

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran



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

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en Sciences de la Terre
Spécialité : Magmatisme, Géodynamique et Transfert Lithosphériques

Pétrographie des faciès magmatiques du sud de Gara Djebilet (les Eglab, SW Algérien)

Présenté par : M. KERE Inoussa

Mlle. DJALAB Faïza

Soutenu publiquement le 25-06-2014, devant la commission d'examen composée de :

| | | |
|----------------|-------------------------|-----------------------|
| ❖ Président | M. SEDDIKI Abdel Madjid | Maître de conférences |
| ❖ Encadreur | M. TABELIOUNA Mohamed | Maître de conférences |
| ❖ Examinateur | M. MEDDAH Amar | Maître de conférences |
| ❖ Examinatrice | Mme DJENAOUI Chérifa | Maître Assistante |

Promotion 2013/2014

REMERCIEMENTS

Nous tenons tout d'abord à remercier Le Tout Puissant pour nous avoir accordé la santé, la force ainsi que le courage de parvenir au terme de ce travail.

A M. TABLIOUNA M. nos remerciements les plus sincères pour avoir accepté d'être notre encadreur et pour ses encouragements ainsi que son suivi pendant la réalisation de cette précieuse initiation à la recherche. Puisse Allah vous accorder Sa bénédiction !

De même, nous remercions très chaleureusement Mme DJENAOUI Chérifa pour n'avoir ménagé aucun effort pour nous aider à accomplir cette étude et aussi pour avoir accepté d'examiner notre travail.

Nos remerciements vont également à l'encontre M. SEDDIKI Abdel Madjid d'avoir accepté la présidence du jury, ainsi que son apport critique sur notre travail.

Tout comme, nous remercions énormément M. MEDDAH Amar qui a généreusement accepté d'examiner notre travail.

Nous exprimons notre profonde gratitude à tous les enseignants du département de sciences de la Terre, en particulier ceux ayant participé à notre formation tout au long de notre cursus universitaire.

Des remerciements particuliers vont à l'encontre de nos très chers Fayina SOAFIDINE et BELLI Hakim pour tous les encouragements dont ils nous ont témoignés le long de ce travail.

Nous remercions enfin tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à ce travail sans oublier les membres de notre promotion 2^{ème} Année Master STU spécialité Magmatisme, Géodynamique et Transfert Lithosphériques au titre de l'année universitaire 2013-2014, en particulier BEKHEDDA Fatima, BENSAAD Fatiha, BENSILA Fatima, SAOUDET Fadhila ainsi que OUEDRAOGO Ousséni, MAKAN Sogotera, OULD M'BAREK Boubeh

DEDICACES

A Allah, Le Tout Puissant en qui je puise force et courage dont j'ai besoin pour aller de l'avant dans ma vie !

A mes parents : M. Ali T. KERE et Mme. KERE, née Lizèta NAMBANE pour lesquels je me bats avec abnégation, où que je sois, je vous porte au plus profond de mon cœur !

A mon très cher grand-frère M. Moumini KERE qui a toujours su m'encourager dans mes études !

A tous mes frères et sœurs ;

A tous ceux pour qui, j'ai compté un jour.

Inoussa KERE

DEDICACE

Je dédie ce travail à Allah, le Tout Puissant, qui m'a toujours illuminée et m'a mise sur la bonne voie ;

Sans oublier le soutien de mes parents : M. DJALAB Boumediene et Mme DJALAB, née AROUCHE Fatima, qui m'ont toujours comprise et qui m'ont soutenue et acceptée ;

Je dédie aussi ce travail à ma chère princesse, ma sœur et meilleure amie : Mme BENSOTRA, née DJALAB Aïchouche ;

Ainsi qu'à mon beau-frère, BENSOTRA Bachir et à ma petite nièce : BENSOTRA Marwa ;

Sans oublier mes grands-parents, mes tantes et oncles qui m'ont toujours encouragée

DJALAB Faïza

RESUME

Le continent africain au cours de son histoire a connu plusieurs épisodes orogéniques, dont l'effet dominant a été la cratonisation. Il est ainsi composé de plusieurs cratons dont le craton ouest africain. La partie nord de ce dernier est occupée par la Dorsale Réguibat, constituée principalement des domaines Yetti et Eglab. Ces deux se rencontrent par une zone de fractures orientées globalement SSE-NNW : la jointure Yetti-Eglab. A l'ouest de cette jointure se localise la région de Gara Djebilet.

Une étude pétrographique d'un secteur situé dans cette région a été réalisée par le biais de vingt-trois échantillons. Elle a permis de mettre en évidence des faciès magmatiques, dont le mode de la mise en place est diversifiée (plutonique, volcanique et hypo-volcanique). Celles-ci se sont mises en place dans un encaissant granitique. Les roches volcaniques, caractérisées par une texture microlitique à microlitique porphyrique, sont représentées par des andésites, des dacites et des rhyolites, traduisant probablement une série calco-alkaline. Quant aux plutonites, ils ont globalement une texture grenue et sont matérialisés par des diorites, des granodiorites et des microgranites. Par ailleurs, l'encaissant est intrudé par des filons doléritique dans lesquels des baguettes de plagioclase sont appuyées les unes aux autres et noyées dans une pâte de cristaux de pyroxène.

Le processus d'altération touche pratiquement toutes ces roches en transformant amphiboles et biotite en chlorite tandis que plagioclase et feldspath alcalin s'altèrent respectivement en séricite et minéraux argileux (kaolinite).

Mots clés : craton, Dorsale Réguibat, Gara Djebilet, calco-alkaline

ABSTRACT

In its geological history, the african continent had known many orogenic episodes which mainly caused its cratonisation. Thus, the continent is made up of four cratons which include the West African Craton. The northern part of the West African Craton includes the Reguibat Dorsal which is made up of both Yetti and Eglab domains. These domains are seperated by a SSE-NNW directed shear zone named the Yetti-Eglab juncture. The Gara Djebilet is located in the western part of this juncture.

Twenty three representative samples from the southern part of Gara Djebilet were studied in the present study. That permits to show a high petrographic heterogeneity marked by volcanic, plutonic and hypo-volcanic rocks, set up in a granitic host. Volcanic rocks display microlitic and porphyric microlitic texture. They include andesite, dacite and rhyolite, probably stemming from a calc-alkaline magmatic liquid line of descent. Plutonic rocks have a grained texture and include diorite, granodiorite and microgranite. There are also seams of dolerite in intrusion within the granitic host. They contain stick shaped plagioclases lean against each other and surrounded by pyroxène microcrystals paste.

Almost all these rocks are concerned by alteration, which transforms amphibole and biotite into chlorite, whereas plagioclase and K-feldspar are respectively transformed into sericite and kaolinite.

Keywords : craton, Dorsale Reguibat, Gara Djebilet, calco-alkaline

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|----|
| RESUME..... | i |
| ABSTRACT | ii |
| Listes des figures..... | v |
| Liste des planches..... | v |
| Liste des tableaux | vi |
| Liste des abréviations | vi |
| CHAPITRE I GÉNÉRALITÉS | 1 |
| I.1. Introduction | 2 |
| I.2. Le continent africain..... | 2 |
| I.2.1. Les orogénèses..... | 2 |
| I.2.2. Les cratons africains | 4 |
| I.2.3. Structurologie | 5 |
| I.3. Le craton ouest africain | 6 |
| I.4. La dorsale Réguibat..... | 7 |
| I.4.1. Cadre géographique | 7 |
| I.4.2. Cadre géologique | 8 |
| I.4.2.1. La partie occidentale | 10 |
| I.4.2.2. La partie centrale..... | 10 |
| I.4.2.3. La partie orientale | 10 |
| I.4.3. La jointure Yetti-Eglab | 12 |
| I.4.4. Evolution tectonique de la dorsale Réguibat | 13 |
| I.4.5. Historique des travaux sur la dorsale Réguibat | 13 |
| I.5. Présentation du secteur d'étude..... | 17 |
| I.5.1. Situation géographique | 17 |
| I.5.2. Cadre géologique | 18 |
| I.6. Objectifs du travail | 19 |

| | |
|---|----|
| CHAPITRE II ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE..... | 20 |
| II.1. Introduction..... | 21 |
| II.2. Méthodes et moyens utilisés | 22 |
| II.3. Etude pétrographique | 23 |
| II.3.1. Les dolérites (F0, F1, F1A, F2A, F3A) | 28 |
| II.3.2. Les diorites (DT5, DT6, DT8B)..... | 30 |
| II.3.3. La granodiorite (DT2) | 33 |
| II.3.4. L'andésite (DT22) | 36 |
| II.3.5. Les dacites (DT3, DT4, DT4', DT7, DT20, DT21, DT23, DT24) | 39 |
| II.3.6. Les rhyolites (F4, DT1)..... | 42 |
| II.3.7. Les monzogranites (DT8, DT8A) | 43 |
| II.3.8. Le filon de quartz (F1B)..... | 44 |
| II.4. Conclusion à l'étude pétrographique | 46 |
| CHAPITRE III ÉTUDE COMPARATIVE | 48 |
| III.1. Introduction | 49 |
| III.2. La structure annulaire de Bled M'Dena | 49 |
| III.2.1. Localisation des faciès dioritiques | 49 |
| III.2.2. Résultat de l'étude pétrographique des faciès dioritiques..... | 50 |
| III.3. Etude comparative | 52 |
| III.3.1. Les diorites..... | 53 |
| III.3.2. Les granodiorites..... | 54 |
| III.3.3. Les monzogranites | 55 |
| III.4. Synthèse pétrographique des deux secteurs..... | 57 |
| CONCLUSION GÉNÉRALE | 59 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 64 |

Listes des figures

| | |
|---|----|
| Fig.1 : Localisation des orogénèses sur le continent africain | 4 |
| Fig.2 : Cratons et structurologie de l'Afrique | 5 |
| Fig.3 : Le craton ouest africain | 7 |
| Fig.4 : Cadre géographique de la dorsale Réguibat | 8 |
| Fig.5 : Cadre géologique de la Dorsale Réguibat et sa couverture | 9 |
| Fig.6 : Localisation du secteur d'étude dans le contexte de la Dorsale Réguibat | 18 |
| Fig.7 : Position des échantillons sur le secteur | 22 |
| Fig.8 : schéma géologique du secteur occidental de Bled M'Dena | 25 |
| Fig.9 : Coupe schématique du secteur occidental de Bled M'Dena | 26 |
| Fig.10 : projection des roches sur le diagramme QAP de Streckeisen | 27 |
| Fig.11 : coupe schématique du secteur méridional de Bled M'Dena | 50 |
| Fig.12 : projection des roches comparées sur le diagramme QAP de Streckeisen | 53 |

Liste des planches

| | |
|-----------|----|
| Planche 1 | 29 |
| Planche 2 | 32 |
| Planche 3 | 35 |
| Planche 4 | 38 |
| Planche 5 | 41 |
| Planche 6 | 45 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau 1 : coordonnées GPS des échantillons | 21 |
| Tableau 2 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des filons | 23 |
| Tableau 3 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des massifs | 24 |
| Tableau 4 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des roches du secteur 2 | 51 |
| Tableau 5 : tableau comparatif des trois faciès communs des deux secteurs | 52 |
| Tableau 6 : tableau comparatif des tous les faciès des deux secteurs | 62 |

Liste des abréviations

% : pour cent

± : plus ou moins

Amph : amphibole

Apt : apatite

B.M.D. : Bled M'Dena

Biot : biotite

C.O.A. : craton ouest africain

Cpx : clinopyroxène

Echant : échantillon

F.K. : feldspath alcalin

Fig. : figure

Ga : giga-année (10^9 années)

G.D. : Gara Djebilet

G.P.S. : Système de Positionnement Mondial (global positioning system)

LPNA : lumière polarisée non analysée

LPA : lumière polarisée et analysée

Ma : méga-année (10^6 années)

Magn : magnétite

mm : millimètre

Musc : muscovite

Op : opaque

Opx : orthopyroxène

O.R.G.M. : office de recherches géologiques et minières

pl. : planche

Plagio : plagioclase

Qz : quartz

S.E.R.M.I. : Société d'Etude et de Réalisations Minières et Industrielles

Sph : sphène

Tab. : tableau

Zirc : zircon

CHAPITRE I GÉNÉRALITÉS

I.1. Introduction

Un craton se définit comme une vaste proportion stable du domaine continental (Foucault & Raoult, 2003). Le continent africain est constitué de plusieurs cratons dont le craton ouest africain. Le craton ouest africain est cette partie de l’Afrique qui est recouverte par de formations précambriennes et subdivisée en trois zones : la Dorsale du Man, les fenêtres de Kayes et de Kéniéba et la Dorsale Réguibat. La géologie de la partie orientale de cette dernière est marquée par deux cycles orogéniques distincts pendant la période éburnéenne (Sabaté, 1973) : le cycle de Yetti en Mauritanie, d’âge 2086 ± 8 Ma (Peucat et al., 2005) et celui de l’Eglab en Algérie, d’âge 2022 ± 50 Ma (Vachette et al., 1973), le cycle de l’Eglab étant donc le plus récent.

I.2. Le continent africain

I.2.1. Les orogénèses

Les connaissances géologiques sur l’Afrique, bien que non négligeables, sont peu nombreuses. Nous pouvons citer les éditions de la carte géologique internationale de l’Afrique à l’échelle 1/5 000 000 (2^{ème} édition, 1963). En 1968, cette carte a été complétée par l’édition d’une carte tectonique à la même échelle accompagnée d’une notice explicative résumant un ouvrage intitulé « Tectonique de l’Afrique ».

Les traités sur l’Afrique sont aussi rares. Nous avons les quatre volumes de la « Geologie Afrikas » de E. Krenkel paru de 1925 à 1938 et qui présentaient l’ensemble des connaissances disponibles sur l’Afrique. Nous pouvons aussi citer R. Furon qui publia en 1950 une « Géologie de l’Afrique » dont la 3^{ème} édition, parue en 1968, expose l’ensemble de la géologie du continent. Aussi, en 1963, S. H. Haughton faisait paraître « The Stratigraphic history of Africa South Sahara » qui avait le même rôle.

Les résultats de toutes ces études géologiques et géochronologiques du continent africain ont permis d’établir les grands épisodes orogéniques qui ont contribué à sa formation. Les principaux événements de cette histoire ont été schématisés comme suit par T. N. Clifford en 1970 :

- Orogénèse à 3 000 Ma (Archéen)
- Orogénèse à 2 500—2 800 Ma (Orogénèse shamvaïennne)

- Orogénèse à $1\,850 \pm 250$ Ma (Orogénèse éburnéenne et épisode orogénique huabien)
- Orogénèse à $1\,100 \pm 200$ Ma (Orogénèse kibarienne)
- Orogénèse à 550 ± 100 Ma (Orogénèse damarienne – katanguienne – panafricaine)
- Orogénèse acadienne et hercynienne
- Orogénèse alpine de l'Atlas.

Les événements liés à des déformations, au métamorphisme et à la granitisation sont les suivants (Bessoles, 1977):

➤ L'orogénèse ouzzalienne : d'âge archéen vers 3 Ga, elle a affecté une région qui s'étend du Tanezrouft oriental à l'Adrar des Iforas (Algérie). Elle a donné naissance à des complexes à faciès granulitique avec la présence de gneiss, charnockites, leptynites, quartzites et marbre.

➤ L'orogénèse éburnéenne ou ivoirienne : elle se situe vers 2 Ga et est responsable de l'édification d'une chaîne de montagne inexistante actuellement et qui s'étendait du Nord au Sud à travers l'Afrique occidentale. Celle-ci laisse comme preuve de son existence des alignements Nord-Sud et des traces de grands chevauchements ou se sont installées des intrusions granitiques.

