



N°d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire

Département de Géologie

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade Master en Géologie

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

(MGTL)

Thème :

Pétrographie et Minéralogie des roches basiques et intermédiaires de la structure annulaire de Bled M'Dena (Dorsale Reguibat) et les faciès des roches encaissantes.

Présenté par :

M. MOUSTAPHA Abdel Malick Adéyêmi

Soutenu le : 22/06/2017, devant la commission d'examen :

M. SEDDIKI.M	Maître de conférences	Université d'Oran 2	Président
M. TABELIOUNA.M.	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. BENDOUKHA.R	Maître de conférences	Université d'Oran 2	Examineur
M^{me} ALLAMI F.Z	Doctorante- Enseignante	Université d'Oran 2	Invitée

ORAN, Année 2016-2017

Remerciements

Avant de présenter ce travail tout d'abord, je tiens à remercier mon seigneur, Dieu le tout puissant, pour nous avoir donné la foi en lui et d'avoir éclairé notre route et nous avoir guidé dans le meilleur chemin.

Je tiens à exprimer ma profonde et respectueuse reconnaissance envers notre encadreur Monsieur *TABELIOUNA Mohamed* pour avoir dirigé ce mémoire, pour sa contribution scientifique et pour l'intérêt permanent qu'il a manifesté tout au long de ce travail.

Je tiens également remerciement au président de jury ainsi qu'à tous les autres membres de jury pour avoir accepté de participer au jury de cet humble travail.

Je tiens aussi à remercier particulièrement Madame ALLAMI Fatima Zohra qui j'ai travaillé avec elle et qui a pu le mieux répondre à toutes mes attentes et mes questions.

Sans oublier tous mes professeurs qui durant mes cursus, ils ont transmis le savoir et les connaissances que j'ai besoins.

Un merci plus grand à mes parents, mon cousin MOUSTAPHA

Barry et cousine Bouchourath qui m'ont accompagné, soutenu, supporté et qui ont partagé les moments de joies et de doute.

Je souhaiterais remercier tous mes amis qui m'ont aidé, encouragé et soutenu pendant toute la durée de l'élaboration de ce mémoire.

Enfin je remercie toute personne ayant contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Liste des figures

Figure	Page
Fig. 01 : Carte simplifié la cratonisation africain (Rocci, 1965).....	2
Fig. 02 : Schéma géologique du craton ouest africain : localisation de la dorsale Réguibat, la jointure Yetti-Eglab est représentée par le carré noir, (in Peucat et al., 2005).....	3
Fig. 03 : Schéma géographique de la dorsale Réguibat (in Benramdane, 2007)	4
Fig. 04 : Localisation de la zone étudiée dans le contexte de la dorsale Réguibat (in Tabeliouna,2009)	6
Fig. 05 : Schéma structurale de la jointure Yetti-Eglab (in Sabaté P, 1973).....	9
Fig. 06 : Log synthétique représentant les différentes séries de la jointure Yetti-Eglab (Les âges repris par Peucat et al, 2005).....	10
Fig.07 : Schéma de la fracturation de la structure de Bled M'Dena et sa formation encaissante (dessin effectué sur un fond de photo satellitaire) (in Tabeliouna,2009).....	14
Fig.08 : Schéma géologique de la structure de Bled M'Dena (in Tableouna, 2009).....	15
(Modifié)	
Fig.09 : Position des échantillons encaissants (photo satellitaire).....	16
Fig.10 : Projections ternaires de quelques roches basiques de la structure de Bled M'Dena de Streckeisen (1976)	26

Fig.11 : Projection de roches basiques et intermédiaires de la structure de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976).....	27
Fig.12 : Diagramme de composition des feldspaths Or-An-Ab.....	31
Fig.13 : Diagramme En vs Wo vs Fs des pyroxènes d'après la nomenclature de Morimoto et al. (1988).....	33
Fig. 14 : Diagramme des éléments majeurs versus mg* des clinopyroxènes.....	34
Fig.15 : La nomenclature des amphiboles de la structure annulaire de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes (D'après Leake, 1997).....	36
Fig. 14 : Diagramme de classification de la biotite d'après Ferré et Leake, (2001).....	37
Fig.15 : Diagramme des minéraux opaques de la structure annulaire de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes.....	38

Liste des photos

Photo A : Texture grenue à tendance cumulative. Inclusion des opaques dans les clinopyroxènes dans les Gabbros noritiques.LPAX25

Photo B : Section montrant les plagioclases, clinopyroxène et les orthopyroxènes dans les Gabbros noritiques.LPAX25

Photo C : Texture grenue montrant des plagioclases polysynthétiques.LPAX25

Photo D : Section montrant 2 familles de plagioclase dans les Gabbros noritiques

Photo E : Section montrant les plagioclases en voie de saussurisation. Les macles Polysynthétiques.LPAX25

Photo F : Texture grenue, les inclusions des opaques dans l'amphibole et macle h1 dans les Granodiorites.LPAX25

Photo G : Section montrant le zonage d'un plagioclase et macle h1 dans un dans un amphibole.LPAX25

Photo H : Section montrant les inclusions de biotite dans le Quartz et les inclusions de zircons dans la biotite. Granodiorites.LPNAX25

Photo I : Texture grenue porphyroïde montrant les macles h1 des amphiboles. Les opaques et quartz dans les Monzodiorites quartziques.LPAX25

Photo J : Texture grenue montrant un plagioclase zoné dans les Monzogranites.LPAX25

Photo K : Section montrant les inclusions de zircons dans les biotites et la processus de chloritisation de la biotite.LPAX25

Photo L : Section montrant un phénocristal de quartz dans les Monzogranites.LPAX25

Photo M : Texture microgrenue porphyroïde. Section montrant les quartz occupant les espaces interstitielles dans les Diorites.LPAX25

Photo N : Texture grenue montrant un phénocristal de quartz dans les monzogranites LPAX25

Photo O : Texture grenue montrant l'orthopyroxène poecilitique dans les Gabbros noritiques.LPAX25

Photo P : Texture microlitique porphyrique de l'andésite à plagioclase.LPAX25

Liste des tableaux

Tableau 01 : Tableau Récapitulatif des caractères pétrographiques des roches basiques et intermédiaires de la structure de Bled M'Dena et

les faciès des roches encaissantes

Tableau 02 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases

Tableau 03 : Compositions chimiques et formules structurales des pyroxènes

Tableau 04 : Compositions chimiques et formules structurales des biotites

Tableau 05 : Compositions chimiques et formules structurales des amphiboles

Tableau 06 : Composition minéralogique des oxydes opaques

Les abréviations

Pl : Plagioclase

Cpx : Clinopyroxène

Opx : Orthopyroxène

Opq : Minéraux opaques

Biot : Biotite

Zr : Zircon

Qz : Quartz

Amphi : Amphibole

Fk : Feldspath Alcalin

Chl : Chlorite

Horn : Hornblende

Apt : Apatite

LPA : Lumière polarisée analysée

LPNA : Lumière naturelle analysée

Fig : Figure

I. Introduction

L'Afrique couvrant 6 % de la surface terrestre et 20 % de la surface des terres émergées. Sa superficie est d'environ 30 millions km² avec les îles. Elle compte plus de 1,1 milliard d'habitants, l'Afrique représente 16 % de la population mondiale en 2014. Le continent est bordé par la mer Méditerranée au nord, le canal de Suez et la mer Rouge au nord-est, l'océan Indien au sud-est et l'océan Atlantique à l'ouest. L'Afrique chevauche l'équateur et présente de nombreux climats : tempérés au nord et au sud, chauds et désertiques le long des tropiques, chauds et humides vers l'équateur.

Les connaissances géologiques du continent Africain liées à celle du continent sud-américain avant l'ouverture de l'Atlantique (fig.1). Les résultats des études géologiques et géochronologiques du continent africain, ont permis d'établir les grands épisodes orogéniques liés à des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques :

* L'orogénèse ouzzalienne (vers 3 Ga) a affecté une région qui s'étend du Tanezrouft oriental à l'Adrar des Iforas, donnant des complexes à faciès granulitique ;

* L'orogénèse éburnéenne ou ivoirienne (vers 2 Ga) prend le relais avec l'édification d'une chaîne de montagne inexistante actuellement et qui s'étend du Nord au Sud à travers l'Afrique occidentale, laissant comme seule preuve de son existence des alignements Nord-Sud et la trace de grands chevauchements ou se sont installées des intrusions granitiques ;

* L'orogénèse kibarienne (vers 1Ga) affecte la partie centrale du continent (Congo, Burundi) et aussi l'Afrique du Sud ;

* L'orogénèse panafricaine (vers 0.65-0.55 Ga) a affecté une bande de terrain qui est située à l'articulation entre les cratons Ouest africain et l'Est saharien. Elle a réactivé aussi une large zone des anciens cratons (événement tectono-thermique), cette orogénèse détermine la discordance assyntique entre le Précambrien et le Phanérozoïque (Elmi et Babin 1996) ;

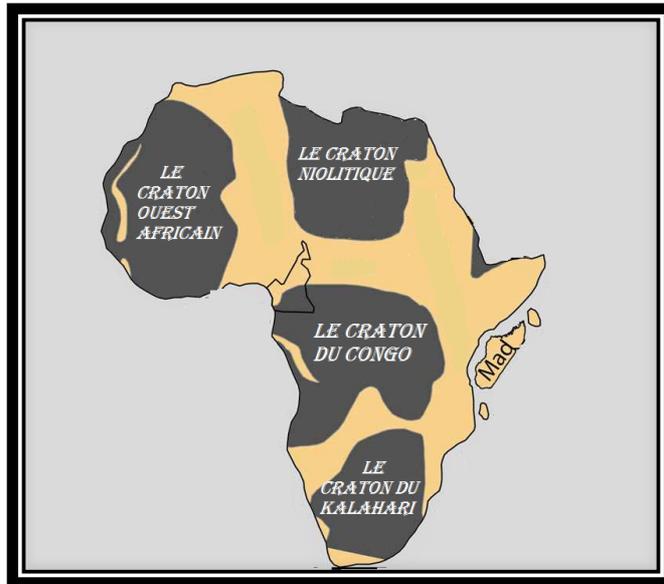


Fig.01: Carte simplifiée de la cratonisation africain (Rocci, 1965)

I.2. Le Craton Ouest Africain

Limité au Nord par l'Anti-Atlas, à l'Est par la zone mobile centre africain et à l'Ouest par la zone mobile d'Afrique de l'Ouest (Fig.2), le craton ouest africain est recouvert sur une grande partie de sa surface par les formations sédimentaires d'âge protérozoïque supérieur et paléozoïque des bassins de Tindouf au Nord et de Taoudeni dans sa partie centrale.

Les zones d'affleurements du craton ouest africain sont fractionnées en trois parties d'inégale étendue par les formations sédimentaires impliquées ou non dans l'orogène panafricain. Les parties Nord (Dorsale Réguibat) et sud (dorsale de Man) ont une grande extension, la partie médiane (Fenêtre de Kayes et de Kéniéba) est de faible étendue mais constitue un jalon important entre les autres zones d'affleurement.

En dépit des différences qui existent entre la partie septentrionale et celle méridionale, le craton ouest africain semble néanmoins, afficher une certaine uniformité. En effet, les retombées d'ordre lithologique et géochronologiques dues aux orogénies qui se sont succédées depuis 3000 Ma, sont telles, que les témoins du cycle libérien (Archéen), ont occupé la partie occidentale du craton Ouest africain (Réguibat occidentale, domaine Kéniéba-Man), alors que ceux témoignant du cycle éburnéen (birimien) ont pris place au sein de la partie orientale de ce dernier (Réguibat orientale, domaine Baoulé Mossi). Seules quelques parts du socle libérien antérieur y restent plus ou moins visibles (in Allami, 2016).

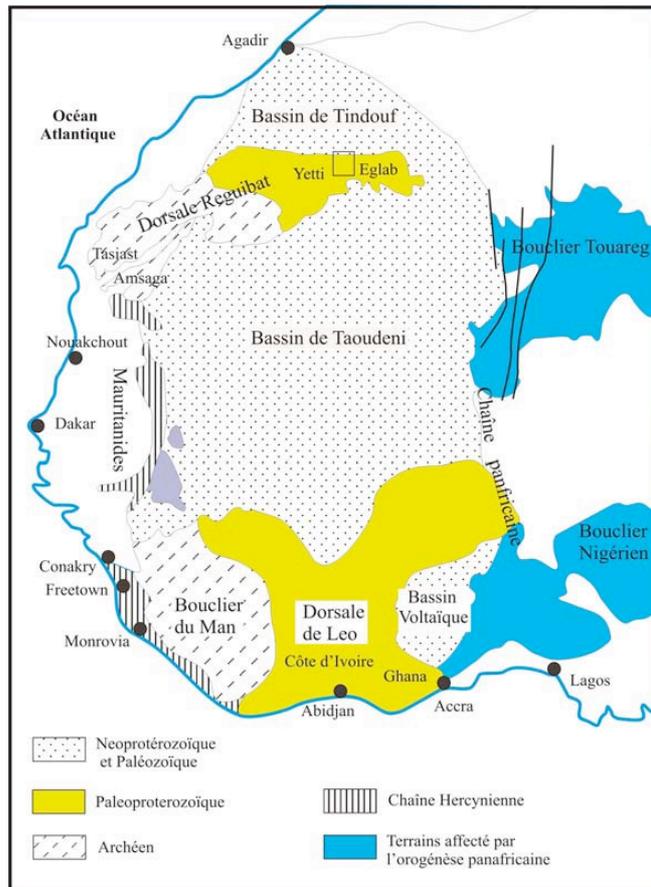


Fig.02 : Schéma géologique du Craton Ouest Africain : localisation de dorsale Reguibat, la jointure Yetti-Eglab est représentée par le carré noir, (in Peucat et al, 2005)

I.3. La dorsale Reguibat

La dorsale Reguibat est située dans la partie septentrionale du Craton Ouest Africain (C.O.A.), Elle correspond à un ensemble cristallophyllien, d'âge Archéen à Paléoproterozoïque. Elle est en grande partie située dans le territoire Mauritanien, à l'Est-elle se prolonge au Sahara Occidental et en Algérie. Elle est disposée selon un axe SW-NE étiré sur plus de 1500 Km. Elle est large de 250 à 400 Km. Elle est recouverte, respectivement, au Nord et au Sud par les formations sédimentaires néo-proterozoïques à paléozoïques des bassins de Tindouf et de Taoudeni ; à l'Est et à l'Ouest par Erg Chech et par la chaîne hercynienne des Mauritanides. (Fig.3) (in Bouihi, 2015).

