

Nr d'ordre :



République algérienne démocratique et populaire

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et l'Univers

Département de géologie

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade

de Master en géologie

Option Géodynamique de la Lithosphère

**Étude pétrographique et géochimique des roches basiques et intermédiaires
de la région de Bled M'Dena
(Eglab, dorsale Réguibat)**

Par :

BOUMEKHIET Mohammed Redha

ZUNGUZA Moisés Francisco Mutumane

Soutenu le 28 juin 2018, Devant la commission d'examen :

M. SEDDIKI Abdelmadjid Maitre de conférences Université d'Oran2 Président

M. TABELIOUNA. Mohammed Professeur Université d'Oran2 Rapporteur

Mme ALLAMI Fatima Zohra Maitre assistante Université d'Oran2 Examineur

Oran, 2018

REMECIEMENTS

Au terme d'un travail de recherche de près de 6 mois qu'a abouti à ce mémoire, en préambule, nous voudrions adresser tous nos remerciements aux personnes avec lesquelles nous avons pu échanger et qui nous ont aidé pour la rédaction de ce mémoire.

On commence tout d'abord par remercier notre encadreur, Mr. **M. TABELIOUNA**, par son aide précieuse et par le temps qu'il nous a consacré.

Nous disons merci à Mme **N. REMACI**, responsable de Master G.L, qui a su nous guider vers les bonnes références.

A Mme **Allami**, Mr. **A. SEDDIKI** qui aussi nous ont transmis des références d'étude sur certains de nos recherches.

Enfin, nous adressons nos plus sincères remerciements à nos familles, les familles **ZUNGUZA** et **BOUMEKHIET** et tous nos proches et amis, qui nous ont accompagnés, aidé, soutenu et encouragé tout au long de la réalisation de ce mémoire.

DEDICACE

C'est avec profonde gratitude et sincérité que je dédie ce travail à mon décédé grand-père qui a trouvé la mort au début de mes études supérieures, merci grand-père pour m'avoir toujours épaulé, je sais que tu seras fier de moi où que tu sois, à mes parents, qu'ils reposent en paix.

À mes chers Sœurs (Albertina, Enea, Ines, Katia et Laura), mon petit frère João Kelvin Zunguza

À ma très chère amie Rabeca Comé, merci pour ton précieux soutien, pour ta capacité de m'encourager dans les moments les plus difficiles, pour ta patience.

À mes chers amis : Youba, Raimundo Chimene, Adila Chiluvane.

À Mlle Elisabeth Machava, mes sincères gratitude, tu fais partie de cette réussite.

Sans oublier la communauté des étudiants mozambicains en Algérie (C.E.M.A) dont j'ai présidé.

Merci.

Zunguza Moisés Francisco

LISTE DE FIGURES

Figure 1 : Principales unités structurales de l'Afrique occidentale (d'après Peucat et al., 2005, modifiée).

Figure 2 : La Dorsale Réguibat (d'après Bessoles, 1977). (1) Archéen (2) Protérozoïque (3) Paléozoïque (4) Ceinture mobile des Mauritanides (5) Mésozoïque et Quaternaire.

Figure 3 : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (in Benramdane 2007).

Figure 4 : localisation géographique de la zone d'étude (in Tabeiouna,2009), ZE : zone d'étude.

Figure 5 : schéma géologique de la partie septentrionale du massif des Eglab et yetti (in Tabeiouna, 2009).

Figure6 : localisation du secteur d'étude, Bled M'Dena (in **ALLAMI Fatima Zohra, 2016**).

Figure 7a, b : Vu microscopique en LPA d'une lame mince d'une diorite gabbroïque de Bled M'Dena. On remarque les plagioclases très altérés par l'hydrothermalisme.

Figure 8 : vu microscopique en LPA d'une Diorite Quartzite.

Figure 9 : vu microscopique d'une Monzodiorite (LPA).

Figure 10 : une granodiorite à amphibole vu au microscope en LPA.

Figure 11 : vu microscopique d'un lamprophyre à amphibole (LPA)

Figure 12 : vu microscopique d'une monzodiorite en LPA.

Figure 13 : image illustrative d'une diorite quartzique vu en LPA

Figure 14 : vu microscopique d'une dolérite en LPA.

Figure 15 : vu microscopique d'une Monzonite en lame mince (LPA).

Figure 16 : vu microscopique d'un gabbro en LPA.

Figure 17 : photo illustrative d'un gabbro diorite vu au microscope en LPA.

Figure 18a,b : vu microscopique d'une andésite en LPA.

Figure 19 : Position des roches dans le diagramme de nomenclature de Cox et Al, 1979, le trend de Miyashiro (1978), sépare le domaine Alcalin du sub-alcalin.

Figure 20 : Diagramme SiO₂ Vs FeO_t/MgO de Miyashiro (1978).

Figure 21 : Position des roches dans le diagramme normatif de Thompson (1984).

Figure 22 : diagrammes des éléments majeurs versus SiO₂

Figure 23 : Diagramme TiO₂- Zr (A-F-M-U).

Figure 24a : Diagramme des éléments majeurs (Rb, Sr) vs SiO₂.

Figure 25b : diagrammes des éléments traces Vs SiO₂-Suite.

Figure 26 : Spectres multi-élémentaires des roches de Bled M'Dena, normalisés au Manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

Figure 27 : Position des roches de Bled M'Dena dans le diagramme géotectonique Zr/Y versus Zr de Pearce et Norry (1979).

Figure 28 : Position des roches de Bled M'Dena dans le diagramme géotectonique TiO₂-P₂O₅.10-MnO.10 de Mullen(1983).

Liste des Tableaux

Tableau1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques du secteur étudié.

Tableau2 : Compositions chimiques des éléments majeurs et en traces des roches de Bled M'Dena.

Tableau 3 : compositions chimiques des éléments majeurs pour le Diagramme SiO₂ Vs FeO_t/MgO de Miyashiro (1978).

Tableau 4 : composition chimique des éléments majeurs de Bled M'Dena.

Tableau 5 : Composition normales des roches de Bled M'Dena.

Tableau 6 : Teneurs en ppm des Terres Rares des roches de Bled M'Dena.

Tableau 7 : tableau récapitulatif des éléments majeurs et en traces utilisés pour les diagrammes géotectonique.

TABLE DES MATIERES

GENERALITÉS ET PRESENTATION DU SECTEUR	10
I.1. Introduction.....	10
I.2. CADRE GEOLOGIQUE	11
I.2.1 LE CRATON OUEST AFRICAIN	11
I.3 LA DORSALE REGUIBAT	12
I.3.1 Cadre Géographique	12
I.3.2 Cadre géologique de la dorsale Réguibat	13
La Partie Occidentale de la Dorsale Réguibat	14
La Jointure Yetti-Eglab :	14
La partie orientale de Dorsale Réguibat	15
I.3.3. Le système inférieur de la Dorsale Réguibat	15
La série et les granites de yetti.....	15
La série de Hassi El Fogra, de Chegga et de Chenachane-Egr Chech	16
I.3.4. Le système supérieur.....	16
La série de Guelb El Hadid	16
I.3.5. Aperçu tectonique global :	17
I.4. Présentation du Secteurs d'Etude :	18
I.5. Historique des travaux	18
II. Étude pétrographique.....	22
II.1. Introduction	22
II.2. Etude pétrographique des roches :	22
II.2.1. Le diorite Gabbroïque (E29) :.....	23
II.2.2 La diorite quartzite, E32A.....	24
II.2.3. La Monzodiorite (E34, E41A) :	26
II.2.4. Le Granodiorite à Amphibole, E42 :	27
II.2.5. Lamprophyre a Amphibole E45.....	29
II.2.6. Monzogranite E50.	30
II.2.7. Syenodiorite Quartzite : E52.....	32
II.2.8. Dolérite E53.....	33
II.2.9. Monzonite E55.	34
II.3. Gabbro E60, E48.	36
II.3.1. Gabbro diorite E61.	37
II.3.2. Andésite E63A, E63B	38
III. Étude géochimique	42

III.1 Introduction	42
III.2. Classifications et caractéristiques géochimiques	42
III.2.1. Diagramme TAS (Total Alkalis Silica diagram).....	42
III.2.2. Diagramme SiO ₂ Vs FeO _t /MgO	45
III.2.3. La norme CIPW.....	47
III.4. Comportement des éléments majeurs	49
III.4.1. Diagramme TiO ₂ - Zr (A-F-M-U) :.....	50
III.5. Comportement des éléments en trace	51
III.6. Le contexte géodynamique	56
IV. Conclusion géochimique et Générale	58
Références bibliographiques	60

GENERALITÉS ET PRESENTATION DU SECTEUR

I.1. Introduction

L'Afrique couvre environ 30 millions Km². Elle est Située entre 37° 21' de latitude nord et 34° 51' de latitude sud.

Le continent africain a subi au cours de son histoire géologique plusieurs étapes qui peuvent être résumé en trois ères (Choubert et Faure-Muret, 1968) : 1- L'Ère de la cratonisation, 2- L'Ère des chaînes intracontinentales et des grands rajeunissements, 3- L'Ère des couvertures de plate-forme et des grandes fractures (Rifts).

Ce continent serait essentiellement composé de cratons qui sont, du Nord au Sud, puis d'Ouest en Est, le craton du Congo (craton centre africain), le craton du Kalahari qui ont été démontré par Cahen (1961,1963), le craton ouest africain, et un supposé nilolitique (**Fig.1**).

-Les cratons du Congo, du Kaapvaal, le Zimbabwe, et la Tanzanie, ont été formés environs 3600 et 2000 Ma et sont liés par les plus jeunes ceintures de plis formé entre 2000 et 300Ma.

-Le craton Kalahari occupe une partie de l'Afrique du sud, est composé par le Kaapvaal, le craton du Zimbabwe et la ceinture du Limpopo. Cette ceinture rejoint également le craton du Zimbabwe vers le Nord avec le craton Kaapvaal au sud.

-Le craton ouest africain a été démontré par Cahen, dans lequel est situé notre terrain d'étude.

Les données paléomagnétiques acquises sur le craton ouest africain et leur comparaison avec de nouvelles informations obtenues sur les filons et sur les formations riches en stromatolites ont permis d'établir l'histoire du parcours du craton Ouest-Africain entre 2200 et 700 Ma (Lefort et al. 2004). Ce craton s'est formé et stabilisé au cours de l'orogénèse éburnéenne (~ 2 Ga).

Le craton ouest africain est limité à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale en contact avec le bouclier Touareg. Ce bouclier est formé durant l'orogénèse Pan-africain (650-550 Ma) (Bertrand et Caby, 1978). Ainsi, il est caractérisé par des shear-zones majeurs orientées Nord-Sud, qui peuvent être interprété comme une amalgamation entre le craton ouest africain et le craton est saharien lors de l'orogénèse pan africaine (Black et al, 1994 ; Liégeois et al, 2000).

-Le craton niolitique a été suggérer ainsi par Cohen, et sa nature géologique a été définie par Liégeois et al, 2002 qui ont proposé le terme « Metacraton Saharien ».

-Le Craton de Madagascar a une histoire géologique récente, et en relation avec la dislocation du continent de Gondwana, qui a notamment conduit à la séparation de Madagascar de l'Afrique et à la formation du canal du Mozambique à partir de 300 Ma et à sa séparation de l'Inde et à la formation de l'Océan Indien à partir de 85-90 Ma (De Wit et al, 2001).

Les études géologiques et géochronologiques du continent africain (Clifford,1970), ont permis d'établir les grands épisodes orogéniques liés à des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques.

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

I.2.1. Le craton ouest Africain

Le craton ouest africain est limité à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale en contact avec le bouclier Touareg. Ce bouclier est formé durant l'orogénèse Pan-africain (650-550 Ma) (Bertrand et Caby, 1978). Ainsi, il est caractérisé par des shear-zones majeurs orientées Nord-Sud, qui peuvent être interprété comme une amalgamation entre le craton ouest africain et le craton est saharien lors de l'orogénèse pan africaine (Black et al, 1994 ; Liégeois et al, 2000).

Il se compose de terrains précambriens qui affleurent au Nord du craton au niveau de la dorsale de Réguibat et au Sud pour former la dorsale de Léo (Figure 1). Le reste du craton est recouvert de sédiments tardifs, d'âge Néoprotérozoïque à quaternaire, qui forment au centre le bassin de Taoudéni. Les dorsales de Réguibat et de Léo sont toutes composées d'un nucleus archéen dans la partie ouest contre lequel se sont accrétées des formations paléo-protérozoïques qui constituent la partie orientale des dorsales. Le COA s'est stabilisé aux alentours de 1,7 Ga, il porte cependant des traces des orogénèses plus récentes notamment à sa périphérie. Il est ainsi délimité à l'Ouest par les chaînes panafricaines des Bassarides et des Rokelides ainsi que par les Mauritanides d'âge hercynien, à l'Est par les chaînes panafricaines des Dahoméyides, du Gourma et des Pharusides, et au Nord par l'Anti-Atlas. Le craton ouest-africain est le résultat de deux grandes étapes de croissance crustale qui se sont déroulées à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque.

Des concordances entre des données lithologiques, géochronologiques et paléomagnétiques obtenues dans la dorsale de Léo et dans le craton guyanais en Amérique du Sud indiquent une convergence de ces deux ensembles cratoniques aux alentours de 2. La collision oblique qui l'orogénèse transamazonienne pour le craton guyanais, et éburnéenne pour l'Afrique de l'Ouest.

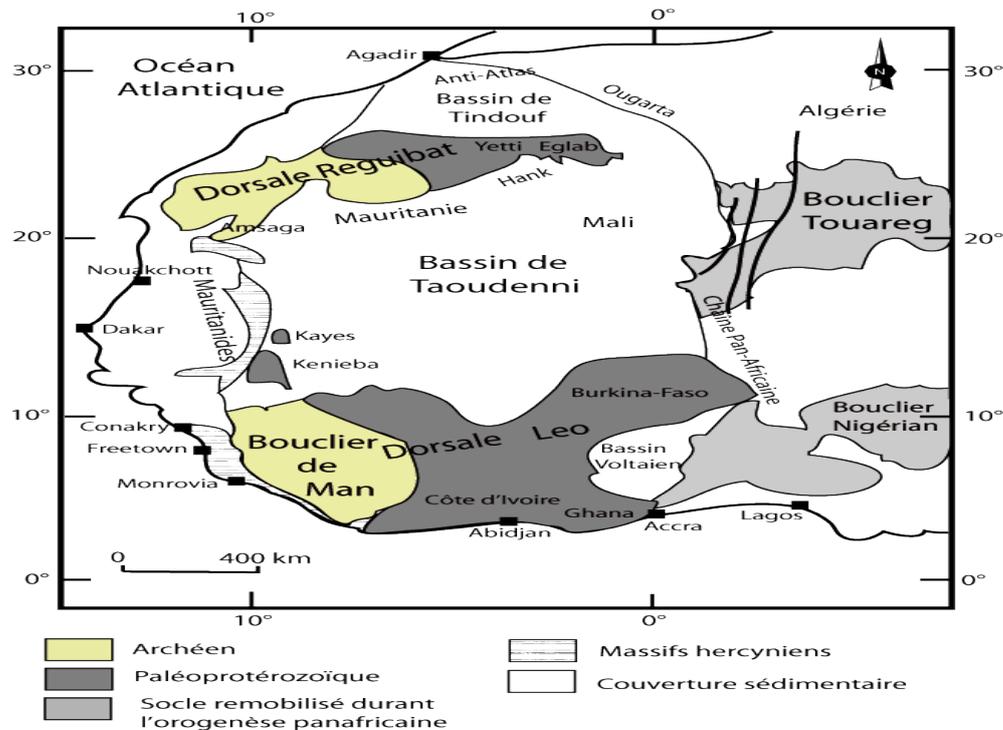


Figure 1 : Principales unités structurales de l'Afrique occidentale (d'après Peucat et al., 2005, modifiée)

I.3 LA DORSALE REGUIBAT

Le nom « pays cristallin Réguibat » ou « la dorsale Réguibat » a été proposé pour la première fois par N. Mentchnikoff en 1949 pour désigner les ensembles cristallins et cristallophylliens formant antéclise entre les synclises de Tindouf et de Taoudéni. Cette dernière est en grande partie située dans le territoire Mauritanien. A l'Est, elle se prolonge en Algérie où elle forme le massif du Yetti-Eglab. Elle est disposée selon un axe SW-N étiré sur plus de 1500 km de long, dont 1200 km en Mauritanie et 300 km en Algérie, et large de 250 à 400 km (Fig. 3).

I.3.1 Cadre Géographique

La dorsale Réguibat se situe dans la partie septentrionale du craton ouest africain. Ses limites géographiques sont :

- Le bassin de Tindouf au Nord ;
- Le bassin de Taoudéni au Sud ;
- La chaîne hercynienne des Mauritanides à l'Ouest ;
- la zone mobile de l'Afrique Centrale et Erg Chech à l'Est

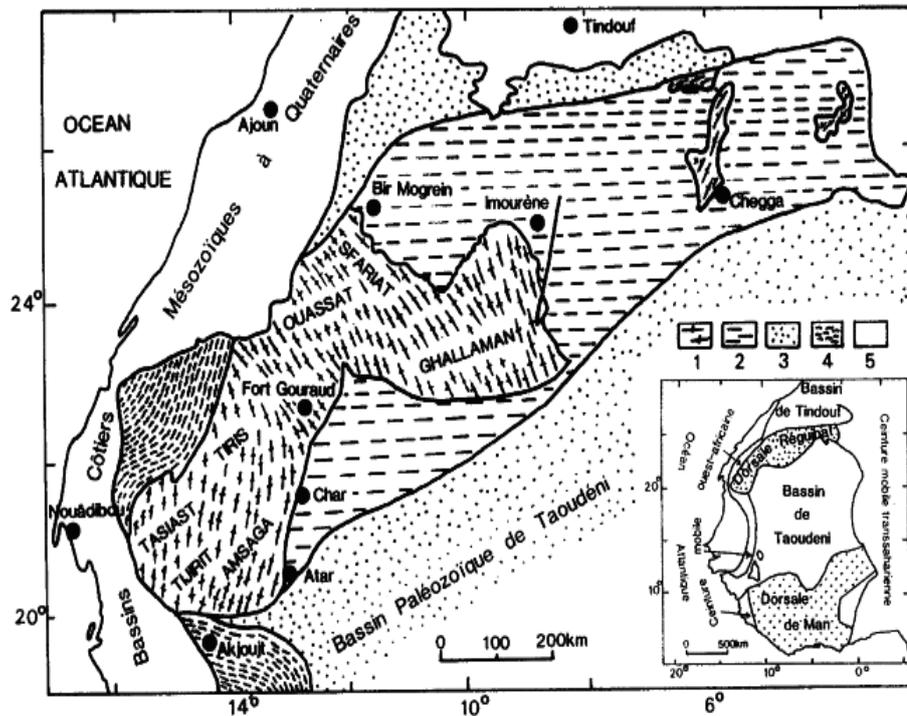


Figure 2 : La Dorsale Reguibat (d'après Bessoles, 1977). (1) Archéen (2) Protérozoïque (3) Paléozoïque (4) Ceinture mobile des Mauritanides (5) Mésozoïque et Quaternaire.

I.3.2 Cadre géologique de la dorsale Réguibat

Elle intéresse le Sahara occidental, le Nord de la Mauritanie et s'étend jusqu'en Algérie où elle forme le massif Yetti-Eglab. Elle est enveloppée par des séries sédimentaires particulièrement d'âge précambrien supérieur et paléozoïque et s'étend d'Est à Ouest sur 1500 km de long, dont 1200 et 300 en Algérie. Elle est large de 250 à 400 km.

Elle est divisée en deux (2) zones distinctes :

- Une zone centrale et orientale où dominent les roches éburnéennes (Protérozoïque inférieur ou Paléo Protérozoïque, 2 GA) où elle forme les massifs du Yetti-Eglab. Les intrusions de granites et les formations volcaniques abondantes dans la région.
- Une zone à l'Ouest où dominent des roches d'âge Archéen (datées jusqu'à 3,5 Ga ; Potrel et al., 1996), et forme par des événements successives entre 3,5 et 3,45Ga. Ces événements se sont traduits par un épaissement crustal et la mise en place d'un épisode métamorphique. Dans cette zone les granites et les formations volcaniques d'âge éburnéen sont absents.