➤ L'orogénèse kibarienne : vers 1 Ga, elle affecte la partie centrale du continent (Congo, Burundi) et aussi l'Afrique du Sud, tout en créant en Afrique occidentale une légère discordance entre le Suggarien et le Pharusien le plus récent.

➤ Enfin l'orogénèse panafricaine qui a affecté vers 600 ± 50 Ma une bande de terrain pharusien qui est située à l'articulation entre les cratons Ouest africain et Est saharien.

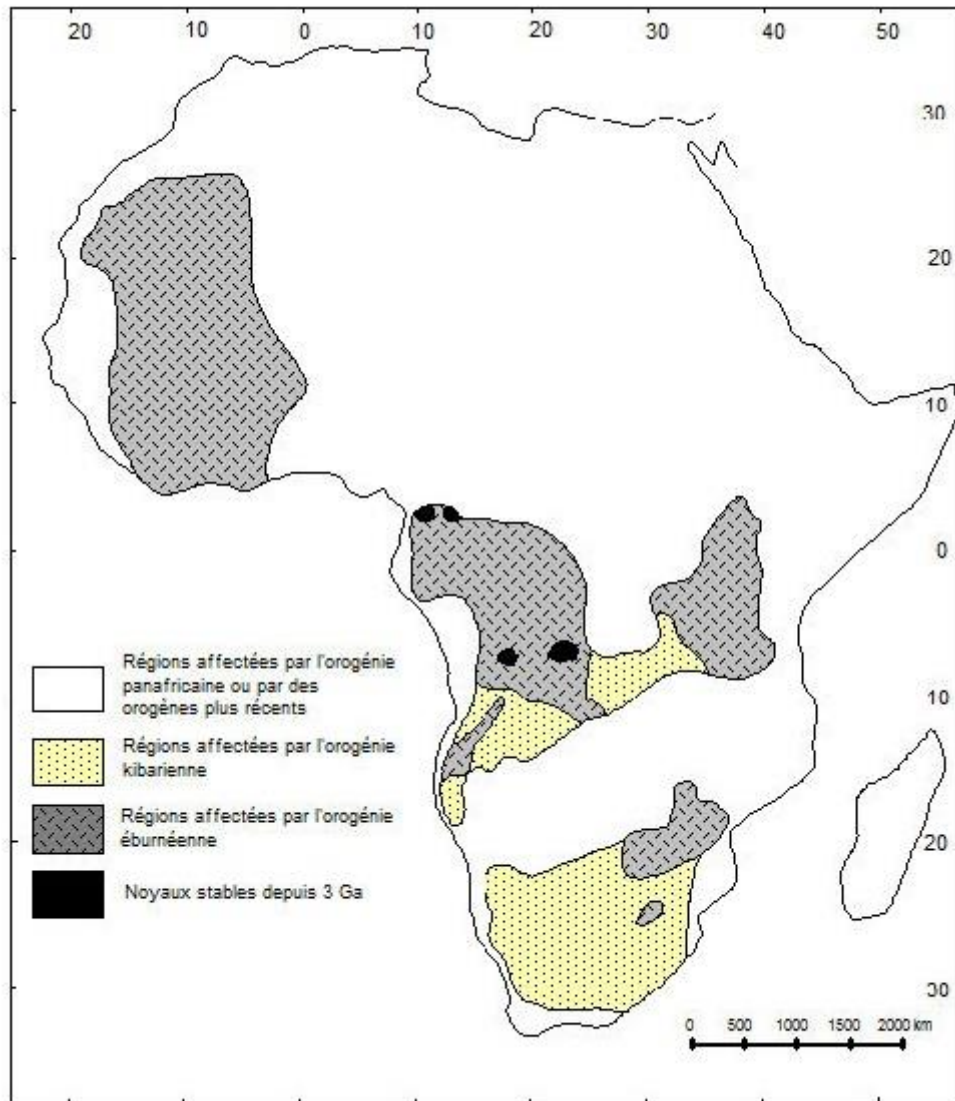


Fig.1 : Localisation des orogénèses sur le continent africain (In Bessoles, 1977 modifié)

I.2.2. Les cratons africains

Clifford T.N. affirme que l'effet dominant des différents épisodes orogéniques a été la cratonisation progressive du continent. Nous distinguons ainsi en Afrique les quatre cratons suivants, qui font partie du groupe des cratons méridionaux :

- ❖ Le craton du Congo ;
- ❖ Le craton du Kalahari ;
- ❖ Le craton ouest africain ;
- ❖ Et le craton nilotique.

L'existence des deux premiers a été démontré par les auteurs suivants : Cahen L. (1961, 1963), Nicolaysen L. (1962), Clifford T.N. (1962, 1964) et Vail J. (1964). En 1965, Rocci G.

rajouta l'existence du craton ouest africain et suggéra l'existence d'un hypothétique craton, le craton nilotique.

I.2.3. Structurologie

Les régions qui constituent ces différents cratons sont restés stables depuis l'orogénèse kibarienne ($1\ 100 \pm 200$ Ma), le reste du continent étant affecté par les orogénèses plus récentes. D'après Rocci G. (1965), sur le plan structural, l'Afrique définit globalement quatre zones qui sont :

- Les zones de fractures profondes
- Les zones de plissements (fin Antécambrien-Paléozoïque)
- Les zones de rajeunissement
- Et les zones stables

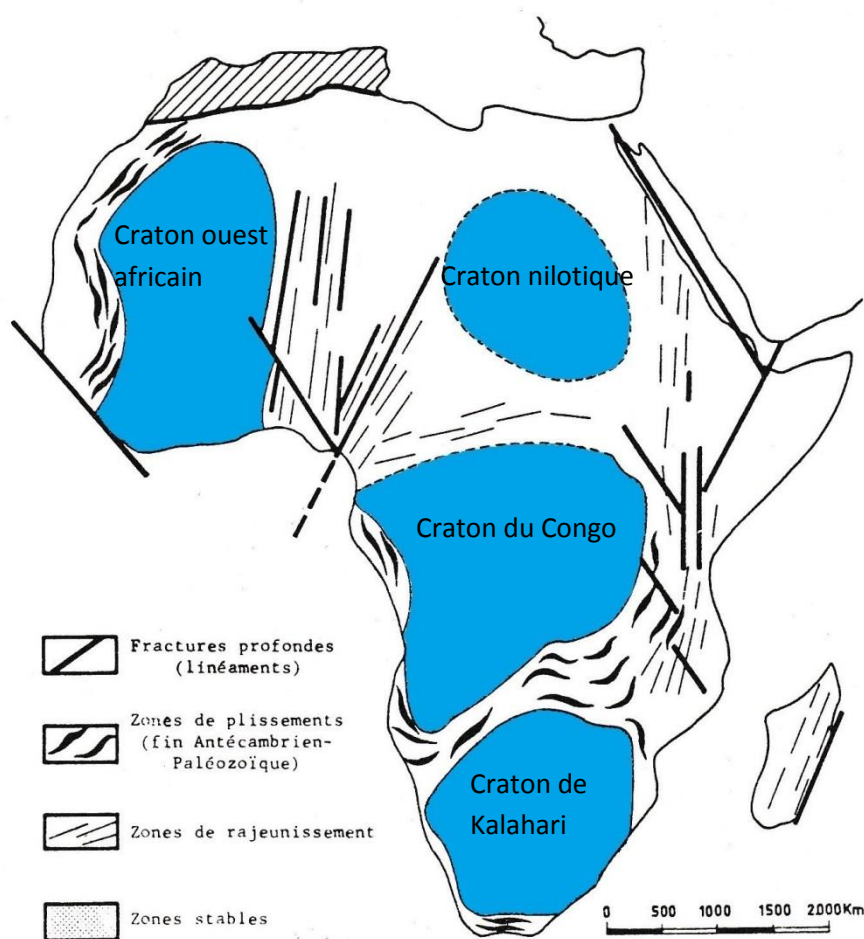


Fig.2 : Cratons et structurologie de l'Afrique (In Bessoles, 1977, modifié)

I.3. Le craton ouest africain

Le craton ouest africain (C.O.A.) est une vaste étendue de 4,5 millions Km², recouverte au centre par une série sédimentaire plus ou moins tabulaire. Ses limites géographiques sont les suivantes (Bessoles, 1977) :

- au Nord, il est limité par l'Anti-Atlas
- à l'Est par la zone mobile centre africaine
- à l'ouest par la zone mobile d'Afrique de l'ouest.

Il 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, de Taoudéni au centre et voltaïque au sud. D'après Bessoles (1977), ce craton affleure en trois parties d'inégale étendue :

- ✓ la dorsale Réguibat, dans sa partie nord
- ✓ les fenêtres de Kayes et de Kéniéba dans sa partie médiane
- ✓ et la dorsale de Leo qui se situe dans sa partie sud.

Malgré les différences qui existent entre ses parties septentrionale et méridionale, le C.O.A. semble afficher une certaine uniformité. En effet, les retombées d'ordre lithologique et géochronologique dues aux orogénèses successives depuis 3 Ga sont telles, que les témoins du cycle libérien (Archéen) occupent globalement la partie occidentale du craton (Réguibat occidental, domaine Kéniéba-Man), alors que ceux, témoignant du cycle éburnéen, occupent sa partie orientale (Réguibat oriental, domaine Baoulé-Mossi). Les formations éburnéennes sont principalement représentées par des roches sédimentaires, des ensembles volcaniques (Bessoles, 1977) et des granites syn-cinématiques.

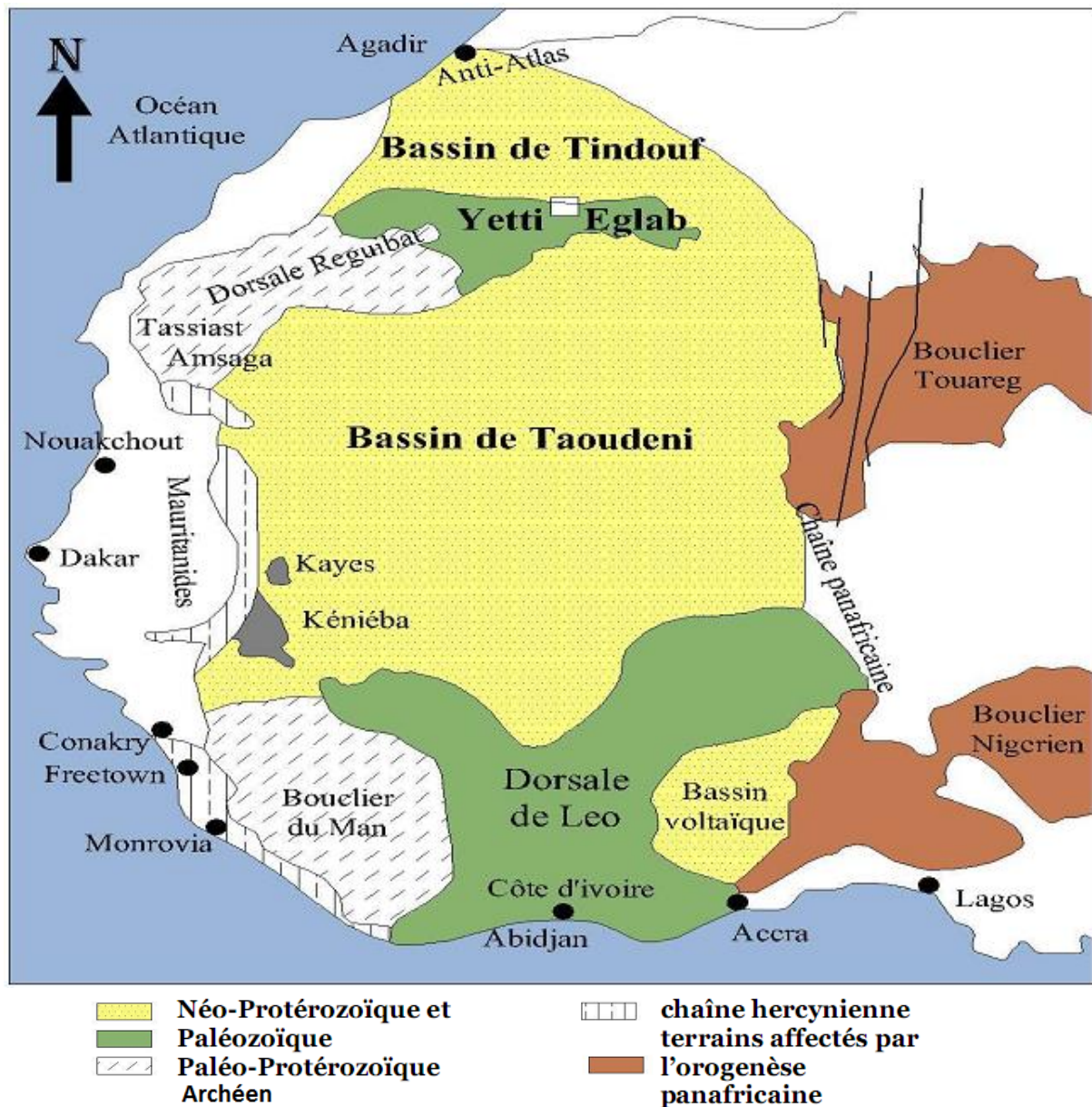


Fig.3 : le craton ouest africain (In Djenaoui, 2011)

I.4. La dorsale Réguibat

I.4.1. Cadre géographique

La dorsale Réguibat forme la partie nord du craton ouest africain. Elle est répartie entre la Mauritanie et l'Algérie, mais sa plus grande partie affleure en territoire mauritanien. Elle est limitée dans sa partie Nord par les reliefs gréseux du bassin paléozoïque de Tindouf, et au Sud elle est limitée par le bassin de Taoudéni. Elle se limite par l'Erg Echech à l'Est et à l'Ouest par la chaîne hercynienne des Mauritanides. Cette dorsale se situe entre 20° et 27° de latitude nord et 3° et 16° de longitude ouest. Disposée selon un axe SW-NE, elle s'étend sur plus de 1 500 km de long et 250 à 400 km de large.