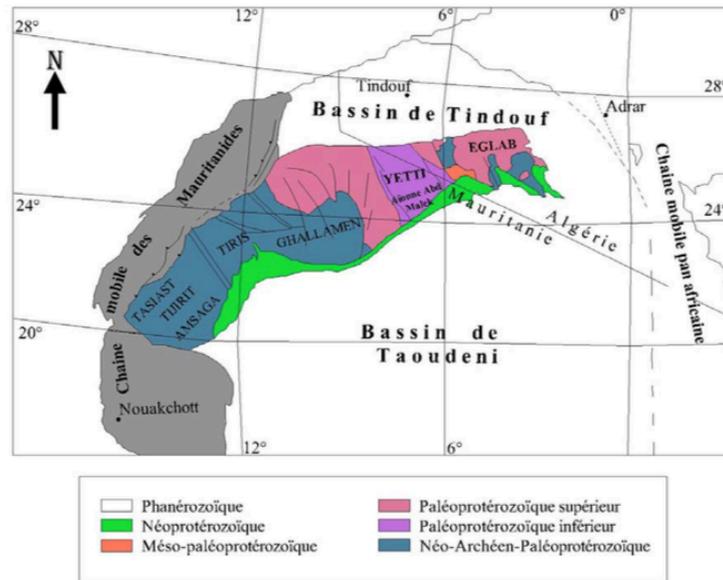


Fig.03 : Schéma géographique de la dorsale Reguibat (in Benramdane, 2007)

I.3.1. Cadre géologique de la dorsale Reguibat

La dorsale Réguibat affleure en boutonnière étirée sur environ 1500 km de long et 250 à 400 km de large entre les parallèles 20° et 27° N et les méridiens 3° et 16°W (**Fig.3**).

Cette dorsale est divisée en deux zones distinctes :

Une zone occidentale où dominant des roches d'âge Archéen, datées à 3,5 Ga (Potrel et *al.*, 1996 ; Chardon, 1997 ; Potrel et *al.*, 1998), et formée par des événements successifs entre 3,5 et 3,45 Ga. Ces événements se sont traduits par un épaissement crustal et la mise en place d'un important épisode métamorphique dans le faciès granulite vers 2,73Ga (Portel et *al.*, 1998). Les granites et les formations volcaniques d'âge Eburnéen sont absents ;

Une zone centrale et orientale où dominant les roches éburnéennes, (Protérozoïque inférieur ou Paléo-Protérozoïque), et qui forment les massifs du Yetti et des Eglab (Lasserre et *al.*, 1970). Cet ensemble est plus jeune et a été daté à 2,5 à 1,6 Ga (Vachette, 1964 ; Boher, 1991). Il est constitué de séries métamorphiques, en général de plus faible degré que celles de la partie occidentale, ainsi que par des roches plutoniques et volcaniques.

a- La partie Occidentale de la dorsale Reguibat

Elle est constituée par des roches d'âge Archéen, datées à 3,5 Ga (Potrel et al. ,1996 ; Chardon, 1997 ; Potrel et al, 1998), et formée par des événements successifs entre 3,5 et 3,45 Ga. Ces événements se sont traduits par un épaississement crustal et la mise en place d'un important épisode métamorphique dans le faciès granulite vers 2,73 Ga (Portel et al. ,1998). Les granites et les formations volcaniques d'âge Eburnéen sont absents, d'une façon géologique ; tandis que d'une façon géographique elle se situe essentiellement en territoire Mauritanien. Elle s'étend depuis le Sud- Ouest jusqu'au synclinal de Aïoune Abdel Malek à l'Est. Le socle précambrien du Tasiast, du Tijirit et de l'Amsaga, d'âge Archéen, est désigné sous l'appellation du groupe de l'Amsaga qui est subdivisé en deux grandes unités constituées essentiellement par des migmatites et des roches métamorphiques (Barrère, 1969).

b- La partie Centrale de la dorsale Réguibat (La jointure Yetti-Eglab)

Géologiquement, cette partie où dominent les roches éburnéennes, (Protérozoïque inférieur ou Paléoprotérozoïque), et qui forment les massifs du Yetti et des Eglab (Lasserre et al. ,1970). Cet ensemble est plus jeune et a été daté à 2,5 à 1,6 Ga (Vachette, 1964 ; Boher, 1991). Il est constitué de séries métamorphiques, en général de plus faible degré que celles de la partie occidentale, ainsi que par des roches plutoniques et volcaniques. Géographiquement, elle correspond à la limite entre le domaine Yetti et le domaine Eglab. Cette limite est connue sous l'appellation de zone de jointure Yetti-Eglab (Sabaté, 1973). Elle regroupe deux ensembles lithologiquement et structuralement distincts (Gevin, 1952 ; Gevin, 1960 ; Buffière et al. 1966 ; Sabaté, 1973) : le domaine Yetti à l'Ouest et le domaine Eglab à l'Est, séparés par une zone de fracture orientée globalement SSE-NWW. Les données paléomagnétiques montrent que les domaines Yetti et Eglab ont représenté des entités géologiques séparées avant qu'elles ne se réunissent vers 2 Ga, engendrant ainsi la collision continentale birrimienne (Lefort et al. 2003).

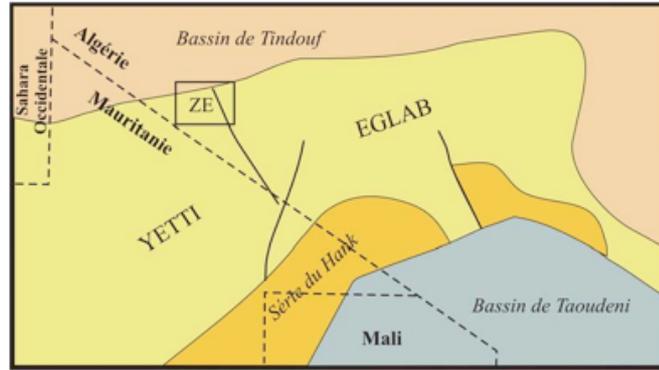


Fig.04 : Localisation de la zone étudiée dans le contexte de la dorsale Réguibat (in Tabeliouna, 2009)

ZE : Zone d'étude

c- La partie Orientale de la dorsale Réguibat

D'une manière géologique, elle est identique que la partie centrale. D'une manière géographique les deux domaines Yetti et Eglab, d'âge PaléoProtérozoïque, sont dominés par les séries birimo-éburnéennes de nature volcano-sédimentaire et par d'abondantes manifestations magmatiques (Abouchami et al. , 1990). Ils ont été structurés par l'orogénèse éburnéenne entre 2,12 et 2,07 Ga et recouverts ensuite par des séries néoprotérozoïques et phanérozoïques. (in Bouihi, 2015)

I.3.2. Données géologiques de la partie Orientale

La partie orientale de la dorsale Réguibat comprend deux domaines distincts : le Yetti à l'Ouest et les Eglab à l'Est, séparés par une de fracture appelée la zone de la jointure Yetti-Eglab (Sabaté, 1973). Cette partie de la dorsale comprend plusieurs séries lithologiques d'âge essentiellement Paléo-Protérozoïque. (in Djenaoui, 2011)

a. la série du Yetti: C'est une formation volcano-sédimentaire rythmique où s'intercalent des horizons quartziques et/ou alumineux fins dans des niveaux de tufs rhyolitiques et rhyodacitiques.

Cette formation a subi deux phases de plissements affectées par des accidents cassants postérieurs et par le serrage dû à la mise en place des plutons granitiques.(Sabaté ,1972).

b. la série d'Akilet Deilel: Elle a été individualisée par Sabaté en 1973, c'est une série qui occupe une dépression orientée SW-NE, elle est affleure au nord de Bled M'Dena. Elle est constituée de grès, de quartzites clairs, d'arkose souvent grossière, de conglomérats polygéniques à ciments argilo- volcanique. Des intercalations de roches volcaniques sont interstratifiées dans cette suite détritique. Cette série a été affectée par une tectonique tangentielle avec charriage vers l'ouest (Sabaté et al, 1978) et elle développe un métamorphisme (Sabaté et al. ,1973).

c. la série de Oued Souss: Composé par des dépôts plissés volcano-détritiques et par des formations volcaniques et hypovolcaniques (Buffière et al. ,1965). Cette série présente des plis en sellés par un vaste bombement orienté approximativement selon une direction Est-Ouest. Des accidents coulissants découpent cette formation en bandes allongées selon le NW-SE et montrent parfois le contact discordant entre cette série et son socle métamorphique de la série de Chegga (Sabaté, 1978).

d. la série de Chegga: Elle est décrite la première fois par (Gevin, 1951), (in Bessoles, 1977), elle est composée de leptynites, d'amphibolites, des schistes amphiboliques et de migmatites leptynitiques (Buffière et al., 1965) (in Bessoles 1977). Elle constitue le substratum des séries du Yetti et d'Akilet Deilel près de la jointure « Yetti-Eglab ».

e. les granites d'Aftout: Il est postérieur à la phase plicative de la série d'Oued Sous, il est caractérisé par plusieurs injections magmatiques successives :

1- un épisode basique (roches vertes) représenté par des diorites et des gabbros qui sont antérieurs au granite Aftout.

2- Les porphyres Aftout eux aussi antérieurs au granite Aftout et représentés par un microgranite noir et par un microgranite porphyrique.

3- Le volcanisme Aftout post à syn-granite Aftout, caractérisé par des dacites et des andésites, suivi par des émissions plus acides (ignimbrites, rhyolites, brèches, pyroclastiques) cet ensemble a subi par la suite une tectonique cassante (Buffière et al. ,1965).

f. Les intrusions basiques : Ce sont des filons et petites intrusions tardives, de types sills ou laccolites qui affleurent en en filons de lamprophyres (Buffière et al. ,1965), dolérites, aplites, ou basaltes de directions WNW-ESE (Baudin 1993) ; Ces intrusions basiques sont plus nombreuses dans la partie orientale (massif des Eglab) que dans la partie centrale et occidentale de la dorsale Réguibat.

g. La couverture infratillitique:

g.1. L'infratillitique inférieure

1- Le volcanisme terminal des Eglab : Il correspond à l'ultime manifestation du plutonisme Aftout et présente les mêmes caractères que ce dernier. Il est représenté essentiellement par des rhyodacites, des rhyolites, des dacites et parfois des andésites ainsi que par des brèches et des tufs qui sont leurs associés. Il recoupe, le granite Aftout mais il peut également le remanié sous forme de brèche ou il peut aussi le recouvrir.

2- la série de Guelb El Hadid : c'est une série postérieure à la série d'oued Souss, elle est affectée par des plissements de direction N-S, reconnue entre le méridien d'Aouïnet Bel Legrâa et celui de Chenachane. C'est une série à sédimentation détritique grossière qui repose en discordance sur les termes antérieurs du cycle Eglab. Elle est située dans la partie inférieure de la couverture infratillitique. Par opposition aux séries qui lui sont sous-jacentes, la série de Guelb El Hadid n'a subi que très modérément les méfaits de la tectonique plicative; Elle est subdivisée en deux épisodes à caractères épicontinentaux (Gevin, 1951): Guelb El Hadid inférieur et Guelb El Hadid supérieur.

g.2. L'infratillitique supérieur :

La série de Hank est discordante sur la série de Guelb El Hadid. Cette série marine débute par des dépôts gréseux et s'achève par des calcaires à stromatolites (Buffière et al. ,1965). C'est avec cette dernière que prendra fin le Précambrien de la dorsale Reguibat au-dessus duquel reposeront en discordance les dépôts glaciaires tillitiques issus des bassins paléozoïques de Tindouf et de Taoudenni(Gevin, 1973).

Ainsi, la zone de la jointure Yetti-Eglab est caractérisée par une succession d'événements éburnéens(fig.05).

Le socle le plus ancien de la région correspond à la série de Chegga et son granite, d'âge 2094 ± 2 Ma selon Peucat et al. (2005), qui constituent ensemble le substratum des séries du Yetti (2086 ± 8 Ma).

L'unité de la série du Yetti, d'âge Birimien I, est plissée, métamorphisée et érodée avant le dépôt des séries supérieures d'Akilet Deilel et de l'Oued Souss, d'âge Birimien II (Buffière et al., 1965).

Le domaine Yetti – Eglab est essentiellement composé de plutons granitiques post-tectoniques qui correspondent à des granites Aftout d'âge 2071 Ma. Ensuite, se sont mises en place des roches volcaniques felsiques du volcanisme Eglab vers 2074-2065 Ma. Celles-ci recourent ou reposent sur des formations volcano-sédimentaires plissées (série d'Oued Souss) ou des formations métamorphiques plus anciennes. La série de Guelb Hadid représente la couverture de cet ensemble.

La dernière phase est représentée par des dépôts discordants de la série marine du Hank qui termine le Précambrien de la dorsale Réguibat avant les dépôts glaciaires puis les sédiments paléozoïques des bassins de Taoudeni et de Tindouf.