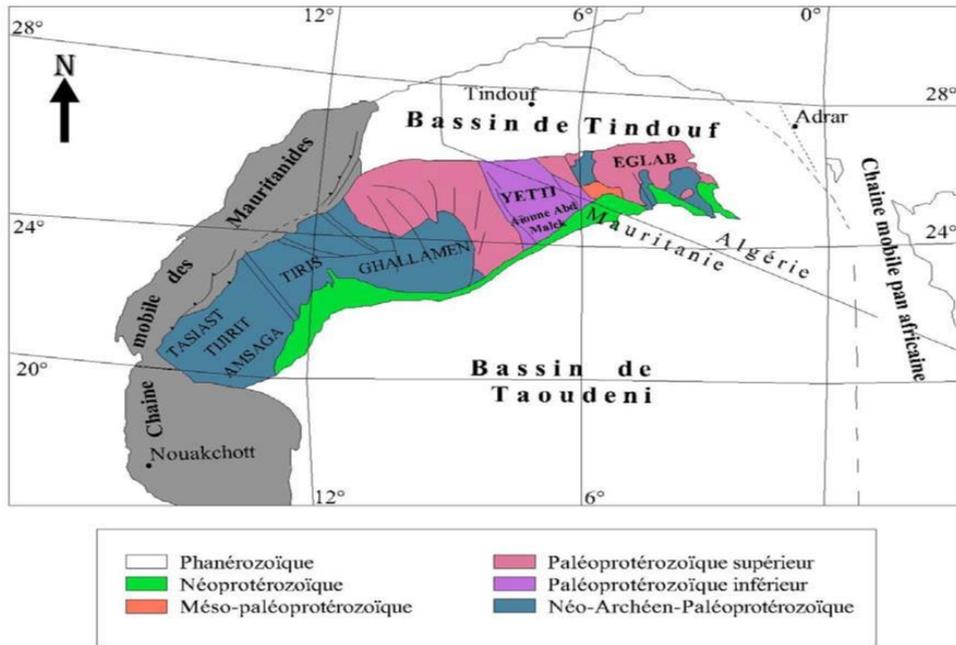


Figure 3 : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (in Benramdane 2007).

a) La Partie Occidentale de la Dorsale Réguibat

Cette partie est située essentiellement en territoire Mauritanien, et s'étend depuis le Sud-Ouest jusqu'au synclinal de Aïnoune Abdel Malek à l'Est, le socle précambrien du Tasiast, du Tijirit et de l'Amsaga, d'âge Archéen est désigné sous le nom du groupe de l'Amasaga qui est subdivisé en deux grandes unités constituées par des migmatites et des roches métamorphiques (Barrère, 1969).

b) La Jointure Yetti-Eglab :

Elle correspond à la limite entre la série Yetti et la série Eglab, connu sous le nom **zone de jointure Yetti-Eglab**(Sabaté,1973), elle sépare deux bassins paléozoïques le bassin de Tindouf au nord et le bassin de Taoudeni au sud, elle regroupe deux ensembles lithologiques distinctes, (Gévin, 1952, 1960; Buffière et al.1966; Sabaté ;1973) : le domaine Yetti à l'Ouest et le domaine des Eglab à l'Est, les données paléomagnétique montrent que les deux zones ont été séparées par une fracture avant qu'ils se réunissent vers 2Ga, engendrant ainsi la collision continentale Birrimienne (Lefort et al. 2003),

Le massif Eglab, situé au NE de la dorsale Réguibat a été affecté par trois épisodes majeurs

(Sabaté et Lomax, 1975) :

- ✚ La restructuration du socle de formations précambriennes inférieures (Gevin, 1951),
- ✚ L'orogène éburnéenne (Buffière et al., 1966 ; Sabaté, 1973),
- ✚ Les dépôts discordants de la série marine de Hank d'âge voisinant 1Ga (Bassot et al., 1963 ; Bertrand-Serfat et Moussine-Pouchkine, 1992). Avec le dépôt de cette série, se termine le précambrien de la Dorsale Réguibat qui laisse place aux dépôts glaciaires puis aux sédiments paléozoïques des synclises de Taoudéni et de Tindouf (Caby, 1965).

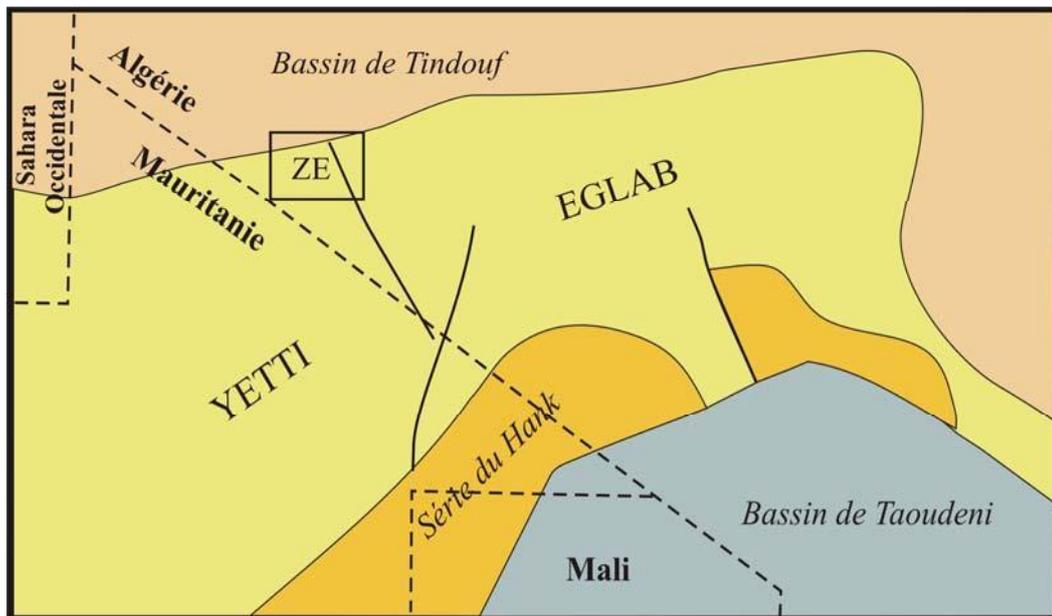


Figure. 4: localisation géographique de la zone d'étude (in Tabeiouna, 2009), ZE : zone d'étude.

c) La partie orientale de Dorsale Réguibat

Les deux domaines Yetti et Eglab sont dominés par les séries Birimi-éburnéennes de nature volcano-sédimentaire et par manifestations magmatiques. Cette partie est partagée entre la Mauritanie et l'Algérie, Buffière et al., 1965, ont subdivisé en un système supérieur et un système de base.

I.3.3. Le système inférieur de la Dorsale Réguibat

Daté de 2.73 à 2.18 par Peucat et al, (2005), ce système comprend :

a) La série et les granites de yetti

Cette série est caractérisée par une série schisteuse, gréseuse et volcanique affecté par un métamorphisme général.

b) La série de Hassi El Fogra, de Chegga et de Chenachane-EgrChech

Ces séries sont formées par des leptynites dominantes, d'amphibolites, de gneiss à amphibole, de gneiss à biotite, de gneiss à grenat et migmatitiques associés aux granites de Chegga d'âge plus ancien (2,73 Ga) déterminé dans ce facies par (Peucat et al., 2005).

I.3.4. Le système supérieur

Avec un âge compris entre 2.09 et 2.07 Ga (Peucat et al., 2005) et constitué de :

La série de Guelb El Hadid

Cette série constitue une entité particulièrement bien limitée dans le bassin d'El jnoun-Chindrar et est divisée en deux épisodes (B. Bessoles, 1977) :

- ✚ Guelb El Hadid inférieur : comprend un ensemble gréseux, un complexe volcano-sédimentaire et de conglomérats
- ✚ Guelb El Hadid supérieur discordant sur le précédent il est représenté par deux facies, les quartzites roses et les arkoses à galets.

a) Le volcanisme Eglab

C'est une association volcanique essentiellement rhyolitique présumée liée au plutonisme **Aftout** et que serait l'ultime manifestation (Buffière et al., 1965),

b) Le plutonisme Aftout

Le plutonisme Aftout est caractérisé par plusieurs venues magmatiques caractérisés essentiellement par des granites et de monzogranites sub-alcalins.

c) Les intrusions basiques

Correspondent à des petites intrusions tardives de type sills ou laccolites et qui affleurent en filons de lamprophyres (Buffière et al., 1965), de dolérites, d'aprites ou de basaltes (Baudin, 1993), ces intrusions sont nombreuses dans la partie orientale (massifs des Eglab) que dans la partie centrale et occidentale de la Dorsale Réguibat, les séries précambriennes sont également traversé par des dykes doléritiques avec une direction variant de N 40 à N 160. Au niveau de la jointure Yetti-Eglab, les intrusions apparaissent en petits massifs (Sabaté et Lemeyre, 1971 ; Azzouni Sekkal, 1976) constituant deux groupes, un occidental affleurant dans la région de Bled M'Dena, d'El kahla et le long des grands filons doléritique, l'autre appelé groupe de jointure, forme un alignement de petits plutons d'orientation méridienne sur la bordure de batholites Aftout.

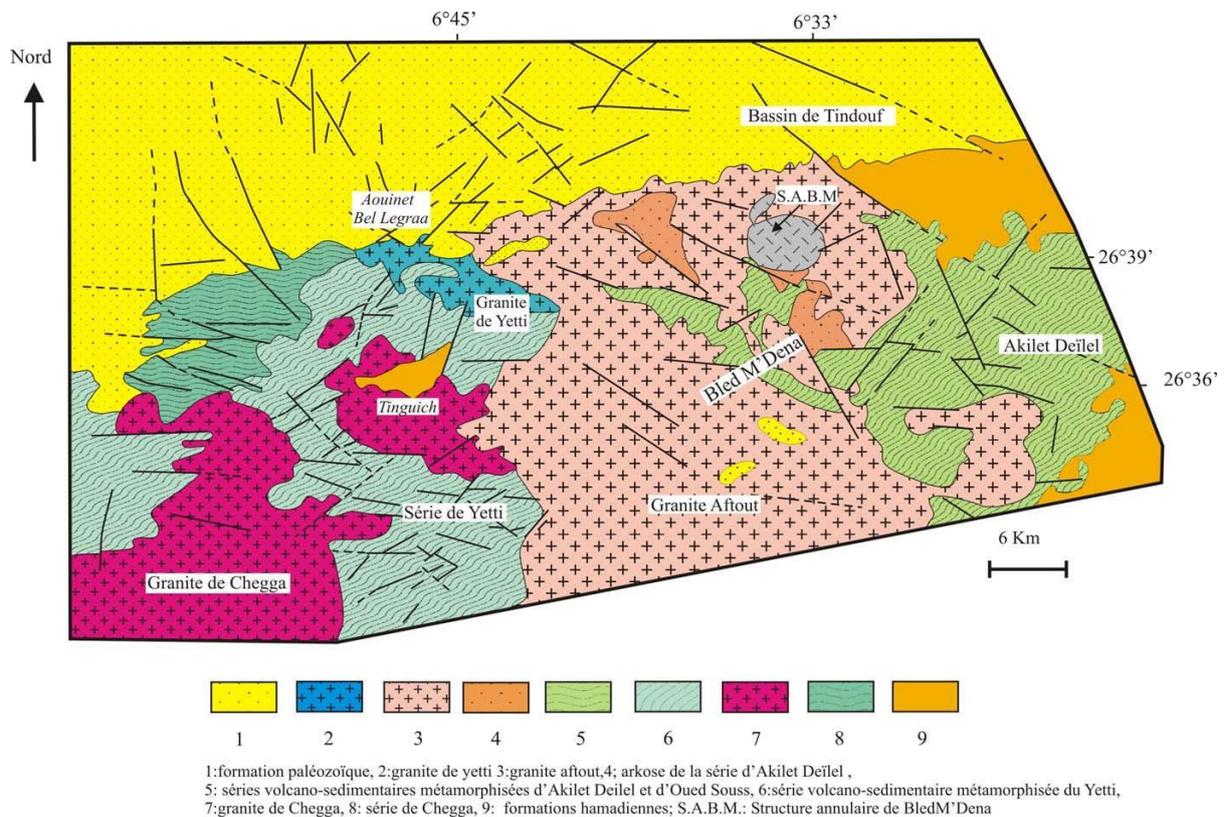


Figure5 : schéma géologique de la partie septentrionale du massif des Eglab et yetti (in Tabliouna, 2009).

I.3.5. Aperçu tectonique global :

La tectonique de la dorsale Réguibat est essentiellement cassante, c'est des accidents de directions N-S ou NNW-SSE, conforme à l'étage Archéen. Elle présente cinq phases tectoniques différentes (Buffière et al. 1965).

- 1- Phase tectonique « ancienne » affecté les formations Archéenne ou Paléozoïque, d'orientation SW-NE.
- 2- Phase tectonique « ancienne » Yetti, se traduit par un système d'accidents de directions NNW-SSE, déterminant la formation de deux unités principales des massif Yetti et Eglab.
- 3- Phase tectonique « récente » postérieur au dépôt de la série du Guelb El Hadid, ce sont des accidents subméridiens.
- 4- Phase tectonique « récente » postérieur au dépôt des séries intermédiaires, de directions NNW-SSE responsable du plissement de la série du Hank à Chenachane.
- 5- Phase tectonique postérieur au dépôt du pré dévonien du bassin de Taoudéni, au cours de cette phase les accidents précédents ont rejoué et d'autres fractures, de directions sub méridiennes.

I.4. Présentation du Secteurs d'Etude :

Le massif des Eglab se situe dans la partie orientale de la dorsale Réguibat (le Sud-ouest Algérien), entre les méridiens 2°30'W et 6°30'W. Il est limité au Nord par le bassin de Tindouf et au Sud par le bassin de Taoudenni, à l'Est Erg Chech, et à l'Ouest Erg Iguidi, Il a été affecté par au moins deux cycles orogéniques. Le premier correspond à une activité magmatique entre 2,21-2,18GA et le second à 2,09 GA responsable de la jointure Yetti Eglab (Peucat et al. 2005). Deux domaines constituent ce massif, situés de part et d'autre de l'Erg Iguidi et séparées par une zone de jointure orientée N-S ou NW-SE dite jointure Yetti-Eglab :

Le Yetti, situé à l'Ouest du méridien 6° W, caractérisée par la présence des facies noirâtres et par de vastes pénéplaines blanchâtres appelés « Reg » ; une absence de relief est à l'origine du nom Yetti et,

L'Eglab à l'Est du méridien 6° W, c'est le pays Eglab aux sens strictes où la présence des collines volcaniques et pitons appelés « Guelb », confèrent à cette région le nom des « Eglab », caractérisée aussi par la prédominance des Regs granitiques de couleur rouge à rose (in Ben Ramdane, 2007).

I.5. Historique des travaux

Considéré comme un des plus vieux pays cristallins du continent Africain, la dorsale Reguibat fait objet de travaux de grands noms scientifique, dans les années quarante, dont **Menchikoff (1923)** parmi les premiers géologues à s'intéresser par l'étude de la dorsale, il propose alors en **1944** l'appellation de « pays cristallin Réguibat » et un 1935 Monod précise la nature d'axe cristallin Yetti-Eglab alors que Jacket (**1937**), s'est intéressé la géologie de la partie occidentale de la dorsale Réguibat,

Gevin (1941) a entamé des études sur les formations précambriennes et leurs bordures sédimentaires, il a déterminé pour la première fois en 1951, les séries de Chegga, du Yetti et de Guelb El Hadid.

Des nombreux autres géologues ont entamé des travaux dans la dorsale Reguibat occidental en Mauritanie. **Sougy (1951-1952)** a reconnu les formations de Ghallaman, d'Aguelte Nebkha, de Aioun Abdelmalek et d'Imourène étant un ensemble volcano-sédimentaire plongeant et au sud la série du Yetti.

En (1953), **Blanchot** met en évidence deux séries, la série d'Amsaga et d'Akjout. En (1958), **Durozoy** réalise plusieurs coupes dans l'infra-cambrien de la série du Hank.

En 1960, Sougy était à l'origine de la première corrélation stratigraphique entre les séries précambriennes. En désignant sous le nom des séries d'Aguel Lekhneig les formations similaires à celles de la série d'Imoïrene que plongent au sud.

Bonhomme (1962), obtient alors les résultats des toutes premières mesures géochronologiques effectuées dans le territoire mauritanien, Ces résultats annoncent des âges compris entre 1990 Ma et 1818 Ma, témoins de l'orogénèse éburnéenne.

Entre 1963 et 1965, la S.E.R.M.I (Société d'étude et de réalisations Minières et industrielles) alimentera, par de nouvelles données, les travaux réalisés par le B.I.A. sur les feuilles de Chegga, Boubout, Eglab-Dersa, Mokrid, Tilesmas, Kahal-Morrat, Oued Chenachane, Erg Chech de Bou-Bernous et Grizim. Cette étude aboutira à la réalisation d'une carte géologique au 1/500000^{ème} du Yetti et des Eglab qui sera publiée en (1965) avec une notice explicative.

Buffière et al. (1964), étudient la tectonique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. En (1965), Ces auteurs ont entrepris la mise en évidence de la discordance des volcanites Eglab sur les granites Aftout et la série plissée de l'Oued Souss, la cartographie des séries du Hank, de Guelb-El-Hadid et de leur discordance ; la description des groupes « Chenachane-Erg Chech », à l'Est et au SE des Eglab, comme étant les équivalents de la série de Chegga.

En 1966, **Buffière et al.** Définissent également la série Oued Souss comme un ensemble de formations volcaniques et volcano-sédimentaires discordant sur le système de base-Réguibat.

En (1967), **Barrère** décrit les phases tectoniques ayant affecté le socle précambrien de la partie occidentale de la dorsale Réguibat. Il y établit, entre autres, une échelle stratigraphique du « Pcb.D ». En cette même année, **Lameyre et Lasserre** situent le massif annulaire d'Hassi-El-Fogra dans la période éburnéenne, et c'est grâce à des datations radiométriques qui, établies sur des syénites néphéliniques (roches totales et minéraux), ont donné un âge de 2021±48 Ma.

Caron et al. (1970) précisent l'appartenance des migmatites du Sud Iguidi aux séries de Ghallaman et Chegga et non à celles d'Aïoun AbdEl Malek.

En 1970, **Sabatè** a entamé une étude structurale et pétrographique poussée de la jointure *Yetti-Eglabe*. Quant à **Lasserre et al.**, ils dateront l'intrusion des granites Aftout de 1869±50Ma, en ayant recours à la méthode Rb/Sr sur roches totales et minéraux.

En (1971), **Sougy et al.** Et **Marchand**, associés au CNRS, entreprennent une étude détaillée de la zone mauritanienne de la dorsale Réguibat centrale.

En (1972) **Azzouni** ébauchait une étude comparative de quelques granitoïdes de la dorsale Réguibat (partie algérienne).

Sabaté (1972) a précisé la structure de Yetti et en **1973** il définit la série d'Akilet Deïlel et a déterminé les relations tectoniques de la jointure Yetti-Eglab.

Vachette et al. (1973) effectuent une étude géochronologique des séries métamorphiques et des granites précambriens de la partie Nord et Nord-Est de la dorsale Réguibat. Les âges obtenus sont compris entre 2,0Ga et 1,7 Ga. Presque en même temps.

Sabaté et Lomax (1975) notent la postériorité de la série de l'Oued Souss par rapport aux niveaux de base de la série d'Akilet Deïlel.

En **1976**, **Sekkal-Azzouni** présente une étude des stocks plutoniques de la jointure Yetti-Eglab et montre qu'ils sont d'affinité calco-alcaline.

L'année suivante, **Bessolés** publie une étude sur le craton ouest africain alors que **Sabaté et al. (1977)** datent l'intrusion du pluton Aftout à 1925Ma.

SONAREM (1981-1983), a effectué des travaux de recherche systématique sur l'axe Yetti-Eglab dans le but d'inventorier et d'évaluer les potentialités minières de la région **Kahoui (1988)** a étudié le massif annulaire alcalin de Djebel Drissa dans le massif précambrien des Eglab.