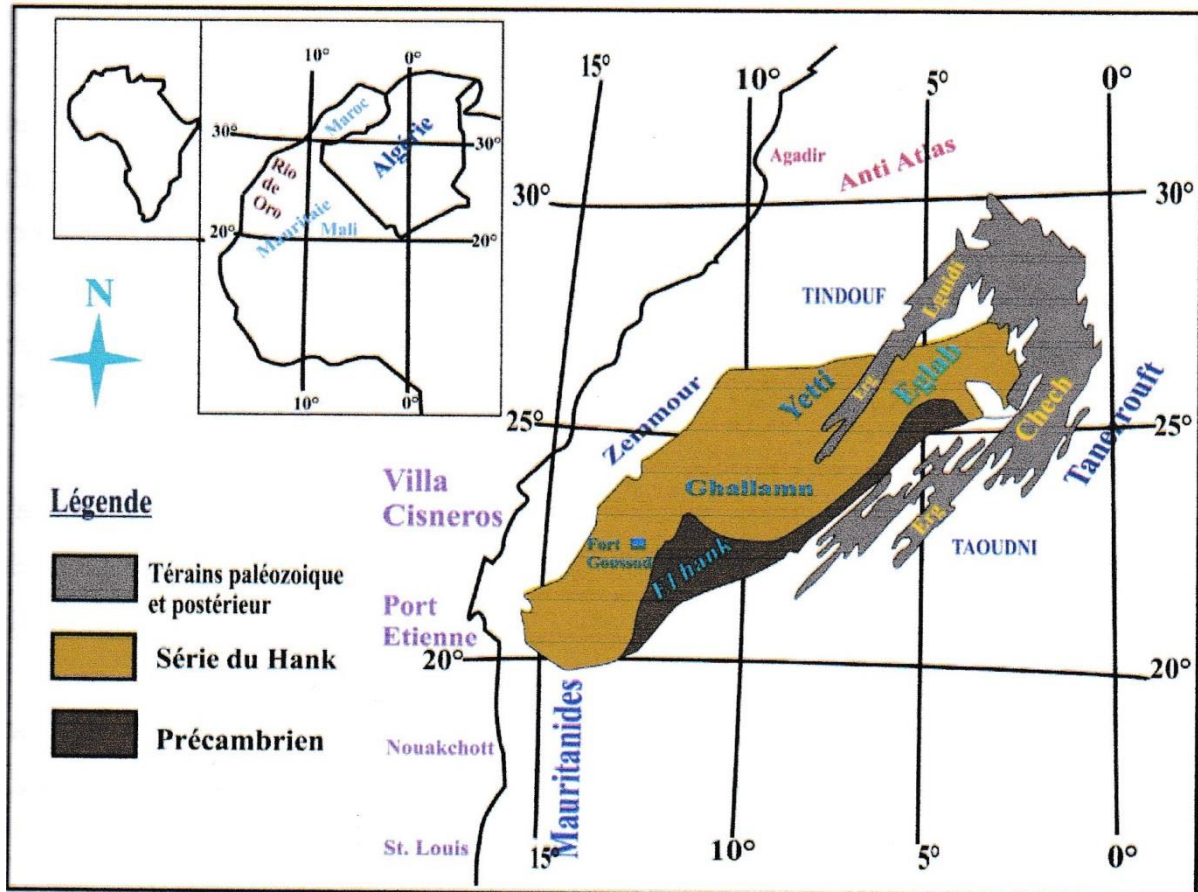


Fig.4 : cadre géographique de la dorsale Réguibat (In Sabaté et Lomax, 1975)

I.4.2. Cadre géologique

La dorsale Réguibat est un affleurement précambrien granitisé se présentant comme des boutonnières du socle orientées ENE-WSW, et apparaissant au milieu de terrains sédimentaires d'âge précambrien supérieur et paléozoïque. Elle forme une vaste pénélaine ponctuée de guelbs et d'inselbergs de roches volcaniques et sédimentaires. D'après Bessoles (1977), cette dorsale comporte deux ensembles distincts :

- Un ensemble Archéen ou Précambrien D se situant en Mauritanie dans l'Amsaga, le Tigririt, le Tasiast, le Tiris, l'Ouassat, le Ghallam, le Sfariat et en Algérie dans les Eglab.
- Un ensemble Protérozoïque inférieur et moyen ou Précambrien C localisé dans le Zemmour, le Karet et le Yetti.

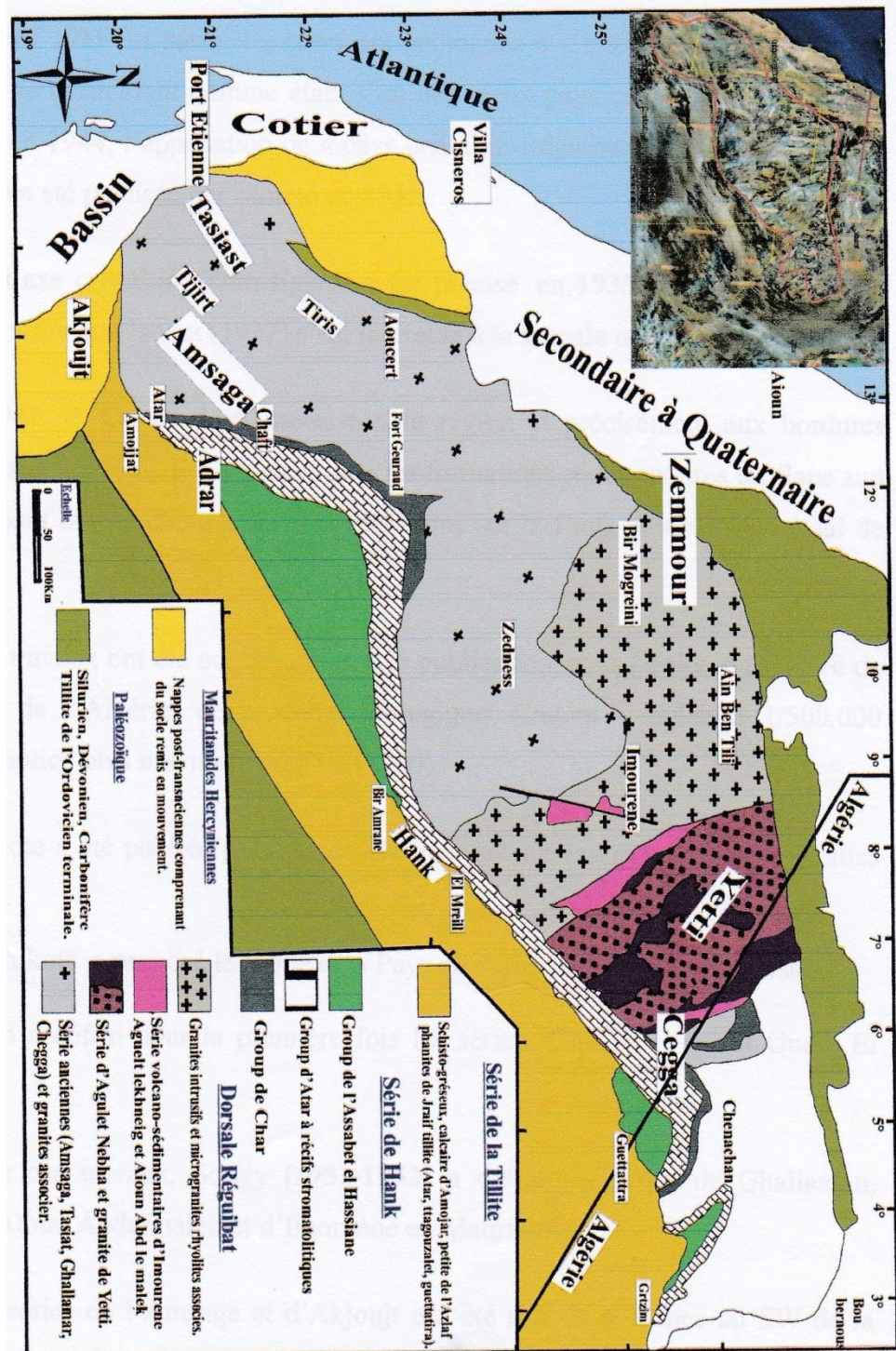


Fig. 5 : cadre géologique de la Dorsale Réguibat et sa couverture (in Bessoles, 1977)

Dans son ensemble, la dorsale Réguibat est subdivisée en trois parties présentant chacune des caractéristiques géologiques différentes :

I.4.2.1. La partie occidentale

Localisée essentiellement en Mauritanie, elle est formée de terrains datés de 3 Ga (Potrel et al. 1996, 1998 ; Chardon, 1997) comprenant le Tasiast, le Tigirit, l'Amsaga et le Tiris. Les formations du Précambrien D sont désignées sous le nom de « groupe de l'Amsaga » (Barrière, 1967). Ce dernier est constitué essentiellement de granites, de migmatites, de pegmatites et de roches cristallophylliennes diverses et est lui-même subdivisé en deux grandes unités :

- a) **Le groupe du Rag El Abiod** : c'est un complexe migmatitique comprenant migmatites, des granites tardi-magmatique et des pegmatites.
- b) **La série de la Saouda** : qui est une série métamorphique d'origine sédimentaire et magmatique, traversée d'intrusions (discordantes ou concordantes) de métagabbros, d'anorthosites, de granites et de pegmatites.

I.4.2.2. La partie centrale

Cette partie comprend les régions d'El Oussat, de Zemmour Blanc et du Ghallaman. Ses formations, datées du Précambrien D (G. Rossi, 1957), ont été regroupées sous le nom de la « série de Ghallaman » et sont constituées de leptynites, de gneiss à biotite, à muscovite, à grenat, des amphibolites et des quartzites. Les formations cristallophylliennes ont subi un métamorphisme général d'intensité croissante vers l'Est, suivi d'une granitisation plus ou moins forte de nature calco-alkaline.

I.4.2.3. La partie orientale

Cette partie de la dorsale est commune entre l'Algérie et la Mauritanie. Elle est constituée par de formations Paléozoïques caractérisées par la dominance des roches birrimiennes (Précambrien C) qui surmontent un socle archéen totalement rajeuni par l'orogénèse éburnéenne (Bessoles, 1983) et par des manifestations magmatiques abondantes (Abouchami et al., 1990). Elle se divise en deux domaines : l'un à l'ouest représenté par le Yetti correspondant à un reg granitique et l'autre à l'est constitué par le domaine de l'Eglab formé essentiellement par des massifs rhyolitiques. Ces deux domaines sont séparés par une zone de fracture orientée SSE-NNW correspondant à la jointure Yetti-Eglab (Sabate, 1973).

Cette partie comprend plusieurs séries lithologiques d'âge essentiellement Paléoprotozoïque :

a) La série de Yetti : c'est un ensemble de sédiments volcano-détritiques, formé principalement de quartzites, de rhyolites et d'autres produits éruptifs, affecté par un métamorphisme de contact. Cette série affleure entre les longitudes 6°30" et 7°30" W, bordée à l'est par l'Eglab et à l'ouest par le massif Yetti et Bou Emeina (Sabaté, Buffière et al., 1973). Elle a subi deux phases de plissement et est affectée par des accidents cassants et un serrage dû à la mise en place de plutons granitiques (Sabaté, 1972).

b) La série d'Akilet Deilel : elle affleure dans la partie occidentale du domaine des Eglab. C'est une formation détritique et volcano-détritique, constituée de grès quartzitiques claires, d'arkoses et de conglomérats à ciment argilo-volcanique dont les galets sont essentiellement des rhyolites, des cornéennes de la série de Yetti et des granites de Chegga (Sabaté, 1973). Elle a subi une tectonique tangentielle responsable de son charriage vers l'ouest. Elle est aussi affectée par un métamorphisme régional masqué par un métamorphisme de contact induit par les granites d'Aftout (Sabaté & Lameryre, 1973).

c) La série de l'Oued Souss : discordante sur son socle (Sabaté, 1978), elle est formée de deux complexes, l'un détritique avec des conglomérats, grès, arkoses et schistes, et l'autre volcanique avec des ignimbrites, rhyolites, rhyodacites et des cinérites. Elle a subi une tectonique souple et découpée par des accidents coulissants en bandes allongées selon une direction NW-SE. Dans cette série, on note la présence de roches hypo-volcaniques calco-alcalines et des granites.

d) La série de Chegga et son granite : bien représentée au nord, elle est recouverte en discordance par les sédiments détritiques puis calcaire de la série de Hank. La série de Chegga et son granite constitue le substratum des séries Yetti et D'Akilet Deilel et elle est composée de leptynites, d'amphibolites, de schistes amphibolitiques et de migmatites leptynitiques (Buffière et al., 1965). Cette série a été rehaussée par des accidents subméridiens. Son granite est considéré comme le plus ancien affleurement dans le massif Yetti-Eglab qui est daté de 1951 ± 50 Ma (Lassere, Lameryre & Buffière, 1970).

e) Les granites d'Aftout : ayant une superficie d'environ 6 000 km², ils occupent la moitié des affleurements de l'Eglab. Ils sont formés de granites, de gabbros avec des diorites

sous forme d'enclaves dans les granites. Ce granite est responsable d'un métamorphisme de contact dans les séries d'Akilet Deilel et de l'Oued Souss. Ces granites qui ont subi une tectonique essentiellement cassante ont un âge de 1869 ± 50 Ma (Lassere et al., 1970).

f) Les intrusions basiques : elles se présentent en filons et intrusions tardives comme les filons de lamprophyres (Buffière et al., 1965), de dolérites, d'aprites et de basaltes de direction WNW-ESE (Baudin, 1993). Au niveau de la jointure Yetti-Eglab, les intrusions basiques sont globalement de forme circulaire et divisées en deux groupes : le groupe occidental affleurant dans la région de M'Dena El Kahla et constitué de roches mésocrates comprenant des diorites, des gabbros dioritiques et des gabbros ; et le groupe de la jointure formé d'un alignement de petits plutons méridiens à roches leucocrates (tonalites et granodiorites). Ces roches appartiennent à une série calco-alkaline des arcs insulaires et marges continentales actives tandis que les plutons gabbroïques ont une tendance tholéitique (Dababha & Ikhlef, 2001).

g) La couverture infratillique : elle est subdivisée en deux ensembles inférieur et supérieur. L'ensemble inférieur est composé des roches du volcanisme Afout-Eglab (calco-alkalin) qui a donné essentiellement des ignimbrites et la série de Guelb El Hadid, globalement détritique antérieur à 1 000 Ma (Clauer, 1971 et 1973), et postérieur au volcanisme Afout-Eglab.

L'ensemble supérieur dénommé la « série de Hank » est composé de formation gréseuse à la base et de calcaire à stromatolithes au sommet (Buffière et al., 1965). Cet ensemble est discordant sur la série de Guelb El Hadid.

I.4.3. La jointure Yetti-Eglab

Elle sépare deux bassins paléozoïques : le bassin de Tindouf et celui de Taoudéni. C'est la jonction entre deux domaines structuraux différents (Buffière et al., 1966 ; Sabaté, 1973) : le domaine de Yetti à l'ouest et celui des Eglab à l'est, séparés par une zone de fractures orientées globalement SSE-NNW. Les données paléo-magnétiques montrent que le Yetti et les Eglab ont été des entités géologiques séparées, avant qu'elles ne se réunissent vers 2 Ga, engendrant ainsi la collision continentale Birrimienne (Lefort et al., 2003).

I.4.4. Evolution tectonique de la dorsale Réguibat

La tectonique de la dorsale Réguibat est essentiellement cassante, donnant des accidents de directions N-S ou NNW-SSE, conformes à l'étage Archéen. D'après Buffière et al. (1965), cette région présente cinq phases tectoniques différentes les unes des autres :

1. **Phase tectonique « ancienne » Réguibat** : elle est la plus ancienne et de ce fait est souvent reprise dans des phénomènes ultérieurs. Affectant les formations Archéennes ou Paléozoïques, elle est d'orientation SW-NE.

2. **Phase tectonique « ancienne » Yetti** : elle se traduit par un système d'accidents de direction NNW-SSE déterminant la formation des deux domaines, à savoir le massif de Yetti et le massif des Eglab.

3. **Phase tectonique « récente »** postérieure au dépôt de la série du Guelb El Hadid. Les accidents y sont de direction subméridienne.

4. **Phase tectonique « récente »** postérieure au dépôt des séries intermédiaires : de direction NNW-SSE, elle est responsable du plissement de la série du Hank à Chenachane. L'orientation des fractures représentant cette phase, laisse penser qu'il s'agit d'un nouveau jeu de la phase Yetti.

5. **Phase tectonique postérieure** au dépôt du pré-dévonien du bassin de Taoudéni : au cours de cette phase, les accidents précédents ont rejoué et d'autres fractures ayant une direction subméridienne, se sont individualisées. Cette phase est probablement antérieure au dépôt des grès du bassin de Tindouf.