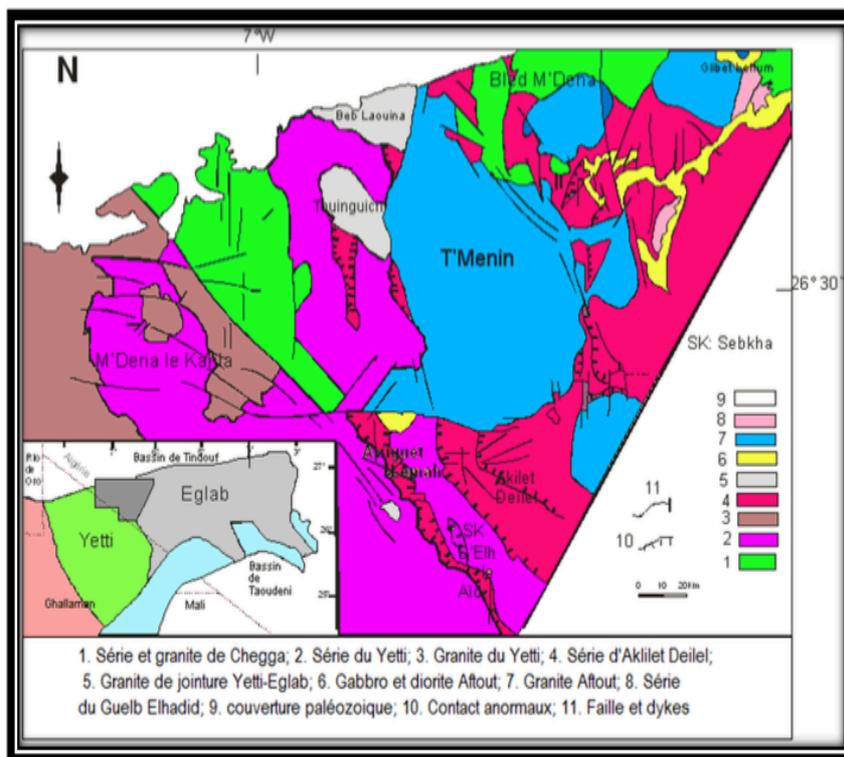
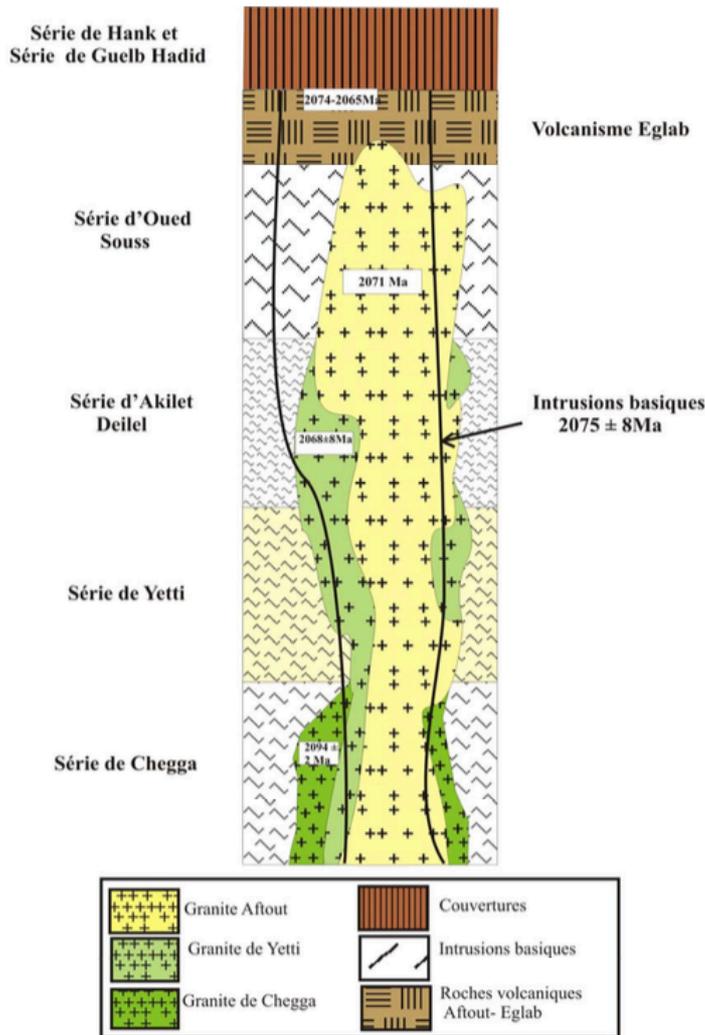


Fig.05: Schéma structural de la jointure Yetti-Eglab (in Sabaté P, 1973)



**Fig.06 : Log synthétique représentant les différentes séries de la jointure Yetti-Eglab
(Les âges repris par Peucat et al. ,2005) inédit**

I.3.3. Evolution tectonique de la partie Orientale de la dorsale Réguibat

Plusieurs épisodes tectoniques ont affecté la région et peuvent être distingués globalement en cinq phases principales (Buffière et al. ,1965) :

* la phase tectonique Réguibat : c'est la phase reconnue la plus ancienne et qui a affecté les formations archéennes ou protérozoïques. Elle est orientée SW-NE et est liée dans des phénomènes tectoniques ultérieurs ;

- * la phase tectonique Yetti succédant à la phase Réguibat et se traduisant par un système de fractures SSE-NNW déterminant la formation de deux unités principales de la dorsale : le massif de Yetti et le massif des Eglab ;
- * une phase postérieure au dépôt de la série du Guelb El Hadid et formant un système d'accidents sub-méridiens ;
- * la phase considérée comme le plus récent des événements liés aux plissements des séries du Hank et du Chenachane, et qui correspond à des fractures de direction SSE-NNW qui laissent penser qu'il s'agit d'un nouveau rejeu de la phase Yetti ;
- * la phase postérieure au dépôt du Dévonien précoce du bassin de Taoudeni et qui est caractérisée par le rejeu des accidents précédents. Elle provoque également l'individualisation de nouvelles fractures de direction subméridienne. Cette phase est probablement antérieure au dépôt des grès du bassin du Tindouf.

I.4. Historique des travaux dans le massif des Eglab

Les recherches géologiques ont été entreprises dans le massif des Eglab par **N.Menchikoff**, **P.Lapadu Hargues** et **P.Gevin** dans les années quarante. Elles n'ont été menées que le long des itinéraires isolés ; les chameaux ayant été le moyen essentiel de transport.

Menchikoff (1923) fut parmi les premiers géologues à s'intéresser à l'étude de la dorsale réguibat en la définissant comme étant l'un des « vieux pays cristallins » du continent africain. Il propose, en **1944**, l'appellation de « pays cristallin Réguibat ». La nature de l'axe cristallin Yetti-Eglab a été précisée par **Monod** en **1935**.

Jacket (1937) s'est intéressé à la dorsale occidentale.

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

Parallèlement, de nombreux autres géologues ont entamé leurs travaux dans le Réguibat occidental en mauritanie. **Sougy (1951-1952)** y a reconnu les formations suivantes : les séries de Ghallaman, d'Aguel Nebkha, de Aioun Abdelmalek et d'Imourène.

En (1953), **Blanchot** met en évidence deux séries, celles de l'Amsaga et d'Akjout.

En (1958), **Durozoy** réalise plusieurs coupes dans l'infra-cambrien de la série du Hank.

Jusqu'en (1960), des prospections préliminaires, à l'échelle de 1/200000^{ème}, des terrains situés entre les méridiens (5° et 8° W) et les parallèles (26° et 27° N) (feuilles : Djebilet, Aouinet Lagraa, Eglab Salem, Chegga et Zmila) auront lieu.

En (1960), (1960) **Sougy** est à l'origine d'une première corrélation stratigraphique entre les séries précambriennes précitées. Il désigne sous le nom de série d'Aguelt Lekhneig les formations similaires à celles de la série d'Imourène qu'elles prolongent au sud.

En (1966), **Buffière, Fahy et Petey** définissent la série de l'Oued Sousse comme un ensemble de formations volcaniques et volcano-sédimentaires discordantes sur le système de base –Réguibat.

En (1967), **Barrère** entreprend une étude détaillée des phases tectoniques ayant affecté le socle précambrien de la partie occidentale de la dorsale Réguibat. Il y établit, entre autre, 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 ce, grâce à des datations radiométriques qui, établies sur des syénites néphéliniques (roches totales et minéraux), ont donné un âge de 2021±48 Ma.

En cette même année, **Sabaté** entreprendra une étude structurale et pétrographique poussée de la jointure Yetti-Eglab. 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.

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. Une année après, 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.

Depuis la création de l'**ORGM (1992)**, plusieurs missions ont été effectuées 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**, dans le cadre d'une mission pour l'**ORGM**, met en évidence les principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab. Il a démontré l'inexistence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deïlel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippes 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 Djbel 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'orogène éburnéen.

En **2007**, **Benramdane** a contribué à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab.

En **2008**, **M. Tabeliouna et al.**, étudia la structure annulaire du sud de Gara Djebilet en montrant le caractère tholéiitique 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 TABELIOUNA** à soutenu sa thèse de doctorat sur la pétrologie et la géochimie des roches magmatique de la structure annulaire de Bled M'Dena.

Lagraa K. (2014) a mise en évidence d'une minéralisation à molybdène- cuivre de type porphyre associée au complexe granitique de bled M'Dena (Eglab, dorsale Reguibat, Algérie).

I.5. Présentation du secteur d'étude

La structure annulaire de Bled M'Dena est située aux coordonnées 6°33' et 26°38', C'est un complexe magmatique qui recoupe le pluton d'Aftout. Il est limité au Sud par un affleurement sédimentaire à prédominance arkosique, appartenant la série d'Akilet Deilel(in Tabeliouna, 2009) Voir figure 4.

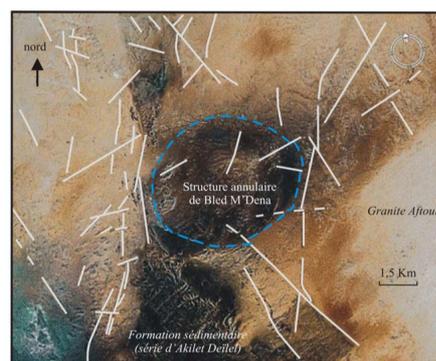


Fig.07 : Schéma de la fracturation de la structure de Bled M'Dena et sa formation encaissante (dessin effectué sur un fond de photo satellitaire) (in Tabeliouna,2009)

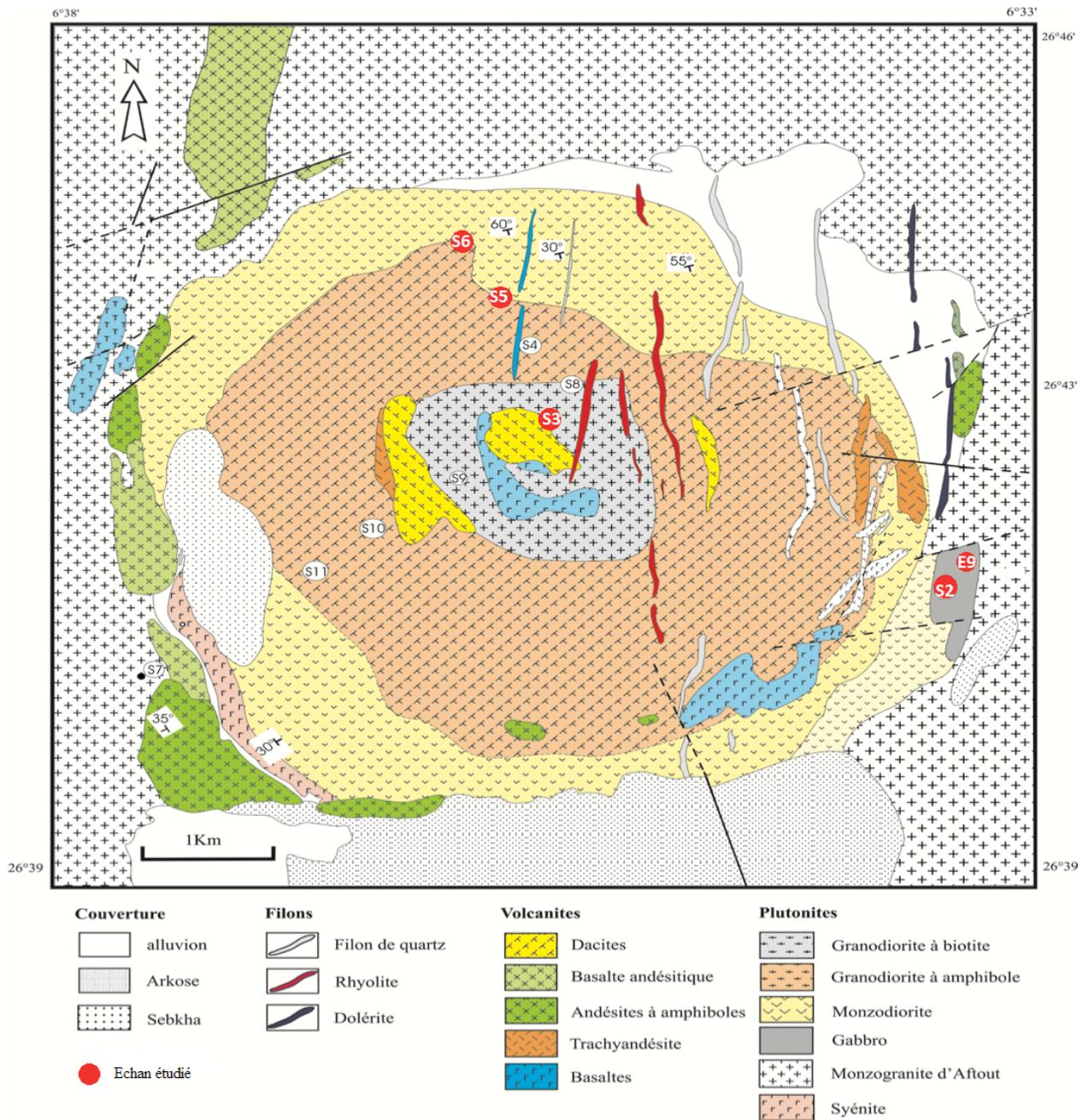


Fig.08 : Schéma géologique de la structure de Bled M'Dena (in Tableouna, 2009)

(Modifié)