Kahoui (1988) a étudié le massif annulaire alcalin de Djebel Drissa dans le précambrien des Eglabes, il met en évidence le caractère calco-alcalin de trois granitoïdes dans la région.

Plusieurs missions ont été effectuées depuis la création de l'**ORGM (1992)** dans le but de mieux connaître la géologie de la région Yetti-Eglab. Lors de ces missions, **Pipoul et al. (1992)** se sont intéressés à la géochimie et au comportement des éléments du groupe des platines (EGP) du massif protérozoïque ancien du Teggeur (partie algérienne).

En **1993**, **Baudin** décrit les principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab, il montre l'existence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deïlel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippe de charriages.

En **1994**, **Lefort et al.** proposent une modélisation magnétique du subméri dien de l'ensemble Yetti-Eglab. Deux ans plus tard, **Bitam et Fabre**, réalisent une étude géodynamique du craton ouest africain central et oriental.

Kahoui et al (1996) rattachent le stock plutonique du sud Tinguicht (malignites et syénites mésocrates associées) aux complexes annulaires post-orogéniques tels que ceux de Djebel Drissa et de Hassi El Fogra.

En **2001** une importante mission d'exploration du diamant fut organisée par l'**ORGM**, Bechar. Dont le but est de rechercher des sources primaires potentielles de diamant dans le

massif des Eglab.

En **2002**, **Mahjoub** et *al* proposent une évolution du domaine Eglab en trois stades datés respectivement à 2.2Ga, 2.1Ga et 2.08Ga.

En **2005**, **Peucat** et *al* définissent le massif des Eglab comme un segment original de l'orogénèse éburnéenne.

En **2006**, Boutefaha a décrit quelques plutonites de la structure magmatique de Bled M'Dena.

En **2008**, **M. Tabetiouna, J.-Y. Cottin, O. Kolli Et M. Zerka.**, étudia la structure annulaire du sud de Gara Djebilet en montrant le caractère tholéïtique du magma mis en place dans un cadre distensif post ou *anorogénique*.

En **2008**, **Kahoui et al** mettent en évidence la présence possible de sources primaires de diamant dans la zone de jointure Yetti-Eglab.

En **2009**, **Mr Tabetiouna** a soutenu sa thèse de doctorat sur la pétrologie et la géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena.

En 2015 M. Tabetiouna, J.Y. Cottin, P. Bowden et C. Renac publièrent un travail sur le magmatisme post-collisionnel de la structure de Bled M'Dena intitulé : Petrogenesis of the Post-Collisional Bled M'Dena Volcanic Ring Complex in Reguibat Rise (Western Eglab Shield, Algeria)

II. Étude pétrographique

II.1. Introduction

L'étude pétrographique concerne la région de Bled M'Dena. L'objectif de cette étude est de déterminer les différents types de faciès qui affleurent dans la région. Le secteur d'étude est situé dans la partie septentrionale de Bled M'Dena (Fig.7). Il est limité au nord par le bassin de Tindouf, à l'est on retrouve la structure annulaire de bled M'Dena pas loin de l'Erg Iguidi, au sud par un vaste affleurement du granite d'Aftout à l'ouest par la jointure Yetti-Eglab.

II.2. Etude pétrographique des roches :

La structure circulaire de Bled M'Dena, se localise à l'ouest de la jointure Yetti-Eglab.

Située aux coordonnées $6^{\circ}33'W$ et $26^{\circ}38'N$, C'est un complexe magmatique qui recoupe le pluton d'Aftout (In Tabetiouna, 2009). Limitée au nord par Aouinet Lagraa, au sud par Areigat Lemah, à l'ouest par Gara Djebilet et au sud-est par Erg Iguidi.

L'étude pétrographique du secteur a été basé sur 17 échantillons extraits de la région septentrionale de Bled M'Dena, lors d'une mission de terrain effectuée par monsieur Tabetiouna Mohammed.

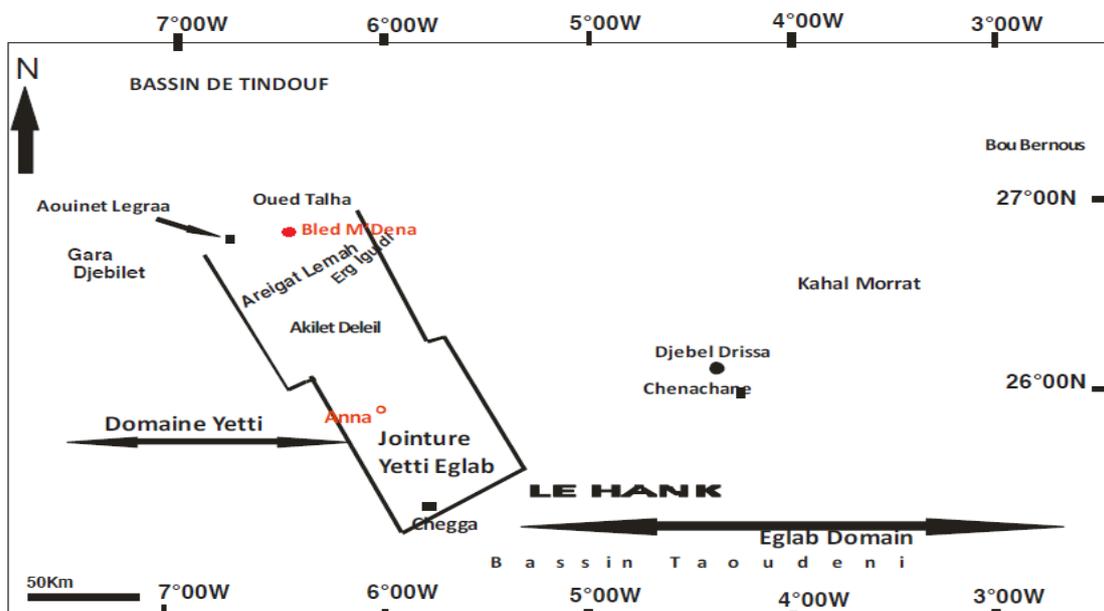


Figure6 : localisation du secteur d'étude, Bled M'Dena (in ALLAMI Fatima Zohra, 2016).

II.2.1. Le diorite Gabbroitique (E29) :

Cette roche est, généralement, de couleur vert clair où se détachent des cristaux blanchâtres de feldspaths. Elle est massive.

Elle montre une texture grenue porphyroïde, les cristaux présentent une taille qui oscille entre 0.5mm et 8mm. L'association minéralogique est composé d'amphibole, de plagioclase, et de quartz présente en faible quantité.

L'Amphibole (hornblende vert) : le pourcentage de l'Amphibole constitue 42 % de la composition modale de la roche. Elle présentant en cristaux prismatique automorphes parfois subautomorphe, dont la taille des varie entre 1 et 8 mm parfois elle est transformée en chlorite et en épidote, cette transformation est dû à l'altération hydrothermale.

Le plagioclase : largement prédominant, Ils présentent 45% de la composition de la roche. On observe la présence de deux générations ; une première génération avec des cristaux automorphes dont la taille varie entre 0.1 à 0.5mm. Les sections sont assez fraîches et limpides. Les macles simples et polysynthétiques sont fréquentes (**fig.7b**). Ils renferment des inclusions d'amphiboles, de minéraux opaques et parfois quelques cristaux de pyroxènes. La deuxième génération de plagioclase se présente en petites plages xénomorphes et interstitiels.

La biotite : apparait en très faible proportion dans la roche (2%), Elle se présente en petites cristaux automorphes à subautomorphe ne dépassant pas 0.5mm de couleur brune avec les inclusions de Clinopyroxène.

Le feldspath alcalin : il est beaucoup moins important en volume, Sa proportion est inférieure à 1% de la composition de la roche. Les sections sont prismatiques dont la taille est inférieure à 1mm.

Le clinopyroxène : apparait en faible proportion dans la roche, (moins de 8%), il se présente en prisme près de 0.8mm. Les cristaux sont subautomorphe et sont légèrement coloré en jaune verdâtre avec un faible pléochroïsme avec une biréfringence moyenne.

Quartz : ne dépasse guère les 1% du volume total de la roche. Il se présente en plage xénomorphes et interstitielles qui occupent les espaces, sa taille est inférieure à 0.5mm. Parfois, il forme de petits amas polycristallins. L'extinction roulante est présente dans la plupart des sections.

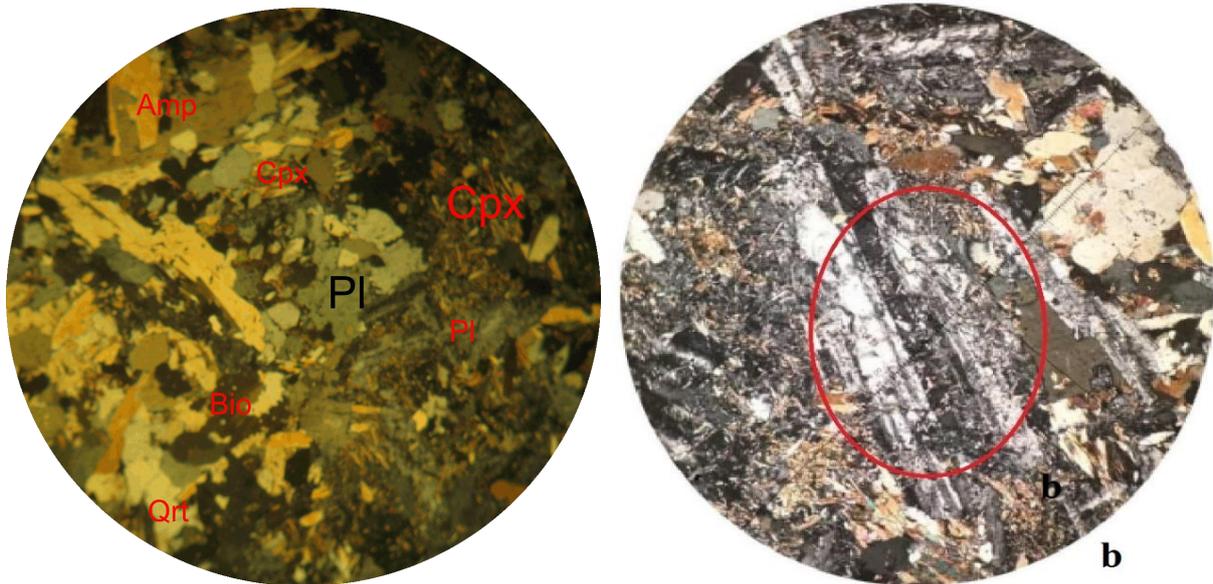


Figure 7a, b : vu microscopique en LPA d'une Dioritique Gabbro de Bled M'Dena. On remarque les plagioclases très altérés par l'hydrothermalisme (LM E29).

Les minéraux opaques : Les opaques sont présents dans le gabbro, représentent près de 1% de la composition modale de la roche. Il se distingue selon leur caractéristique en lumière réfléchie des magnétites en gris acier, il forme en petits baguettes associé avec des cristaux subarrondies. Mais s'observent aussi en inclusions dans pratiquement toutes les phases minérales.

Opq→**cpx**→**amph**→**plagioI**→**plagioII**→**Qtz**

II.2.2 La diorite quartzite, E32A.

Microscopiquement, la roche est de couleur verdâtre, d'aspect massif, les cristaux de feldspath son visible avec l'amphibole qui donne la couleur verte à la roche.

Microscopiquement, La texture est grenue, les cristaux présentent une taille qui oscille entre 0.5mm et 2mm.

Le plagioclase : largement prédominants, sa proportion atteint les 60% de la composition modale de la roche. Il forme des lattes automorphes à Subautomorphe dont la taille est comprise entre 0.2mm à 1mm qui présente parfois la macle Polysynthétique. Le zonage est parfois visible sur certaines sections, et d'autres fois cachées par l'altération en séricite et plus accessoirement en épidote. C'est surtout le cœur du plagioclase qu'en est affecté, traduisant alors une composition probablement plus calcique.

L'Amphibole : (hornblende vert) est assez abondante elle est partiellement altérée en chlorite. Sa proportion est à 10% de la composition modale de la roche. C'est des cristaux prismatiques dont la taille n'excède pas 1mm. Les inclusions de quartz sont fréquentes.

La biotite : représente environ 10% du volume total de la roche. Elle est de couleur brun clair avec des clivages fin et régulier, ces contours sont très nets, relief fort et son pléochroïsme est fort. Un processus de chloritisations déstabilise assez souvent les sections de biotite. Cette altération s'accompagne d'une formation de minéraux opaque qui se répartissent le long du plan de clivage.

Le quartz : Sa proportion ne dépasse pas 10% du volume de la roche, est présenté par des petits grains dont la taille varie entre 0.1à0.9mm, il forme des cristaux exomorphes avec souvent la présence l'extinction roulante.

Le feldspath alcalin : Sa proportion n'excède pas 1% de la composition modale de la roche, C'est des prismes dont la taille varie entre 0.3à 0.5mm. Les cristaux sont subautomorphe à xénomorphes. D'une manière générale le feldspath alcalin forme toujours des plages interstitielles, incolores mais assez souvent troubles.

Le clinopyroxène : les cristaux de clinopyroxène présentent des grains subautomorphe et parfois xénomorphes, représente environ 2 % de la composition modale de la roche, dont la taille des cristaux varie entre 0.2 et 0.8mm. Ils sont verts et légèrement pléochroïque.

Les minéraux accessoires : parmi les minéraux accessoires, nous remarquons surtout l'apatite en baguettes longues et fine. Sa proportion ne dépasse pas le 1% du volume de la roche dont la taille n'excède pas 0.3mm. Elle est plus souvent incluse dans les feldspaths et le quartz.

Les minéraux opaques : principalement magnétites et sulfures apparaissent dans ce facies Dioritiques en petits cristaux, leur proportion varie entre 1 et 3% du volume de la roche, sous forme de petits grains subarrondis pouvant atteindre 0.5mm de diamètre ils sont souvent inclus dans les constituants de la roche.

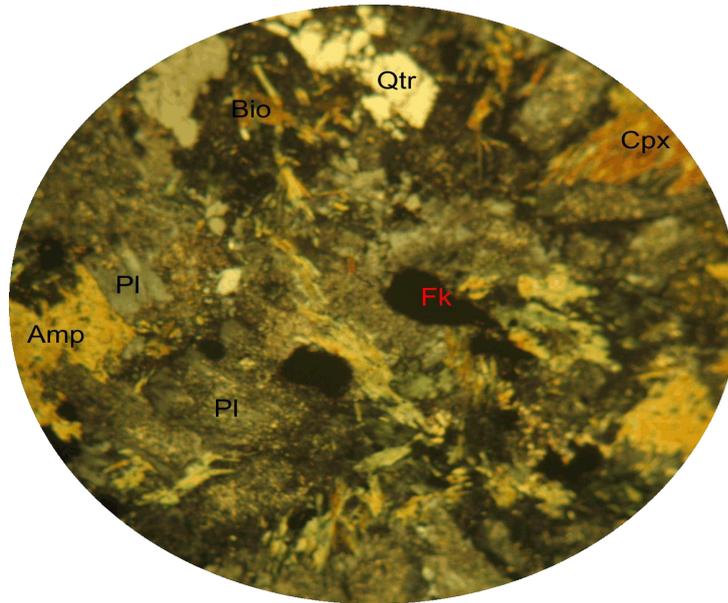


Figure 8 : vue microscopique en LPA d'une Diorite Quartzite (LM E32A).

II.2.3. La Monzodiorite (E34, E41A) :

Les caractères microscopiques montrent que la texture est grenue. Porphyroïde La composition du plagioclase varie entre 35 et 53 %, l'Amphibole entre 34 et 38 % alors que le feldspath alcalin de 1 à 2 %.

Le plagioclase : il est plus important en volume. Sa proportion varie entre 35 et 53% de la composition modale. Il forme des cristaux automorphes à subautomorphe avec un relief moyen de taille millimétrique. Le zonage est parfois visible sur certaines sections. Le plagioclase présente souvent une altération surtout le cœur qui est affecté.

L'Amphibole : Largement prédominant, Sa proportion varie dans les échantillons étudiés de (27% à 38%) de la composition modale, il forme des cristaux automorphes à subautomorphe de taille millimétrique à centimétrique, variant d'un faciès à un autre, on note la présence de macle h_1 . Elle correspond à de la hornblende brune, Elle montre deux habitus différents d'une part des hornblendes en prismes automorphes de 1 à 5mm, d'autre part des hornblendes plus petites formant des baguettes présentant un pléochroïsme faible. Le zonage est parfois visible dans certaine section. Les inclusions des opaques, de clinopyroxène sont assez fréquentes.

Le feldspath alcalin : Moins importante dans le faciès, sa proportion varie entre 1et 2%. Il se présente en petits plage souvent xénomorphes de taille millimétrique. Il renferme des inclusions d'hornblende brune.

La biotite montre une proportion plus faible dans les roches, elle ne dépasse pas 1%. Et dans E34 12% Elle se présente en cristaux subautomorphe, avec des contours souvent irréguliers du brun foncé à Jaune palle.

Le quartz : apparait en très faible proportion dans les roches moins de 1%en volume, Il se présente en petits cristaux xénomorphes avec une extinction roulante.

Le clinopyroxène :il apparait aussi en faible proportion dans les roches (E34, E41A) près de 4%. Il se présente en prisme de près de 3mm de long ou en petites sections polygonales de moins de 0.3mm de diamètre. Le plus souvent nichées entre les cristaux de plagioclase, Les cristaux sont légèrement colorés en Jaune verdâtre avec un faible pléochroïsme. Ils peuvent montrer quelque fois le clivage.

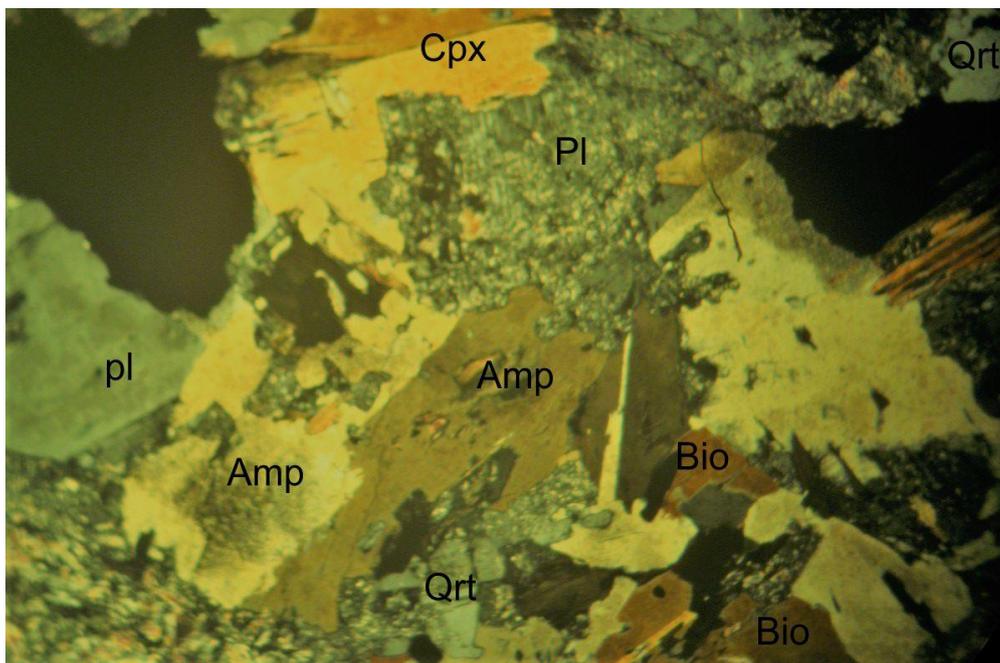


Figure 9 : vue microscopique d'une monzodiorite en LPA (E34).

Les minéraux opaques : Les minéraux opaques sont représentés par des magnétites de couleur gris acier, leur proportion varie de 1 à 3% du volume total de la roche, ils sont xénomorphes. Ces magnétites qui sont parfois altérés, associé à quelques cristaux de sulfure.

