- ✓ Un feldspath potassique de type microcline,
- ✓ Une biotite, unique minéral ferromagnésien, présentant des rapports X_{Fe} plus bas < 0.50 . la nature a permis de montrer une tendance plutôt calco-alcaline,
- ✓ Une muscovite, avec un habitus de minéral primaire et une teneur en TiO_2 atteignant jusqu'à 0.85%,
- ✓ Une titanite à caractère secondaire, localisé entre la biotite et l'opaque,
- ✓ Une présence de magnétite dans ces granites confirmant leur appartenance aux granites à magnétite d'Ishihara (1977) et traduisant des conditions oxydantes avec une fO_2 élevée pour leur genèse,

- ✓ Des conditions de cristallisation à des températures avoisinant les 650 °C pour la biotite et des teneurs en eau de 3-4% pour le magma à l'origine de ces granites.

Chapitre V
Géochimie des éléments
majeurs et traces

V-1-Introduction

Le but de cette étude est d'établir les principales caractéristiques géochimiques des granitoïdes de la région de Laouni Ouest et Laouni Est, encaissant les complexes basiques-ultrabasiques (**Fig.I-5**). Elle va permettre de :

- Préciser le comportement des éléments majeurs et en traces dans ces plutonites,
- Caractériser leur affinité géochimique et leur contexte géotectonique de mise en place.

Nous disposons d'analyses chimiques de roches totales (majeurs, traces avec terres rares) des granites de Laouni Ouest et Laouni Est.

V-2- Géochimie des éléments majeurs

La composition en éléments majeurs et les normes CIPW des plutonites étudiées sont reportées dans le **tableau V-1**.

Très souvent, la présence d'altérations hydrothermales qu'elles telles que la chloritisation, la séricitisation et l'épidotisation, engendrent des modifications dans le chimisme global de la roche et s'expriment par une perte au feu importante. Les granites étudiés montrent des pertes au feu modérées (LOI= loss on ignition), ne dépassant pas 2%, ce qui traduit un état de fraîcheur convenable pour ces roches.

V-2-1- Les variations chimiques

Les éléments majeurs des granites de Laouni montrent des variations modérées au niveau des éléments majeurs. Ils ont tous une composition acide avec des teneurs en SiO₂ allant de 66.53 à 71.78%, des faibles teneurs en Fe₂O₃ et MgO ($0.99 < Fe_2O_3 < 3.16$ et $MgO < 1.08$). Ils sont modérément à fortement alumineux (jusqu'à 19%). Leur teneur en alcalins est élevée avec $2.2 < Na_2O < 6.53$ et $2.09 < K_2O < 4.98$. Leur rapport Na₂O/ K₂O est supérieur à l'unité ; ce qui traduit la prédominance du plagioclase par rapport au feldspath potassique, excepté pour OGC et LW.

Echantillon	2H141	2H122	2H23	LW2	LW4	2H422	2H424	2H426	2H634	OGC 1	OGC 2
SiO ₂	69,72	68,15	66,65	71,78	70,58	69,22	66,53	67,75	68,24	69,85	69,56
Al ₂ O ₃	16,29	16,13	19,11	13,85	13,55	15,08	15,82	15,01	14,96	14,65	14,75
Fe ₂ O ₃	1,72	1,85	1,26	0,99	1,54	2,95	3,16	3,06	3,11	1,31	2,42
MnO	0,07	0,06	0,04	0,02	0,02	0,07	0,08	0,09	0,07	0,04	0,04
MgO	0,93	0,85	tr	0,28	0,55	0,87	1,1	1,08	0,89	0,86	0,92
CaO	2,68	2,45	1,71	1,13	1,67	2,28	2,32	2,34	2,42	2,46	2,11
Na ₂ O	5,6	5,52	6,53	3,78	2,2	4,2	4,48	4,24	4,11	3,3	3,83
K ₂ O	1,71	1,74	2,09	4,98	5,93	2,89	3,9	3,71	3,68	4,32	4,22
TiO ₂	0,19	0,25	0,46	0,19	0,27	0,51	0,57	0,61	0,59	0,35	0,49
P ₂ O ₅	0,11	0,13	tr	0	0,03	0,11	0,2	0,19	0,18	0,12	0,21
L.O.I.	0,55	0,69	1,06	0,585	0,73	0,58	1,81	0,85	0,86	0,97	0,82
Total	99,57	97,82	98,91	97,58	97,07	98,76	99,97	98,93	99,11	98,23	99,37
Na ₂ O/K ₂ O	3,27	3,17	3,12	0,75	0,37	1,45	1,14	1,14	1,12	0,76	0,91
A/CNK	1	1,06	1,11	1,08	1	1,07	1,06	1	1	1	1
A/NK	1,6	1,45	1,38	1,27	1,3	1,5	1,45	1,36	1,36	1,4	1,4
					CIPW (%)						
	2H141	2H122	2H23	LW2	LW4	2H422	2H424	2H426	2H634	OGC1	OGC2
Quartz	23,02	22,77	16,91	28,24	31,07	26,70	18,06	21,53	22,94	28,02	24,88
Orthose	10,22	10,60	12,63	30,37	36,40	17,41	23,49	22,37	22,15	26,27	25,32
Albite	47,82	48,05	56,40	32,93	19,30	36,14	38,56	36,52	35,34	28,67	32,84
Anorthite	12,79	11,74	8,67	5,78	8,42	10,87	10,53	10,70	11,15	11,83	9,38
Corindon	0,58	1,01	3,05	0,17	0,54	1,14	0,43	0,16	0,19	0,32	0,49
Hypersthène	4,60	4,75	1,17	1,92	3,33	5,86	6,68	6,43	6,01	3,65	5,16
Magnétite	0,37	0,41	0,27	0,21	0,34	0,65	0,70	0,68	0,69	0,29	0,53
Ilménite	0,36	0,37	0,89	0,37	0,53	0,99	1,10	1,18	1,14	0,68	0,94
Apatite	0,24	0,29	0,00	0,00	0,07	0,24	0,44	0,42	0,40	0,27	0,47
Total	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00

Tableau V-1 : Analyses chimiques des éléments majeurs et normes CIPW

V-2-2-Classification et nomenclature

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par Middlemost (1994), avec la limite d'Irvin et Baragar (1971) séparant le domaine alcalin du domaine sub-alcalin. Elle est basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches.