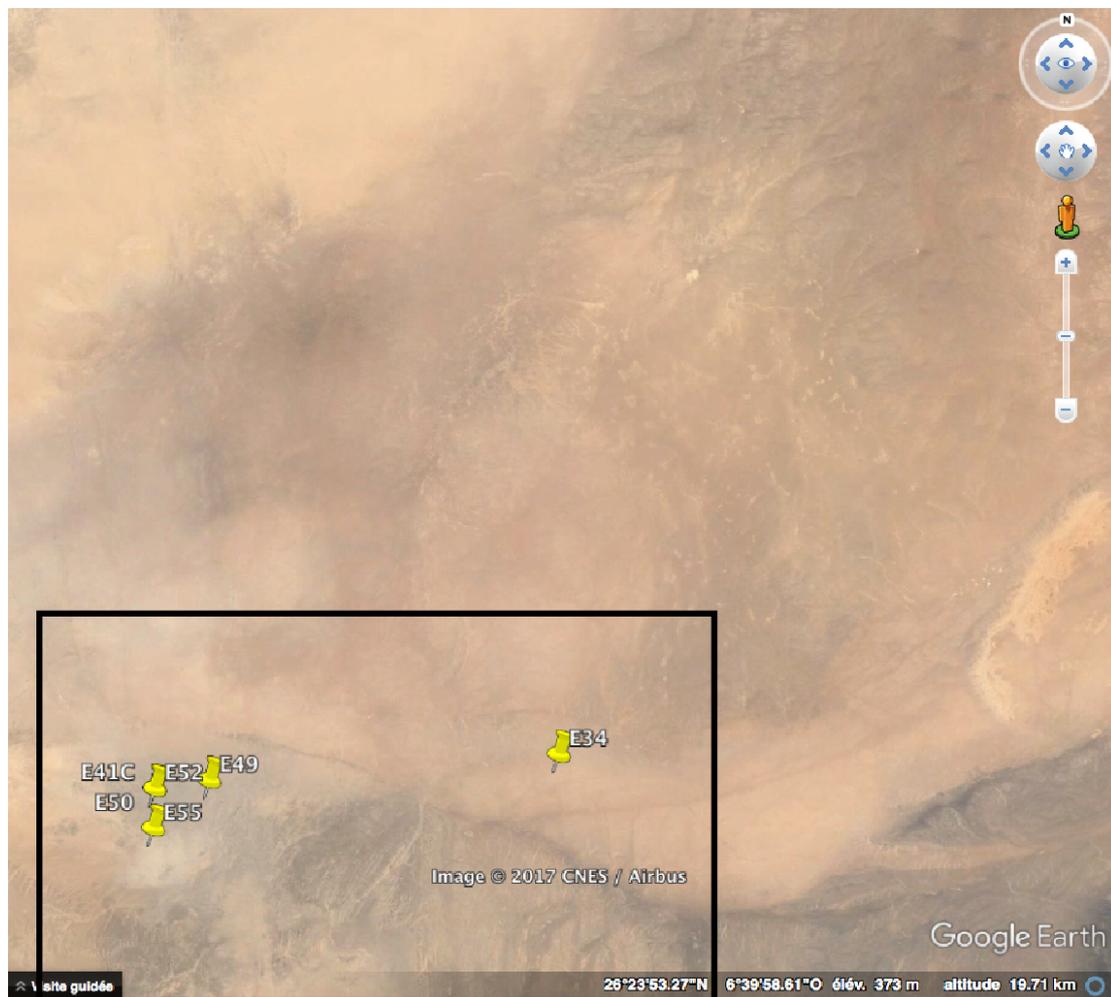


Fig.09 : Position des échantillons encaissants (photo satellitaire).

I.6.. Objectifs d'étude

Le but de ce travail est la réalisation d'une étude pétrographique et minéralogique des roches basiques et intermédiaires de la structure de Bled M'Dena et les faciès des roches encaissantes.

II- Introduction :

La structure annulaire de Bled M'Dena est constituée presque exclusivement de granitoïdes, traversé par des roches volcaniques. L'étude pétrographique des granitoïdes de la structure annulaire de Bled M'Dena a mis en évidence une prédomance des faciès felsithiques associés à des roches mafiques (Tabeliouna, 2009). L'échantillonnage réalisé au cours des campagnes de terrain de l'ORGM en 2000 et 2002, a permis d'apporter les premières descriptions pétrographiques et géochimiques des roches de ce complexe magmatique. Dans ce chapitre nous allons aborder une approche pétrographique comparative entre les faciès basiques et intermédiaires affleurant dans la structure annulaire et les faciès des roches encaissantes.

II.1 Etudes pétrographiques des roches basiques et intermédiaires de la structure de Bled M'Dena et les faciès des roches encaissantes

II.1.1- Gabbros Noritique (S2/2,E9):

Les gabbros noritique ont une texture grenue à caractère cumulatif (orthocumulat, planche1,photoA). Les grains sont jointifs, isogranulaire, composées essentiellement de plagioclase, de pyroxènes et de minéraux opaques (phase cumulus).

Les plagioclases :

Les plagioclases présentent 51% (S2/2) et 57% (E9) du volume total de la roche. Ils sont de taille qui varie de 0,5 à 2mm. On observe deux générations, la première est en section allongées, automorphe à sub automorphe, macles polysynthétiques bien développées; certaines sections sont saussuritiser (Planche1,photoE). La deuxième génération qui constituent l'intercumulus est interstitielle, les grains sont xénomorphes, macles polysynthétiques caractéristiques (planche1,photoD) et aussi la présence des inclusions d'apatite.

Les pyroxènes :

Ils se présentent sous deux aspects, le premier est en inclusion dans les plagioclases , le deuxième aspect est automorphe à sub automorphe, dont la taille des grains ne dépasse pas les 2mm. On y trouve des inclusions d'apatite. Les sections minérales sont parfois affectées par des altérations qu'on va détailler dans le paragraphe suivant.

Les clinopyroxènes :

Les clinopyroxènes présentent dans les deux lames minces étudiées (S2-2 et E9) des pourcentages qui varient entre 27 à 30% dont la taille des grains ne dépasse pas les 2mm. Ils présentent une grande partie du cumulus. C'est des sections minérales automorphes, présentant une structure zonée (distribution de Fer et Mg) extinction oblique, la macle h1 est très fréquente (Planche1,photoB). Ces caractères optiques sont ceux d'augite. Souvent les clinopyroxènes présentent des transformations en amphibole.

Les orthopyroxènes :

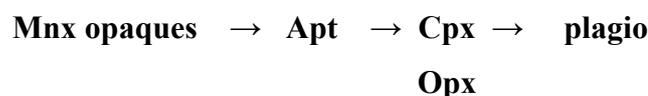
Les orthopyroxènes observés dans les deux lames minces présentent 8 à 18% de la composition de la roche. Leur taille avoisine à celle des clinopyroxènes. On distingue très bien les clivages grossiers suborthogonaux et le 3^{ème} clivage plus fin et régulier. L'extinction est droite selon la trace unique des divers clivages. Ces caractères optiques sont ceux d'hypersthènes

Les minéraux opaques :

En utilisant la lumière réfléchie, nous avons pu mettre en évidence deux types de minéraux opaques : ilménite et la magnétite. Ils se présentent soit en grains subautomorphes inclus dans toutes les paragenèses minéralogiques, soit en petites plages interstitielles.

L'apatite (minéral accessoire) se trouve en inclusion dans les plagioclases et les pyroxènes (Planche1,photoB).

L'ordre de cristallisation peut être écrit comme le suivant :



II.1.2- Granodiorite (S5-2)

Le granodiorite révèle une texture grenue, isogranulaire, la taille des cristaux ne dépasse pas le 5mm. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, biotite et minéraux opaques. (Planche2, photoF)

Les plagioclases :

Ils représentent 56% du volume total de la roche. Ils sont taille qui varie entre 2 à 5mm. L'étude microscopique montre que les plagioclases sont présents par deux générations. La première génération sous forme de prisme subautomorphes et la deuxième génération est xénomorphe et interstitiel. Présence de macles polysynthétiques typiques des plagioclases.

L'amphibole :

Elle ne représente que 8% du volume total de la roche et qui ne dépasse pas 3mm. Elle se présente en section automorphes et parfois losangiques et qui ne dépassent pas 2mm de large, elle est de couleur brune et son pléochroïsme est faible, les deux clivages caractéristiques des amphiboles sont visible. Ces caractéristiques optiques, correspondent à l'hornblende verte peut être localement altère par l'épidote.

Les feldspaths alcalins : Moins abondant que les plagioclases, ils ne constituent que 12% de la composition modale de la roche dont leur taille avoisine entre 0,5 à 1mm. Ils sont de forme xénomorphe avec de cristaux dont la taille ne dépasse pas 1 mm. Les macles de Carlsbad (orthose) sont fréquemment présentes.

La biotite : une proportion atteignant 6% du volume total de la roche. La taille des cristaux ne dépasse pas 1 mm, ils sont globalement subautomorphes à automorphe présente une couleur brunâtre et nettement pléochroïques. Les inclusions de zircons sont fréquentes. (Planche2, photoH)

Le quartz : Il représente 5% du volume de la roche totale dont leur taille avoisine entre 0,5 à 1mm. Ils sont xénomorphes, occupant les interstices entre les autres cristaux.

Les minéraux opaques :

Leur proportion avoisine 2% du volume total de la roche. Ils sont représentés par de minuscules grains ne dépassant 0.2 mm, inclus souvent dans les biotites.

L'ordre de cristallisation dans cette Granodiorite peut être reconstitué de la manière suivante :

Apt → Op → Cpx → Amphi → F.K1 → Biot → plagio → F.K2 → Qz

II.1.3- Les monzodiorites quartziques (E34,E49,E15) :

Les monzodiorites quartziques présentent une texture grenue porphyroïde. Ils sont formés essentiellement de plagioclase, amphibole, quartz, biotite et des feldspaths. (Planche2,photoI)

Les plagioclases :

Les plagioclases dans les trois lames minces (E34,E49,E15) varient entre 45 et 60% du volume total de la roche dont leur taille varie entre 0,5 à 1mm. Les cristaux sont automorphes à subautomorphes avec un relief moyen dont certaines sections sont zonées (distribution de Mg et Fe) (Le cœur du plagioclase est souvent affecté par une transformation en calcite.

L'amphibole : varie d'un faciès à un autre 12%(E34), 15%(E49) et 15%(E15), leur taille avoisine entre 1 à 2mm elle se présente forme des cristaux automorphes à subautomorphes avec souvent la présence de macles, elle présente deux habitus différents d'une part des hornblendes, formant des baguettes présentant un pléochroïsme faible. Les inclusions des opaques, de clinopyroxènes sont assez fréquentes. (Planche2,photoI)

Le feldspath alcalin : il ne présente qu'environ 7 à 30% du volume total dans chaque roche. C'est des plagioclases souvent xénomorphes de taille avoisine 0,5mm. Il renferme souvent des inclusions d'amphibole.

La biotite :

La biotite varie d'un faciès à un autre 6%(E34), 8%(E49) et 12%(E49) du volume total de la roche dont la taille ne dépasse pas 1mm. Elle se présente en cristaux subautomorphes avec des contours souvent irréguliers du brun foncé à Jaune pâle en LPA

Le quartz : une proportion qui varie de 7 à 12% du volume total de la roche dont la taille ne dépasse pas 0,5mm. Il se présente en petits cristaux xénomorphes sont souvent caractérisé par l'extinction roulante.

Les minéraux opaques : Les minéraux opaques sont représentés par des magnétites de couleur gris acier en lumière réfléchi. Leur proportion est moins de 3% du volume total de la roche, ils sont xénomorphes

L'ordre de cristallisation des phases constitutives de la monzodiorite quartzique peut être reconstitué comme suite :

Op → Amph → Biot → Plagio → F.K → Qz

II.1.4- La Diorite (E41C, S3-8) :

Texture microgrenue porphyroïde, la diorite est formée essentiellement de plagioclase et d'amphibole, le quartz est présent mais en faible pourcentage.(Planche3, photoM)

Les plagioclases

Les plagioclases prédominent dans atteignant 47%(E41C) et 45%(S3-8) du volume total de la roche. Leur taille varie entre 1 à 2mm dont ils sont représentés par des petits cristaux automorphes parfois subautomorphes dont la taille varie entre 1.5 et 4mm. On constate la présence de deux générations de plagioclases la plus grande partie de la roche c'est des microcristaux sont bien visible, la deuxième partie c'est des phénocristaux.

Feldspath alcalin :

Il représente un faible pourcentage qui dépasse pas 3% du volume total de la roche. Il est parfois perthitique. D'une manière générale le feldspath alcalin forme toujours des plages interstitielles incolore mais assez souvent trouble.

L'amphibole (hornblende verte) :

Elle varie d'un faciès à un autre 42%(E41C) et 45%(S3-8) dont la taille varie entre 1 à 2mm. C'est le deuxième minéral prédominant après les plagioclases.

Les cristaux sont automorphes à subautomorphes, avec souvent présence de macles h¹. L'Altération en chlorite est fréquente.

La biotite : Elle représente un pourcentage ne dépassant pas 1% du volume total de la roche dont la taille n'excède pas 1mm. Sa couleur varie entre le brun et le vert. Elle se présente en cristaux subautomorphes avec des contours irréguliers. On trouve les inclusions de biotite dans les feldspaths.

Quartz :

Ils représentent 10%(E41C) et 7%(S3-8) du volume total de la roche. Ils se présentent en petites plages xénomorphes dont la taille varie entre 0.5 et 1.5mm, occupent les espaces interstitielles. Ils sont souvent caractérisés par une extinction roulante. Les inclusions des minéraux d'opales sont fréquents.

Le clinopyroxène :

Il représente 2% du volume total de chaque roche de taille comprise entre 0,5 et 1mm. Le clinopyroxène très faiblement colorés en jaune verdâtre les clivages sub-orthogonaux apparaissent quelque fois avec un faible pléochroïsme et une biréfringence moyenne.

Les minéraux opaques :

Apparaissent en très faible proportion dans la roche n'excède pas de 2% représenté en petits grains de magnétite dont la couleur gris acier. Il forme des cristaux xénomorphes.

L'ordre de cristallisation des phases constitutives des Diorites peut être reconstitué comme suite :



II.1.5- Monzogranite (S6-4, E50)

Les monzogranites ont une texture grenue isogranulaire à grain moyen, formés essentiellement de quartz, de plagioclases et de feldspaths alcalins.