II.2.4. Le Granodiorite à Amphibole, E42 :

Elle montre globalement une texture grenue. Les phénocristaux constituant en général le plagioclase et Amphibole sont abondant, la biotite et feldspath alcalin sont présente mais en faible quantité alors que le quartz présente un appauvrissement.

Le plagioclase : largement prédominant dans ce faciès, Sa proportion peut atteindre 33% du volume total de la roche. Il se présente en prismes automorphes à subautomorphe dont la taille varie entre 0.5 à 5mm. Les sections sont très altérées et montre l'aspect trouble caractéristique de sa transformation en calcite.

Le feldspath alcalin : présente une proportion moyenne n'excède pas 12% .Il forme des sections subautomorphes et parfois xénomorphes peuvent atteindre 1mm de long. Elles sont très altérées et renferment des inclusions de plagioclase.

L'Amphibole : est très abondante dans ce faciès et constitue environ 29% du volume total de la roche. Elle se présente en section automorphes et parfois losangiques et qui ne dépassent pas 2mm de large, elle est de couleur brune est son pléochroïsme est faible, les deux clivages caractéristiques des Amphiboles sont visibles. Ces caractéristiques optiques, correspondent à la hornblende brune peut être localement altère par l'épidote.

La proportion de **biotite** dans la roche montre une évolution contraire à celle de l'Amphibole, c'est-à-dire que la proportion est 9% dans la composition modale de la roche, elle présente en cristaux subautomorphe, avec des contours souvent irréguliers et déchiqueté. Elle montre un pléochroïsme intense du brun foncé à Jaune pale. Les inclusions de feldspath alcalin et les minéraux opaques sont fréquents.

Le quartz : il forme à peu près 1% du volume total de la roche. Il forme des cristaux xénomorphes des tailles n'excède pas 0.4mm est souvent caractérisé par une extinction roulante, parfois il est fracturé et éclaté.

Le clinopyroxène : apparait également en faible proportion dans ce faciès, près de 6% du volume total de la roche. Il est présent en sections prismatique ou polygonale ne dépassant guère 1mm de long. Le clinopyroxène est très faiblement coloré. Les clivages sub-orthogonaux apparaissent quelque fois. Le clinopyroxène renferme des inclusions de plagioclase.

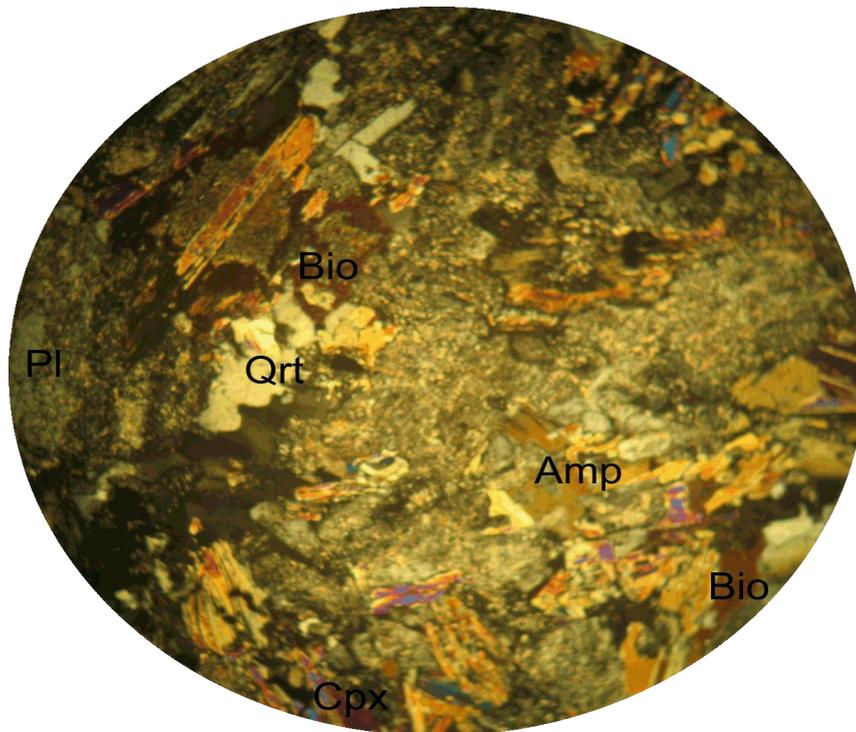


Figure 10 : une granodiorite à amphibole vu au microscope en LPA(E42).

Les minéraux accessoires : ne dépasse pas 1% du volume total de la roche. Elle apparait sous forme de petits cristaux de moins de 1 mm de long, de forme prismatique ou polygonal. Elle est le plus souvent incluse dans le plagioclase.

Les minéraux Opaques des Granodiorite à Amphibole forment de petits grains arrondis de moins de 0.5mm de diamètre. Il se présente en petits cristaux de magnétites mais en faible proportion.

II.2.5. Lamprophyre a Amphibole E45

Une texture Microgrenue, La composition d'amphibole varie entre 45 à 52%, celle de la Biotite entre 25 à 30%, le quartz est à 6% alors que le Cpx entre 5 à 10% avec la présence des minéraux opaques à 1 %, on retrouve dans ce facies, l'allanite (1%) comme élément accessoire.

L'amphibole : très abondant dans ce facies, sa proportion varie de 45 à 52% de la composition modale de la roche, Elle apparait en cristaux prismatiques allongées et parfois en amas, la taille des cristaux ne dépasse pas les 1mm.

La biotite : représente environ 30% des constituants de la roche. Elle est de couleur brune clair avec des clivages fin et régulière, pléochroïsme fort. Un processus de chloritisations déstabilise assez souvent les sections de biotite. Cette altération s'accompagne d'une formation de minéraux opaques qui se répartissent le long des plans de clivage.

Le quartz : peu abondant dans le facies, le quartz apparait sous forme de microcristaux, parfois il forme des agrégats, parfois inclus dans le Cpx, de taille millimétrique, il a une composition de 6% du volumen total de la roche.

Le Cpx : il apparait en faible quantité, variant de 5 à 10%, le Cpx est très altéré dans ce facies, ses cristaux sont de taille millimétrique,

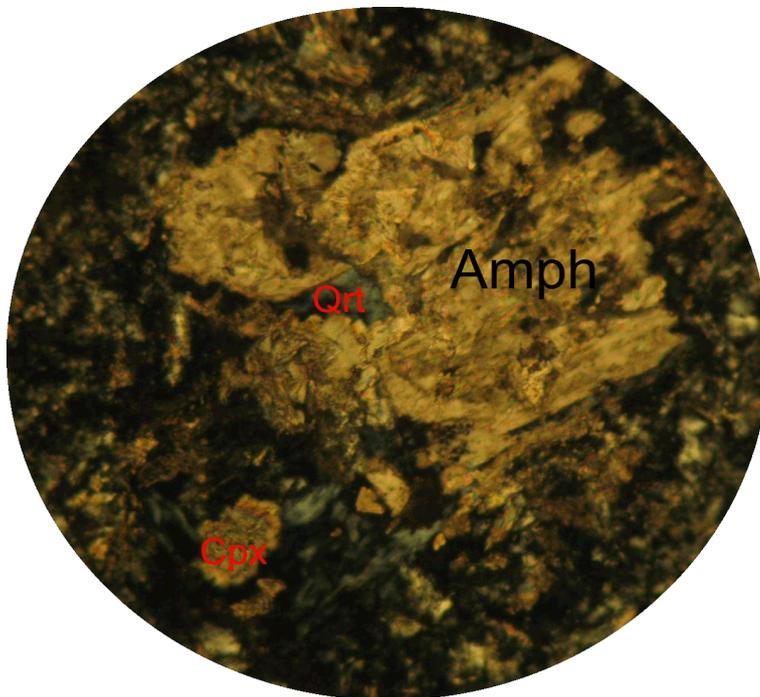


Figure 11 :vu microscopique d'un lamprophyre a amphibole (LPA-E45).

Les minéraux opaques : sont faiblement représentés (1% du volume de la roche).

L'ordre de cristallisation :

Selon les relations mutuelles entre les phases, l'ordre de cristallisation peut être reconstitué comme suite :

Opq → cpx → amph → biot → qrt

II.2.6. Monzogranite E50.

Le Plagioclase : très abondant dans la roche, il constitue 52% de la composition modale de ce facies, le plagioclase se présente sous forme de phénocristaux avec une taille variant de 2 à 8mm, il forme parfois des agrégats polycristallins qui présentent le plus souvent la macle polysynthétique, le plagioclase présente parfois de petites altérations surtout au niveau du cœur.

Il forme des cristaux automorphes de taille millimétrique à centimétrique, montrant parfois un léger zonage.

La Biotite : plus au moins abondant dans le faciès dont la couleur varie entre le brun et le vert, elle constitue 25% de la composition modale de la roche, sa taille varie de 0,8 à 4mm, présence de minéraux accessoires surtout le zircon, de petites taches noires due à la radioactivité du zircon sont observés au niveau des inclusions,

Le Quartz : présent en phénocristaux, ce minéral constitue environ 18% de la composition modale de la roche, les cristaux ont une taille allant jusqu'à 4mm.

Le Zircon : sous forme de minéral accessoire, le zircon est présent en inclusion dans la biotite, sa composition modale dans la roche est d'environ 1%.

L'apatite : moins abondant, l'apatite représente 1% de volume de la roche, elle apparaît comme minéral accessoire.

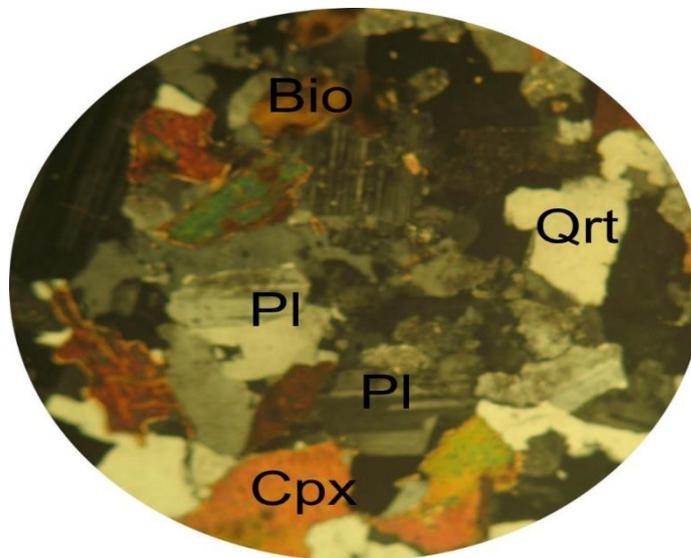


Figure 12 : vu microscopique d'une monzodiorite en LPA (LM E50).

L'ordre de cristallisation :

Zr→apat→pl→biot→qrt

II.2.7. Diorite Quartzite : E52

Présente une texture grenue. La paragenèse minérale est composée d'amphibole variée (15 à 20%), le plagioclase (30 à 42%), le quartz (15 à 20%), la Biotite (5%), le Cpx a (4%), l'apatite (1%) et des opaques en traces.

L'amphibole : légèrement incolore, d'une composition qui varie de 15 à 25% et on note la présence de l'apatite piégée dans l'amphibole montrant ainsi les deux générations, de couleur brune, elle montre une réaction avec l'allanite qui forme une Epidote et il forme parfois des agrégats polycristallins qui présentent le macle H₁.

Le plagioclase : très abondant dans ce faciès, sa proportion varie de 30 à 42% de la composition modale de la roche, il forme des cristaux automorphes de taille comprise entre 0,5 à 5mm, parfois on trouve des amphiboles inclus dans l'amphibole, le plagioclase, présente souvent une altération hydrothermale.

Le Quartz : il se présente en cristaux xénomorphes, interstitielle (il vient en dernière), constitue (15 à 20%) de la composition modale de ces roches. Il se présente en petits cristaux de taille variée entre 0,3 à 2,5mm. Ces cristaux de quartz sont pauvres en inclusions.

La biotite : la proportion de la biotite varie de 2 à 5% de la composition modale de ce faciès, il est présent souvent sous forme de phénocristaux, parfois en microcristaux, sa taille de ce minéral ne dépasse pas le 5mm, elle présente parfois des inclusions de Cpx.

Le Cpx : le clinopyroxène est présent sous forme de Xénomorphes, facilement reconnaissable par sa couleur, il représente 5%, souvent inclus dans le plagioclase et biotite, sa taille millimétrique ne dépasse pas les 0,2mm.

L'apatite : Souvent en inclusion dans les amphiboles, de deuxième génération, l'apatite₁ est inclus dans l'allanite et l'apatite₂ inclus dans l'amphibole, elle se présente en cristaux allongés dont la taille n'excède pas 0,5mm. Sa proportion ne dépasse pas le 1%, facilement reconnaissables à leur fort relief.

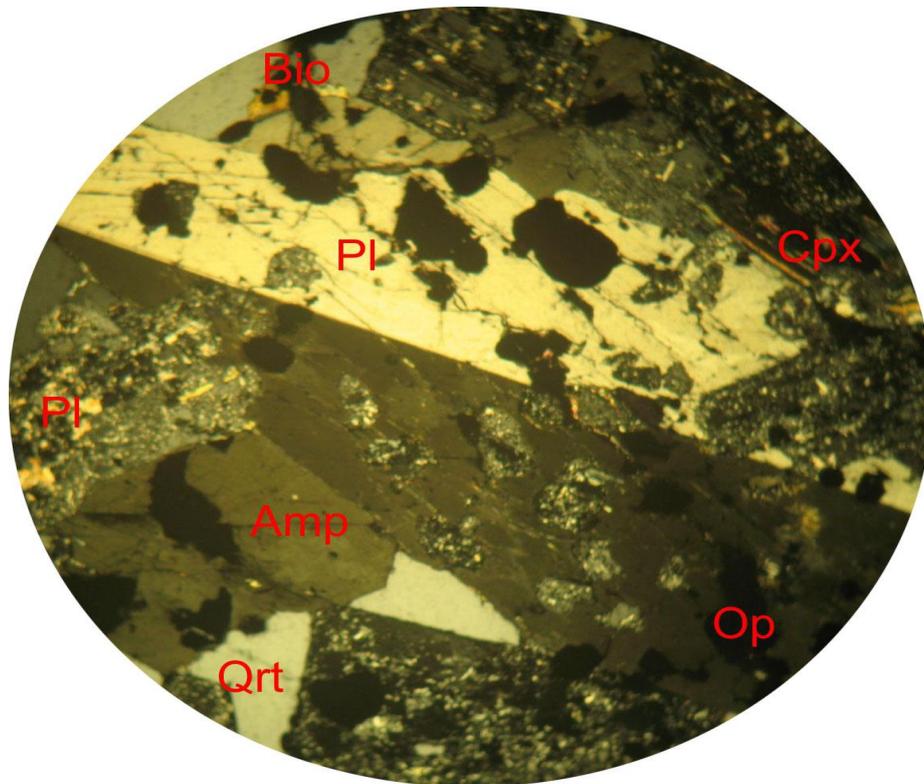


Figure 13 : image illustrative d'une diorite quartzique vu en LPA (LM E52).

L'allanite : elle représente 1% de la roche, l'allanite elle est zonée

Sphène : faiblement représenté, de petite taille, le sphène ne dépasse pas le 1% de la proportion de la roche.

Les minéraux opaques : sont faiblement représentés entre 1% du volume de la roche.

II.2.8. Dolérite E53.

Etude microscopique : très altéré, avec une texture doléritique, il est constitué de 52% de plagioclase, 18% de Cpx, 30% d'Amphibole et 2% de minéraux opaques.

Le Plagioclase : il constitue la majorité de la composition modale de la roche, avec une proportion variante entre 45 à 52% du volume total, formé des cristaux en prisme allongé parfois de phénocristaux très altères en sèricite ou encore de baguettes rectangulaires, il présente des agrégats polycristallins avec la macle H₁, la taille de cristaux varie de 0,4 à 10mm, présence de cristaux de pyroxènes piégés dans ce dernier.

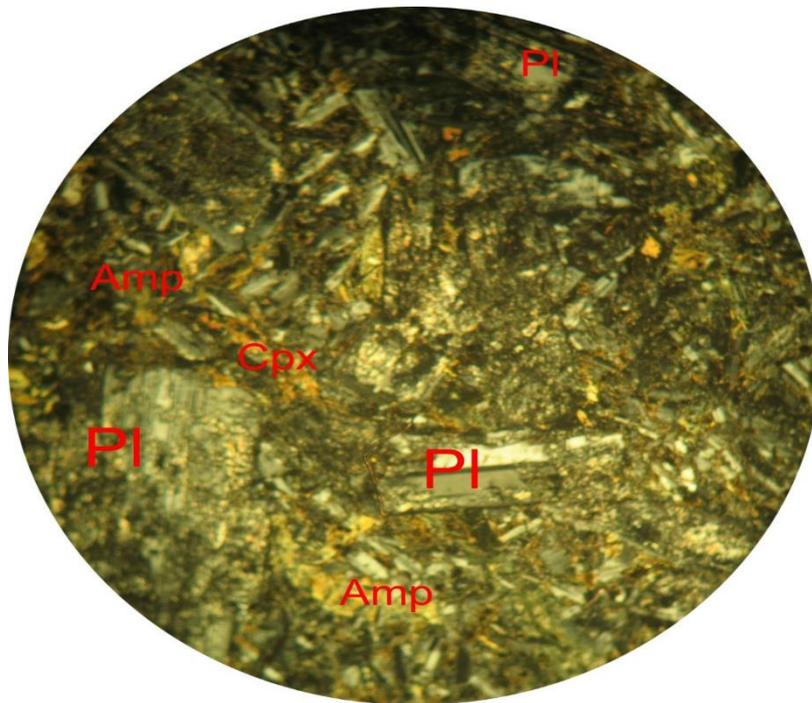


Figure 14 : vu microscopique d'une dolérite en LPA (LM E53).

L'amphibole : moyennement abondant, il constitue 30% de la composition modale de la roche, de couleur verte (hornblende verte), il forme de cristaux automorphes de taille variant de 0,2 à 0,4mm.

Le Cpx : très altéré, sous forme de xénocristaux, le Cpx constitue 18% de la composition modale de ce facies dont la taille de cristaux ne dépasse pas les 0,5mm, légèrement coloré, il est parfois entouré par des amphiboles.

Les minéraux opaques : les opaques sont en faibles proportion dans ce facies, ils occupent 2% du volume total de la roche.

II.2.9. Monzonite E55.

Etude microscopique : avec une texture Monzonitique et une composition d'amphibole d'environ 10%, 3% de Cpx, environ 52% de plagioclase, 30% de biotite, le quartz est à 4% et les opaques sont en 1%.

Le Plagioclase : très abondant dans ce facies, le plagioclase a une composition modale de la roche que varie entre 48 à 52%, il est présent sous forme de phénocristaux, parfois altérés, de taille comprise entre 2 à 10mm, de petits cristaux de plagioclase sont observés avec des

inclusions fluides de taille allant jusqu'à 3mm, présence d'une association des plusieurs individus de plagioclase dans ce facies, formant ainsi une macle H₁, parfois on note des inclusions de Cpx dans les phénocristaux, on le trouve aussi sous d'amas.

Le clinopyroxène : les cristaux de clinopyroxène présentent des grains subautomorphe parfois xénomorphe, ils représentent environ 3% de la composition modale de ce facies, la taille de cristaux de ce Cpx varie de 0,4 à 2mm, parfois en phénocristaux et avec la macle H₁ bien visible, parfois l'hydrothermalisme joue son rôle, altérant ainsi ce Cpx en amphibole,

La biotite : la biotite représente 10% de composition modale de la roche, de couleur brune, elle présente parfois des altérations, des clivages très fins sont observés avec un relief faible dû à l'altération hydrothermale, cette altération est accompagnée par des minéraux opaques.

L'amphibole : avec une proportion modale variant entre 8 à 10%, elle est parfois altérée avec des inclusions de pyroxène et présence de macle H₁, elle se présente en cristaux automorphe, de couleur brune (hornblende brune) dont la taille est comprise entre 1 à 3mm. Des inclusions de minéraux opaques sont souvent fréquents.

Le quartz : il se présente en petit cristaux de taille variant entre les 0,2 à 0,8mm, le quartz apparaît en très faible proportion dans les roches moins de 1% en volume, Il se présente en petits cristaux.