De composition acide, les granites de Laouni se répartissent dans le champ des granodiorites, granites et monzonites quartziques (Fig. V-1). De plus, ils montrent tous une affinité subalcaline.

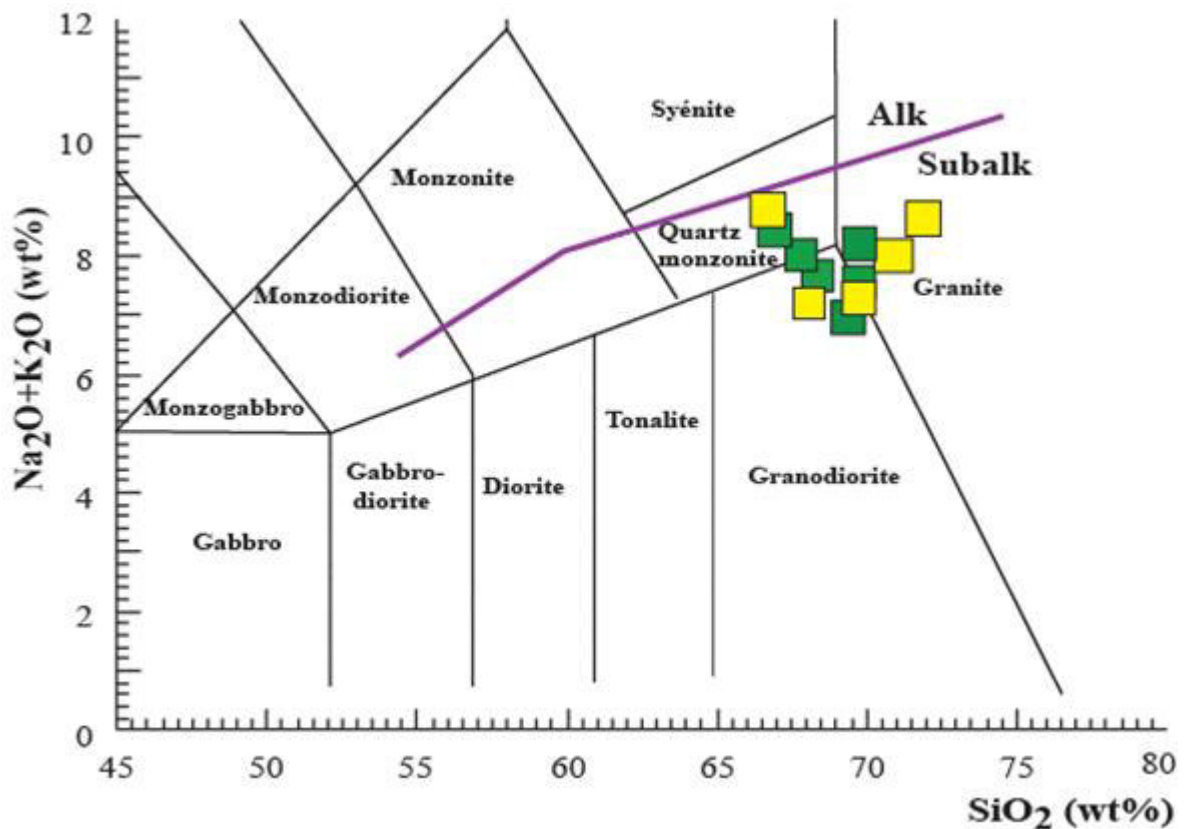


Fig.V-1 : Diagramme de classification de Middlemost (1994) des alcalins en fonction de la silice avec la limite d'Irvin et Baragar (1971) séparant le domaine alcalin du domaine sub-alcalin.

Par ailleurs, le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) (Fig. V-2) montre le caractère assez potassique de ces roches ; elles se positionnent dans le domaine des granitoïdes calco-alcalins moyennement potassiques à hautement potassiques (High-K).

Le calcul de la norme CIPW (tableau V-1) confirme le caractère acide de ces plutonites ; avec des pourcentages élevées en quartz (17 à 31%) et un indice de

différenciation ($DI = Qz + Or + Ab + Lc + Ne$ normatifs élevé (compris entre 80.11 et 91.54). Les pourcentages en albite sont en général supérieurs à ceux de l'orthose, confirmant le rapport $Na_2O / K_2O > 1$. Dans ces mêmes faciès, les pourcentages en corindon normatif sont presque tous inférieurs à 1%, à l'exception de l'échantillon 2H23 (3.05%).