Les plagioclases :

Ils représentent 23%(S6-4) et 20%(E50) du volume total de roche. Les cristaux sont automorphes à subautomorphes dont la taille varie entre 3mm et 4mm. Le zonage est parfois visible sur certaines sections.(Planche2,photoJ)

Les feldspaths alcalins :

Ils atteignent 37%(S6-4) et 35%(E50) du volume total de la roche, ils forment des cristaux subautomorphes à xénomorphes dont la taille varie entre 1 et 3mm. On peut voir des perthites qui se développent dans quelques sections minérales.

La biotite : représente environ 5%(S6-4) et 8%(E50) du volume total de la roche. Elle est de couleur brune clair avec des clivages fin et régulier sont très nets, relief et pléochroïsme fort. On trouve les inclusions de zircons. On y trouve d'altération de biotite en chorite. (Planche2, photoK)

Le quartz :

Ils représentent 28%(S6-4) et 34%(E50) du volume total dont leur taille atteignent jusqu'à 5mm. Ces phénocristaux de quartz sont pauvres en inclusions.(Planche3, photoN)

Les minéraux opaques :

Ils représentent environ 1% du volume total de la roche dans les deux lames minces. Ils se présentent en petits grains xénomorphes dont la taille n'excède pas 0.5mm.

L'ordre de cristallisation des phases constitutives des Monzogranites peut être reconstitué comme suit :

Op → Biot → Plagio → F.K → Qz

III.1.6- Andésite à plagioclase (E52 ;E55) :

Roche à texture microlitique porphyrique, composée de plagioclase, de feldspath alcalin, de quartz, d'hornblende, de biotite et des minéraux Opaques.(Planche3, photoP)

Les Plagioclases

Ils représentent 49%(E52) et 45%(E55) du volume total de la roche dont leur taille atteint environ 3mm automorphes parfois sub-automorphes. Présence d'inclusions de minéraux Opaques.

Les Feldspaths alcalins :

Ils représentent 6%(E52) et 10%(E55) du volume total de la roche dont la taille atteint 1,5mm. Ils se présentent en cristaux sub-automorphes. Des inclusions des minéraux opaques sont fréquentes.

Le quartz

Il est environ 6% du volume total dans les deux roches dont la taille ne dépasse pas 3mm. Il se présente en sections sub-arrondies.

La Biotite

Elle représente 9% de la composition modale de la roche, automorphes de couleur brune avec un fort pléochroïsme.

L'Hornblende vbrune

Elle atteint 3%(E52) et 4%(E55) du volume total de la roche dont la taille varie entre 1 à 2mm. Elle est présente sous forme de microcristaux montrant un pléochroïsme très faible,

Les minéraux Opaques

Ils sont représentés environ 2% du volume total de la roche. Ils ont une forme arrondie dans la taille ne dépassent pas le 0,3mm. Ils sont généralement inclus dans les feldspaths, la biotite, et l'amphibole.

L'ordre de cristallisation peut être reconstitué comme suit :

Op → Horn → Biot → Plagio → F.k → Qz

Echantillons	Texture	Composition minéralogique	Nomenclature
S2-2	Grenue (cumulat, orthocumulat)	Pl(51%), Cpx(30%), Opx(17%), Op< (3%).	Gabbro Noritique
E9	Grenue (cumulat, orthocumulat)	Pl(57%), Cpx(27%), Opx(8%), Amph(3,5%),Op (3%), Apt(1,5%).	Gabbro Noritique
S5-2	Grenue	Pl(56%),Amph(8%), Qz(5%),Biot<(7%), FK(12%),Op (2%).	Granodiorite
E34	Grenue porphyroïde	Pl(60%),Amph(12%), Qz(12%),Biot(6%), FK(7%),Op (3%).	Monzodiorite quartzique
E49	Grenue porphyroïde	Pl(56%), Amph(15%), Qz(7%),Biot(8%), FK(12%),Op (1%).	Monzodiorite quartzique
E15	Grenue porphyroïde	Pl(47%),Amph(15%), Qz(10%), Biot<(3%), FK(30%),Op (2%).	Monzodiorite quartzique
E41C	Microgrenue porphyroïde	Pl(47%), Qz(10%), Amph(42%),Cpx(2%), Biot<(1%), FK<(1%), Op(2%).	Diorite
S3-8	Microgrenue porphyroïde	Pl(45%), Amph(45%), Qz(7%), Cpx(2%), Biot<(1%), FK(1%),Op<(2%).	Diorite
S6-4	Grenue	Pl(23%),Qz(28%), Biot(5%), FK(37%),Op<(1%).	Monzogranite
E50	Grenue	Pl(20%), Qz(34%), Biot(8%), FK(35%),Op(1%).	Monzogranite
E52	Microlitique porphyrique	Pl(49%), Horn(3%), Qz(5%),Biot(9%), FK(6%),Op (2%).	Andésite à plagioclase
E55	Microlitique porphyrique	Pl(45%), Horn(4%), Qz(6%), Biot(8%), FK(10%), Op (1%).	Andésite à plagioclase

Tableau N01 : Tableau Récapitulatif des caractères pétrographiques de quelques roches basiques et intermédiaires de la Structure de Bled M'Dena et les faciès de roches encaissantes

Abréviations : **Pl** : plagioclase, **F.K** : feldspath alcalin, **Qz** : quartz, **Cpx** : clinopyroxène,

Amph : amphibole, **Biot** : biotite, **Apt** : apatite, **Op** : opaques, **Horn** : hornblende

Opx : orthopyroxène

Les faciès : Les Gabbros Noritiques, Granodiorite, les Monzodiorites quartziques, les Diorites, les Monzogranites et les Andésites à plagioclase.

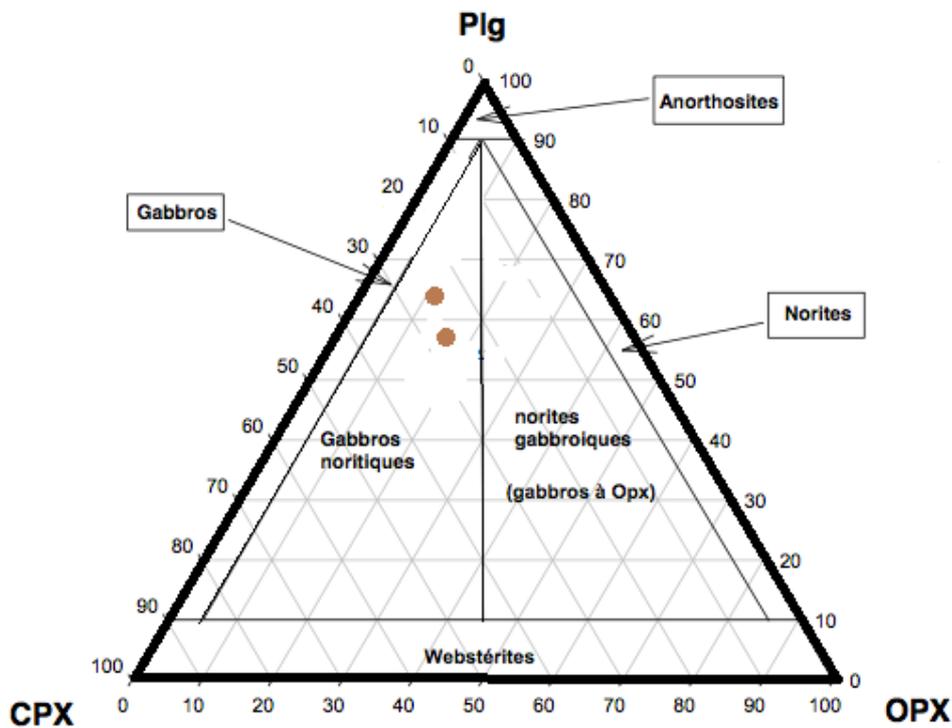


Fig.10. Projections ternaires de quelques roches basiques de la structure de Bled M'Dena de **Streckeisen (1976)**

● Gabbros Noritiques

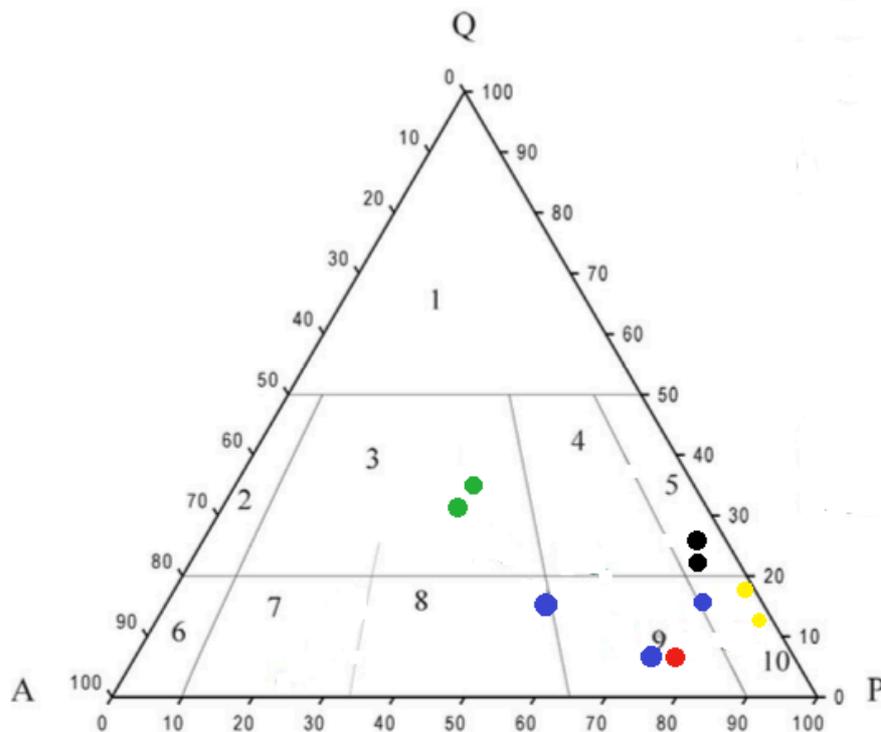


Fig.11. Projection de roches basiques et intermédiaires de la structure de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes dans le diagramme QAP de **Streckeisen (1976)**

- Granodiorite
- Monzodiorites quartziques
- Diorites
- Monzogranites
- Andésites quartziques

II.2- Conclusion de l'étude pétrographique

A partir d'une étude pétrographique on a pu déterminer les faciès suivants :

Les Gabbros noritiques à texture grenue de caractère cumulatif voir orthocumulat sont riches en plagioclases, pyroxènes et des opaques.

Monzodiorites quartziques à texture grenue sont riches en plagioclase et quartz avec la présence d'amphibole et la biotite.

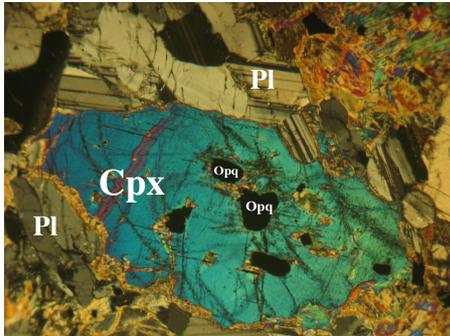
La Granodiorite des roches encaissantes montre une texture grenue, isogranulaire. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, biotite et d'opales mais les plagioclases et quartz sont très abondants dans ce faciès avec un appauvrissement d'amphibole. Elle présente les mêmes caractères pétrographiques que celle de la structure de Bled M'Dena étudiée par Monsieur Tabeliouna sauf à l'exception de l'amphibole qui est élevée dans celle de la structure de Bled M'Dena.

Les Diorites de Bled M'Dena montrent une texture microgrenue porphyroïde, formées essentiellement de plagioclase et d'amphibole, le quartz est présent mais en faible pourcentage. Elles présentent presque les mêmes caractères pétrographiques ceux des faciès des roches encaissantes.

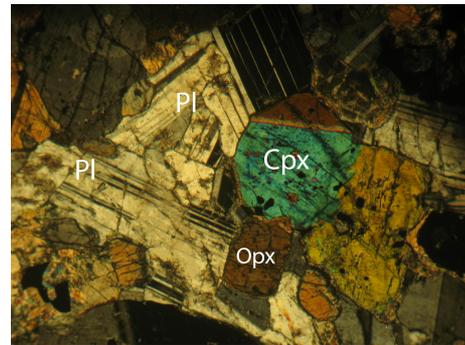
Les monzogranites de Bled M'Dena montre une texture grenue isogranulaire à grain moyen ; former essentiellement de quartz, de plagioclases et de feldspaths alcalins, ils présentent presque les mêmes caractères pétrographiques sauf que le pourcentage de quartz est plus élevé dans les roches encaissantes.

D'après les andésites à plagioclase de Bled M'Dena étudiées par Monsieur Tabeliouna 2009, elles présentent presque les mêmes caractères pétrographiques que celles des roches encaissantes sauf que dans les roches encaissantes le pourcentage des plagioclase sont élevé 45% or dans les roches de Bled M'Dena ils sont de 29%.