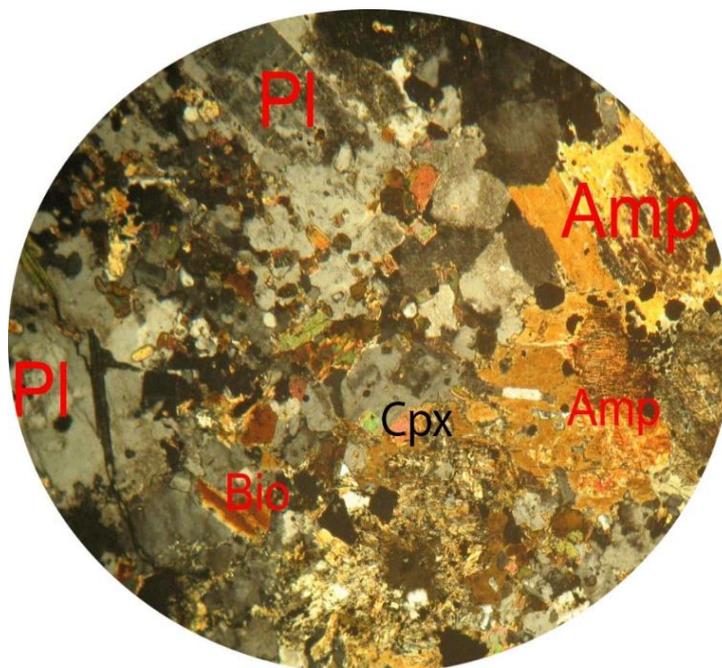


Figure 15 : vu microscopique d'une Monzonite en LPA (E55).

Les minéraux opaques : les opaques sont en minorité dans le facies, ils occupent environ 1% de la composition modale de ce facies,

II.3. Gabbro E60, E48.

Etude microscopique : montre une texture grenue, le gabbro est constitué de 52% de plagioclase, 22% de Cpx, Amphibole 19 %, 4% Quartz et 1% des opaques.

Le plagioclase : le plagioclase est dominant dans ce facies avec une composition modale variant entre 48 à 52% de la composition de la roche, il est formé par de cristaux subautomorphe en prisme allongé, la taille variant de 0,4 à 5mm, parfois on note la présence de phénocristaux altéré en séricite, il forme parfois des agrégats polycristallins qui présentent le plus souvent la macle polysynthétique, présence des inclusions de xénocristaux de pyroxène dans le plagioclase(**E48**).

Le Clinopyroxène : le Cpx est moyennement abondant dans la roche, représentant environ 22% de la composition modale de ce facies, il se présente sous forme de xénocristaux interstitiel, sa taille varie de 0,2 à 2mm, souvent très altéré et présence de macle H₁ (**E48**).

L'amphibole : il représente 19% de la composition modale de la roche, de couleur brune, cette amphibole provient de l'altération du pyroxène, on le trouve souvent en phénocristaux parfois en agrégat, sa taille ne dépasse pas le 4mm.

Le quartz : avec une composition modale de la roche variant entre 2 à 4%, le quartz est sous forme de xénomorphe, parfois en microcristaux, avec une taille millimétrique, le quartz dans ce facies ne dépasse pas les 3mm.

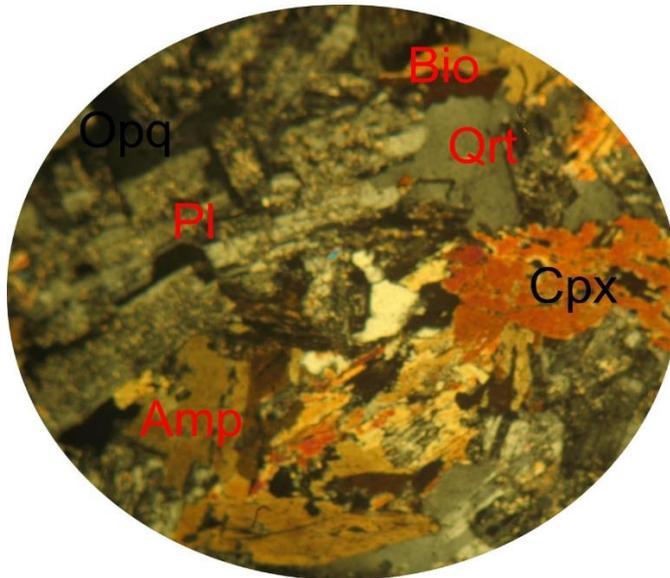


Figure 16 : vu microscopique d'un gabbro en LPA.

Les opaques : les minéraux opaques représentent 1% du volume total de la roche, ils sont xénomorphe.

II.3.1. Gabbro diorite E61.

Etude microscopique : avec une texture Micro Grenue, et une composition de Plagioclase que varie de 45 à 52%, Amp (30%), le pyroxène a 13% le quartz 3%, les opaques et la calcite ont 1% chaque.

Les Plagioclases : très abondants dans ce facies ils se présentent sous forme de prisme allongée, ils représentent 52% de la composition modale de la roche, présente des cristaux xénomorphes, parfois automorphe de taille millimétrique variant de 2 à 5mm, il est présent parfois en phénocristaux, il forme parfois des agrégats polycristallin que présente souvent la macle polysynthétique, une altération est souvent vérifiée au niveau du cœur, traduisant ainsi une probable composition calcique.

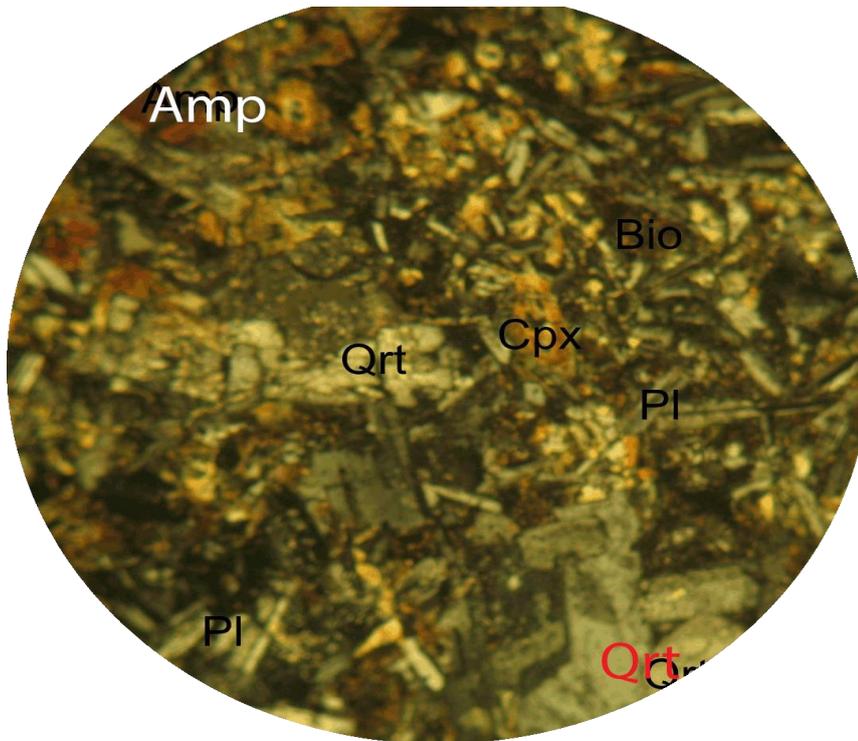


Figure 17 : photo illustrative d'un gabbro diorite vu au microscope en LPA (E61).

Le Clinopyroxène : le Cpx est moyennement abondant dans ce facies, représentant ainsi une composition modale de la roche d'environ 13%, il présente une forme cristalline en prisme, souvent altéré,

L'Amphibole : avec 30% de la composition modale de la roche, l'amphibole est présent sous forme de xéno cristaux, de couleur verte, la taille de ses cristaux ne dépasse pas les 4mm, cette amphibole c'est le résultat de l'altération hydrothermale du pyroxène.

Le Quartz : le quartz dans ce facies est formé d'environ 3% du volume total de la roche, il forme de cristaux de taille que n'excède pas les 0.6mm, parfois fracturé, dans ce facies, le quartz est associé avec la calcite que représente 1% du volume de la roche,

Les opaques : les minéraux opaques sont en faibles quantités représentant environ 1% de la roche.

II.3.2. Andésite E63A, E63B

L'étude microscopique de cette roche nous révèle une association simple de texture lithoclastique et se résume à des phénocristaux de plagioclase, des petites paillettes de biotite, de l'amphibole mais à faible pourcentage. La roche est vitro clastique formée de fragments lithiques et des petits grains de poche de quartz sous forme de filon (**Fig.18b**),

Le plagioclase : très abondant dans ce facies, il constitue 52% du volume total de la roche, des cristaux de taille variable dont la dimension varie entre 1 à 2mm, les phénocristaux sont bien maclés, parfois zoné. Il se présente sous différents aspects : éclat en forme de lame de poignard ou cristaux éclatés et craquelés. Cette morphologie particulière du plagioclase est due aux tensions internes responsables de l'éclatement du cristal au cours des explosions et du refroidissement et l'apparition de fentes par laquelle s'injecte la mésostase, Il se présente aussi en amas microcristallin dont la taille ne dépasse pas 0,1mm.

Le quartz : il représente 20% du volume total de la roche, sous forme bipyramidé, il se présente sous forme de plusieurs habitus, mais aussi en sections très allongé, la taille des cristaux varie entre 2et 3mm. Une texture micro pegmatitique graphique, extension onduleuse, il présente des inclusions d'amphibole et une macle H1(**E63B**) et de Carlsbad (**E63A**),

Le clinopyroxone : le Cpx dans ce facies il occupe 2% de la composition modale de la roche, sous forme de microcristaux, parfois amphibolisé par l'effet hydrothermal, sa taille millimétrique ne dépasse pas 0,8mm.

L'amphibole : il occupe 15% du la composition modale de la roche, de couleur verte (hornblende vert), dans ce facies, il provient de l'action d'hydrothermal qui a transformé le Cpx en amphibole, la taille de ses cristaux varie de 0,8 à 3mm.

La biotite : en très faibles pourcentage 8% de la composition modale de la roche, C'est l'unique phase ferromagnésienne présente dans cette roche, elle montre des lamelles inframillimétriques chloritisées, renfermant des inclusions de magnétites.

Le feldspath : avec une proportion moins importante, environ 1%, il se présente en microcristaux (0.2 mm), la macle Carlsbad est quelques fois présente. La majorité des cristaux sont déchiquetés en petits fragments kaolinisés, ce qui leur donne un aspect très trouble en lumière naturelle.

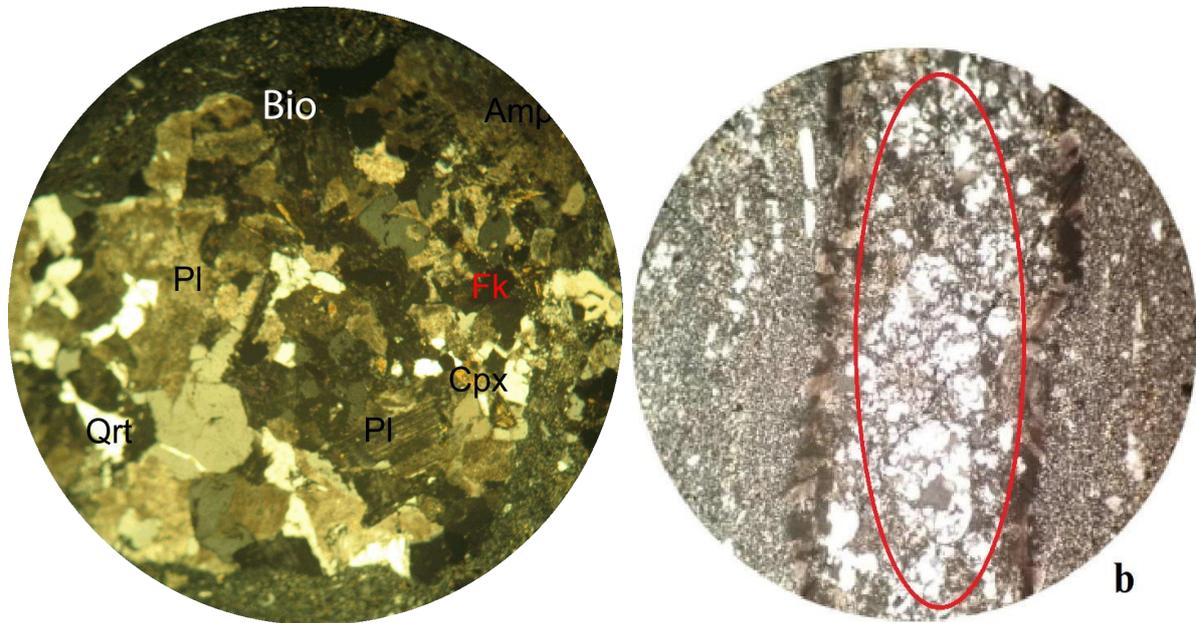


Figure 18 : vu microscopique d'une andésite en LPA (LM E63A, B).

Conclusion :

L'étude pétrographique nous a révélé un ensemble de faciès intéressant avec des roches magmatiques de différentes textures qui correspondents aux faciès cités dans la littérature et qui affleure dans la région des Eglabs ; le tableau ci-dessous récapitule les différents faciès étudiés.

ECH.	TEXTURE	COMPOSITION MINÉRALOGIQUE	NOMENCLATURE
E29	Grenue	Pl (45%), Amp (42%), Bio (2%) F. K<1%,Qz<1% Op<1%.Cpx(8%).	Diorite Gabbroïque
E32A	Grenue	Pl (60%),Amph(10%),biot (10%),Qz(10%),Op(6%),F.K<1%,Cpx2%,Apt<1 %	Diorite Quartzite
E34,41 A	Grenu, Micro grenue porphyroïde	Pl:(48%) ;Amph :(34%),F.K(2%) ;Biot :(12%);O p<1% et Pl:(53%);Amph:(38%); Cpx: (4%)Qz:1%; Biot:1% ; F.k<1%;Op<1%.	Monzodiorite
E42	Grenue	Pl :(33%); Amph: (29%);Fk(12%),Bio(9%), Cpx(6%),Qrt(1%), Op(1%)	Granodiorite a amphibole
E45	Microgrenue	Amp(52%),Biotite(30%),Cpx(10%),Qrt(6%), Opaque(1%), Accessoire (1%)	Lamprophyre a Amphibole
E50	Grenue	Biotite (25%), Apatite (1%), Qrt (18%), Pl (52%), Zr (1%), Cpx(3%)	Monzogranite
E52	Grenue	Amp(25%),quartz(20%),Pl(42%),Biot(5%),Cpx(4 %),opaque(1%),apatite(1%), sph(1), All(1%)	Diorite Quartzique
E53	Doléritique	Pl (52%), Cpx(18%), Amph (30%), opaques (2%)	Dolérite
E55	Monzonitique	Amp(10%),Pl(52%),Biotite(30%),Qrt(4%),Cpx(3%) ,opaques(1%),	Monzonite
E61	Microgrenue	Pl(52%),Cpx(13%),Qrt(3%),Amp(30%),Opq(1%),c alcite(1%)	Gabbro diorite
E60, E48	Grenue	Pl (52%), Cpx (22%),Qrt(4%),Amp(19%) opaques (1%)	Gabbro
E63A, E63B	Microgrenue	Pl (52%), Cpx (3%),Amp(15%),Qrt(20%),FK(1%), Bio(8%)	Andésite

Tableau1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques pétrographiques du secteur étudié.

Abréviations : Qrt : Quartz, Pl : Plagioclase, AMP : Amphibole, FK : Feldspath potassique, Cpx : Clinopyroxène, Ap : apatite, All : Allanite, Opa : opaques, Sph : Spheene, Facies : Syenodiorite Quartzique, Gabbronorite, Lamprophyre a Amphibole, Rhyodacite, Granitoide, Micro gabbro, Monzogranite, lamprophyre a amphibole.

III. Étude géochimique

III.1 Introduction

La distribution des éléments majeurs dans les roches magmatiques, permet clairement de distinguer l'emplacement de nos roches dans le diagramme de nomenclature de Cox et al. (1979)

Avec l'aide de traceurs, la géochimie permettra de caractériser les grands réservoirs chimiques de la terre, détecter les probables anomalies et suivre le transfert des éléments dans les processus pétrogénétique.

Les éléments majeurs et traces permettront d'établir une classification et une caractérisation géochimique de ces facies, proposant le contexte géodynamique et éventuellement la source de la genèse de magma de nos roches.

III.2. Classifications et caractéristiques géochimiques

Les roches de notre secteur d'étude (Bled M'Dena), ont une composition basique, intermédiaire ($52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$), quelques-unes acide ($\text{SiO}_2 > 65\%$), placées dans le diagramme de (Le Bas et al., 1986), elles se situent dans le champ de basalte, basaltes andésitiques, trachyandesites et rhyolite, dans le même diagramme, la courbe de Miyashiro (1978), sépare la série alcaline de la sub-alcaline.

III.2.1. Diagramme TAS (Total Alkalis Silica diagram).

Établi par (Le Bas et al., 1986), le diagramme TAS (Total Alkalis Silica Diagram) fournit une classification et nomenclature des roches magmatiques plutoniques. Il consiste à représenter les éléments alcalins en fonction de SiO_2 exprimés en pourcentage de poids d'oxyde. Dans notre cas, les échantillons qui ont été analysés occupent le domaine des basaltes, basaltes andésitique et rhyolite de la série sub-alcaline pour les échantillons E52, E34 ; E29, E41, E42, E45, E60, E61 et E50, E62, E63 respectivement et le domaine des Trachyandesites pour E32A, E53 noir et vert, E55 de la série alcaline.

CH.	LOI	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	P2O5 (%)	Mg#	FeO	TTLMJR (%)
E29	1,4	52,72	0,7	13,30	10,09	0,163	9,4	8,33	2,74	1,11	0,24	64	8,6	100
E32A	1,48	54,84	0,96	15,93	9,08	0,131	3,6	7,01	3,44	2,91	0,536	45	7,7	99,9
E41	1,63	54,47	0,72	17,94	9,17	0,148	4,1	6,92	3,37	1,31	0,304	48	7,7	100
E42	2,31	54,47	0,6	13,90	9,17	0,13	8,3	7,33	2,61	0,94	0,195	66	7,7	100
E45	6,7	52,91	0,72	15,85	7,87	0,115	4,0	5,70	3,70	1,44	0,278	50	6,6	99,3
E50	0,94	69,22	0,35	14,91	3,29	0,04	1,5	2,67	3,60	3,13	0,163	50	2,7	99,8
E52	2,2	50,70	0,74	16,36	11,27	0,159	6,2	7,52	2,80	1,09	0,331	63	9,6	99,4
E53Noir	1,28	55,50	0,82	18,07	6,97	0,097	3,4	6,35	3,51	3,43	0,456	50	5,9	99,9
E53Vert	1,36	55,11	0,85	17,79	6,85	0,095	3,4	6,29	3,69	3,34	0,444	50	5,8	99,2
E55	1,04	55,43	0,9	15,87	7,58	0,111	4,9	5,45	4,47	3,6	0,692	57	6,4	100
E60	0,49	54,62	0,85	15,29	9,97	0,144	6,3	8,93	2,22	1,32	0,289	57	8,5	100
E61	1,34	53,99	0,84	15,03	9,87	0,142	6,1	8,85	2,22	1,23	0,239	58	8,4	99,8
E62	0,37	66,81	0,55	15,00	4,59	0,091	1,2	2,94	4,47	3,33	0,22	38	3,9	99,6
E63	0,37	67,88	0,49	15,05	4,42	0,084	1,1	2,83	4,61	3,34	0,233	29	3,7	100
Elt/ECH	E29	E32A	E41	E42	E45	E50	E52	E53NOIR	E53VERT	E55	E60	E61	E62	E63
V(ppm)	183	334	209	181	132	51	236	129	124	133	157	168	53	49
Cr(ppm)	530	42	30	632	59	51	202	57	56	261	193	171	24	30
Co	36	25	17	40	19	10	35	23	19	26	40	42	11	4
Ni	47	0	0	112	0	7	37	12	13	51	51	51	4	0
Cu	92	314	180	118	58	45	65	94	87	124	67	72	25	37
Zn	91	84	94	88	76	41	104	69	65	97	80	87	74	65
Ga	21	20	23	20	21	18	24	22	19	23	21	22	19	21
Rb	37	81	45	31	57	119	37	130	123	136	44	42	104	94
Sr	505	808	694	524	639	384	724	675	656	974	214	248	402	414
Y	20	18	21	14	14	13	15	19	19	20	23	22	24	27
Zr	114	105	99	71	88	144	52	154	147	320	134	132	247	248

Nb	0	4	4	0	0	6	0	6	5	14	8	6	10	10
Cs	0	42	0	0	0	34	60	43	69	0	0	0	44	0
Ba	293	557	546	361	585	717	316	1093	1081	822	439	563	850	961
Ce	0	57	76	28	57	77	55	68	59	141	51	29	82	100
La	0	0	21	0	25	36	0	42	0	42	24	0	39	44
Hf	0	0	0	0	0	15	0	0	0	9	0	0	9	10
W	0	25	9	0	0	0	0	11	11	0	0	0	0	0
Pb	0	9	27	21	22	27	0	9	11	26	17	43	15	14
Th	13	27	7	7	11	14	10	13	10	18	6	2	9	5
U	7	17	0	0	5	6	0	6	0	9	0	0	0	0
TTL(ppm)	1989	2569	2102	2248	1868	1815	1972	2675	2574	3246	1569	1700	2045	2133

Tableau2 : Compositions chimiques des éléments majeurs et en traces des roches de Bled M'Dena.