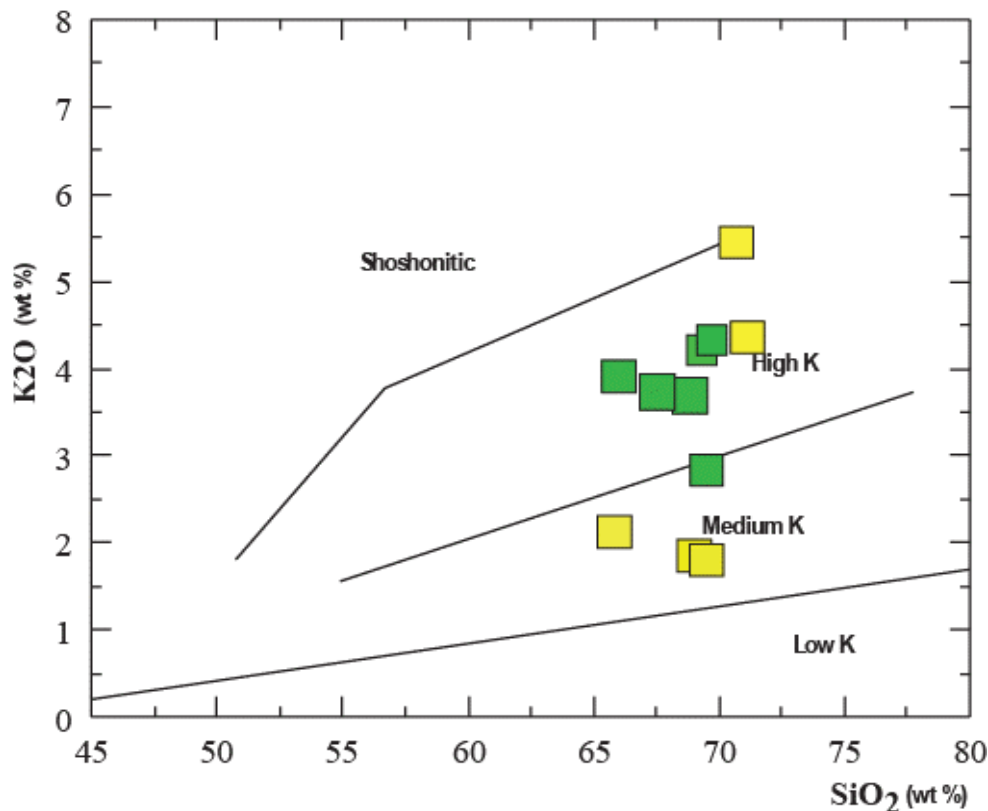


Fig. V-2- Position des roches dans le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976)

Par ailleurs, la projection des analyses normatives dans le diagramme Quartz-Orthose-Albite+Anorthite dans le diagramme de Streckeisen, 1976 (**Fig.V-3**) les place majoritairement dans le champ des monzogranites (Laouni Est) et granodiorites (Laouni Ouest).

V-2-3-Typologie et caractérisation géochimique

Dans le diagramme de A/NK en fonction de A/CNK de Shand (1943) et Maniar & Picoli (1989), les granites étudiés présentent un caractère à la limite du métalumineux à peralumineux avec des rapports A/CNK compris entre 1 et 1.11 (**Fig.V-4**). De plus les teneurs en corindon normatif inférieures à 1 permettent de rattacher ces plutonites aux granites de types I de Chappell et White (1992)

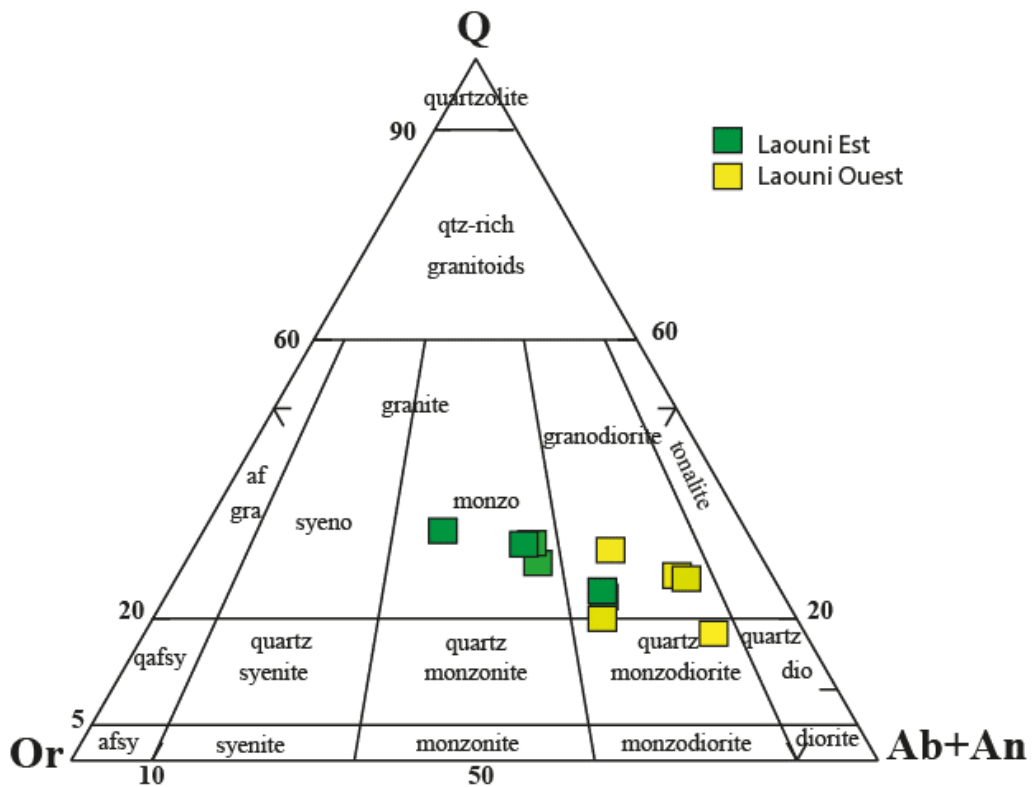


Fig.V-3 : Analyses chimiques des granites de Laouni reportées dans le diagramme de classification normative de Streckeisen (1976)