I.4.5. Historique des travaux sur la dorsale Réguibat

La dorsale Réguibat fut l'objet de multiples investigations dès le vingtième siècle. Son intérêt s'intensifia durant les années cinquante et soixante, pour s'interrompre au début des années soixante-dix, jusqu'à la fin des années quatre-vingt. Par la suite, les missions de l'ORGM¹, permirent la reprise des études dans cette région.

Ainsi, A. Menchikoff (1923), fut l'un des premiers géologues ayant étudié de la dorsale Réguibat. En 1949, il proposa l'appellation de « pays cristallin Réguibat ».

¹ Office de Recherches Géologiques et Minières

La nature de l'axe cristallin Yetti- Eglab fut précisée par Monod en 1935, alors que Jacket, s'intéressa en 1937 à la géologie de la partie occidentale de la dorsale.

P. Gevin (1948) a entamé des études sur les formations précambriennes et leurs bordures sédimentaires. Il détermina en 1951, pour la première fois les séries de Chegga, du Yetti et de Guelb El Hadid.

En 1947, Lapadu-Hargues publia une note ayant pour sujet les rapports granites-rhyolites des Eglab.

Dans la dorsale Réguibat occidentale, J. Sougy (1951-1952) a reconnu les formations de Ghallaman, d'Aguelt Nebkha, de Aïoun Abdel Malek et d'Imourène comme formant un ensemble volcano-sédimentaire qui prolonge la série de Yetti au Sud.

A. Blanchot (1953) mit en évidence les deux séries de l'Amsaga et d'Akjouit au SW de la dorsale. Une année après, Sougy proposa un inventaire des différentes unités géologiques, affleurant en Mauritanie orientale, ainsi qu'une description des principaux faciès de la série de Chegga. En 1960, il fut à l'origine d'une première corrélation stratigraphique entre les séries précambriennes précitées. Il désigna sous le nom de série d'Aguelt Lekhneig les formations similaires à celles de la série d'Imourène et se prolongeant au Sud.

En 1962, M. Bonhomme obtint les résultats des premières mesures géochronologiques effectuées en territoire mauritanien. Ces derniers annoncèrent des âges compris entre 1990 et 1818 Ma, témoins des stades tardifs de l'orogénèse éburnéenne.

Dans les années soixante, la S.E.R.M.I.² présenta des travaux regroupant l'étude systématique des indices métallogéniques, les cartes géologiques à 1/200.000 de la région Yetti-Eglab ainsi que la carte à 1/500.000 de la région des Eglab.

De même, J.M. Buffière et ses collaborateurs eurent à leur actif plusieurs travaux dont 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 ».

² Société d'Etude et de Réalisations Minières et Industrielles

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 « PcbD ».

Lameyre et *al.* (1970) situèrent le massif annulaire de Hassi-El-Fogra dans la période éburnéenne grâce à des datations radiométriques qui ont donné un âge de 2021 ± 48 Ma.

P. Sabaté (1970) entreprit une étude structurale et pétrographique très détaillée de la jointure Yetti-Eglab. Il posa en 1971, en collaboration avec J. Lameyre, le problème de la jointure Yetti-Eglab et remarqua que le plutonisme tonalitique jalonne celle-ci. En 1972, il précisa la structure de la région de Yetti, et en 1973 il définit la série d'Akilet Deïlel en déterminant les relations tectoniques au sein de la jointure Yetti-Eglab.

Une étude géochronologique des séries métamorphiques et des granites précambriens de la partie Nord et Nord-Est de la dorsale Réguibat, a été ensuite publiée (M. Vachette et *al.*, 1973) en précisant des âges compris entre 2,0 Ga et 1,7 Ga.

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

En 1976, A. Sekkal-Azzouni présenta une étude des stocks plutoniques de la jointure Yetti-Eglab et montra qu'ils sont préférentiellement d'affinité calco-alcaline.

En 1977, pendant que Bessoles publiait des travaux sur le craton ouest africain, Sabaté et *al.* parvenaient à dater l'intrusion du pluton Aftout à 1925 ± 41 Ma, les volcanites Eglab à 1995 ± 30 Ma, et la série d'Akilet Deïlel à 2030 ± 40 Ma.

En 1988 M. Kahoui dans le cadre de sa thèse de troisième cycle a étudié le massif annulaire alcalin de Djebel Drissa dans le massif précambrien des Eglab. Il mit en évidence le caractère calco-alcalin des trois groupes de granitoïde dans la région.

Depuis la création de l'ORGM en 1992, plusieurs missions ont été effectuées dans le but d'approfondir la connaissance de la géologie de la région Yetti-Eglab. Lors de ces missions, la géochimie des éléments du groupe du platine (PGE) du massif protérozoïque ancien du Teggeur (partie algérienne), a été précisé (Pipoule et *al.*, 1992).

En 1993, T. Baudin, mit en évidence les principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab. Il montra l'inexistence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deïlel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippes de charriages.

Lefort et al. (1994) proposèrent une modélisation magnétique du submérien de l'ensemble Yetti-Eglab.

Kahoui et al. (1996) avancèrent un âge éburnéen pour la mise en place du complexe annulaire alcalin du Djebel Drissa.

En 2001, Debabha et Ikhlef étudièrent la pétrologie et la minéralogie de quelques plutons basiques parsemant la jointure Yetti-Eglab.

Y. Mahdjoub et al. (2002) proposèrent une évolution du domaine Eglab en trois stades, datés respectivement à 2,2 Ga, 2,1 Ga et 2,08Ga.

Plus récemment, Peucat et al. (2005), ont étudié le massif des Eglab et donnèrent sur la base d'une étude pétrologique et géochronologique les différentes étapes géodynamiques responsables de la mise en place de cette partie de la dorsale.

M. Tabeiouna et al. (2008) étudièrent la structure annulaire du sud de Gara Djebilet en montrant le caractère tholéiitique du magma mis en place dans un cadre distensif post ou syn-anorogénique.

M. Tabeiouna (2009) présenta une étude pétrographique et géochimique des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena (Eglab occidental). Il mit en évidence la cohabitation de deux séries magmatiques : l'une tholéiitique transitionnelle et l'autre calco-alcaline.

C. Djénaoui (2011) a étudié la structure annulaire de Gara Djebilet en apportant une description de nouveaux faciès pyroxénolitiques.

Plusieurs étudiants du département des Sciences de la Terre de l'université d'Oran se sont intéressés à la description de différents faciès de la région des Eglab dans le cadre de leur mémoire.

Ainsi, Rezoug et Tahri (2001) étudièrent les roches basiques de la structure annulaire de Bled M'Dena. De même, en 2003, F. Lazreg effectua une étude pétrographique de quelques volcanites de la structure de Bled M'Dena.

Dans la même année, O. Della effectua une pétrographique des volcanites acides de la série d'Akilet Deilel et leur comparaison avec celles des séries précambriennes du craton ouest africain.

Bouderbala S. réalisa en 2004 une étude pétrographique et géochimique du magmatisme filonien acide de la région de Dleat Jnoun.

Sabrina E-K. (2005) effectua une étude pétrographique des clinopyroxénites et de faciès associés de la structure annulaire de Gara Djebilet. Dans cette même année, Lamhal S. présenta les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des volcanites de la structure circulaire de Bled M'Dena.

En 2006, une étude pétrographique et géochimique des plutonites de Bled M'Dena fut l'objet du travail de Boutefaha A.

Allami F.Z. (2008) effectua une étude sur les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques dans la région d'Akilet Deilel et dans la structure de Bled M'Dena.

M. Dilem réalisa une étude pétrographique de quelque granitoïdes au nord de Tinguich (Eglab, SW Algérien) en 2010.

Enfin, en 2012, Safi B. & Dahamni N. étudièrent la pétrographie des faciès dioritiques des deux régions septentrionale et méridionale de Bled M'Dena.

I.5. Présentation du secteur d'étude

I.5.1. Situation géographique

Notre secteur d'étude se situe en Algérie, dans la partie occidentale de la jointure Yetti-Eglab, à environ 200 km au sud-ouest de Tindouf. Il correspond à une zone située à une vingtaine de km au nord de la structure annulaire de Gara Djebilet et se localise entre 26°35' et 26°40' de latitude nord et 6°50' et 7°10' de longitude ouest (fig.6).

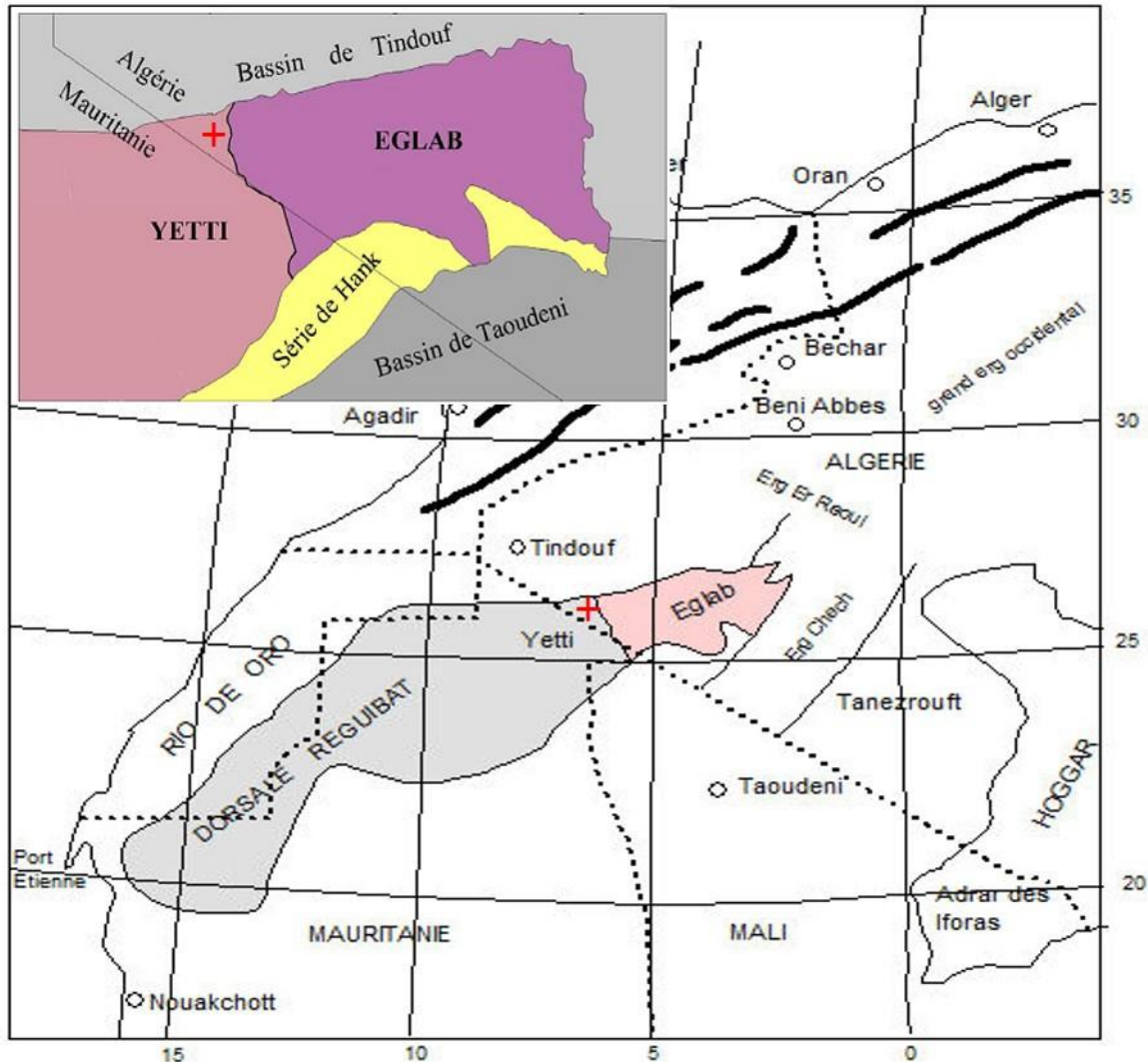


Fig.6 : localisation du secteur d'étude dans le contexte de la Dorsale Réguibat (in Azzouni, 1976, modifié). + : Secteur d'étude

I.5.2. Cadre géologique

La géologie du secteur est constituée par un socle antécambrien cristallin (de nature granitique) et cristallophyllien, affleurant au sud sous forme de massif granitique de Yetti (Matheron, 1955). Sur ce socle se sont déposées les formations suivantes :

- La série métamorphique du Yetti et son granite correspondant globalement à une série volcano-sédimentaire affectée par un métamorphisme à intensité croissante vers l'ouest (Sabaté, 1973)
- La série d'Akilet Deilel : elle correspond à une suite détritique (grés, quartzites claires, arkose souvent grossiers, conglomérats polygéniques à ciments argilo-

volcanique) intercalée de roches volcaniques. Cette série est charriée vers l'ouest par une tectonique tangentielle.

- La série de Oued Souss : composée par des dépôts plissés volcano-détritiques et par des formations volcaniques et hypo volcaniques (Buffière et al., 1965).
- Les série et granite de Chegga : composés de leptynites, d'amphibolites, de schistes et de migmatites.
- Le granite à enclaves de gabbros et diorites, les intrusions basiques sous forme de filons de dolérites, de lamprophyres, de basaltes et d'aplites qui sont des faciès mis en place par le dernier événement magmatique : le magmatisme d'Aftout.

Tout cet ensemble est recouvert par une couverture primaire de nature détritique, composée globalement de grès et conglomérats avec parfois des intercalations argilo-marneuses (Thebault & Bourgeois, 1954).

I.6. Objectifs du travail

Le présent travail apporte une contribution pétrographique à l'étude des faciès magmatiques du sud de Gara Djebilet. Il consiste à étudier des massifs magmatiques de cette région par le biais de vingt-trois (23) échantillons qui ont été récoltés par M.Tabeliouna et C. Djénaoui (2014) lors d'une mission de terrain.

Ses principaux objectifs sont donc les suivants :

- Faire une étude pétrographique, comprenant une description macroscopique et microscopique des échantillons, afin de reconnaître les faciès et de faire ressortir les caractéristiques pétrographiques.
 - Positionner les échantillons grâce à leur coordonnées GPS sur une image satellitaire de la région ;
 - Enfin, réaliser grâce à cette image un schéma géologique et une coupe schématique du secteur mettant en évidence son évolution pétrographique.

CHAPITRE II
ÉTUDE
PÉTROGRAPHI
QUE

II.1. Introduction

L'étude pétrographique que nous avons effectuée concerne des faciès magmatiques affleurant dans la région de Gara Djebilet, plus précisément à une vingtaine de km au nord de la structure annulaire de Gara Djebilet.

De nombreuses difficultés ont été relevées pendant l'échantillonnage, notamment les lacunes de visibilité (L.D.V.) dues à la platitude du terrain et à la couverture sableuse. Cela constitue un handicap pour la mise en exergue des relations spatiales entre les faciès ainsi que leur épaisseur. Néanmoins, sous la direction de M. Tabeliouna, l'échantillonnage a été effectué avec prise de coordonnées GPS des échantillons.