REMARQUE : Mg# et FeO sont calculés.

$$\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3 * 85 / 100$$

$$\text{Mg\#} = \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$

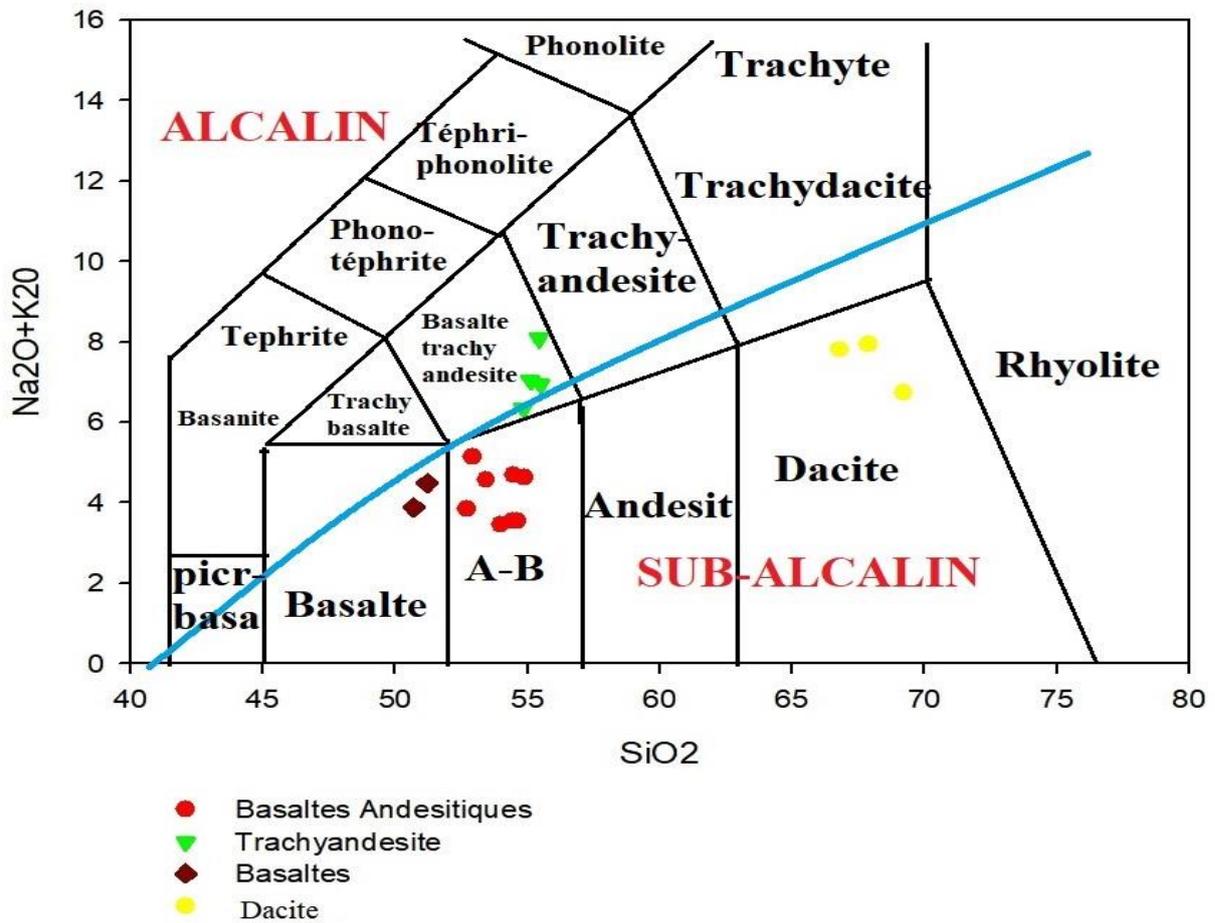


Figure 19 : Position des roches dans le diagramme binaire TAS de nomenclature (Le Bas et al., 1986) le trend de Miyashiro (1978), sépare le domaine Alcalin du sub-alcalin.

III.2.2. Diagramme SiO_2 Vs FeO_t/MgO

Ce diagramme a été établi par Miyashiro (1978), Il distingue la série tholéïtique, la série calco-alcaline, Le comportement des analyses montre que les basaltes andésitiques, les basaltes et les dacites occupent le champ de la série sub-alcaline alors que les trachyandésites sont projeté dans le domaine des série alcalines (fig. 19).

La figure 20 montre que les roches sont éparpillées dans les 2 domaines à savoir : Basalte E52, Basalte andésitique E41 ; E42A ; E45, trachyandésites E32A et rhyolite E62; E63 sont dans le domaine tholéïtique, alors que le basalte E34, les basaltes andésitiques E29;E34;E48;E60;E61, les trachyandésites E53Noir et vert; E55 et la dacite E50 sont dans le domaine calco-alcalin.

Avec des valeurs de FeO que varient entre 2,7 et 9,9, alors que les valeurs de FeO_t varient de 5,99 à 18,69.

Le rapport FeOt / MgO a des faibles valeurs pour les facies basiques et intermédiaires variant de 1,98 à 4,65 alors que les facies les plus acide ont de valeur de rapport FeOt / MgO que varient de 4,02 à 7,26.

Ech. / Elts.	SiO2 (%)	FeO	Fe2O3 (%)	FeOt	MgO (%)	FeOt/MgO
E29	52,72	8,6	10,09	18,69	9,4	1,9860816
E32A	54,84	7,7	9,08	16,78	3,6	4,6559378
E41	54,47	7,7	9,17	16,87	4,1	4,0862194
E42	54,47	7,7	9,17	16,87	8,3	2,0241239
E45	52,91	6,6	7,87	14,47	4,0	3,591067
E50	69,22	2,7	3,29	5,99	1,5	4,0364127
E52	50,70	9,6	11,27	20,87	6,2	3,3562239
E53Noir	55,50	5,9	6,97	12,87	3,4	3,7511655
E53Vert	55,11	5,8	6,85	12,65	3,4	3,7715479
E55	55,43	6,4	7,58	13,98	4,9	2,8589246
E60	54,62	8,5	9,97	18,47	6,3	2,9540947
E61	53,99	8,4	9,87	18,27	6,1	3,0077392
E62	66,81	3,9	4,59	8,49	1,2	6,8601455
E63	67,88	3,7	4,42	8,12	1,1	7,2620751
E34	51,21	8,1	9,56	17,66	8,15	2,1668712
E41A	54,86	7,7	9,09	16,79	4,24	3,9599057
E48	53,45	3,8	4,45	8,25	2,9	2,8448276

Tableau 3 : compositions chimiques des éléments majeurs pour le Diagramme SiO2 Vs FeOt/MgO de Miyashiro (1978).

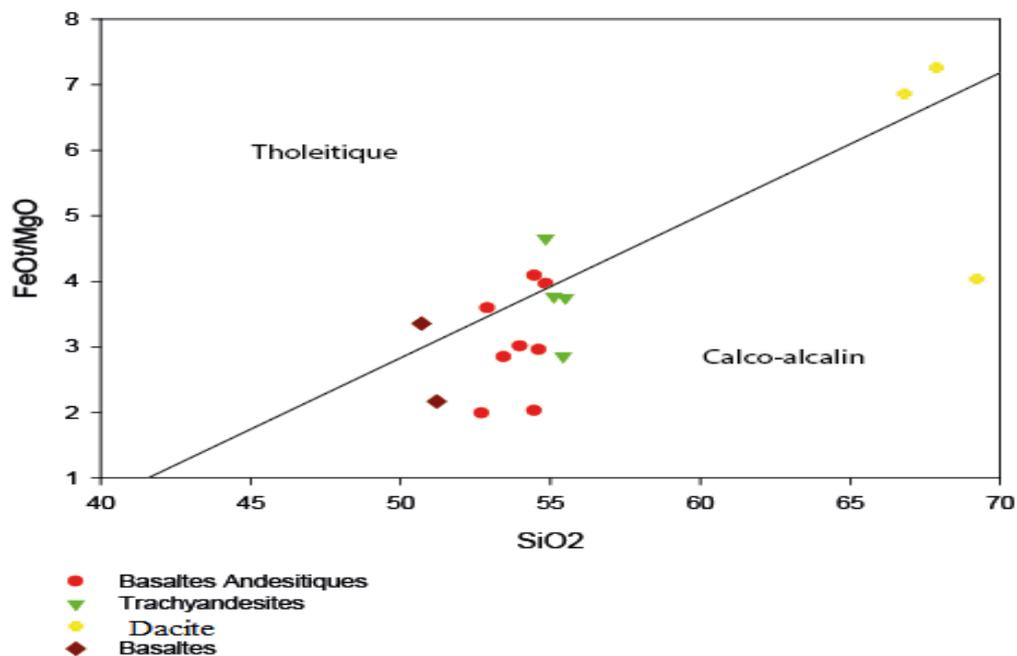


Figure 20 : Diagramme SiO2 Vs FeOt/MgO de Miyashiro (1978).

III.2.3. La norme CIPW.

ECH.	LOI	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	Mg#	FeO	Fe ₂ O _{3t}	TTLMJR%
E29	1,4	52,72	0,697	13,30	10,09	0,163	9,4	8,33	2,74	1,114	0,24	64	8,6	1,51395	100,202
E32A	1,48	54,84	0,961	15,93	9,08	0,131	3,6	7,01	3,44	2,913	0,536	45	7,7	1,362	99,922
E41	1,63	54,47	0,722	17,94	9,17	0,148	4,1	6,92	3,37	1,31	0,304	48	7,7	1,3758	100,127
E42	2,31	54,47	0,598	13,90	9,17	0,13	8,3	7,33	2,61	0,942	0,195	66	7,7	1,37475	99,976
E45	6,7	52,91	0,715	15,85	7,87	0,115	4,0	5,70	3,70	1,435	0,278	50	6,6	1,1808	99,306
E50	0,94	69,22	0,346	14,91	3,29	0,04	1,5	2,67	3,60	3,133	0,163	50	2,7	0,4929	99,785
E52	2,2	50,70	0,743	16,36	11,27	0,159	6,2	7,52	2,80	1,09	0,331	63	9,6	1,69035	99,396
E53Noir	1,28	55,50	0,824	18,07	6,97	0,097	3,4	6,35	3,51	3,432	0,456	50	5,9	1,0461	99,916
E53Vert	1,36	55,11	0,85	17,79	6,85	0,095	3,4	6,29	3,69	3,342	0,444	50	5,8	1,0269	99,179
E55	1,04	55,43	0,897	15,87	7,58	0,111	4,9	5,45	4,47	3,601	0,692	57	6,4	1,13745	100,037
E60	0,49	54,62	0,851	15,29	9,97	0,144	6,3	8,93	2,22	1,316	0,289	57	8,5	1,49535	100,375
E61	1,34	53,99	0,838	15,03	9,87	0,142	6,1	8,85	2,22	1,232	0,239	58	8,4	1,4799	99,823
E62	0,37	66,81	0,549	15,00	4,59	0,091	1,2	2,94	4,47	3,334	0,22	38	3,9	0,6879	99,607
E63	0,37	67,88	0,492	15,05	4,42	0,084	1,1	2,83	4,61	3,337	0,233	29	3,7	0,66285	100,421
E34	0,11	51,21	0,53	15,26	9,56	0,15	8,2	8,21	2,84	1,65	0,16	65	8,13	1,434	99,51
E41A	0,05	54,86	0,71	17,88	9,09	0,15	4,2	6,96	3,09	1,53	0,29	48	7,7	1,3635	100,25
E48	0,02	53,45	0,43	22,46	4,45	0,06	2,9	9,52	3,11	1,46	0,11	47	3,78	0,6675	99,67

Tableau4 : Composition chimiques des éléments majeurs de Bled M'Dena.

REMARQUE : les éléments FeO, Mg# et Fe₂O_{3t} sont calculés. $FeO = Fe_2O_3 * 85 / 100$,
 $Fe_2O_3t = Fe_2O_3 * 15 / 100$, $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$

Le calcul de la norme CIPW des roches volcaniques de Bled M'Dena, montre deux compositions distinctes, résultat de se traduisent par la présence de :

- Quartz normatif compris entre 00 et 6.26%,
- Le plagioclase normatif varie entre 43,48 et 69,30 alors que, L'ilménite varie de 0,28 à 1,82.
- Hyperstène normatif avec des pourcentages importants, variant entre 4,37 et 28,33%,
- Diopside normatif entre 1.33 et 13.13%.

Dans le diagramme de Thompson (1984), ces analyses normatives sont regroupées dans le triangle (Di-Q-Hy). Les roches étudiées ont donc des compositions de tholéiites à olivine pour les échantillons E29, E34 et E55 tholéiites à olivine donc formés à partir d'un magma saturé en Silice, alors que les reste des échantillons ont une composition de tholéiites a quartz. Elles se seraient formées à partir d'un magma sursaturé en silice.

Min/Ech	Qrt	Pl	Orth	Corun	Dio	Hyp	Oli	Ilm	Mag	Apa	Total
E29	0,00	43,90	6,56	0	15,48	26,87	1,83	1,31	2,22	0,56	98,73
E32A	2,07	48,54	17,20	0	9,87	15,71	0,00	1,82	1,97	1,25	98,43
E41	4,78	58,47	7,74	0	2,01	21,30	0,00	1,37	2,00	0,70	98,37
E42	5,10	45,52	5,56	0	9,46	28,33	0,00	1,14	1,99	0,46	97,56
E45	4,74	53,69	8,51	0	3,36	18,47	0,00	1,37	1,73	0,65	92,52
E52	0,21	52,54	6,44	0,71	5,21	28,17	0,00	1,41	2,45	0,76	97,19
E53N	1,67	53,12	20,27	0	4,21	15,18	0,00	1,56	1,52	1,07	98,60
E53V	0,99	53,34	19,74	0	5,15	14,50	0,00	1,61	1,49	1,02	97,84
E55	0,00	50,43	21,27	0	8,14	4,37	9,79	1,71	1,65	1,60	98,96
E60	6,07	46,64	7,80	0	11,97	23,02	0,00	1,61	2,17	0,67	99,95
E61	6,26	46,20	7,27	0	12,29	22,21	0,00	1,60	2,15	0,56	98,54
E34	0,00	48,05	9,75	0	12,78	14,03	9,76	1,01	1,94	0,37	97,69
E41A	5,64	56,54	9,04	0	1,86	21,66	0,00	1,35	1,97	0,67	98,73
E48	3,49	69,30	8,63	0	2,90	11,59	0,00	0,82	0,97	0,25	97,95
E50	23,37	42,66	18,5	1,13	0	15,65	0	0,66	0,71	0,37	103,05
E62	17,81	49,44	18,5	0	1,64	10,19	0	1,04	1,00	0,37	99,99
E63	18,21	49,38	19,74	0	1,84	9,44	0	0,93	0,96	0,53	101,03

Tableau 5 : Composition normatives des roches de Bled M'Dena.

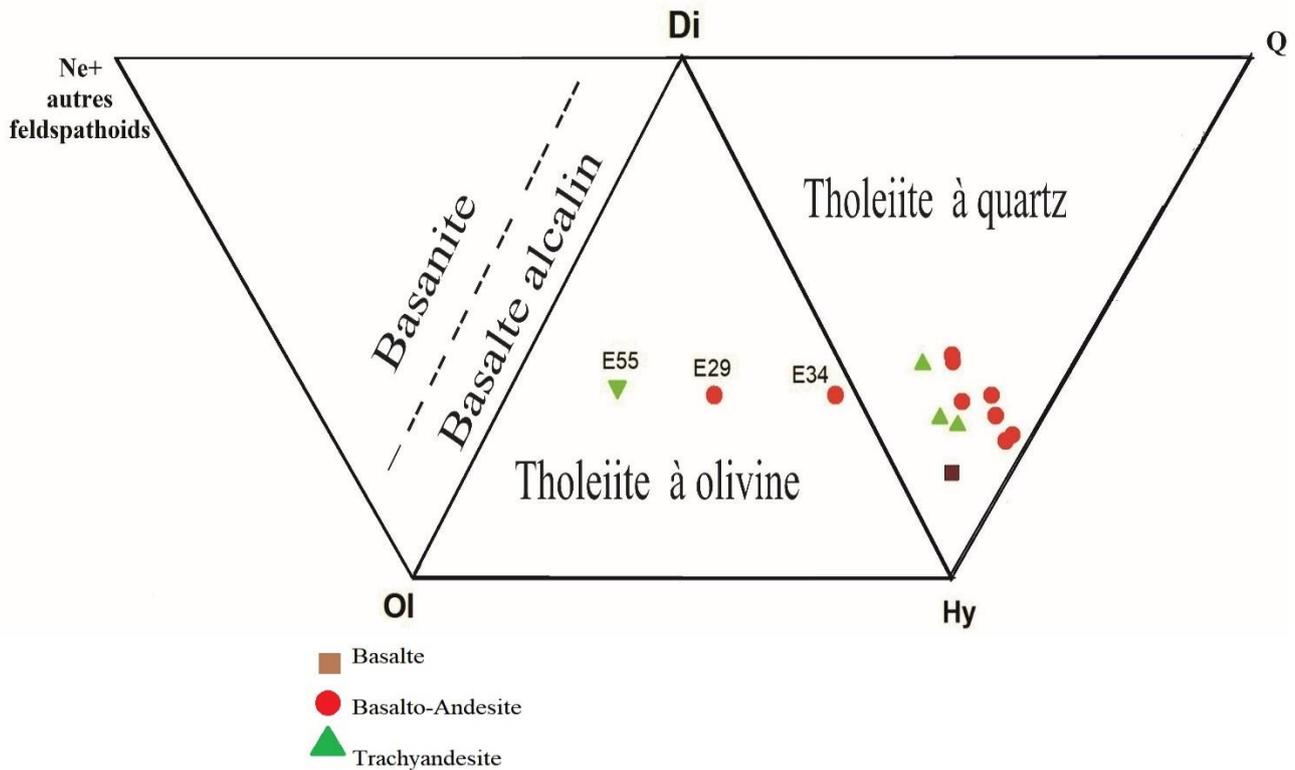


Figure 21. : Position des roches dans le diagramme normatif de Thompson (1984).

III.4. Comportement des éléments majeurs

Les roches de Bled M'Dena, dont la paragenèse primaire est dominée dans sa majorité par les plagioclase, Clinopyroxène, biotite, quartz, amphibole et les opaques, sont de composition basique à acide (SiO_2 compris entre 50,70 à 69,22%), avec un faible pourcentage de perte au feu que varie de 0,37 à 6,7 traduisant ainsi la fraîcheur de ces roches. Des teneurs très faibles à modéré en TiO_2 (0,492 à 0,961%) montrant une anomalie positive pour les trois champs, P_2O_5 (0,22 à 0,692%), Fe_2O_3 (4,419 à 11,269%), les rapports $\text{Mg}\#$ (29 à 66) et les faibles teneurs en MgO (1,1 à 9,4%), En remarque que les laves de Bled M'Dena où les échantillons sont frais (perte au feu < 2%), le magnésium atteint 9,4%, par contre dans les échantillons altérés **E45** ($\text{PF} \geq 6\%$) le MgO est de 4,0%.