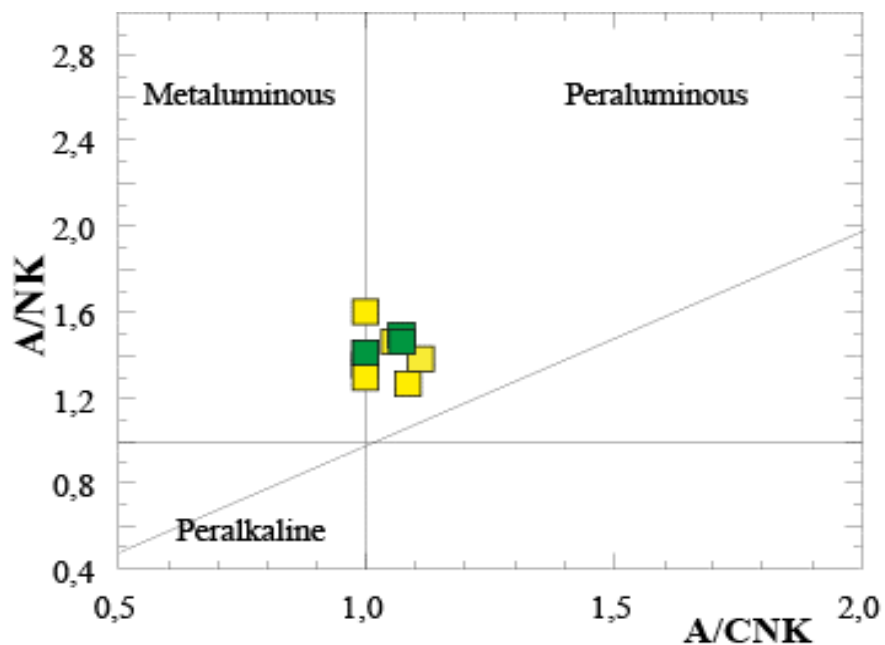


Fig.V-4 : Projection des granites de Laouni dans le diagramme A/CNK vs A/NK de Shand (1943) et Maniar & Piccoli (1989).

L'indice d'alcalinité ou indice de MALI (modified alkali lime index) = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ exprime la nature de l'abondance des feldspaths dans la roche dépendant de la nature même du magma source et des modalités de son évolution. Cette variable permet de subdiviser les granitoïdes ferrifères et magnésiens en quatre domaines : alcalin, alcali-calcique, calco-alcalin et calcique (Frost et al., 2001).

Dans le diagramme (**Fig.V-5**), la projection des analyses s'étalent sur l'alkali-calcic et beaucoup plus sur le calco-alcali

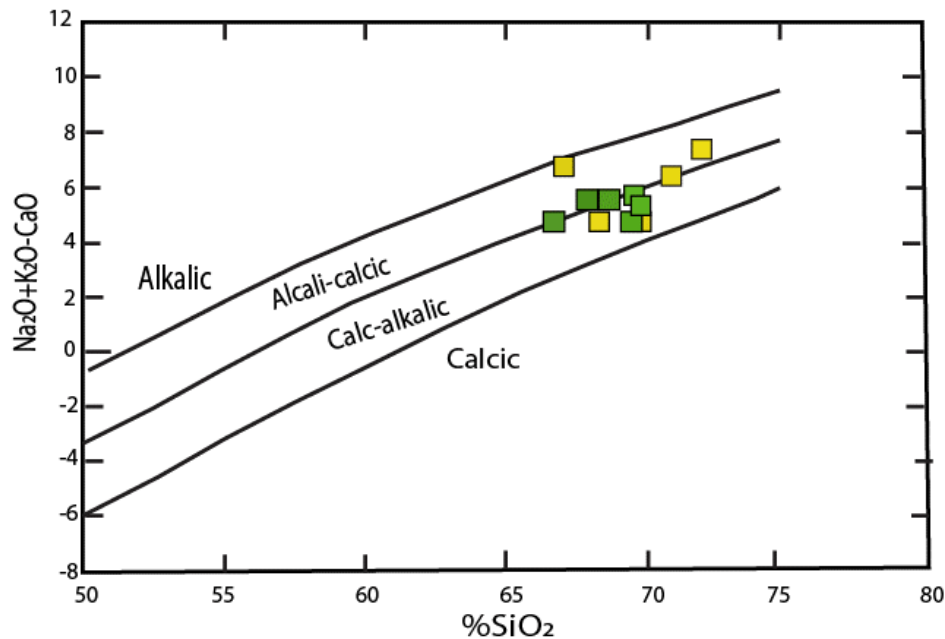


Fig.V-5 : Projection des granites dans le diagramme MALI de Frost et al., 2001.

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

V-3-Géochimie des éléments en traces

Les analyses chimiques des éléments en traces sont consignées dans le tableau V-2.

V-3-1- Alcalins, alcalino-terreux, HFSE

Les granites de Laouni sont caractérisés par des teneurs en Sr importantes pouvant atteindre 1400 ppm pour ceux de Laouni Ouest, traduisant probablement l'abondance du plagioclase dans ces roches. Les teneurs en Ba élevées, voire très élevées puisqu'elles atteignent les 1400 ppm dans les granites de Laouni Est et dépassent largement la moyenne admise (600 ppm) pour les granites de type I (Whalen et al., 1987).

	2H141	2H122	2H23	LW2	LW4	2H422	2H424	2H426	2H634	OGC1	OGC2
V	17,5	20,5	45			42	53	56	54	30	40
Cr	8,3	10,5	116			<10	<10	<10	<10	6	59
Co	2,54	3,7	13			43	32	32	38	2,6	5,4
Ni	5,0	7,4	400			17	<10	<10	<10	4	10
Cu	5,2	6,5	<10			<10	<10	<10	26	5	16
Zn	43,4	51								63	53
Rb	27,6	28,9	23	122,3	119,8	29	69	64	67	109	112
Sr	942,2	970	1395	389,3	436,8	455	429	458	476	711	444
Y	5,78	8,65		4,2	8,9			12,88	15,06	9,4	11,7
Zr	28,57	38,4		144,2	125,7			187,59		179	207
Nb	3,011	5,72		2,3	4,9			16,68	16,32	6,3	12,9
Ba	631,2	690,5	1336			1380	1190	12,05	1290	1054	1000

Tableau.V-2 : Analyses chimique des roches totales : les éléments en trace exprimés en ppm

Les teneurs en Rb sont assez faibles ne dépassant pas 112 ppm. Les teneurs en Zr sont faibles à moyennement élevées (jusqu'à 207 ppm) notamment dans le granite de Laouni Est ; ce qui pourrait traduire la présence non négligeable de zircon.