Le tableau ci-après (tab.1) donne une récapitulation des différents échantillons avec leurs coordonnées.

| Gisement | Echantillons | Latitude | Longitude |
|----------|--------------|----------------|---------------|
| Massifs | DT1 | N 26°40'09" | W 6°52'4" |
| | DT5 | N 26°40'02" | W 6°53'4" |
| | DT6 | N 26°39'00" | W 6°54'1" |
| | DT7 | N 26°39'01" | W 6°54'5" |
| | DT8 | N 26°37'03" | W 7°00'3" |
| | DT20 | N 26°38'24.2" | W 7°08'42.2" |
| | DT21 | N 26°38'48.6" | W 7°08'55.7" |
| | DT22 | N 26°39'04.7" | W 7°09'09.08" |
| | DT23 | N 26°39'20.6" | W 7°09'29.4" |
| | DT24 | N 26°39'50.7" | W 7°10'07.5" |
| Filons | F0 | N 26°38'28.00" | W 7°03'55.7" |
| | F1A | N 26°39'29.00" | W 7°02'50.9" |
| | F2A | N 26°38'45.9" | W 7°02'37.4" |
| | F3A | N 26°38'08.9" | W 7°01'28.9" |
| | F4 | N 26°42'52.8" | W 6°51'14.1" |

Tab.1 : coordonnées GPS des échantillons

En se servant des coordonnées GPS du tableau précédent, nous avons pu positionner les échantillons sur une photo satellitaire de la région, ce qui a donné la figure suivante (fig.7).

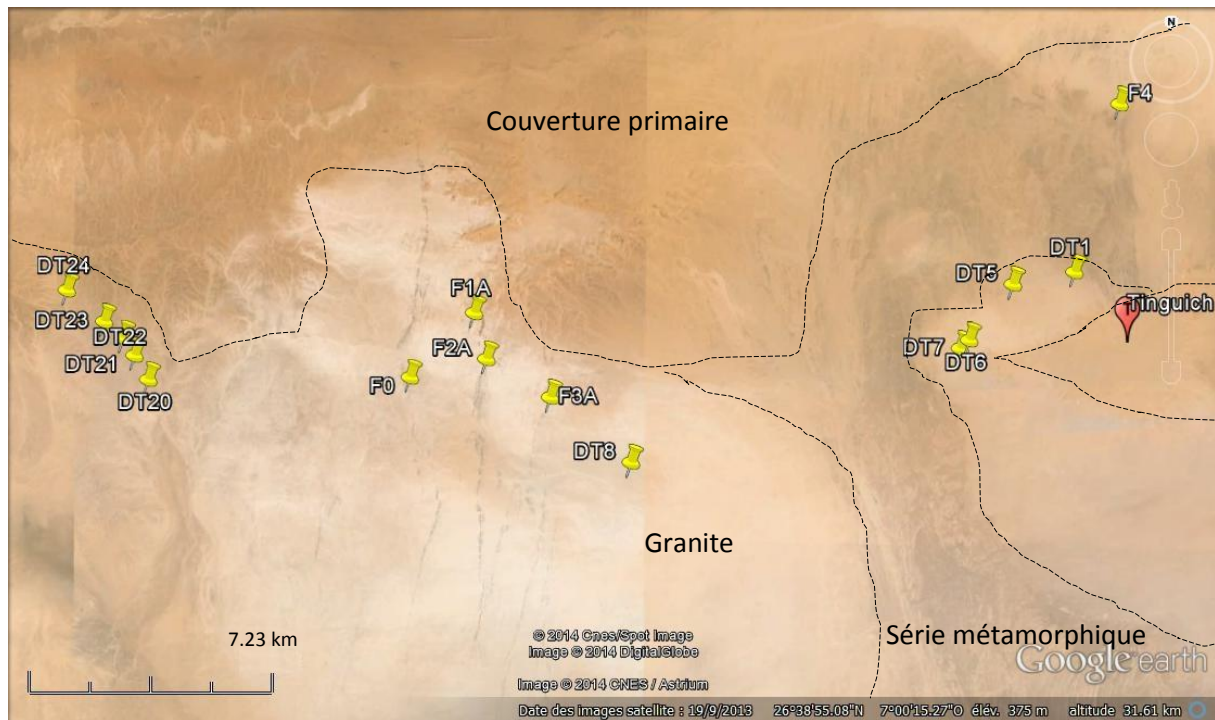


Fig.7 : Position des échantillons sur le secteur

II.2. Méthodes et moyens utilisés

Notre étude pétrographique débute sur terrain par la récolte des échantillons ; ainsi tous les matériaux de base du géologue ont été mis en œuvre, appuyés par un GPS pour la prise de coordonnées.

Les échantillons ont par la suite été acheminés vers le Laboratoire de Pétrographie de l'Université d'Oran, pour la confection des lames minces. La dernière étape consiste alors à l'étude microscopique de ces lames minces par la description de leur paragenèse ainsi que l'estimation de leur pourcentage par les abaques. Ces pourcentages permettent de projeter les échantillons sur le diagramme de Streckeisen afin de déterminer leur nomenclature.

II.3. Etude pétrographique

L'étude pétrographique des lames minces nous a permis de mettre en évidence sept faciès : 1) des rhyolites, 2) des diorites, 3) granodiorites, 4) des dacites, 5) des microgranites, 6) des andésites et 7) des filons de dolérites. Un filon de quartz a été retrouvé en contact avec les dolérites.

Dans les tableaux ci-dessous sont résumés les principaux caractères pétrographiques des roches sur lesquelles s'est portée notre étude :

| Echant | Texture | Composition minéralogique | Nom |
|--------|--------------|--|----------|
| Fo | Doléritique | Plagio (67%), Opx (7%), Cpx (24%), Op (2%) | Dolérite |
| F1 | Doléritique | Plagio (65%), Opx (5%), Cpx (28%), Op (1%) | Dolérite |
| F1A | Doléritique | Plagio (62%), Opx (7%), Cpx (30%), Op (1%) | Dolérite |
| F2A | Doléritique | Plagio (65%), Cpx (25%), Opx (8%), Op (2%) | Dolérite |
| F3A | Doléritique | Plagio (67%), Cpx (23%), Opx (7%), Op (3%) | Dolérite |
| F4 | Microlitique | Qz (15%), Plagio (10%), F.K. (7%), Biot (1%), Op (<1%) | Rhyolite |

Tab.2 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des filons.

| Echant | Texture | Composition minéralogique | Nom |
|--------|--------------------------|---|--------------|
| DT1 | Microlitique | Qz (10%), F.K. (5%), Plagio (8%), Biot (3%), Op (1%) | Rhyolite |
| DT2 | Grenue | Qz (37%), F.K. (10%), Plagio (35%), Biot (10%), Musc (6%), Op (2%) | Granodiorite |
| DT3 | Microlitique | Qz (17%), F.K. (5%), Plagio (15%), Biot (7%), Amph (1%), Op (2%) | Dacite |
| DT4 | Microlitique | Qz (12%), F.K. (3%), Plagio (10%), Biot (1%), Amph (<1%), Op (<1%) | Dacite |
| DT4' | Microlitique | Qz (16%), F.K. (2%), Plagio (10%), Biot (1%), Amph (<<1%), Op (<1%) | Dacite |
| DT5 | Grenue | Qz (3%), F.K. (7%), Plagio (65%), Biot (10%), Amph (13%), Op (1%) | Diorite |
| DT6 | Grenue | Qz (2%), F.K. (5%), Plagio (62%), Biot (12%), Amph (16%), Op (1%) | Diorite |
| DT7 | Microlitique | Qz (15%), F.K. (3%), Plagio (12%), Musc (1%), Op (1%) | Dacite |
| DT8 | Microgrenue | Qz (43%), F.K. (20%), Plagio (14%), Biot (12%), Musc (10%), Op (<1%) | Microgranite |
| DT8A | Microgrenue | Qz (42%), F.K. (17%), Plagio (13%), Biot (20%), Musc (7%), Op (<1%) | Microgranite |
| DT8B | Grenue | Qz (3%), Plagio (65%), F.K. (5%), Biot (10%), Amph (17%) | Diorite |
| DT20 | Microlitique porphyrique | Qz (12%), F.K. (5%), Plagio (15%), Biot (3%), Op (1%) | Dacite |
| DT21 | Microlitique porphyrique | Qz (10%), F.K. (3%), Plagio (17%), Biot (2%), Op (<1%) | Dacite |
| DT22 | Microlitique porphyrique | Qz (5%), F.K. (7%), Plagio (55%), Biot (10%), Amph (\approx 1%), Op (1%) | Andésite |
| DT23 | Microlitique porphyrique | Qz (7%), F.K. (5%), Plagio (20%), Biot (3%), Musc (<1%), Op (1%) | Dacite |
| DT24 | Microlitique porphyrique | Qz (7%), F.K. (3%), Plagio (15%), Biot (1%), Musc (<1%), Op (<1%) | Dacite |

Tab.3 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des massifs

Avec la position des échantillons sur le terrain et leur nomenclature, nous avons pu réaliser un schéma géologique du secteur (fig.8), à partir d'un schéma géologique de la région réalisé par Tabeliouna M. en 2009.

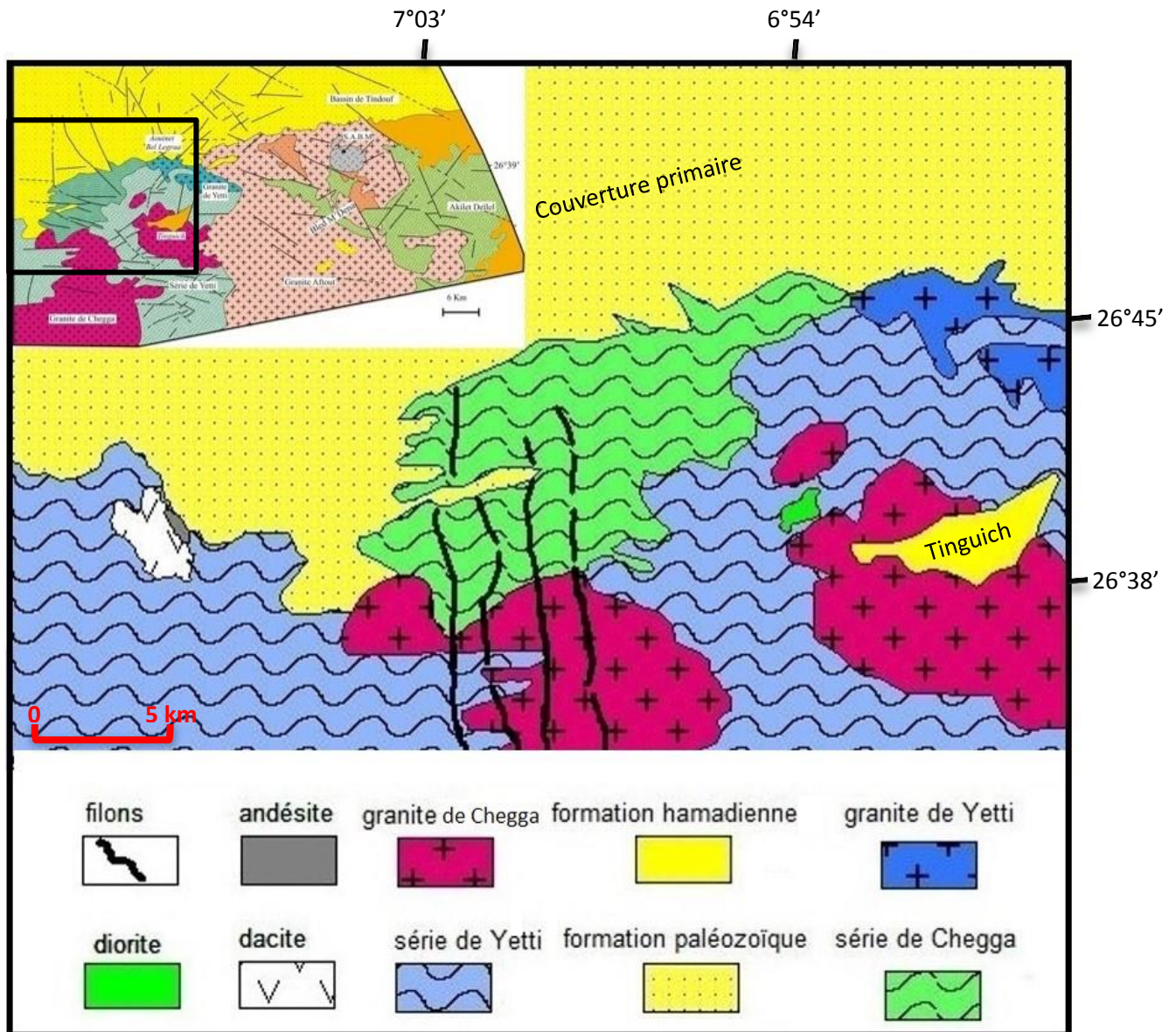


Fig.8 : schéma géologique du secteur occidental de Bled M'Dena (in Tabeliouna, 2009, modifié)

Une coupe schématique orientée ENE-WSW a été réalisée à partir de ce schéma géologique dans le but de montrer l'évolution des faciès (fig.9).

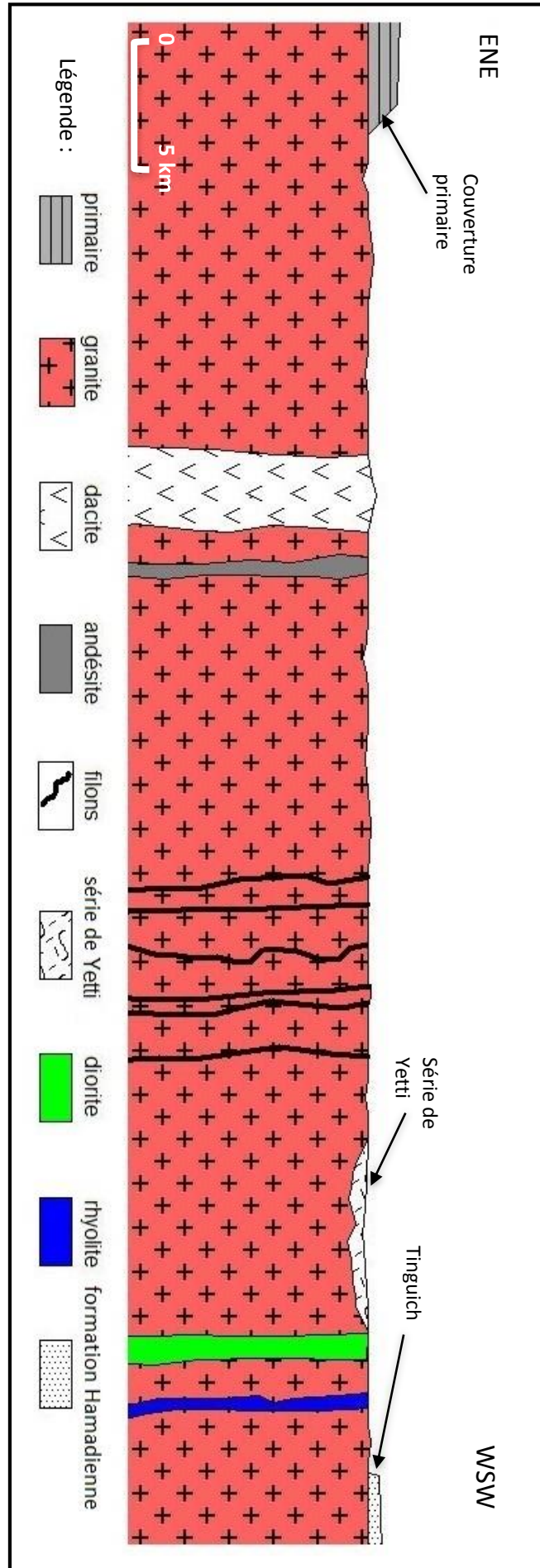


Fig.9 : coupe schématique du secteur occidental de Bled M'Dena

La projection des roches plutoniques et volcaniques sur le diagramme QAP de Streckeisen est illustrée par les figures suivantes (fig.10) :