Planche 1



PhotoA : texture grenue à tendance cumulative. Inclusion des les Gabbros noritiques.LPAX25



PhotoB : Section montrant les pl Cpx et Opx Clinopyroxènes dans 1 Gabbros noritiques.LPAX25

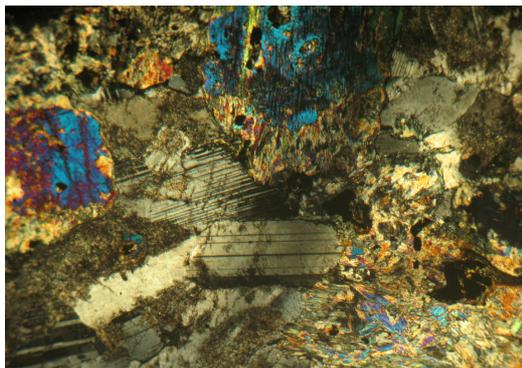


Photo C : Texture grenue montrant des plagioclases polysynthétiques.LPAX25

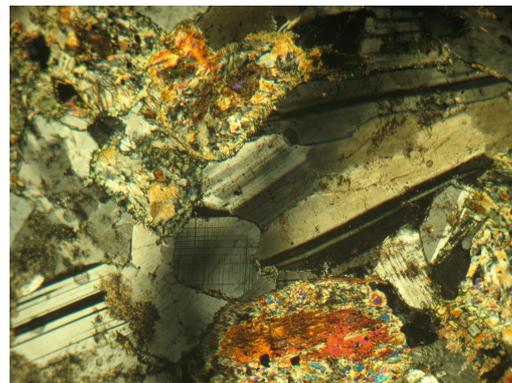


Photo D : Section montrant 2 familles de plagioclase dans les Gabbros noritiques.LPAX25

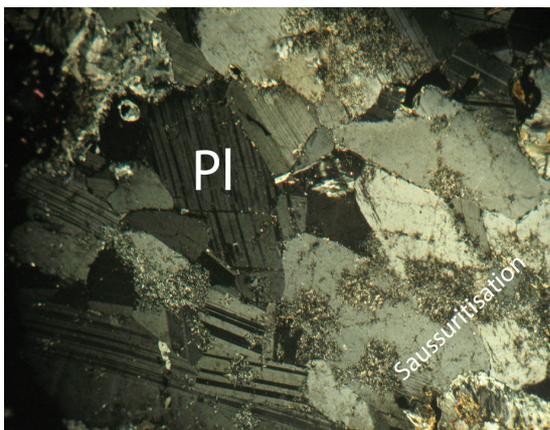


Photo E : Section montrant les plagioclases en voie de saussuritisation. Les macles polysynthétiques.LPAX25

Planche 2

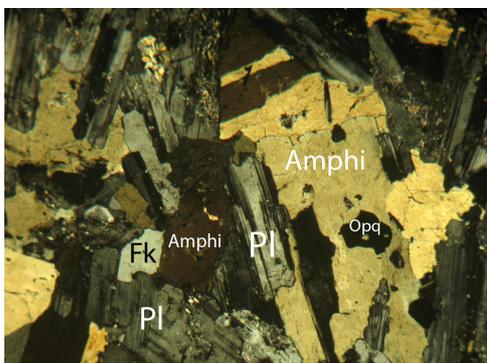


Photo F : Texture grenue. Les inclusions des opaques dans l'amphibole et macle h1 dans les Granodiorites. **LPAX25**

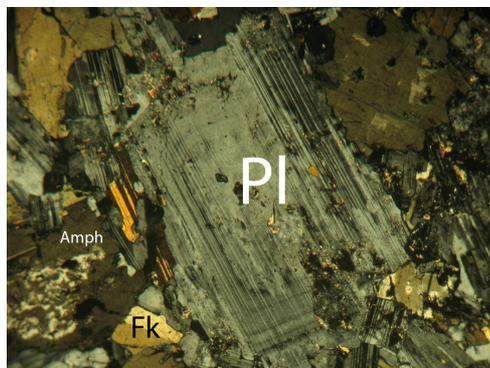


Photo G: Section montrant le zonage du plagioclase et macle h1 d'amphibole **LPAX25**

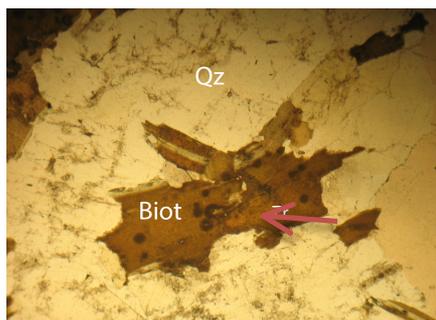


Photo H : Section montrant les inclusions de biotite dans le Quartz et les inclusions de zircons dans la biotite. Granodiorites. **LPNAX25**

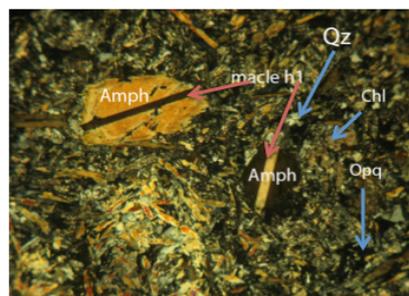


Photo I : Texture grenue porphyroïde montrant les macles h1 des amphiboles. Les opaques les quartz dans les Monzodiorites quartzique **LPAX25**

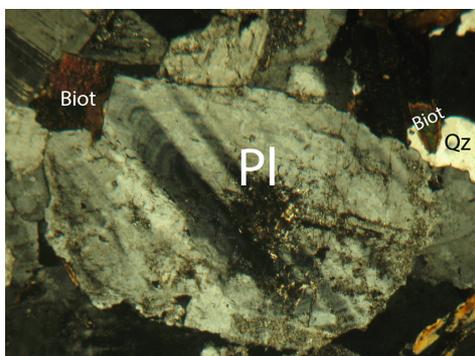


Photo J: Texture grenue montrant un plagioclase zoné dans les Monzogranite. **LPAX25**

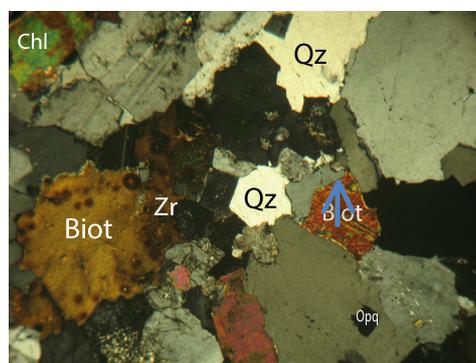


Photo K: Section montrant les inclusions de dans les biotites et la processus de chloritisation de la biotite. **LPAX25**

Planche 3

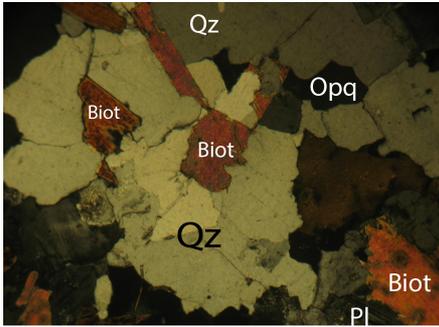


Photo L : Section montrant les phénocristaux de quartz dans les Monzogranites.**LPAX25**

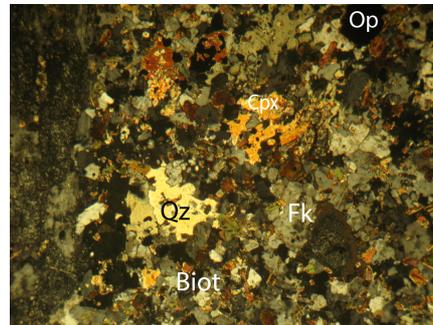


Photo M : Texture microgrenue porphyroide. section montrant les quartz occupant les espaces intertielles dans leDiorites.**LPAX25**

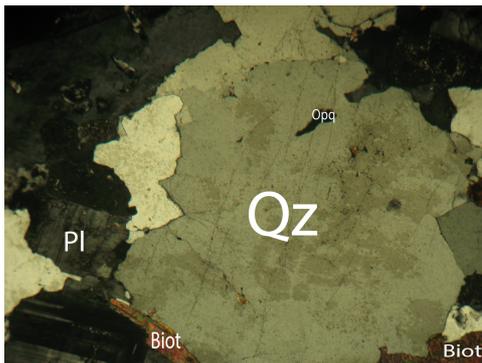


Photo N : Texture grenue montrant de Phénocritaux de quartz dans des monzogranites **LPAX25**

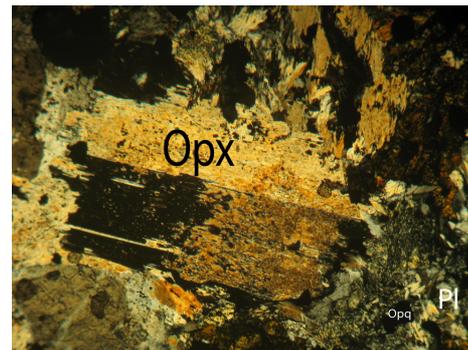


Photo O : Texture grenue montrant l'orthopyroxène poecilitique dans les Gabbros noritiques.**LPAX25**

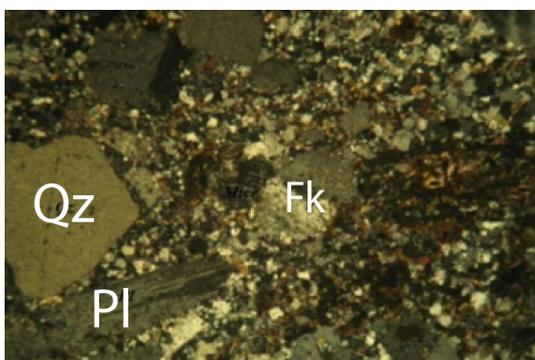


Photo P : Texture microlitique porphyrique De l'Andésite à plagioclase.**LPAX25**

III. Etudes minéralogiques de la structure de Bled M'Dena et les faciès des roches encaissantes**III.1. Variation de la composition des minéraux :**

L'étude minéralogique apporte beaucoup à notre modeste étude, pour la détermination de la nomenclature des minéraux et voir leurs tendances chimiques. Les analyses ont été réalisées par microsonde électronique aux laboratoires « Magma et Volcan » de Clermont Ferrand en France. Nous avons essayé de choisir une palette d'échantillons qui s'étend depuis les faciès plutoniques basiques à intermédiaire et nous avons inclus à simple titre comparatif quelques volcanites.

Voici la liste des échantillons analysés avec les noms des roches correspondantes :

- Gabbros Noritiques (S2-2)
- La Diorite (S3-8)
- Monzodiorite quartzique (E49)
- Monzogranite (E50)
- Andésite:(E47)
- Andésite à plagioclase (E55)

III.1.1. Plagioclases :

Les plagioclases sont omniprésents, dans tous les faciès basiques et intermédiaires observés. Dans la structure annulaire de Bled M'Dena ; ils présentent la phase de cumulus la plus importante ; ils sont aussi interstitiels (seconde génération).

La projection des analyses dans le diagramme Or-An-Ab (fig.12) montre une composition un plagioclase de type labrador à légèrement plus calciques pour les termes les plus basiques S2/2 (An_{55, 60}) et qui correspond à un affleurement de gabbros à la limite Sud-Est de la structure annulaire de Bled M'Dena. Alors celle des faciès des roches encaissantes nous donne deux types de plagioclases : andésine (An_{40, 59}) et labrador (An_{52, 69}). (Tableau 02)

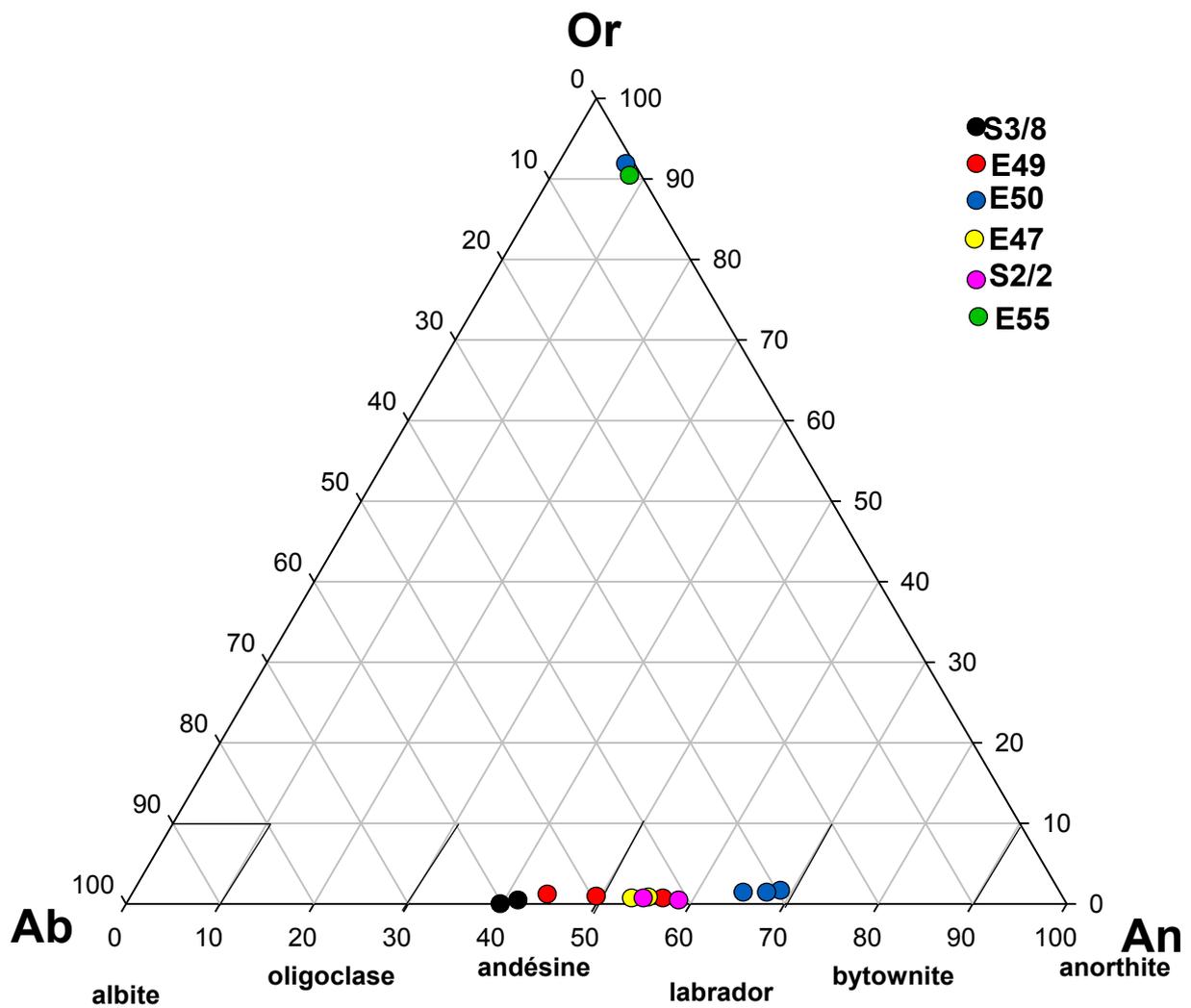


Fig.12. Diagramme de composition des feldspaths Or-An-Ab.