V-3-2- Les lanthanides et les spectres élargis

Les lanthanides ou communément appelées 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, le taux de fractionnement (La/Yb_N) et Eu/Eu^* sont consignés dans le **tableau V-4** ci-dessous.

Echantillon	2H141	2H122	LW2	LW4	2H426	2H634	OGC1	OGC2
La	18,76	19,51	32,09	22,53	29,53	36,49	46,1	71
Ce	33,07	35,04	64,29	44,36	59,48	69,75	90,6	122,1
Nd	12,27	13,05	23,83	16,48	25,93	29,23	34,6	46,2
Sm	1,90	1,85	4,43	3,36	4,77	5,18	5,65	7,53
Eu	0,78	0,74	0,81	1,07	1,72	1,52	1,34	1,38
Gd	1,313	1,42	2,58	2,64	4,19	4,51	3,14	4,92
Dy	1,011	1,03	0,94	1,87	2,41	2,72	2,06	2,8
Er	0,534	0,58	0,42	0,87	1,33	1,67	0,87	1,22
Yb	0,525	0,53	0,4	0,71	1,03	1,23	0,78	0,98
Lu	0,076	0,08			0,21	0,22	0,1	0,15
□ TR (ppm)	70,239	73,83	129,79	93,89	130,6	152,52	185,24	258,28
(La/Yb) N	23,96	24,61	53,59	21,20	19,18	19,84	39,47	48,49
(Eu/Eu* □)	1,510	1,39	0,73	1,09	1,17	0,96	0,97	0,69

Tableau V-4 : Analyses chimiques des terres rares exprimées en ppm. Normalisation par rapport aux chondrites de Boynton (1984)

L'ensemble des Terres Rares a été normalisé aux chondrites de Boynton (1984). Leur somme totale modérée à faible, varie de 258 à 70 ppm. Les granites de Laouni Est en sont les plus riches, traduisant la présence non négligeable de minéraux accessoires tels que la monazite, le zircon, le sphène et l'apatite (faciès OGC) qui sont des réservoirs de terres rares.

Il est à remarquer le parallélisme des spectres en Laouni Ouest et Laouni Est, ces derniers sont plus enrichis en TR (Fig. V-6). Ces spectres montrent ;

- ✓ Un enrichissement en terres rares légères (LREE) (200 fois les chondrites pour Laouni Est et 100 fois pour Laouni Ouest) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (6 fois les chondrites pour les premiers et 3 fois pour les seconds),
- ✓ Les anomalies en Eu sont peu accentuées. La plupart sont négatives ($0.69 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.96$) traduisant le fractionnement du plagioclase ; d'autres sont positives ($1.09 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.51$) montrant le caractère tardif du plagioclase
- ✓ Un fractionnement important des spectres ($19 < \text{La}/\text{Yb}_N < 54$), résultant de leur caractère déprimé en HREE.

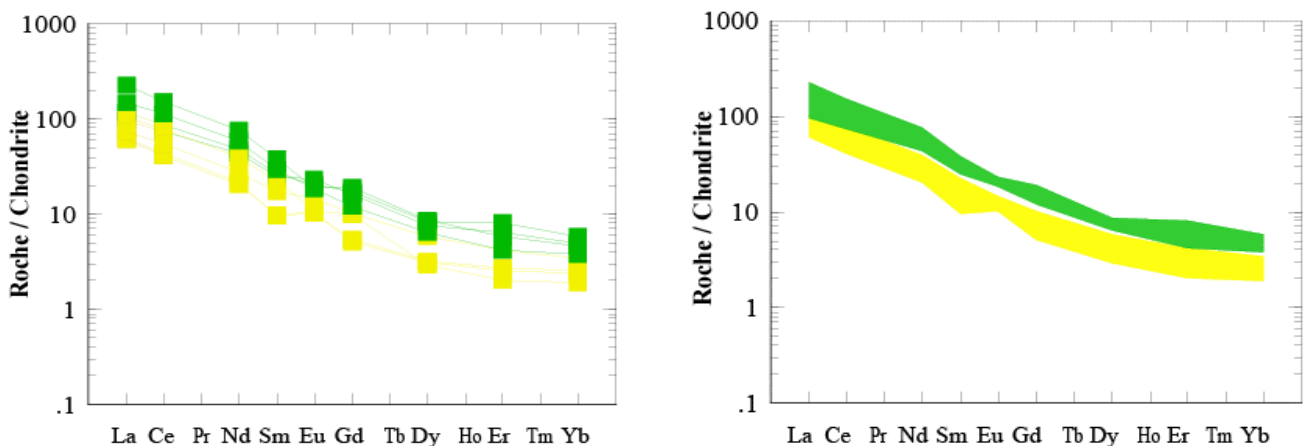


Fig. V-6 : Distribution des lanthanides dans les faciès granitiques de Laouni (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).

Les diagrammes multi-élémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1989) présentent les caractéristiques suivantes (Fig.V-7) :

- ✓ Un enrichissement en éléments les plus incompatibles tels que les LILE (Rb, K, Sr, Pb....) et LREE par rapport aux HREE et HSFE,
- ✓ Des anomalies négatives en Nb et Ti (HFSE) caractéristiques des magmas orogéniques et de la croûte continentale, d'après Saunders et al. 1980 et Taylor et McLennan 1985,

✓ Des anomalies positives en Sr et Eu indiquant l'accumulation des feldspaths (Laouni Ouest) et négatives (Laouni Est).