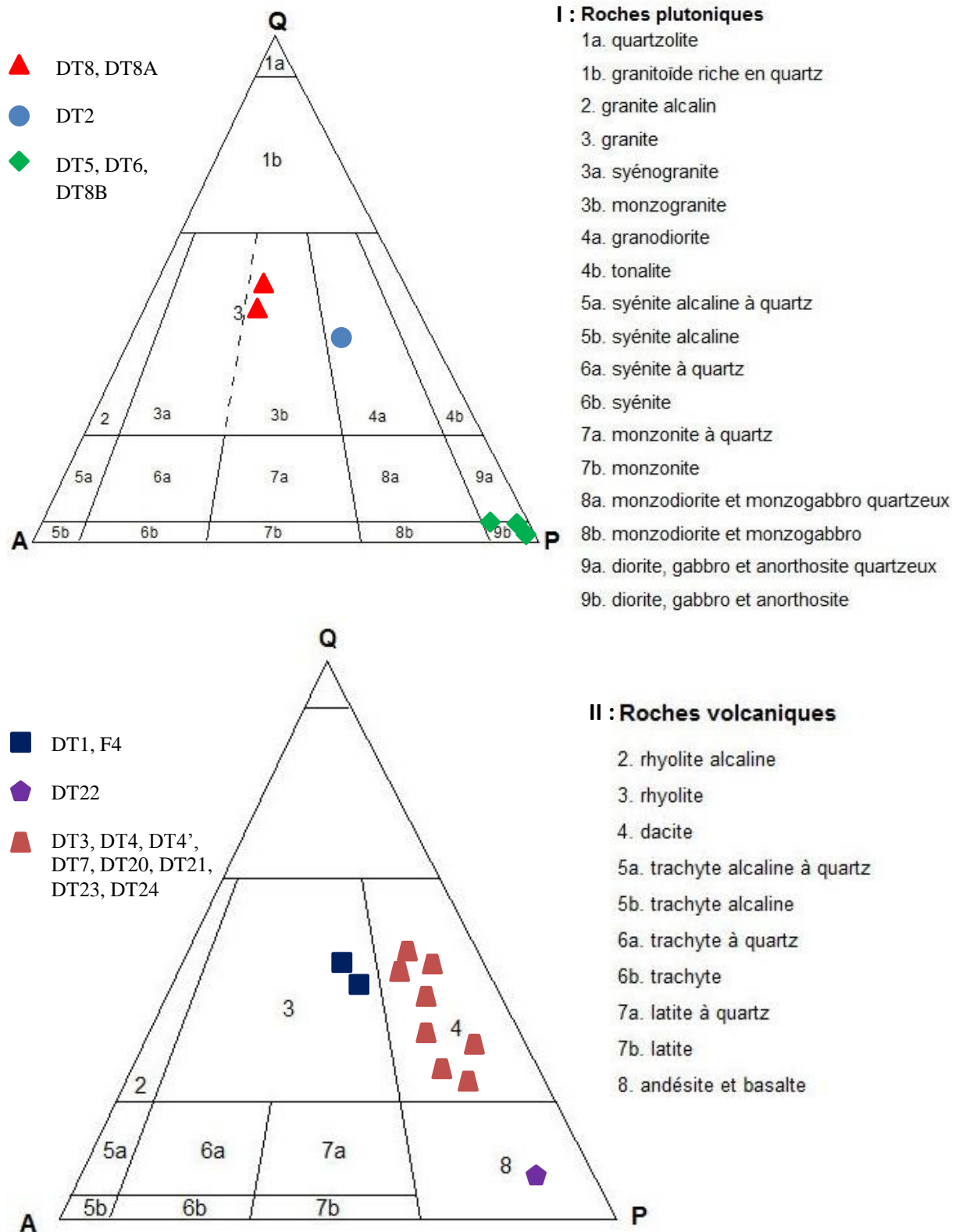


Fig.10 : projection des roches sur le diagramme QAP de Streckeisen

II.3.1. Les dolérites (F0, F1, F1A, F2A, F3A)

Ce faciès est rencontré sous forme de filons de quelques mètres (4.50 m à 6 m pour F0, F1 et F1A) à quelques dizaines de mètres (12 m pour F2A et 25 m pour F3A). Caractérisés par une orientation subméridienne (fig.8), ces filons sont tous massifs, de couleur gris foncé et présentant soit une schistosité (pl.1, photo C), soit un aspect en boule (pl.1, photo B). Ils sont aphanitiques, c'est-à-dire à cristaux indiscernables à l'œil nu.

L'examen microscopique montre que la roche est essentiellement constituée de plagioclases et de pyroxènes auxquels s'ajoutent quelques cristaux d'opacités. La texture est doléritique et montre de petites baguettes de plagioclases appuyées les unes sur les autres et noyées dans une pâte de cristaux de pyroxènes plus petits (pl.1, photo D). Cependant, dans la lame F1A, cette texture tend beaucoup plus vers le microlitique.

Le plagioclase : il constitue la phase la plus abondante dans ce faciès. Sa proportion varie entre 62% et 67% de la composition modale de la roche. Il se présente globalement sous forme de petites baguettes, subautomorphes à automorphes qui sont appuyées les unes sur les autres. Les cristaux dont la taille varie en général entre 0.2 et 0.8 mm environ, montrent fréquemment des macles polysynthétiques. Les inclusions de minéraux opaques dans les plagioclases sont fréquentes.

Les pyroxènes : ils ont une taille comprise entre 0.2 et 1 mm avec une proportion variant entre 30% et 37% de la composition modale de la roche. Ils constituent une phase interstitielle entre les plagioclases et de ce fait sont franchement xénomorphes avec des clivages orthogonaux. Leurs caractéristiques microscopiques permettent de définir les deux types : les orthopyroxènes (Opx) qui sont incolores, parfois très légèrement altérés avec une extinction droite et les clinopyroxènes (Cpx). Ces derniers sont vert clair, légèrement pléochroïques, présentant de macle en h1 avec une extinction oblique ($\alpha \approx 45^\circ$). On note dans les cristaux la présence d'inclusions de plagioclases et de feldspaths.

Les minéraux opaques : ils ne représentent qu'environ 2% de la composition modale de la roche. Certains cristaux sont xénomorphes tandis que d'autres forment de petites baguettes ou ont une forme sub-carrée. Les cristaux ont une taille allant de 0.1 à 0.4 mm et sont fréquemment inclus dans les plagioclases.

Planche 1



Photo A : filon subméridien



Photo B : filon doléritique présentant aspect en boule, (F2A)



Photo C : filon subméridien à aspect présentant une schistosité, (F1A)

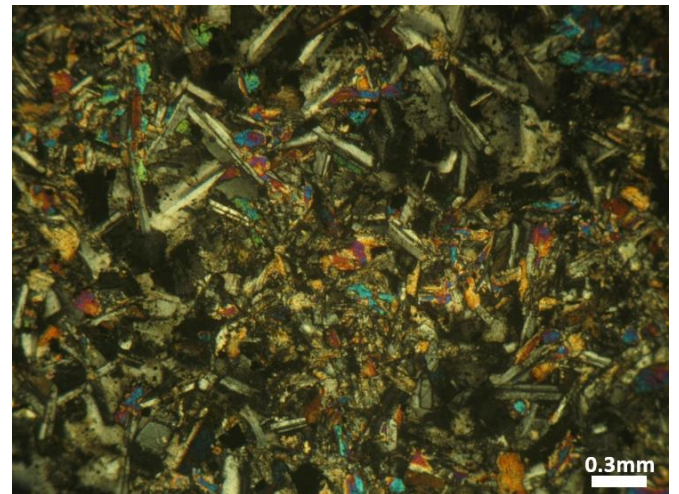


Photo D : LPA, texture doléritique montrant des baguettes de plagioclase noyées dans une pâte de pyroxène, dolérite (F0)

L'ordre de cristallisation :

Selon les relations mutuelles observées entre les différents constituants de cette roche, l'ordre de cristallisation dans cette roche peut s'établir ainsi :

Op → Plagio → Cpx → Opx

II.3.2. Les diorites (DT5, DT6, DT8B)

Macroscopiquement, elles sont de couleur grisâtre d'où se détachent de cristaux de feldspaths ayant une couleur blanc laiteux et de cristaux de ferromagnésiens. Elles présentent un aspect massif.

L'observation microscopique montre qu'elles ont une texture grenue avec des cristaux qui ont une taille oscillant entre 1 et 5 mm (pl.2, photo A). Ces roches sont essentiellement constituées de feldspaths, d'amphiboles et de biotites.

Le plagioclase : il est largement prédominant dans ces roches avec une proportion qui atteint les 65% de la composition modale de la roche. Les cristaux sont subautomorphes à xénomorphes et ont une taille qui varie entre 0.5 et 2 mm. Ils sont incolores mais quelques sections sont troubles, traduisant une altération en séricite. Les macles polysynthétiques sont toujours présentes et visibles malgré l'altération. Quelques sections présentent la macle double (pl.2, photo B), ce qui nous a permis de déterminer la composition en anorthite des plagioclases. Elle est de l'An₄₀₋₅₀, ce qui correspond à l'andésine. On note des inclusions de biotite et le plagioclase (pl.2, photo E).

L'amphibole : c'est une phase assez abondante dans ces roches. Sa proportion varie de 13 à 17% de la composition modale de la roche. Les cristaux de couleur vert clair et faiblement pléochroïques présentent des macles h1 et de clivages losangiques avec une extinction oblique : il s'agit de la hornblende verte. Ils sont xénomorphes et certains sont totalement ou partiellement altérés en chlorite. Ils ont une taille qui n'excède pas 1.4 mm. Les inclusions d'opaques sont assez fréquentes.

La biotite : elle représente environ 10% du volume de la roche. Elle est de couleur brune à marron clair, traduisant un pléochroïsme net. Les cristaux, de forme subautomorphe

rectangulaire à xénomorphe, ont un relief fort et montrent de clivages fins et réguliers. Le long de ces clivages, un processus de chloritisation déstabilise assez souvent ces cristaux qui, par ailleurs présentent des inclusions de zircon (DT8B) (pl.2, photo C & D) et d'opiques.

Le quartz : il est peu abondant dans ces roches. Sa proportion est d'environ 3% du volume total de la roche. Il est représenté par de petits grains xénomorphes, incolores et limpides dont la taille oscille entre 0.1 et 0.7 mm. Il contient souvent de petites inclusions de minéraux opaques.

Le feldspath alcalin : il est aussi présent en de faible proportion, environ 5% de la composition modale de la roche. Les cristaux, incolores et troubles (damouritisation) ont une taille n'excédant pas 1.2 mm. Le feldspath alcalin est de manière générale présent dans les pages interstitielles et de ce fait est xénomorphes. Il présente fréquemment la macle de Carlsbad, caractéristique l'orthose et parfois des inclusions d'opiques.

Les minéraux opaques : ils ne représentent que 1% du volume total des roches DT5 et DT6 mais n'existent pas dans la roche DT8B. Ils sont représentés par de petits cristaux xénomorphes dont la taille varie entre 0.2 et 0.4 mm. Ils sont le plus souvent inclus dans les plagioclases.

L'ordre de cristallisation

Les relations mutuelles des phases minérales constituant les diorites permettent de tracer la séquence de cristallisation de ces roches. Celle-ci peut alors être résumée schématiquement comme suit : Op → Plagio → Amph → Zirc → Biot → F.K. → Qz

Planche 2

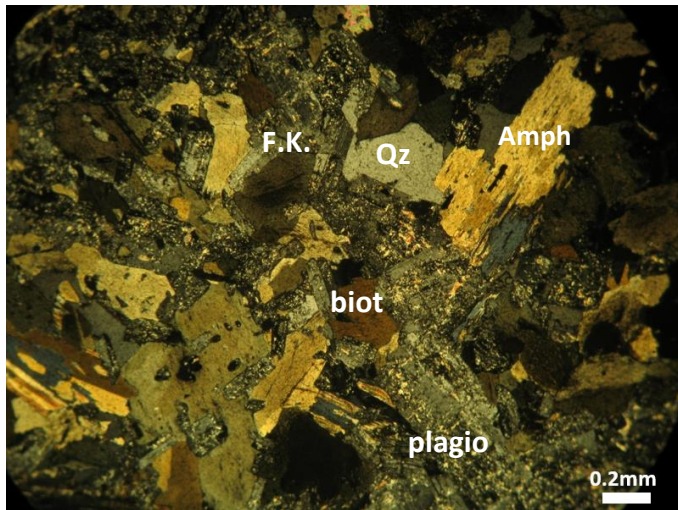


Photo A : LPA, texture grenue de diorite montrant de gros cristaux de plagioclase, d'amphibole et de biotite (DT8B)

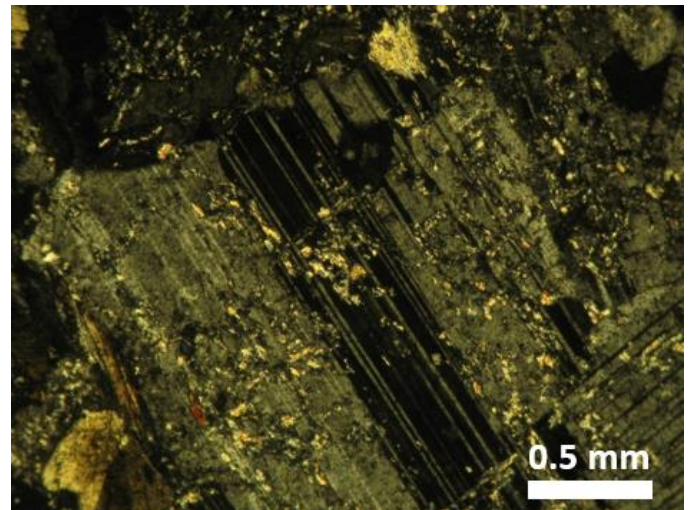


Photo B : LPA, plagioclase séricitisé à double macle (DT5)



Photo C : LPNA, inclusions de zircon à halo pléochroïque dans une biotite (DT8B)

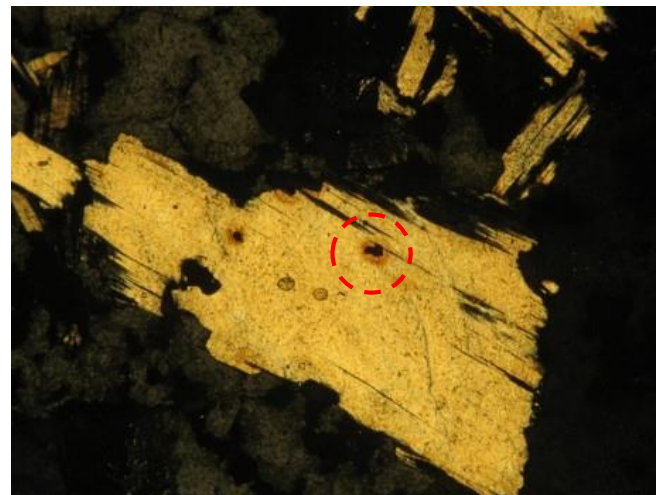


Photo D : LPA, inclusions de zircon à halo pléochroïque dans une biotite (DT8B)

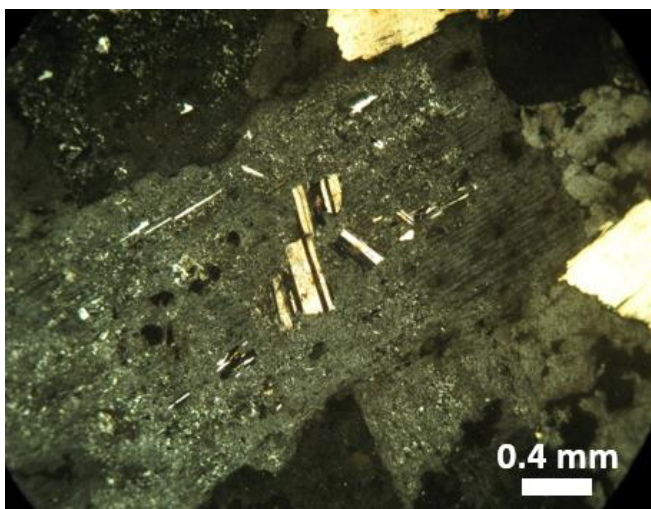


Photo E : LPA, biotite en inclusion dans un plagioclase altéré (DT5)

II.3.3. La granodiorite (DT2)

Macroscopiquement, elle est de couleur gris clair et d'aspect massif. Il s'y détachent des grains dont la taille varie entre 2 et 4 mm. On note des grains de feldspath de couleur blanchâtre et de ferromagnésiens qui sont de couleur noirâtre et brillants.