S3/8 : Diorite

E49 : Monzodiorite quartzique

E50 : Monzogranite

E47 : Andésite

S2/2 : Gabbros noritiques

E55 : Andésite à plagioclase

III.1.2. Les Pyroxènes :

Le clinopyroxène est peu abondant et n'a été observé et analysé par microsonde électronique que dans les faciès peu différenciés affleurant à la bordure sud-est et sud-ouest de la structure (Tabeliouna, 2009). La cohabitation des clinopyroxènes et des orthopyroxènes (En68, 5, Fs28, 9 Wo1, 5) n'est observée que dans le faciès gabbroïques (S2/2) (Fig.13). Les clinopyroxènes présentent souvent des zonations concentriques correspondant à un enrichissement en calcium du bord (20.88%CaO) vers le cœur (22% CaO). Ce qui traduit une différenciation du liquide magmatique.

Les clinopyroxènes analysés sont projetés dans la zone augite (En39,02-56,49 – Fs30,07-15,68 – Wo 27,01 - 26,33). D'un autre côté, Les clinopyroxènes analysés dans les gabbros noritiques (S2/2), sont légèrement moins riches en alumine (Al₂O₃ : 2,46 %), que ceux analysés dans les andésites à plagioclase (E55) (Al₂O₃ : 3,69 %).

La proportion du sodium diffère légèrement dans les analyses des clinopyroxènes des deux roches ; dans les andésite quartzique, ils sont plus sodiques (Na₂O : 1,02 %) que dans les gabbros noritiques (Na₂O : 0,45%).

La proportion du titane est sensiblement identique, elle varie entre 0,45 et 0,88%.

Le comportement des éléments majeurs des clinopyroxènes en fonctions de mg* (Fig.14), montre que les roches analysées sont issues de deux environnements différents. Les pyroxènes du gabbro noritique sont moins siliceux, moins alumineux, moins calciques et moins sodiques que ceux analysés dans les autres faciès intermédiaires.

Les corrélations négatives de l'aluminium et du titane en fonction de mg*, ainsi que le comportement positif du calcium, montre la cristallisation du clinopyroxène à partir d'un liquide magmatique.

Les orthopyroxènes relativement peu abondantes, observés et analysés dans les gabbros noritiques sont projetée dans la zone enstatite (En_{69,24}; Fs_{29,25}; Wo_{1,52}) (Fig.13).

On peut déduire que les pyroxènes de la structure de Bled M'Dena sont de deux types pigeonite pauvre de CaO et enstatite très pauvre en CaO tandis que ceux des roches encaissantes sont de type augite riche en CaO. (Tableau 03)

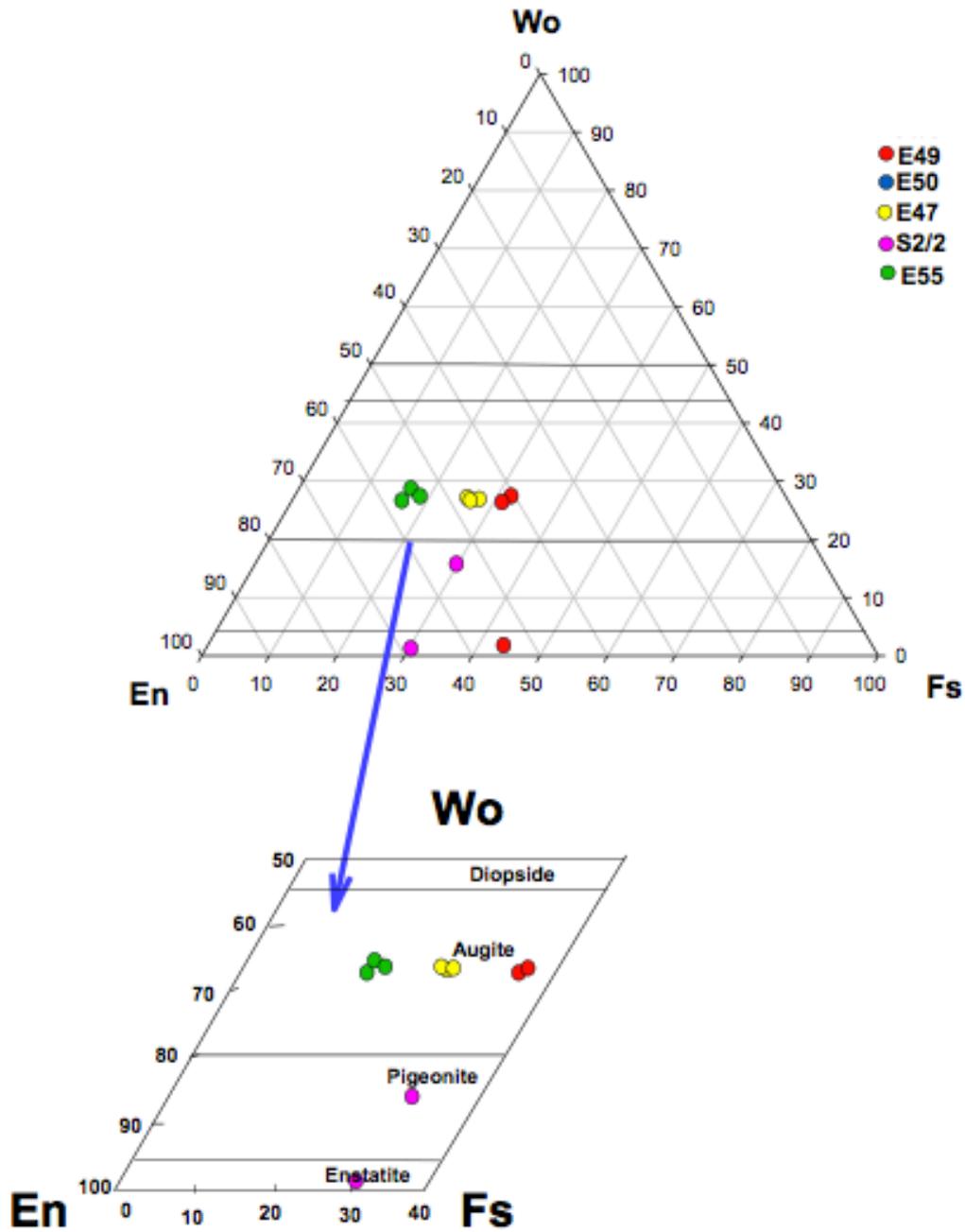
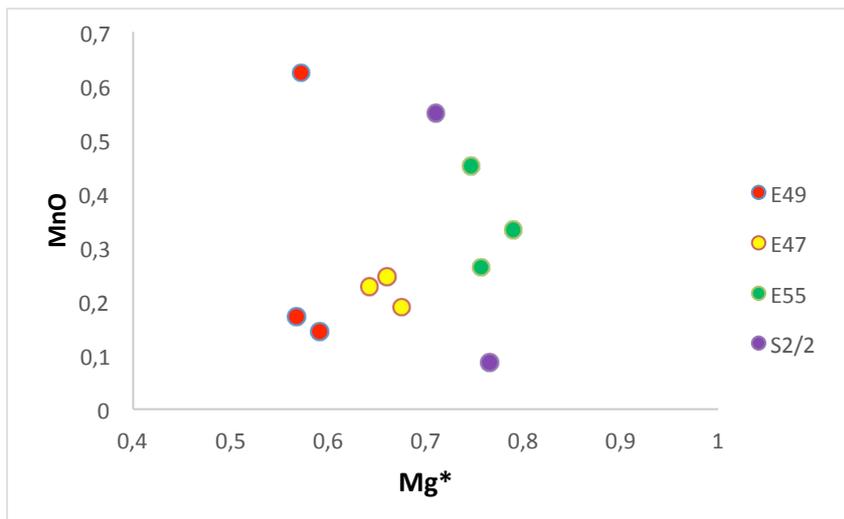
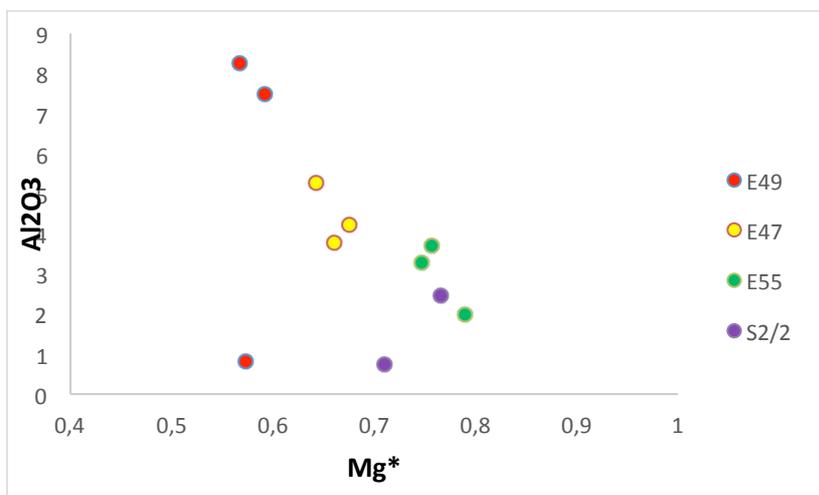
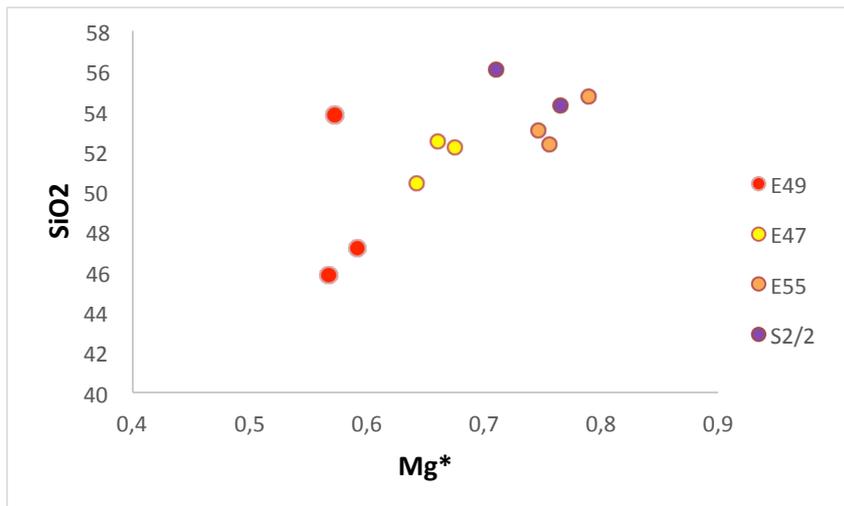


Fig.13. Diagramme *En vs Wo vs Fs* des pyroxènes d'après la nomenclature de Morimoto et al. (1988)



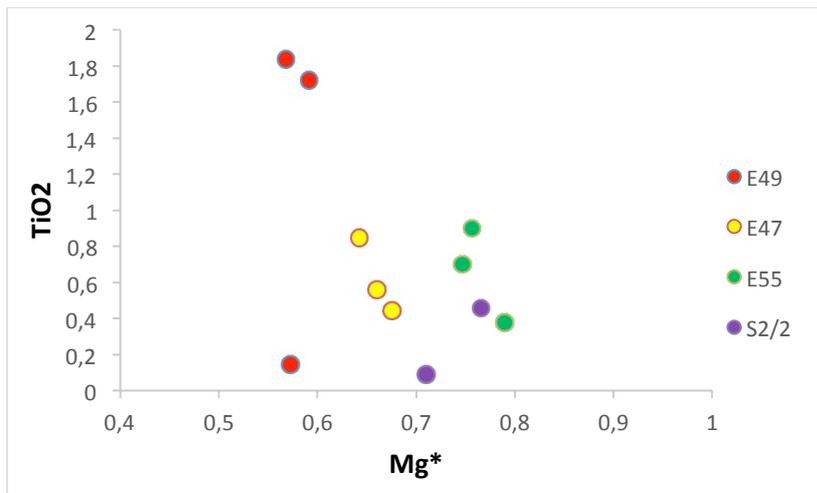
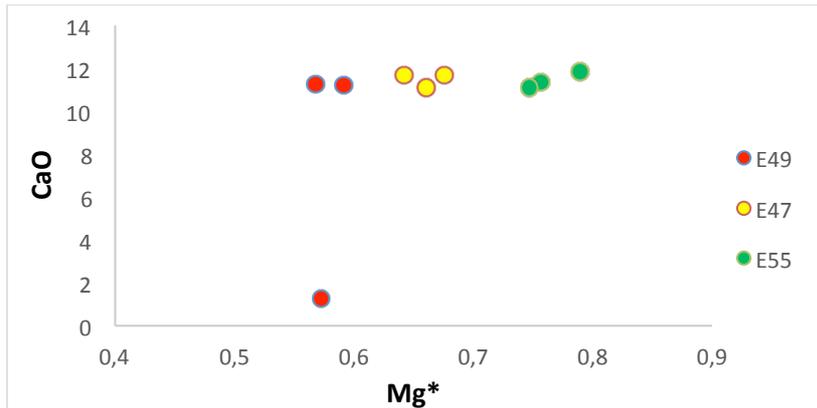
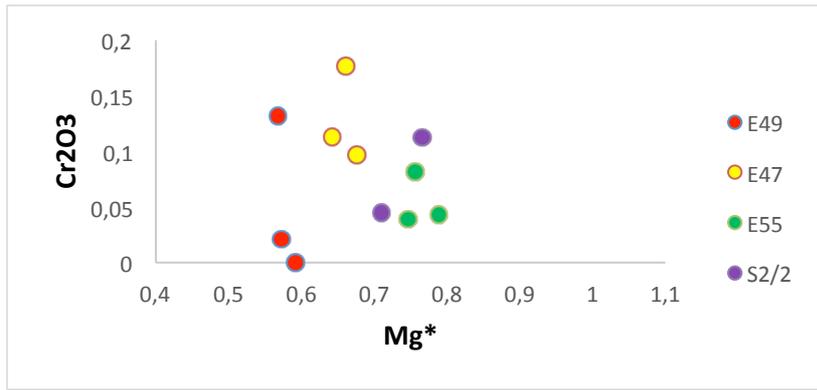


Fig. 14. Diagramme des éléments majeurs versus mg* des clinopyroxènes

E49 : Monzodiorite quartzique

E47 : Andésite

S2/2 : Gabbros noritiques

E55 : Andésite à plagioclase

III.3. Les amphiboles :

Les amphiboles sont présent dans les facies gabbroïque (S2/2) et les facies dioritique (E49). Cette distribution constitue un des traits les plus caractéristiques de la minéralogie du complexe magmatique de Bled M'Dena (Tabeliouna,2008) . en effet cette abondance tend à s'atténuer vers le centre de la structure où la biotite la remplace et devient de plus en plus abondante jusqu'à atteindre 19% du volume de la roche (Tabeliouna,2009).