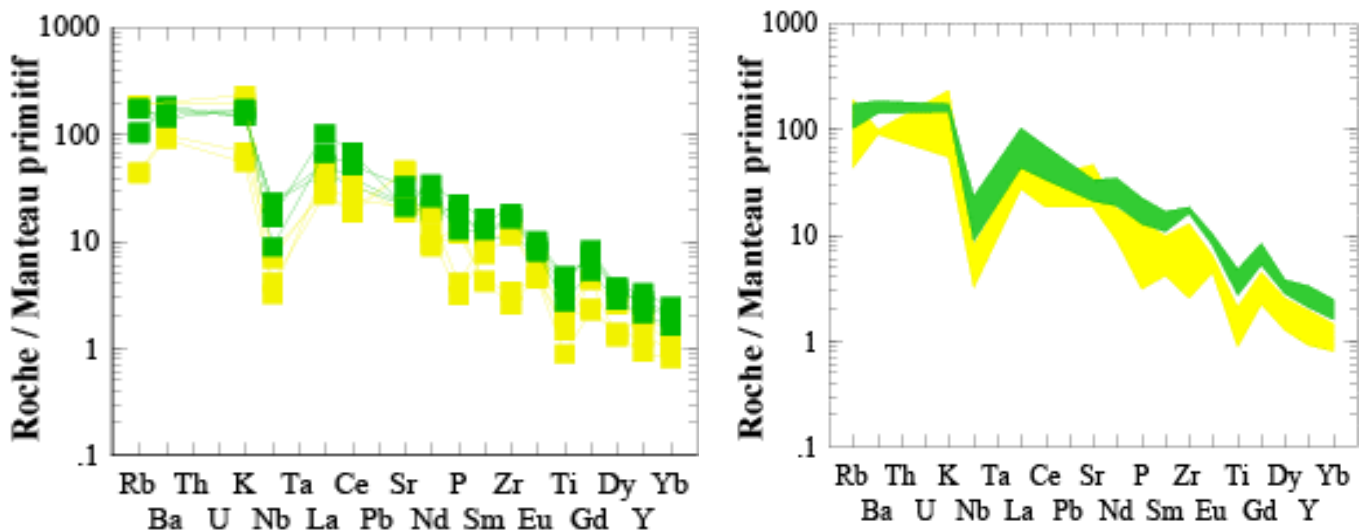


Fig.V-7:Spidergrammes normalisés au manteau primitif de Sun and Mc Donough,1989

V-4-Le contexte géotectonique

Les données géochimiques montrent que les granitoïdes de Laouni présentent des caractéristiques de magmas orogéniques liés à l'orogénèse panafricaine (datés à l'Ediacarien, cf chapitre géochronologie).

Dans le but de situer ces plutonites dans leur contexte géodynamique, nous avons utilisé des diagrammes basés sur les teneurs en éléments traces.

Pearce et al. (1984, 1996) proposent plusieurs diagrammes géotectoniques discriminants pour les granitoïdes, basés sur les teneurs en éléments traces (Rb, Nb, Y et Yb) :

- ✓ Les granitoïdes d'arc volcaniques (VAG= volcanic arc granites), liés au domaine de convergence
- ✓ Les granitoïdes de collision (COLG = collision granites avec les syn-COLG et les post-COLG), liés au domaine de convergence
- ✓ Les granitoïdes de rides océaniques (ORG= ocean ridge granites), liés aux zones de divergence
- ✓ Les granitoïdes intraplaques (WPG= within plate granites), anorogéniques.

Reportés dans le diagramme Nb vs Y, les plutonites de Laouni se localisent dans le domaine des VAG+Syn-COLG (Fig.V-8 A)

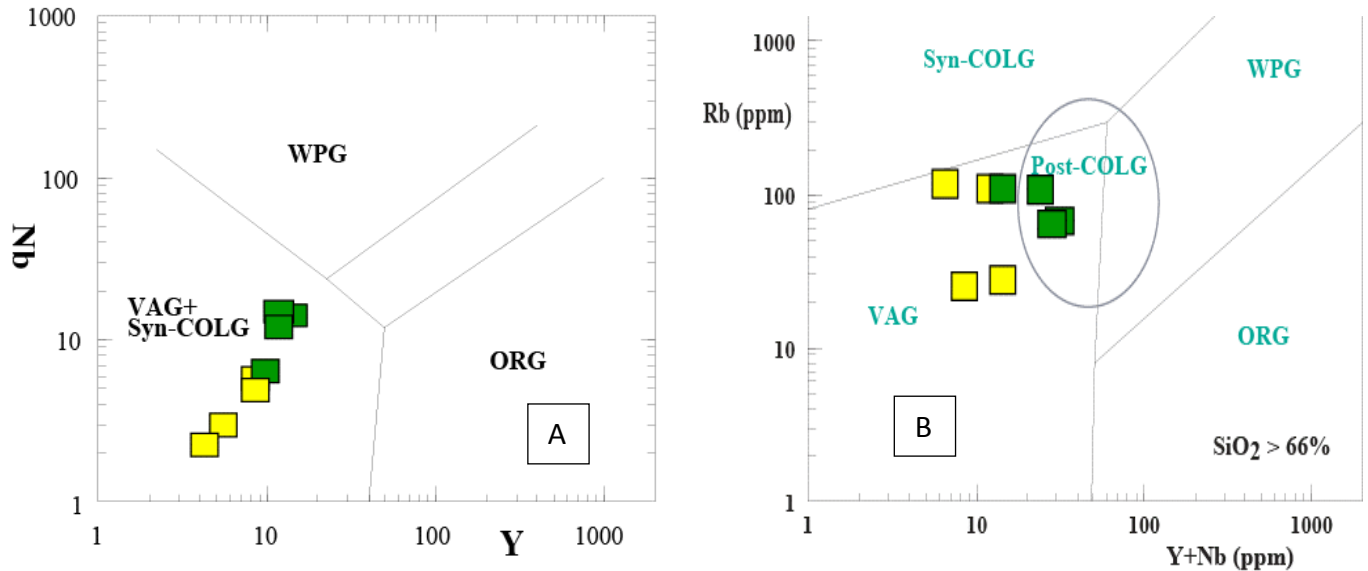


Fig. IV- 8 A et B : Position des granites de la région de Laouni dans les diagrammes géotectoniques. (A) Nb vs Y (Pearce et al. 1984). (B) Rb vs Y+Nb (Pearce et al., 1996).