La microscopie de cette roche révèle une texture grenue fine (pl.3, photo A), tous les cristaux ayant une taille inférieure à 1 mm. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, de micas (noir et blanc) et d'opacques.

Le plagioclase : il est abondant dans cette roche. Sa proportion atteint 35% du volume total de la roche. Les cristaux se présentent en prisme généralement subautomorphes à xénomorphes dont la taille se situe entre 0.3 et 0.8 mm. Les sections sont très altérées et montrent un aspect trouble caractérisant leur transformation en séricite. Les macles polysynthétiques ne sont bien visibles, mais on peut observer leur trace.

Le feldspath alcalin : il est nettement moins abondant que le plagioclase et ne constitue que 10% de la composition modale de la roche. Il est franchement xénomorphe avec de cristaux dont la taille ne dépasse pas 0.5 mm. Ils sont incolores et troubles à cause de l'altération. L'aspect trouble est caractéristique de la kaolinisation. Les macles de Carlsbad (orthose) sont fréquemment présentes.

La biotite : elle est assez abondante dans cette roche, avec une proportion atteignant 10% du volume total de la roche. Les cristaux dont la taille ne dépasse pas 1 mm, sont globalement subautomorphes avec une forme rectangulaire. Ils sont de couleur brunâtre et nettement pléochroïques. Les inclusions d'opacques sont fréquentes, mais aussi parfois celles de zircon à auréole pléochroïque (pl.3, photo D). Par ailleurs, on trouve dans le quartz de petites inclusions de biotite, constituant ainsi une seconde génération. En plus de la biotite, on rencontre aussi la muscovite.

La muscovite représente environ 6% de la composition modale de la roche. Ses cristaux sont xénomorphes, incolores et présentant de clivages uniques et parallèles. Certains sont légèrement teintés en vert jaunâtre. Ceux-ci correspondent à la muscovite ferrifère. Leur taille est comprise entre 0.2 et 0.8 mm.

Le quartz : il représente la phase la plus abondante dans la roche. Sa proportion atteint 37% de la composition modale de la roche. Il est représenté par de cristaux franchement xénomorphes, occupant les interstices entre les autres cristaux. Leur taille oscille entre 0.1 et 0.8 mm. On y trouve parfois de petites inclusions de biotite de seconde génération (pl.3, photo B & C).

Les minéraux opaques : leur proportion est d'environ 2% du volume total de la roche. Ils sont représentés par de minuscules grains ne dépassant 0.2 mm, inclus dans les autres minéraux, surtout dans la biotite.

Ordre de cristallisation

Elle peut être résumée comme suit, sur base de l'observation des relations mutuelles entre les différents éléments constitutifs de la roche :

Op → Zirc → Biot 1 → Plagio → F.K. → Musc → Biot 2 → Qz

Planche 3

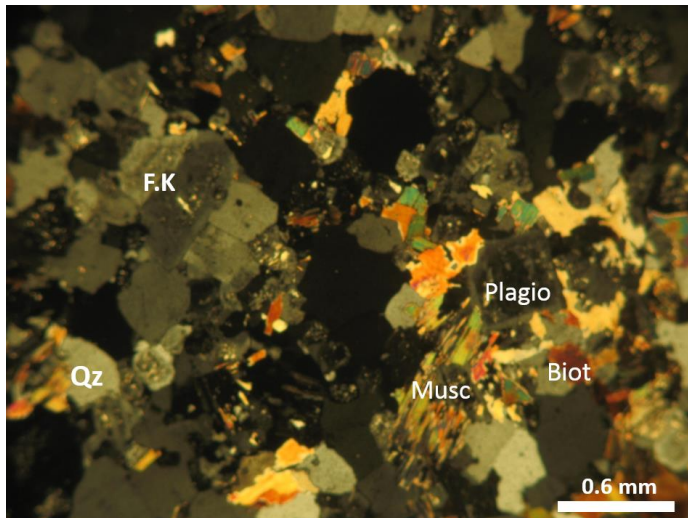


Photo A : LPA, texture grenue fine de la granodiorite (DT2)



Photo B : LPNA, inclusion biotite de seconde génération dans un quartz (DT2)

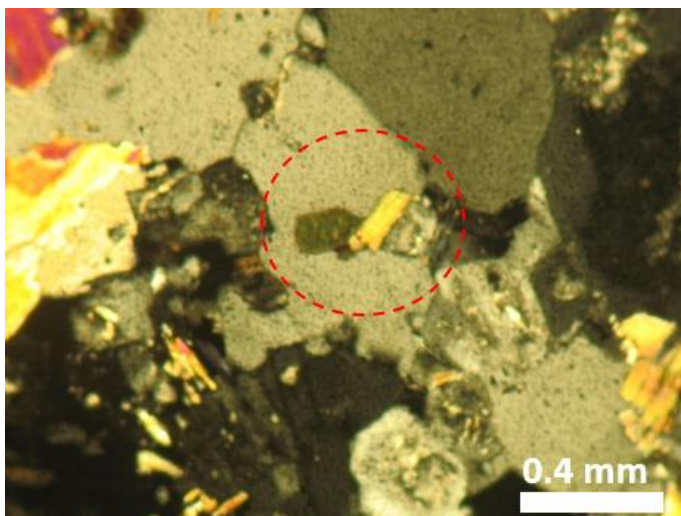


Photo C : LPA, inclusion biotite de seconde génération dans un quartz (DT2)

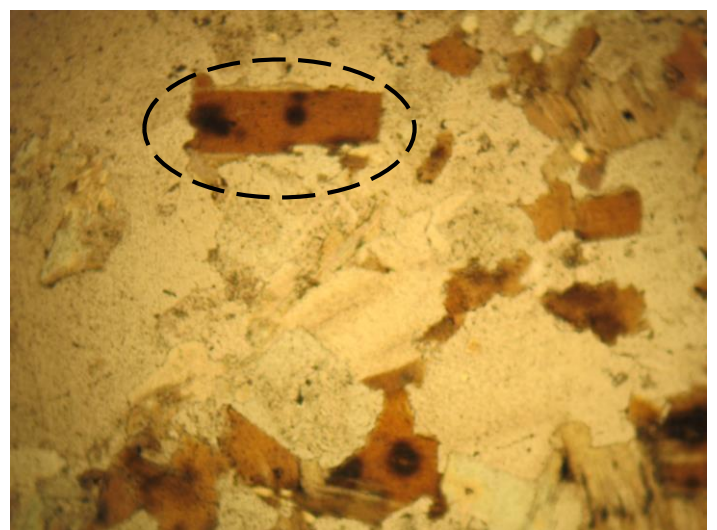


Photo D : LPNA, biotite à inclusion de zircon présentant un halo pléochroïque (DT2)

II.3.4. L'andésite (DT22)

La roche présente un aspect massif et une couleur gris clair. On peut y observer des grains blanchâtres et noirâtres dont la taille oscille entre 1 et 4mm. On note la présence d'éléments rosâtres sous une forme globulaire de 2 à 3 cm de diamètre.

Microscopiquement, elle montre une texture microlitique porphyrique à peu de verre (pl.4, photo A), constituée de plagioclases, de feldspaths potassiques, d'amphibole, de biotite chloritisée avec un peu de quartz et d'opagues.

Le plagioclase : il est abondant dans cette roche avec une proportion qui atteint 55% de la composition modale de la roche. Il se présente en lattes subautomorphes à xénomorphes dont la taille varie entre 0.5 et 2 mm. Ces lattes sont parfois tronquées, séricitisées et présentent fréquemment de macles polysynthétiques. Elles contiennent des inclusions de biotite et d'amphibole. La présence de la macle double nous a permis de calculer la composition de plagioclase qui est de deux types : l'An₂₅₋₃₀ correspondant à l'oligoclase et l'An₃₀₋₃₅ qui est de l'andésine. Mais on note une prédominance de l'andésine par rapport à l'oligoclase.

Les feldspaths potassiques : il est nettement moins abondant que le plagioclase et ne constitue que 7% de la roche. Les cristaux dont la taille s'échelonne entre 0.3 et 1.4mm sont xénomorphes, incolores et légèrement troubles. Ils présentent soit la macle de Carlsbad (pl.4, photo B), soit celle de microcline (pl.4, photo F), traduisant la présence de deux individus : l'orthose et le microcline. Ils contiennent parfois de petites inclusions de biotite et d'amphiboles.

La biotite : elle est assez abondante dans la roche, sa proportion atteint 10%. Elle se présente sous forme de fines paillettes brunâtres et pléochroïques dont la taille ne dépasse pas les 0.7 mm. Ces paillettes s'organisent en agglomération (pl.4, photo C et D) et contiennent parfois des inclusions d'opagues. L'altération en chlorite est visible sur quelques sections.

L'amphibole : formant environ 1% de la roche, elle a une couleur verdâtre et présente un faible pléochroïsme. Les cristaux sont subautomorphes à xénomorphes avec une taille ne dépassant pas les 0.5 mm. Elle possède de clivages conjugués 120° ou 60° avec une extinction oblique : il s'agit de la hornblende verte.

Le quartz : il constitue environ 5% du volume total de la roche. Ses cristaux sont xénomorphes, incolores et limpides avec une taille variant entre 0.2 et 1.5 mm. Certains cristaux montrent de golfes de corrosion (pl.4, photo E) qui sont des zones arrondies au bord de ces cristaux et les pénétrant.

Les minéraux opaques : les opaques ont une proportion très faible dans cette roche. Ils n'atteignent pas 1% du volume total de la roche et sont représentés par de grains de très petite taille qui sont le plus souvent en inclusion dans les amphiboles et la biotite.

Ordre de cristallisation

Sur base de l'observation des relations mutuelles existant entre les différentes phases, elle peut être reconstituée comme suit :

Op → Amph → Biot → Plagio → F.K. → Qz

Planche 4

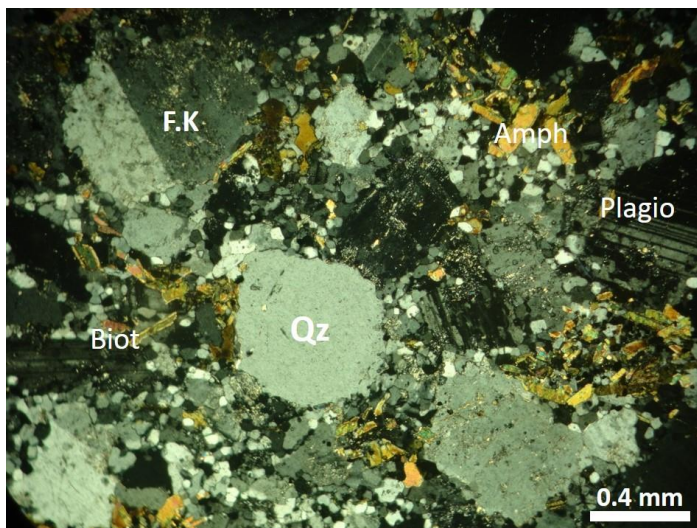


Photo A : LPA, texture microlitique porphyrique, à verre recristallisé, (DT22)

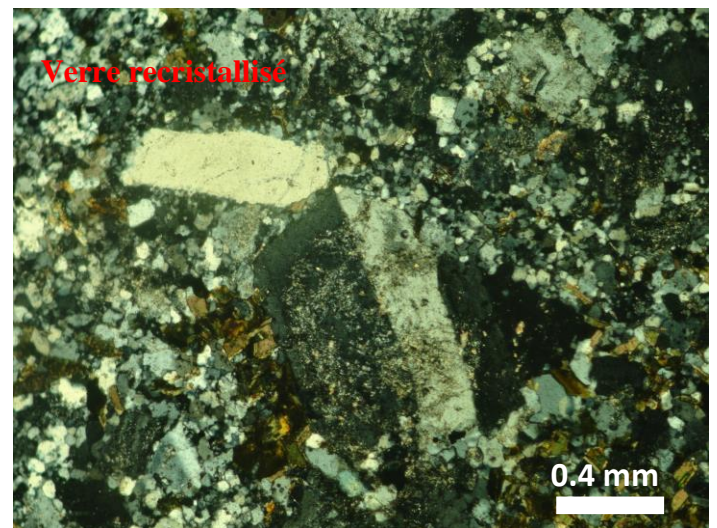


Photo B : LPA, cristal d'orthose à macle de Carlsbad noyé dans un verre recristallisé, (DT22)

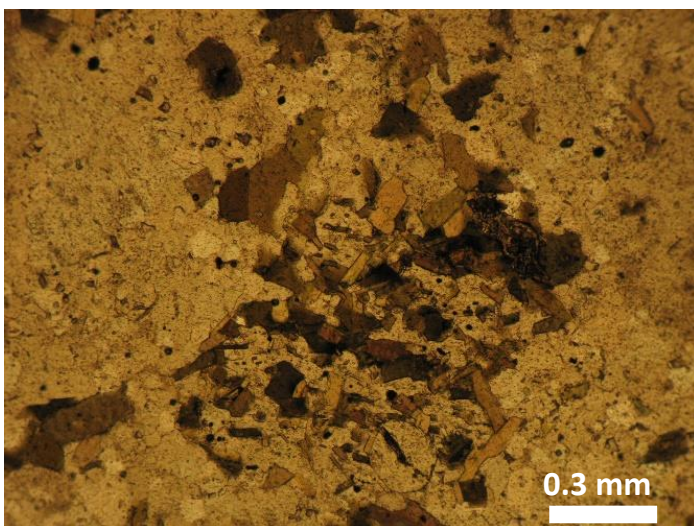


Photo C : LPNA, section montrant une agglomération de biotite (DT22)