Les teneurs en Na_2O oscillent entre 2,22 et 4,61%, montre une teneur trop forte qui pourrait être liée à une transformation secondaire de type albitisation des plagioclases calciques.

Les basaltes de Bled M'Dena présentent une moyenne de 6,6% en FeO Cette valeur reflète la cristallisation des oxydes opaques.

Dans le diagramme Al_2O_3 Vs SiO_2 , deux champs sont visibles, le premier c'est celui des roches les plus évolués montrant une augmentation progressive de Al_2O_3 (19,295 à 18,071%) avec une faible variation en SiO_2 (50,703 à 55,428%), on remarque une cristallisation lente de feldspath par rapport à l'évolution du SiO_2 sauf pour les facies trachyandesitique, par contre, le deuxième champ, les valeurs de la silice sont considérablement élevées variant entre 66,808 et 69,222. Dans le diagramme de CaO en fonction de SiO_2 , en général, une anomalie positive est observée avec des valeurs de CaO allant de 2,67 à 2,94 pour les échantillons évolués, par contre, pour les échantillons basiques, ont des valeurs de CaO que varient entre 5,45 et 8,93.

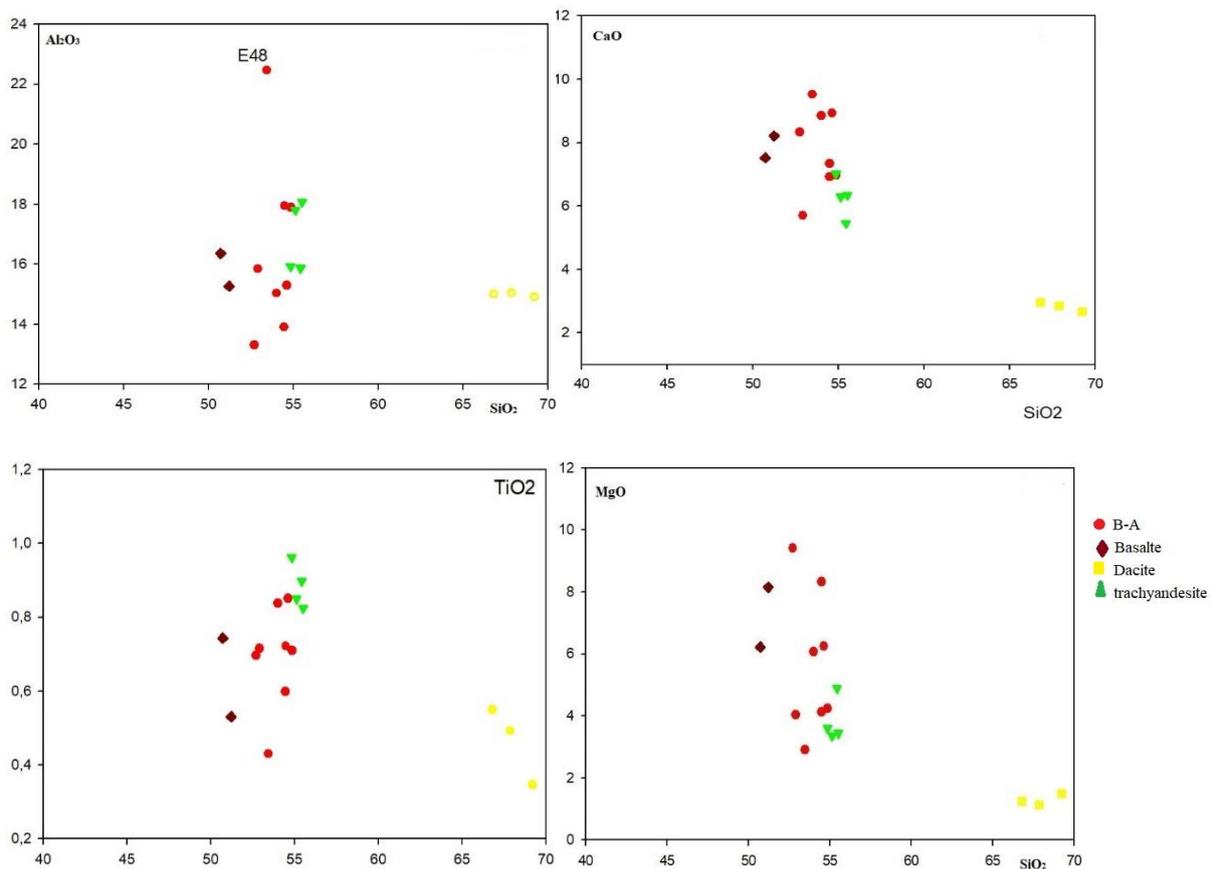


Figure 22 : diagrammes des éléments majeurs versus SiO_2

III.4.1. Diagramme TiO_2 - Zr (A-F-M-U) :

Ce diagramme est utilisé pour différencier entre les roches magmatiques felsiques et celles mafiques et ultramafiques, on observe que l'ensemble de nos échantillons tombent dans 2 champs différents, celui des roches felsiques pour les échantillons E50, E55, E62 et E63 et le

champ de roches mafiques et ultramafiques pour le reste des échantillons tandis que, les échantillons dont l'étude pétrographique a été réalisé par Safi², tombent tous dans le même champ, celui de roches mafique et ultra mafique.

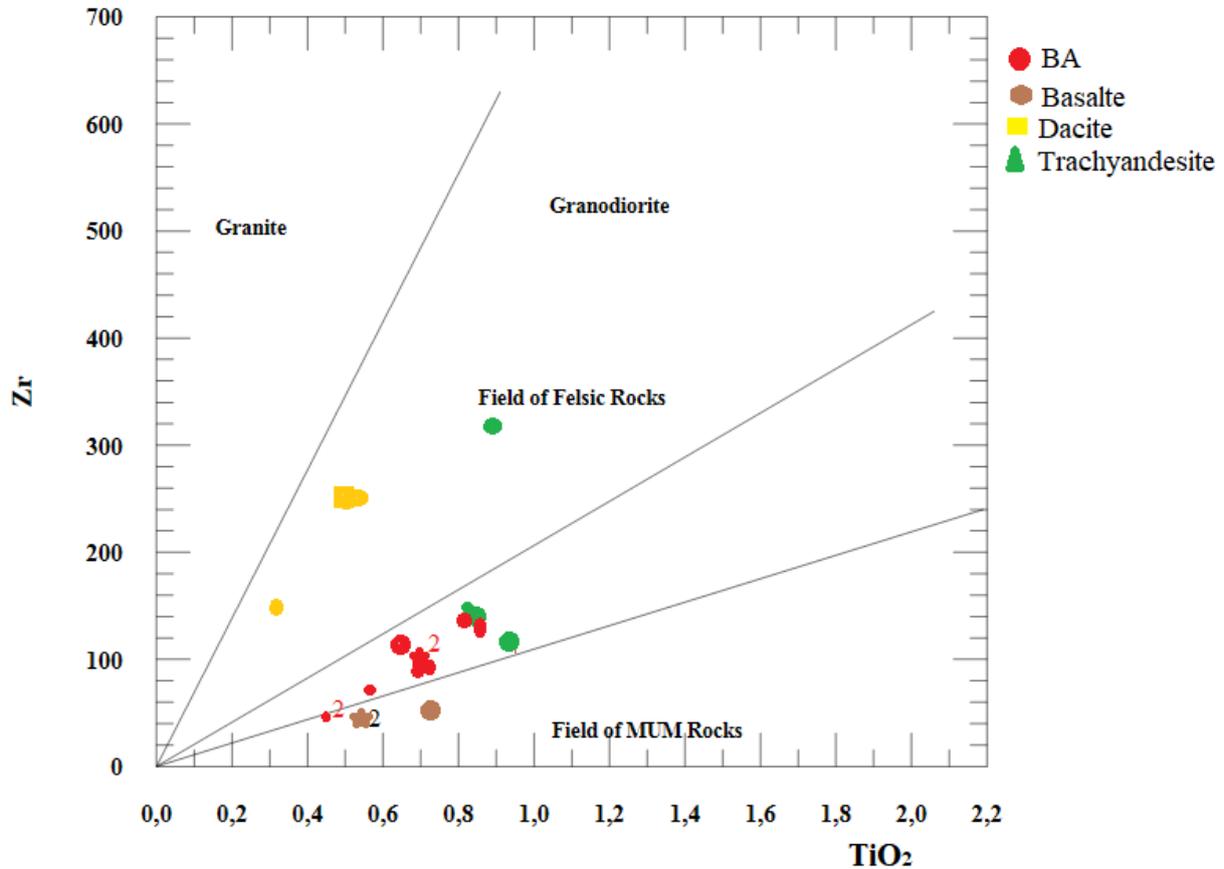


Figure 23 : Diagramme TiO₂- Zr (A-F-M-U)

III.5. Comportement des éléments en trace

Les diagrammes des éléments en traces versus SiO₂ établi par Harker, montrent plusieurs évolutions des éléments Rb, Sr du groupe LILE (éléments incompatibles), définissent plusieurs types d'évolutions, depuis le faciès basiques (E34-Gabbro) jusqu'aux faciès les plus évolués (Trachyandesite-E32A, E53 noir et vert et E55), Ces variations traduisent la cristallisation de feldspaths et de la biotite dans le liquide magmatique, mais aussi, elle révèle la cristallisation de plagioclases.

Par contre, le Ni et le Cr quant à eux, une corrélation positive est notable pour les faciès les plus basiques (Gabbro), intermédiaire pour les Gabbro Diorite et acide (Dacite) traduisant ainsi une cristallisation de plagioclase dans les liquides magmatiques, en revanche, les faciès les plus évolués (Trachyandesites) présentent quant à eux, une corrélation négative.

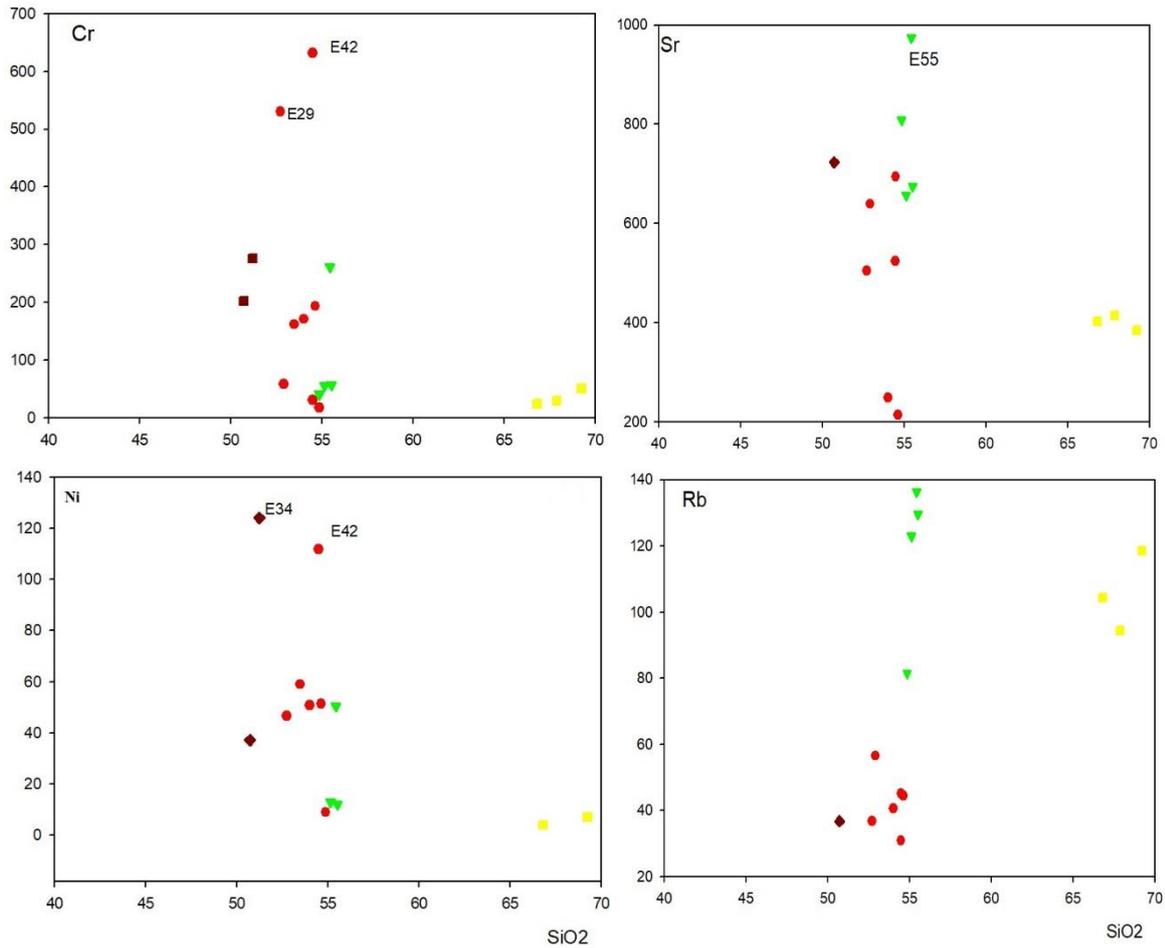


Figure 24a : Diagramme des éléments majeurs (Rb, Sr) vs SiO₂.

Le comportement de Zn, V, révèle la cristallisation du sphène, ils présentent des comportements sensiblement comparables, caractérisés par une décroissance de leurs teneurs tout au long de la différenciation, cette décroissance s'effectue depuis les termes intermédiaires jusqu'aux termes les plus acides. Ces éléments, en particulier le Zr, n'ont qu'une faible affinité pour la majorité des minéraux magmatiques des séries étudiés. En général, le comportement des éléments incompatibles est lié soit à leur grosse taille ou à leur charge élevée, le comportement des éléments en traces dans les roches analysées, change d'une série magmatique à une autre.

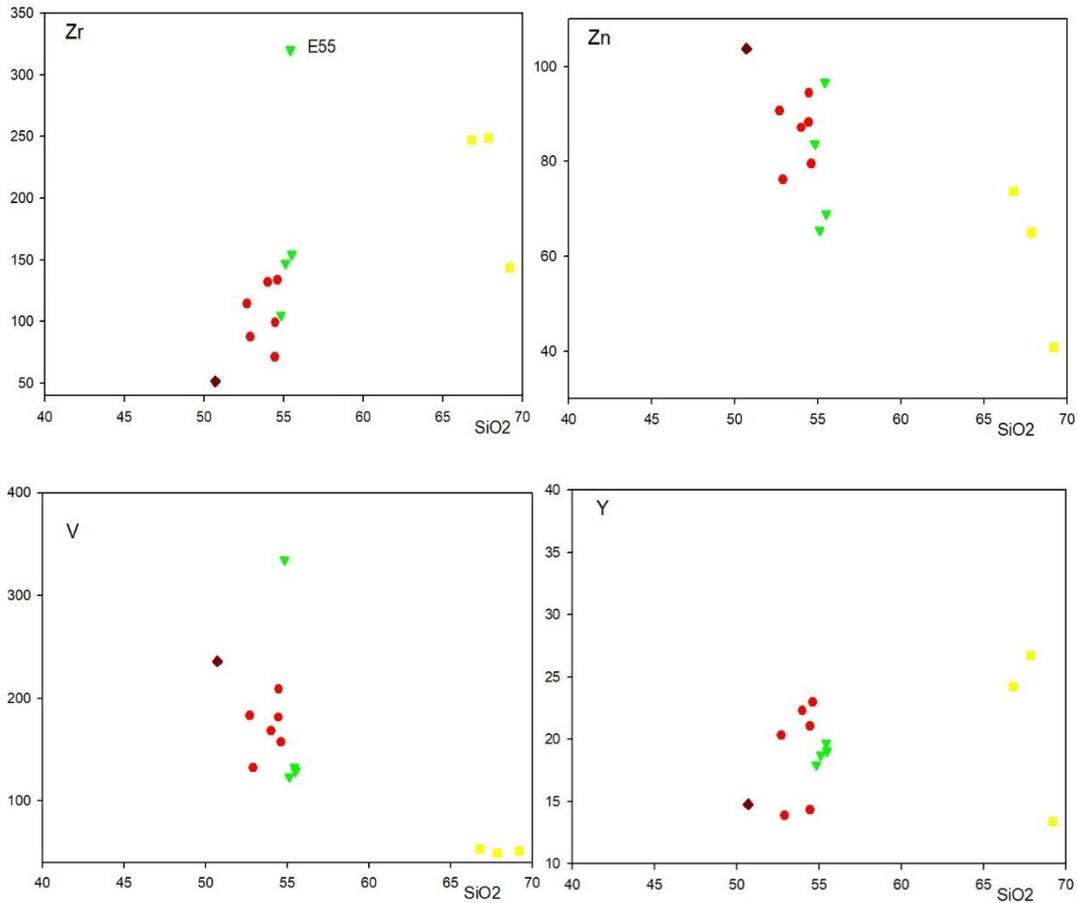


Figure 25b : diagrammes des éléments traces Vs SiO2-Suite.

Elts/ech.	E29	E32A	E34	E41	E41A	E42	E45	E48	E50	E52	E53 NOIR	E53 VERT	E55	E60	E61	E62	E63
Rb	58	128	_	71	_	49	90	_	187	58	205	194	214	69	65	164	149
Ba	42	80	63	78	75	52	84	60	103	45	156	155	118	62	81	122	138
Th	153	319	_	82	_	82	129	_	165	118	153	118	212	71	24	106	59
U	333	810	_	_	_	_	238	_	286	_	286	_	429	_	_	_	_
K	37	97	55	43	51	31	48	48	10	36	114	111	120	44	40	111	111
Nb	_	6	_	6	_	_	_	_	8	_	8	7	20	12	8	14	14
La	_	_	_	31	_	_	36	_	52	_	61	_	61	35	_	57	64
Ce	_	32	_	43	_	16	32	_	43	31	38	33	79	29	16	46	56
Pb	_	127	_	380	_	296	310	_	380	_	127	155	366	239	606	211	197
Sr	24	38	31	33	34	25	32	43	18	34	32	31	41	10	12	19	20
P	10	23	7	13	12	8	12	5	7	14	19	19	29	12	10	9	10
Zr	13	9	4	9	8	6	8	4	13	5	14	13	29	12	12	22	22
Ti	3	4	2	3	3	6	3	2	2	3	4	4	4	4	4	5	2
Y	4	4	3	5	4	3	3	2	3	3	4	4	4	5	5	5	6

Tableau6 : Teneurs en ppm des Terres Rares des roches de Bled M'Dena.