Le diagramme Rb vs Y+Nb de Pearce et al. (1996), permettant d'individualiser le domaine des granitoïdes post-collisionnels (post-COLG) situe les roches ayant SiO₂ > 66% dans le champ des VAG et Post-COLG. Les granites de Laouni Est se rapprochent encore plus du champ des Post-COLG (Fig.V-8B).

Ces résultats confortent notre hypothèse sur le contexte post-collisionnel lié à l'orogène panafricain des granites étudié.

Conclusions générales

CONCLUSIONS GENERALES

Dans ce présent travail, nous nous sommes intéressés aux granitoïdes néoprotérozoïques et avons contribué par une importante étude géochronologique, des descriptions et arguments pétrologiques et géochimiques afin de mieux cerner ce plutonisme acide..

Situés dans le Hoggar central, précisément dans le terrane de Laouni, les granitoïdes étudiés de laouni Ouest et Est sont intrusifs dans les migmatites éburnéennes formant une partie du métacraton LATEA.

L'étude géochronologique réalisée par la méthode LA-ICP-MS (ou méthode U/Pb in situ sur zircons) sur les granites de Laouni Ouest et Est localisés aux abords des intrusions mafiques-ultramafiques, a permis d'obtenir des âges compris entre 635 et 632 Ma. Ces datations indiquent bien que ces roches se sont mises en place durant le Néoprotérozoïque, à l'Ediacarien inférieur, pendant la phase précoce de l'orogène panafricain.

La région étudiée de Laouni, zone très riche en granites apparentés à l'Ediacarien, a permis de distinguer deux grands types de granite:

- Un granite à biotite dans le secteur Laouni Ouest.
- Un granite à biotite et amphibole et uniquement à biotite dans le secteur de Laouni Est.

Dans le granite à biotite, de type granodiorite, la texture dominante est grenue, parfois porphyroïde. La microscopie révèle une paragenèse composée de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et \pm muscovite. Les minéraux accessoires (zircon, apatite, magnétite....) complètent cette paragenèse. Les minéraux d'altération (séricite, chlorite, épidote, sphène...) font partie de la séquence tardi-magmatique liée à la circulation des fluides hydrothermaux.

Dans le deuxième faciès, du secteur Laouni Est, en plus de la biotite apparaît l'amphibole ; l'abondance de cristaux de FK de taille centimétrique définissant alors un monzogranite. L'association minérale comprend le quartz, les plagioclases, le feldspath potassique, la biotite, l'amphibole, les minéraux accessoires (sphène, apatite, zircon et oxydes ferro-titanés).

L'étude chimique des phases minérales a permis la caractérisation pétrologique de ces plutonites et les estimations des conditions de cristallisation pour ces deux types de granite.

-Les plagioclases, avec une zonation discrète, révèlent une composition d'andésine au cœur et d'oligoclase en bordure.

CONCLUSIONS GENERALES

-Les sections plurimillimétriques à centimétriques de feldspath potassique montrent du feldspath perthitique et du microcline avec plus de 90% de composant orthose.

-L'amphibole, peu abondante dans le monzogranite, appartient au groupe des amphiboles calciques et correspond aux ferro-hornblendes.

Toutes les biotites sont des biotites vraies avec un caractère ferrifère ($X_{Fe} > 0.50$) et affichent une affinité subalcaline à tendance calco-alcaline.

La muscovite primaire, peu abondante, est présente dans le faciès à biotite de Laouni Ouest.

La présence d'ilménite dans le granite à biotite et amphibole confirme son appartenance aux granites à ilménite d'Ishihara (1977), traduisant donc une fO_2 faible, donc des conditions réductrices pour la genèse de ce granite, alors que la magnétite dans le granite à biotite représenterait les granites à magnétite, traduisant donc fO_2 élevée.

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

- Des teneurs en eau des magmas à l'origine de ce granite seraient comprises entre 4 et 5%,

- Des températures (pour l'amphibole) entre 700 et 750 °C et des pressions entre 3 et 4 kb, soit une profondeur de 14 à 11 km pour le monzogranite et des températures de 750 à 650°C pour le granite à biotite.

L'étude géochimique des deux types de granite révèle des compositions acides qui se répartissent bien entre le champ des monzogranites et granodiorites. Ces roches affichent toutes un caractère subalcalin, faisant partie des granitoïdes à tendance calco-alcalins moyennement potassiques à hautement potassiques (High-K).

Ces granites présentent un caractère à la limite du métalumineux à peralumineux avec des rapports A/CNK compris entre 1 et 1.11, plus un corindon normatif inférieures à 1, ce qui les rattache aux granites de types I de Chappell et White (1992).

Par ailleurs, la classification de Frost et al. (2001) les situe dans le domaine alkali-calcic et beaucoup plus sur le calco-alcalin.