Les teneurs en calcium des échantillons analysées sont presque identiques, les pourcentages en CaO oscillent entre 11,49% et 12,5%. Les analyses chimiques projetées dans le diagramme de Leake, dévoile la nature calcique et alumineuse des amphiboles, avec d'un côté, les amphiboles analysés dans les gabbros (S2/2) correspondent à des magnésiohastingsite qui sont des hornblende verte avec une composition calco-sodique à tendance magnésienne et ferrifère et de l'autre côté, les amphiboles des facies dioritiques correspondent à des edenites qui sont aussi des hornblendes vertes avec une composition calco-sodique à tendance magnésienne. Alors on peut conclure que les amphibole de la structure de Bled M'Dena sont des magnésio hastingsites et celles des roches encaissantes sont des edenites. (Tableau 05)

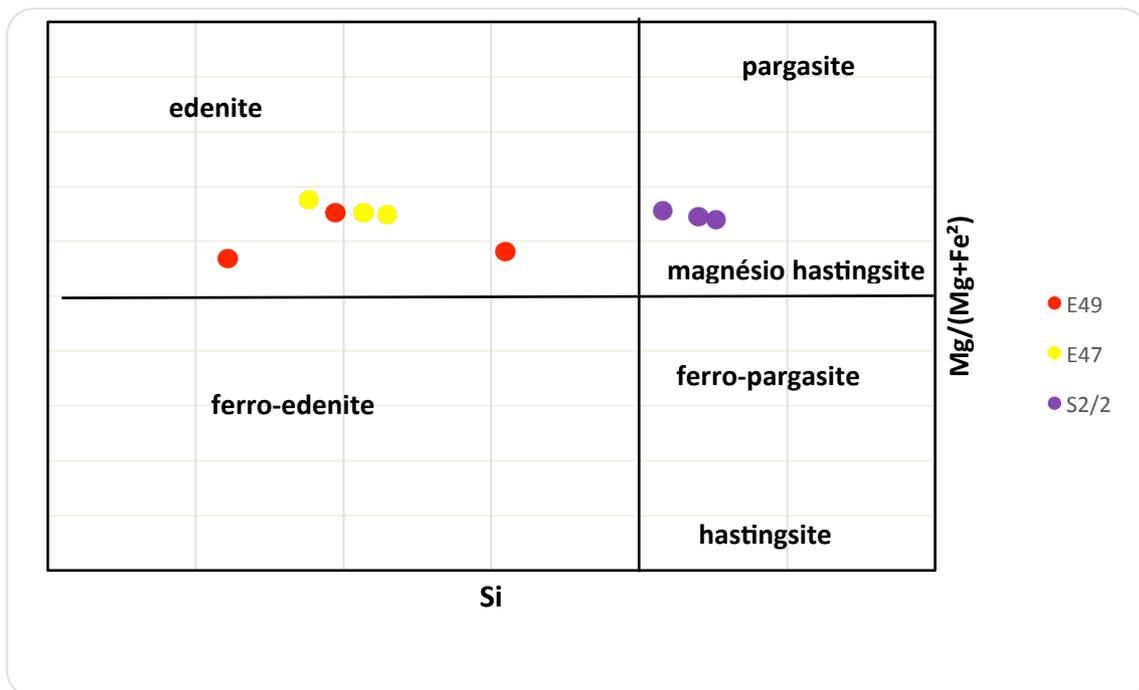


Fig.15. La nomenclature des amphiboles de la structure annulaire de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes (D'après Leake, 1997)

III.1.4. micas noirs : Biotite

La variété de micas noirs la plus abondante dans les échantillons analysés est la biotite ; très magnésiennes, dans les faciès gabbroïques où elle est souvent interstitielle. Cette tendance magnésienne est soulignée dans le diagramme Mg/Mg+Fe versus Si (Fig.16) où les micas analysés se trouvent à la limite du champ des phlogopites. La tendance magnésienne des biotites est aussi marquée dans les plutonites de Bled M'Dena étudiées par Monsieur Tabetiouna (Tabetiouna, 2009). D'un autre cotés ; les biotites observés et analysés dans les faciès plus différenciés tels que les monzogranites (E50) et les monzodiorites quartzique sont beaucoup moins magnésiennes. On peut déduire que la nature du magma donnant tous ces faciès est un peu évoluée. (Tableau 04)

Champs des biotites de la structure annulaire de Bled M'Dena

Etudié par M. Tabetiouna, 2009

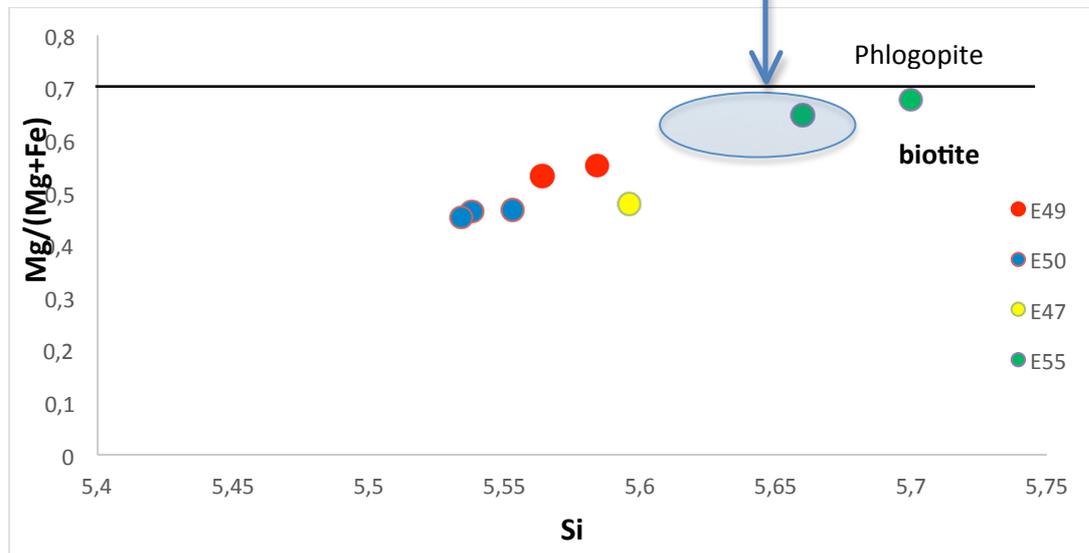


Fig. 14: Diagramme de classification de la biotite d'après Ferré et Leake, (2001).

III.1.5. Les minéraux opaques :

L'analyse chimique de quelques oxydes opaques par microsondes électroniques à nous a permis de connaître leurs natures.

Les oxydes opaques observés dans les roches de la structure annulaire de Bled M'Dena sont des magnétites

Dans les faciès des roches encaissantes ils sont de type ilménite. (Tableau 06)

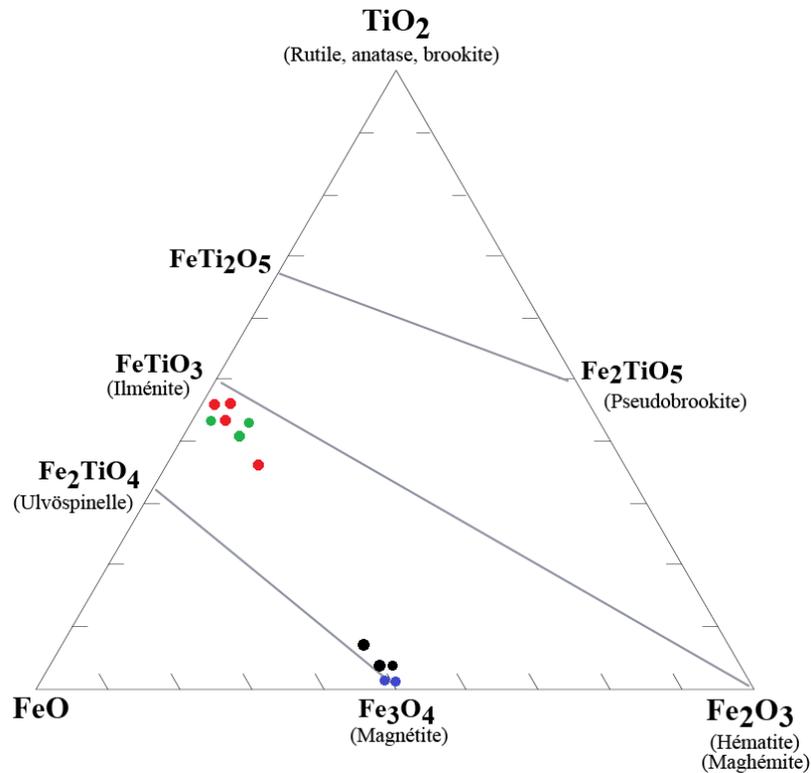


Fig.15 : Diagramme des minéraux opaques de la structure annulaire de Bled M'Dena et des faciès des roches encaissantes.

III.2. Conclusion :

Après une étude minéralogique on déduit montre une composition un plagioclase de type labrador à légèrement plus calciques pour les plagioclases de la structure de Bled M'Dena sont de type labrador tandis que ceux des faciès des roches encaissantes nous donne deux types de plagioclases : andésine et labrador.

On peut déduire que les pyroxènes de la structure annulaire de Bled M'Dena sont de deux types pigeonite pauvre de CaO et enstatite très pauvre en CaO tandis que ceux des roches encaissantes sont de type augite riche en CaO.

Les amphiboles de la structure de Bled M'Dena sont des magnésio hastingsites et celles des roches encaissantes sont des edenites.

Les biotites des roches de la structure de Bled M'Dena et celles des roches encaissantes sont dans la limite biotite. La nature du magma donnant tous ces faciès est un peu évoluée car elles sont toutes à la limite.

Les oxydes opaques sont les magnétites dans les roches de la structure annulaire de Bled M'Dena tandis que ceux des roches encaissantes sont de type ilménite.

Conclusion générale

Le massif Paléoprotérozoïque des Eglab (la partie orientale de la dorsale Reguibat), montre une évolution d'un système de marge active vers 2,7 Ga (Peucat et al. 2005) ; le magmatisme calco-alkalin du massif Eglab, fonctionne d'abord en contexte d'arc mature vers 2.20 Ga (Peucat et al. 2005). Les roches basiques étudiées par Azzouni-Sekkal (1976) seraient contemporaines de ce contexte géodynamique de marge continentale active ou d'arc insulaire (Tabeliouna, 2009) qui se termine par un magmatisme post-tectonique.

Ce magmatisme post-tectonique est engendré par la collision des deux terranes le Yetti à l'Ouest et les Eglab à l'Est, suivie par l'installation d'un régime tectonique post collisionnel qui a favorisé la mise en places des deux structures annulaires.

La mise en place de la structure annulaire de Bled M'Dena, coïnciderait avec cette phase distensive.

A partir de l'étude pétrographique on a pu déterminer les faciès suivants :

Les Gabbros noritiques de la structure annulaire de Bled M'Dena à texture grenue de caractère cumulatif voire orthocumulat sont riches en plagioclases, pyroxènes et des opaques

La Granodiorite des roches encaissantes montre une texture grenue, isogranulaire. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, biotite et d'opaques mais les plagioclases et quartz sont très abondants dans ces faciès avec un appauvrissement d'amphibole. Elle présente les mêmes caractères pétrographiques que celle de la structure de Bled M'Dena étudiée par Monsieur Tabeliouna sauf à l'exception de l'amphibole qui est élevée dans celle de la structure de Bled M'Dena.

Monzodiorites quartziques des faciès des roches encaissantes étudiées ont une texture grenue porphyroïde sont riches en plagioclase et quartz avec la présence d'amphibole et la biotite ont les mêmes caractères pétrographique que ceux de la structure annulaire de Bled M'Dena étudiés par Monsieur Tabeliouna.

Les Diorites de Bled M'Dena montrent une texture microgrenue porphyroïde, formées essentiellement de plagioclase et d'amphibole, le quartz est présent mais en faible pourcentage. Elles présentent presque les mêmes caractères pétrographiques ceux des faciès des roches encaissantes étudiées.

Les monzogranites de Bled M'Dena montre une texture grenue isogranulaire à grain moyen ; former essentiellement de quartz, de plagioclases et de feldspaths alcalins, ils présentent presque les mêmes caractères pétrographiques sauf que le pourcentage de quartz est plus élevé dans les roches encaissantes.

D'après les andésites à plagioclase de Bled M'Dena étudiés par Monsieur Tabeliouna 2009, elles ont presque les mêmes caractères pétrographique que celles des roches encaissantes sauf que dans les roches encaissantes le pourcentage des plagioclase sont élevé 45% or dans les roches de Bled M'Dena ils sont de 29%.

L'étude minéralogique montre une composition un plagioclase de type labrador à légèrement plus calciques pour ceux de la structure annulaire de Bled M'Dena tandis que ceux des faciès des roches encaissantes nous donne deux types de plagioclases : andésine et labrador.

On peut déduire que les pyroxènes de la structure de Bled M'Dena sont de deux types pigeonite pauvre de CaO et enstatite très pauvre en CaO tandis que ceux des roches encaissantes sont de type augite riche en CaO.

Les amphiboles de la structure de Bled M'Dena sont des magnésio hastingsites et celles des roches encaissantes sont des edenites.

Les biotites des roches de la structure de Bled M'Dena et celles des roches encaissantes sont dans la limite biotite. La nature du magma donnant tous ces faciès est un peu évoluée car elles sont toutes à la limite des phlogopites.

Les oxydes opaques sont de la magnétite dans la structure annulaire de Bled M'Dena tandis que dans les roches encaissantes ils sont de type ilménite.