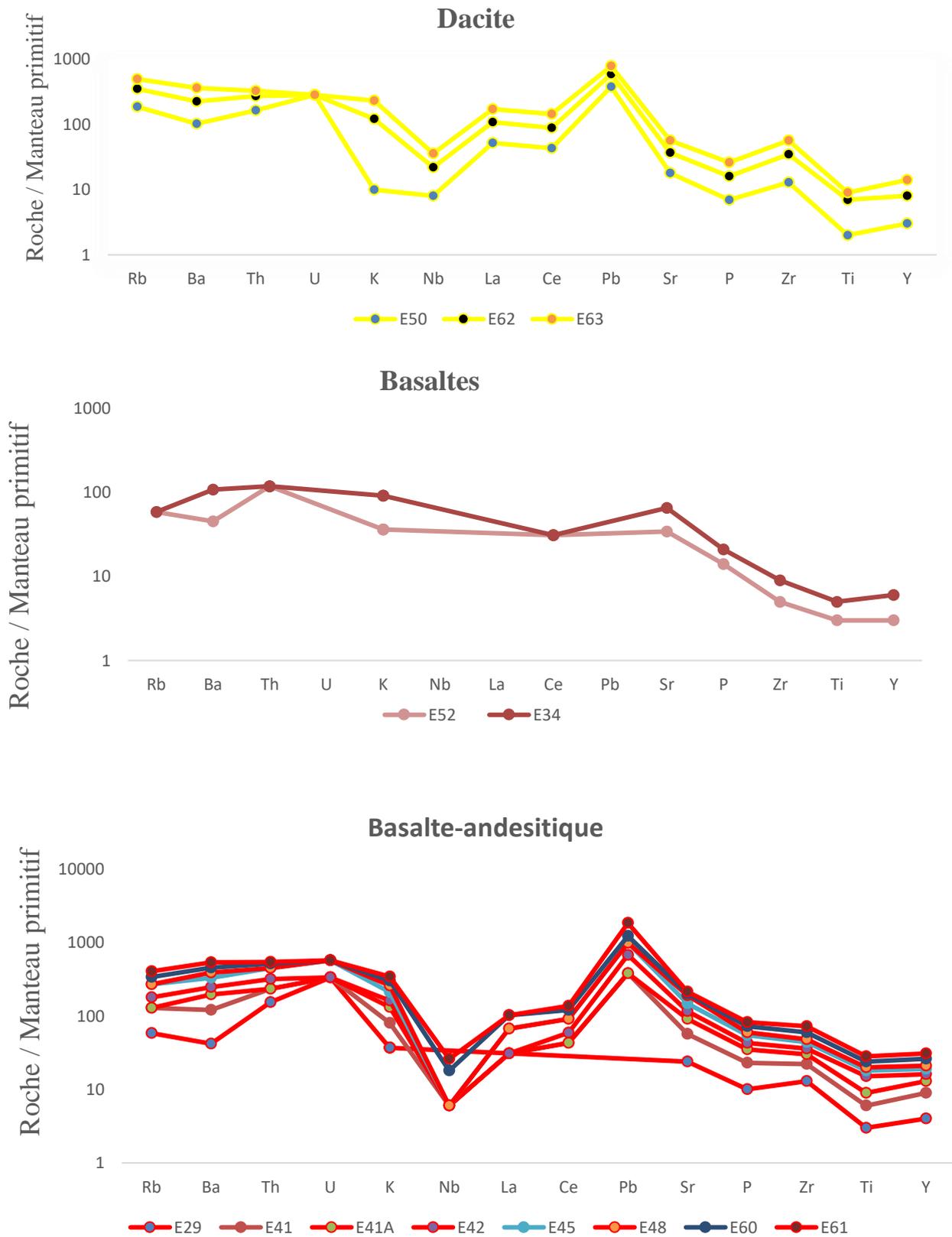


Figure 26a : Spectres multi-élémentaires des roches de Bled M'Dena, normalisés au Manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

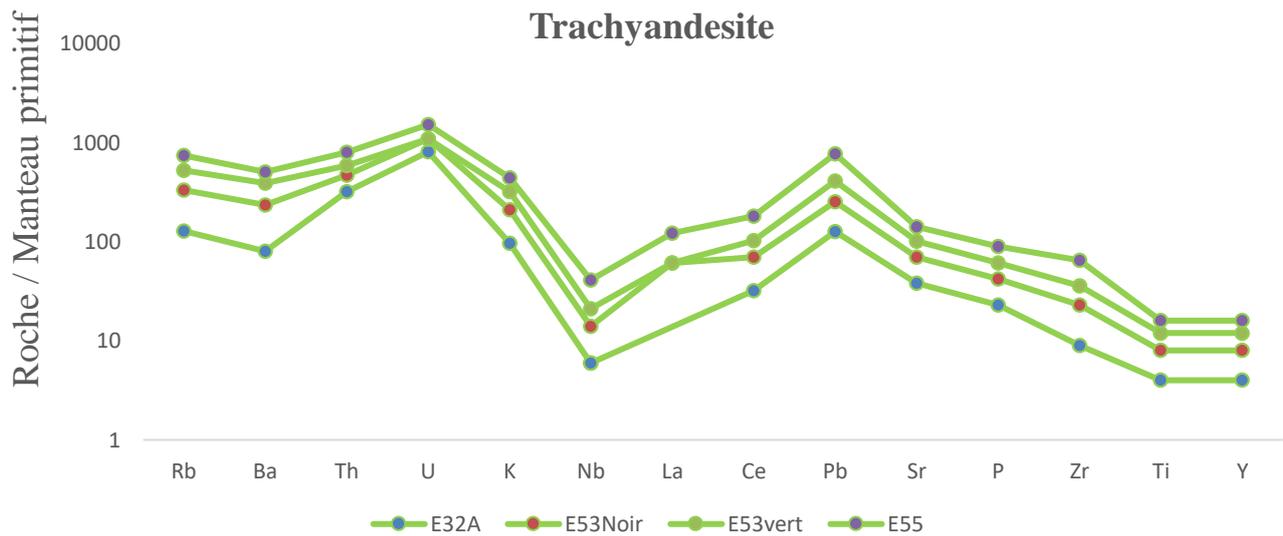


Figure 26 b : Spectres multi-élémentaires des roches de Bled M'Dena, normalisés au Manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995). Suite.

Les diagramme multi-élémentaires de roches de de Bled M'Dena, ci-dessus, montre :

-Pour les Gabbro, on observe un enrichissement en éléments alcalino-terreux (Br, Sr), une anomalie positive en ces éléments est bien visible, ce que traduit le fractionnement de plagioclases. Une anomalie positive en K est bien visible, ce que le fractionnement de Feldspaths. L'anomalie négative en Pb dans ces basaltes indique la non contaminations de ces derniers par la croûte continentale. Une anomalie positive en P traduisant la précipitation de l'apatite dans les basaltes andésitiques et dacite.

-Une légère anomalie positive en Zr est observée dans les basaltes-andésitiques et dacite.

-une anomalie positive en Pb, U, Th pour les gabbro, basaltes andésitiques trachyandésite et dacites (soit, dans tous les faciès) traduisant ainsi la contamination des roches par la croûte.

-Présence d'une légère anomalie positive en potassium dans les Gabbro et dacites ce que traduit le fractionnement de plagioclase.

-une petite anomalie négative en Nb est observée dans tous les faciès étudiés, traduisant ainsi une contamination par la croûte continentale (rôle joué par la croûte dans la genèse de magma à l'origine de ces roches).

-une anomalie positive en K est observée dans les dacites, cette anomalie traduit le fractionnement de Fk e ou des oxydes.

Une légère anomalie négative en Ti dans tous les facies est observé ce que dit une fractionnement des oxydes Ferro-titanes.

III.6. Le contexte géodynamique

L'étude des éléments majeurs et en trace ont montré que les roches de Bled M'Dena présentent des affinités tholeïtique et calco-alkalin (Diagramme SiO₂ Vs FeOt/MgO de Miyashiro (1978).), ces caractères seront confirmés par les diagrammes géotectonique,

Dans le diagramme binaire Zr/Y vs Zr de Pearce et Norry (1979), utilisé pour la discrimination des contextes géodynamiques, les roches étudiées se situent dans le domaine de basalte d'arc insulaire, avec des valeurs de rapport de Zr/Y que varient entre 3 et 6,3086 pour les roches basiques et intermédiaires (voir fig. 27 Ci-dessous).

Ech/Elts	Zr (PPM)	Y (PPM)	Zr/Y	P2O5(%)	TiO2(%)	MnO(%)
E29	114,475	20,312	5,6358	50,7722	14,7451	34,4828
E32A	105,318	17,931	5,8735	70,2398	12,5934	17,1668
E34	45	15	3	44,0771	14,6006	41,3223
E41	99,157	21,051	4,7103	57,9931	13,7734	28,2335
E41A	90	20	4,5	56,7515	13,8943	29,3542
E42	71,411	14,36	4,9729	50,6757	15,5405	33,7838
E45	87,702	13,902	6,3086	59,8493	15,3929	24,7578
E48	42	9	4,6667	51,6432	20,1878	28,169
E50	143,835	13,373	10,7556	68,6027	14,5623	16,835
E52	51,638	14,768	3,4966	58,6567	13,1668	28,1765
E53Noir	154,497	19,053	8,1088	71,7658	12,9682	15,266
E53Vert	147,171	18,742	7,8525	71,1538	13,6218	15,2244
E55	320,235	19,693	16,2614	77,5176	10,0482	12,4342
E60	133,741	22,987	5,8181	55,7807	16,4254	27,7939
E61	131,81	22,297	5,9116	51,42	18,0293	30,5508
E62	246,983	24,21	10,2017	60,1257	15,0041	24,8702
E63	248,477	26,701	9,3059	63,6264	13,4353	22,9383

Tableau 7 : tableau récapitulatif des éléments majeurs et en traces utilisés pour les diagrammes géotectonique.

Remarque : Les valeurs de P2O₅, TiO₂ et MnO en pourcentage sont calculés.

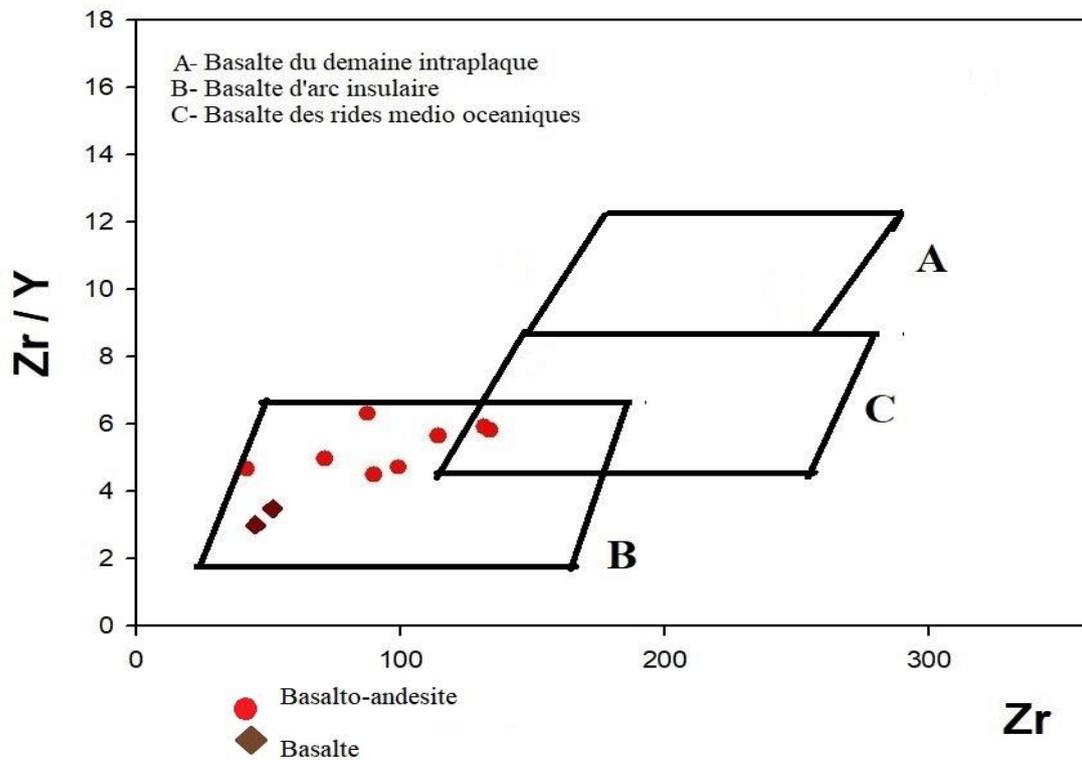


Figure 27 : Position des roches de Bled M'Dena dans le diagramme géotectonique Zr/Y versus Zr de Pearce et Norry (1979).

Dans le diagramme ternaire de Mullen (1983), les points représentatifs des échantillons analysés se placent dans le champ des basaltes calco-alcalins (CAB) Etant des tholéïtes et calco-alcalin, les magmas à l'origine des roches de Bled M'Dena auraient bien pris naissance dans un contexte d'arc insulaires (Subduction océanique).

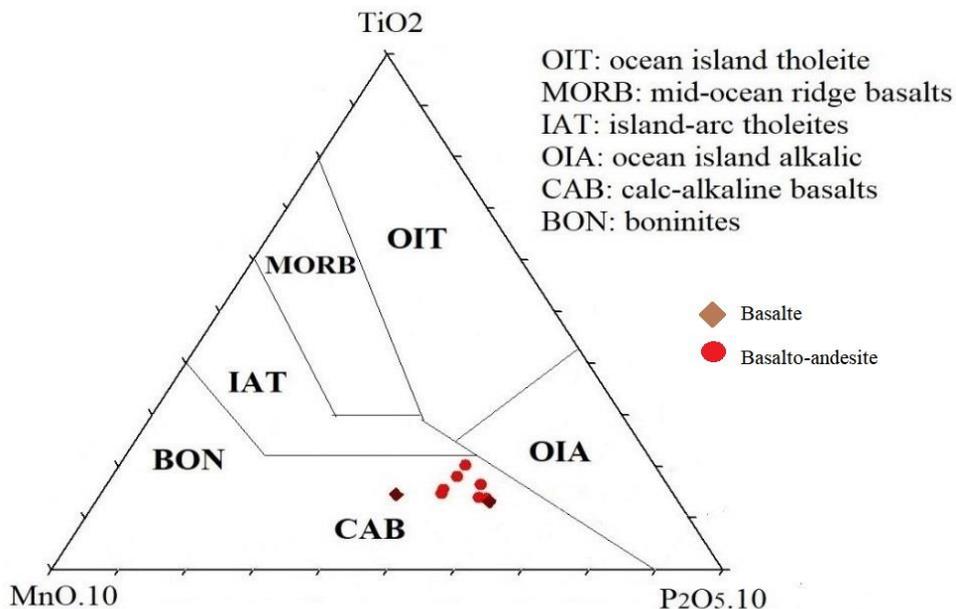


Figure 28 : Position des roches de Bled M'Dena dans le diagramme géotectonique TiO₂-P₂O₅.10-MnO.10 de Mullen(1983).

IV. conclusion géochimique et générale

IV .1. Conclusion géochimique :

L'étude géochimique des éléments analysés en les plaçant dans le diagramme : Diagramme SiO₂ Vs FeO_t/MgO de Miyashiro (1978), révèle la présence de deux affinités distinctes : Une tendance tholéitique et une tendance calco-alcaline.

Les diagrammes multi élémentaires révèle une petite anomalie négative en Nb dans tous les facies étudiés, traduisant ainsi une contamination par la croûte continentale.

La projection des analyses dans les diagrammes géotectoniques démontre qu'il s'agit d'un système d'arc insulaire.

IV.2 Conclusion Générale

Arrivé à la fin de ce modeste travail, nous avons présenté les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la région d'étude.

L'étude a débuté par un rappel de l'histoire géologique de la région des Eglabs d'une manière générale, ensuite les caractères lithostratigraphique de la région de Bled M'Dena sachant que Les plus anciennes roches identifiées dans les terrains Paléoprotérozoïque des Eglabs sont datées à 2732 ± 4 Ma (in Peucat et *al.*, 2005). Ce sont des vieilles reliques océaniques. Ils sont intercalés avec des amphibolites semblables aux basaltes de bassins marginaux, ces roches sont interprétées comme une relique d'une croûte océanique archéenne, qui serait préservé du recyclage dans le manteau par un phénomène d'obduction. Ce processus pourrait être à l'origine d'un arc ophiolitique archéen. (In Tabeliouna, 2009).

L'étude pétrographique révèle un éventail de faciès allant du basique à l'intermédiaire, ainsi nous avons déterminés la présence de Gabbro ; Gabbro dioritique ; monzodiorite ; granodiorite à amphibole ; monzogranite ; diorite quartzique ; dolérite, monzonite, et andésite sans oublier le cortège filonien formé de lamprophyre à amphibole.

L'étude géochimique des échantillons analysés révèle des affinités tholéitique et calco-alcaline. Les terres rares montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE avec un fractionnement important et une anomalie négative en Pb dans les facies intermédiaires jusqu'aux facies les plus évolués. Les fortes teneurs en Ba et Sr sont probablement liées à leur

richesse en plagioclase. Des légères anomalies négatives en Nb traduisant le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces magmas avec un enrichissement en éléments lithophiles indiquent que ces roches dériveraient d'un magma calco-alcalin fortement potassique.

Ce qui nous ramène à la conclusion suivante : les roches étudiées font probablement partie d'un système complexe d'arc insulaire impliquant l'apport de plusieurs épisodes magmatiques dans une ou plusieurs chambres magmatiques crustal d'où aussi la contamination de la croûte crustale.

Références bibliographiques

- Azzouni Sekkal, (1976)** : Les stocks plutoniques basiques de la jointure « Yetti-Eglab ». Thèse de troisième cycle, 12 ,13 p.
- **Bertrand J.M.L., Caby R., Ducrot J., Lancelot J., Moussine-Pouchkine I. and Saadallah A. (1978)**. The late Pan-african intracontinental linear fold belt of the Eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology and tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research*, vol. 7, pp. 349-376.
- Bessoles B., (1977)** : Géologie de l’Afrique : Craton ouest Africain. BRGM, n° 88, 404p.
- BENDJELLOUL-ALLAMI Fatima Zohra, (2016)**. Pétrographie et géochimie des plutonites basiques de la structure annulaire d’Anna (Chegga), comparaison avec celles de la structure annulaire de Bled M’Dena (Eglab occidental, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien).
- Black, R., et Liégeois, J.-P., (1993)**. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: The Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. London* 150, pp.89–98.
- Buffière, J.-M., Fahy, J.-C., Petey J., 1965**. Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. Région des Eglab et secteur nord du Yetti. Rapport inédit SERMI, 230 pp.
- Cahen L. (1961)**. Review of geochronological knowledge in Middle and Northern Africa. Ann. New York. *Acad. Sci.*, 91, n°2, pp. 535-567.
- Cahen L. (1963)**. Grands traits de l’agencement des éléments du soubassement de l’Afrique centrale. Esquisse tectonique à 1/5 000 000. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 85, n°6, pp. 183-195.
- Cox K. G., Bell J.D. Et Panhurst R. J (1979)**. The interpretation of igneous rocks. George Allen et Unwin., London.450p.
- Cox, K.G., (1983)**. The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. In Hawkes work, C.J., Norry, M.J. (eds). Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 139–887.
- **Gevin, P., 1951**. Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab (Sahara occidental). C. R. Ac. Sc., t.233, n°19, pp. 1129-1130.

- **KARED Ratiba et HADDAD Kahina (2014)**. Etude Pétrographique et Géochimique des roches magmatiques de la région de Guelb El Hadid (Eglab, Dorsale Réguibat, Sahara Sud-Ouest Algérien).
- **Lefort J.P., Aifat T., Bourrouilh R. (2004)**. Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton ouest-africain et de la chine du nord dans le super continent Rodinia : conséquences paléogéographiques. C.R. Géosciences, 336, 159-165.
- **LiÈgeois J.P., Navez J., Hertogen J. et Black R. (1998)**. Contrasting origin of the post-collisional high-k calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalisation, *lithos* 45, pp. 1-28
- **M. ROUBAULT** : détermination de minéraux des roches au microscope polarisant (4eme édition)
- **Mc Donough W.F. Et Sun S. (1995)**: The composition of the Earth. Chemical Geology 120 :223-253.
- **Meschede M. (1986)**. A method of discriminating between different types of mid-ocean-ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol. 56, 207-218.
- **Miyashiro A. (1978)**. Nature of alkali volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 91-104.
- **Potrel, A., Peucat, J. J., Fanning, C. M., Aura, B., Burg, J. P., Caruba, C., 1996**. 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. Journal of the Geological Society, London, 153, 507-510.
- **Peucat et al., (2005)**: The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. Precamb.Res., 136, pp.309-352.
- **Rémi LEPRETRE (2015)**. Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest, (Thèse Doctorat).
- **SEDDIKI Abdelmadjid (2012)**. Eventaire, pétrologie et géochimie du cortège de roches magmatique (terrestre et extra-terrestre) retrouvées dans les régions de Chegga et d'Aftout (Eglab, dorsale Réguibat, Sahara du sud-ouest algérien). Thèse de doctorat

-Tabeliouna M., (2009) : Pétrologie et Géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena. (Eglab occidental, dorsale Réguibat, SW Algérien) Thèse Doctorat.