En ce qui concerne les lanthanides, nous pouvons constater remarquer le parallélisme des spectres entre Laouni Ouest et Laouni Est, ces derniers sont plus enrichis en TR. Ces spectres montrent ;

CONCLUSIONS GENERALES

- Un enrichissement en terres rares légères (LREE) (200 fois les chondrites pour Laouni Est et 100 fois pour Laouni Ouest) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (6 fois les chondrites pour les premiers et 3 fois pour les seconds),

- Les anomalies en Eu sont peu accentuées. La plupart sont négatives ($0.69 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.96$), traduisant le fractionnement du plagioclase ; d'autres sont positives ($1.09 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.51$) montrant le caractère tardif du plagioclase

- Un fractionnement important des spectres ($19 < \text{La}/\text{Yb}_N < 54$), résultant de leur caractère déprimé en HREE.

Les diagrammes multi-élémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1989) présentent les caractéristiques suivantes:

- Un enrichissement en éléments les plus incompatibles tels que les LILE (Rb, K, Sr, Pb....) et LREE par rapport aux HREE et HFSE,
- Des anomalies négatives en Nb et Ti (HFSE) caractéristiques des magmas orogéniques

L'utilisation des diagrammes géotectoniques conforte notre hypothèse sur le contexte post-collisionnel lié à l'orogène panafricain des granites étudiés.

*Références
bibliographiques*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

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.

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.

Benaouda, N., (1982). Greisénitisation dans la coupole aveugle de neuf-jour (Meymac, MCF). Thèse de 3^{ème} cycle, Paris VI, 154p.

Bertrand, J.M.L., Caby R., (1978). Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau*, 67 : 357-388.

Bessoles, B., (1977). Géologie de l'Afrique : craton ouest Africain. Edition de BRGM, n°88, 402p.

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.

Blundy J.D., Holland T.J.B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral. Petrol.* 104 : 208-224.

Bouziani D. (2015) Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardi-hercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale): implications pétrogénétiques et géodynamiques. **Univ. Oran**

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 S.G.F.* X, pp. 577-587.

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

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. T. VI. n°03*, pp. 525-536.

Cottin J.Y., Lorand J.P., (1998). Particularité de l'évolution pétrogénétique sur les massifs ultrabasiques-basiques de Laouni ouest (Hoggar central, Algérie). Séance spécialisée de la Soc. Fr. Min. Cristallogr. « Réservoirs magmatiques ». *Bull. Liaison SFMC*, Paris, 109, p. 39.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Dautria J.M., (1988). Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif : exemple des basaltes du Hoggar (Sahara central, Algérie) et de leurs enclaves. Thèse, université Montpellier 2, 421 p.

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., (1992). An introduction to the Rock forming minerals. Longman scientific and technical. England, 696p.

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.

Hammarstrom J.M. et Zen E.A., (1986). Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*. Vol. 71. 1297-1313.

Helz R.T., (1973). Phase relations of basalts. In their melting range of $P_{H_2O} = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity. Part 1 : mafic phases. *J. Petrol.*, 14 : 249-302.

Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., (2005). The Ti saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite : Implication for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90 : 316-328.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., et Sisson V.B., (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al-in hornblende with pressure of solidification of Calc-Alkaline plutons. *American Mineralogist*. 72, 231-239.

Ishihara, S., (1977). The magnetite-series and ilmenite Rocks. *Mining Geology*, 27 : 293-305.

Leake B.E., Wooley A.R., ARPS C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C. et Smith D.C., (1997). Nomenclature of amphiboles : report of the subcommittee on amphiboles of the international Mineralogical Association, commission on new Minerals and names. *Am. Mineral.*, 82 : 1019-1037.

Liégeois, J.P., Latouche, I., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., (2003). The LATEA metacraton (central Hoggar. Tuareg shield, Algeria) : behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of Earth sciences* 37.

Maaloe, S. et Wyllie, P.P., (1975). Water content of a granit magma deduced from the sequence of cristallisation determined experimentally with water under saturated condition. *Contributions to mineralogy and petrology*, 33 : 1-20.

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 : implication 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.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Caron, J.P., (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Compte rendus Académie des sciences Paris* 301, 813-818.

Nockolds, S.R., (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous Rocks. *Am. J. Sci.* 245, 401-420.

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.

Pearce J.A (1996) : Sources and settings of granitic rocks. *Episode* 19, 120-125.

Rahmani S. (Février 2018) : Pétrologie, géochimie et géochronologie de l'intrusion basique de l'Oued Zazir (Laouni Est, Hoggar central). Thèse de Magister. Univ. d'Oran 2.

Remaci-Bénaouda N. (2005): Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardi-hercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale): implications pétrogénétiques et géodynamiques. Univ. Oran

Remaci-Bénaouda N, Belousova E, Greau Y., Bowden P., Cottin J.Y., Bouziani D., Griffin W.L, O'Reilly S.Y (2015). Petrogenesis of the 2.09 Ga Laounimigmatitic granite basement (Central Hoggar, Southern Algeria) : in-situ zircon U-Pb age and Nd-Hf isotopic constraints. *The 8th Hutton Symposium on Granites and related Rocks, Florianopolis, Brazil, September 20-25.*

Schmidt M.W., (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310.

Schreurs, J., (1985). Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade Rocks of west Uusimaa, south-west Finland. *Lithos*, Vol. 18, pp. 69-80.

Shand, S.J., (1943). Eruptive Rocks. Their Genesis, composition, and their relation to ore-Deposits with a chapter on meteorite. New York : John Wiley and Sons.

Speer, J.A., (1984). Micas in igneous Rocks. In : Bailey, S.W. (ed.) Micas. Mineralogical society of America, *Reviews in Mineralogy* 13, 299-256.

Streckeisen, A., (1976). To each plutonic Rocks its proper name. *Earth sci. Rev.*, 12, 133.

Whitney (1975) : The effects of pressure, temperature and X H₂O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.*, 83 : 1-31.