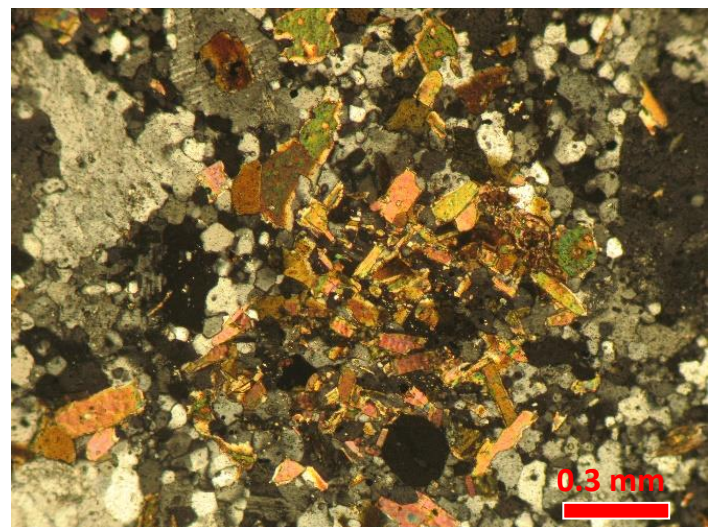


Photo D : LPA, section montrant une agglomération de biotite (DT22)

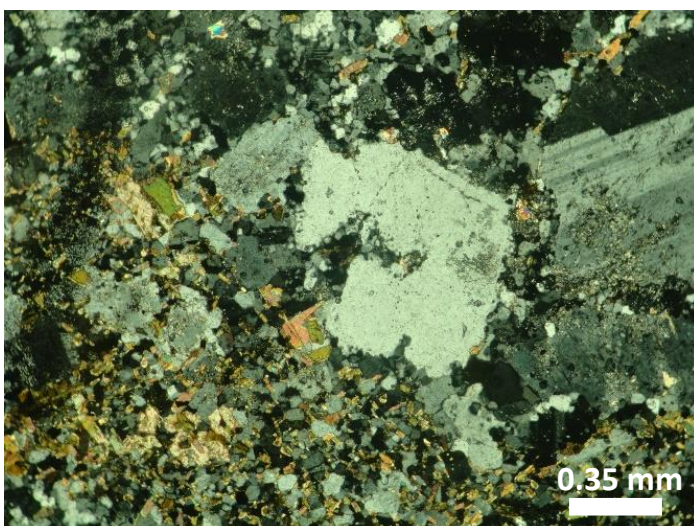


Photo E : LPA, cristal de quartz présentant un golfe de corrosion, (DT22)

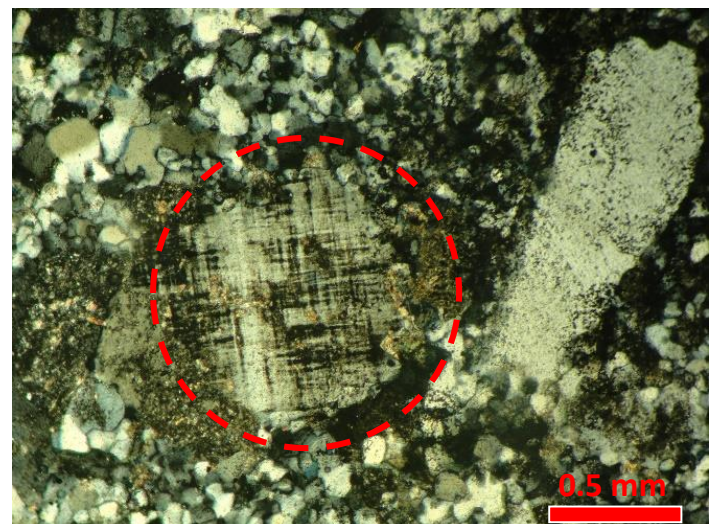


Photo F : LPA, section montrant le quadrillage d'un microcline, (DT22)

II.3.5. Les dacites (DT3, DT4, DT4', DT7, DT20, DT21, DT23, DT24)

Elles sont de couleur gris clair, parfois un peu plus foncé et ont un aspect massif (pl.5, photo D). On note la présence de cristaux ayant une couleur blanchâtre dont la taille varie globalement entre 1 et 4 mm, accompagnés d'autres minéraux qui sont noirâtres et brillant sous la lumière. Ces derniers ne dépassent pas les 3mm.

L'étude microscopique révèle une texture microlitique (DT3, DT4, DT4' et DT7), (pl.5, photo A) à microlitique porphyrique (DT20, DT21, DT23 et DT24) (pl.5, photo B). Ces roches sont composées de plagioclase, de biotite, de feldspath alcalin, d'amphibole, de quartz et d'opacques.

Le plagioclase : représentant un volume qui atteint 20%, ils sont légèrement plus abondants dans les dacites à texture microlitique porphyrique. Ce sont des prismes subautomorphes à xénomorphes, parfois tronqués (par exemple DT23). Dans les échantillons à texture microlitique, leur taille ne dépasse pas les 0.6 mm, alors qu'elle oscille entre 0.5 et 4 mm dans les autres échantillons. Les macles polysynthétiques sont toujours présentes. Dans ces dacites, le plagioclase est souvent altéré en séricite. Les inclusions sont, en général, représentées par des oxydes opaques.

Le feldspath alcalin : il est très peu abondant, sa proportion ne dépasse guère 5 % du volume total de la roche. Il se présente généralement en cristaux subautomorphes ne pouvant pas atteindre 2mm. Les sections ont un aspect trouble provoqué par l'altération assez poussée en minéraux argileux. La présence des types de feldspath alcalin est attestée par l'observation de types de macle : celle de Carlsbad (orthose) et le quadrillage (microcline). Dans l'échantillon DT23, on peut observer de cristaux d'orthose perthitique (pl.5, photo C). Quelques inclusions d'opacques sont observées.

La biotite : elle est très peu abondante dans ces roches. Sa proportion est en général au tour de 2%, mais elle atteint 7% dans l'échantillon DT3. Les cristaux dont la taille n'atteint pas 1 mm, sont de couleur brune avec un fort pléochroïsme. Ils présentent deux habitus différents, définissant ainsi deux générations. On a de cristaux subautomorphes et de forme globalement rectangulaire et d'autres qui sont de fines paillettes qui s'agglomèrent (pl.5, photo 5). Le processus de chloritisation est observable et on peut discerner des inclusions d'opacques.

La muscovite est aussi présente dans certaines lames (DT23, DT24) avec une proportion inférieure à 1% du volume total de la roche. Elle montre de microcristaux xénomorphes dont la taille n'excède pas 0.2 mm, retrouvés le plus souvent dans le quartz.

L'amphibole : elle est du type hornblende verte, présentant un pléochroïsme très faible variant du vert clair au jaune. Elle est représentée par de microcristaux xénomorphes dont la taille dépasse rarement 0.3 mm et qui sont affectés par le processus de chloritisation. Sa proportion est très faible et n'atteint pas 1%. Les inclusions d'opaques sont présentes.

Le quartz : dans les dacites microlitiques, sa proportion varie entre 12% et 17% du volume total de la roche. Il se présente en cristaux xénomorphes ne dépasse pas 1 mm de large et se regroupant parfois en amas poly-cristallins. Cependant il est moins abondant dans les autres dacites et ne représente que 5% à 12% de la roche. Les cristaux sont aussi xénomorphes et ont une taille qui varie entre 0.3 et 4 mm. Dans ces dacites, les golfes de corrosion sont fréquents et des fois le quartz est parfois bipyramidé. Les inclusions de biotite de deuxième génération sont observables.

Les minéraux opaques : dans ces roches, la proportion des opaques est faible, 1% à 2% du volume total de la roche. Ils sont généralement xénomorphes, mais quelques-uns ont une forme arrondie ou subcarrée. Leur taille ne dépasse pas les 0.4 mm. Ils sont fréquemment inclus dans les amphiboles et biotites.

En plus de ces opaques, nous avons pu observer quelques inclusions de sphène dans l'échantillon DT4 en inclusion dans une amphibole (pl.5, photo E et F). Les cristaux, dont la taille est inférieure à 0.1 mm, sont automorphes, de forme losangique et à bords tranchants. Ils sont de couleur jaune verdâtre et légèrement pléochroïques.

Ordre de cristallisation

En se basant sur les relations mutuelles existant entre les différentes phases minéralogiques de ces roches, on peut représenter schématiquement l'ordre de cristallisation comme suit : Op → Sph → Amph → Biot 1 → Plagio → F.K. → Biot 2 → Musc → Qz

Planche 5

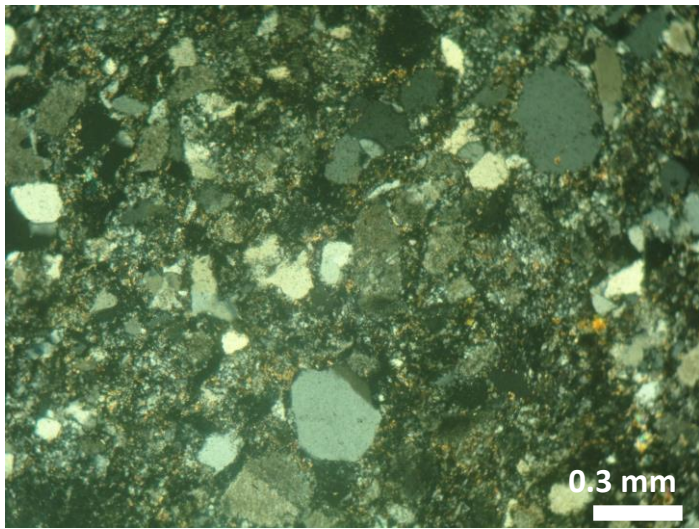


Photo A : LPA, texture microlitique des dacites (DT4)

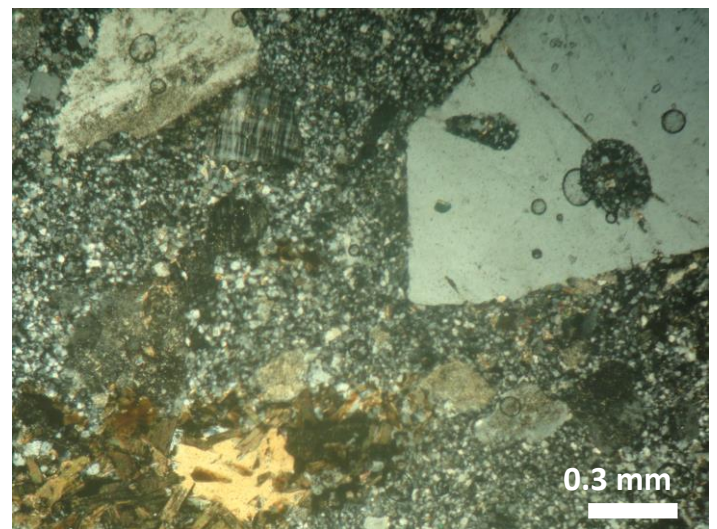


Photo B : LPA, texture microlitique à phénocristaux de quartz et plagioclase (DT23)



Photo C : LPA, section montrant un orthose perthitique (DT23)



Photo D : photo macroscopique des dacites de couleur gris clair, à aspect massif



Photo E : LPNA, section montrant une inclusion de cristaux losangique sphène dans une amphibole (DT4)

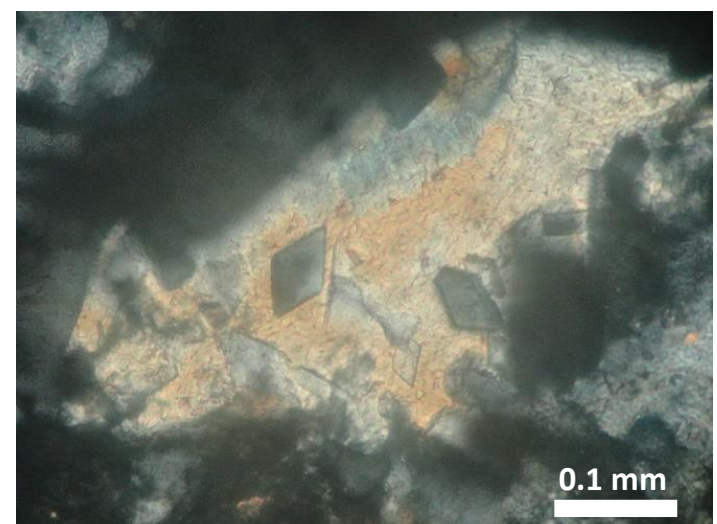


Photo F : LPA, section montrant une inclusion de cristaux losangique sphène dans une amphibole (DT4)

II.3.6. Les rhyolites (F4, DT1)

Elles ont un aspect massif et de couleur grise, légèrement sombre. Leurs grains sont très fins, mais on peut observer des grains noirâtres, brillants accompagnés de grains blanchâtres. Elles montrent quelques microfissures à remplissages de quartz ou calcite.

Elles ont une texture microlitique sans phénocristaux (pl.6, photo A), avec une mésostase recristallisée. Minéralogiquement, elles sont constituées d'un assemblage de quartz, de feldspaths auxquels s'ajoutent de la biotite et de minéraux opaques.

Le plagioclase n'est pas abondant dans ces roches. Sa proportion est de 8% à 10% du volume total de la roche. Il est représenté par de cristaux dont la taille varie entre 0.2 et 1.5 mm. Le processus de séricitisation est visible sur les cristaux qui montrent une forme subautomorphe à xénomorphe. Les macles polysynthétiques sont observables sur certaines sections. Ils contiennent souvent des inclusions de minéraux opaques.

Le feldspath alcalin est nettement moins abondant que le plagioclase. Il n'occupe que 5% à 7% du volume de la roche. Les cristaux, dont la taille ne dépasse pas les 0.5 mm sont xénomorphes et parfois maclés Carlsbad. Ils sont également altérés en minéraux argileux et renferme quelques inclusions d'opaques.

Le quartz : plus abondant que le plagioclase, il constitue environ 10% à 15% du volume total des rhyolites. Les cristaux sont globalement xénomorphes à subautomorphes et ont une taille comprise entre 0.1 et 0.7 mm. Certains sont craquelés, voire fragmentés et d'autres présente une extinction onduleuse. Sur certaines sections, les cristaux s'organisent en amas poly-cristallins.

La biotite est représentée par de microcristaux en forme de fines paillettes dont la taille ne dépasse pas généralement 0.2 mm. Ils xénomorphes, de couleur brunâtre et légèrement pléochroïques. La biotite représente environ 3% de la composition modale des rhyolites.

Les minéraux opaques se présentent sous forme de petits grains sub-arrondis dont la taille n'excède pas 0.3 mm. On les retrouve souvent en inclusion dans les plagioclases et dans le verre, ce qui définit deux générations d'opaques.

L'ordre de cristallisation :

En observant les relations mutuelles entre les différentes phases constitutives des rhyolites, il peut se résumer schématiquement comme suit :

Op 1 → Biot → Plagio → F.K. → Op2 → Qz

II.3.7. Les monzogranites (DT8, DT8A)

Macroscopiquement, ces roches ont un aspect massif et sont de couleur gris clair. On peut y observer de cristaux blanchâtres de feldspath et de cristaux brillants en forme de feuillet, représentant de ferromagnésiens.

L'examen microscopique montre une texture microgrenue (pl.6, photo B) dans laquelle on a un assemblage de quartz et feldspath auxquels s'ajoutent des micas. On note cependant l'abondance du feldspath potassique par rapport au plagioclase.

Le quartz : c'est la phase la plus abondante dans ces roches. Il atteint 43% de leur composition modale. Il est représenté par de cristaux xénomorphes dont la taille varie entre 0.1 et 0.4 mm. Il renferme des inclusions de biotite.

Le plagioclase représente environ 14% du volume total de ces roches. Il montre de cristaux globalement subautomorphes, incolores et légèrement troubles ce qui traduit un début de séricitisation. Leur taille ne dépasse pas en général 0.4 mm. Sur certains cristaux, on observe de macles polysynthétiques. Le plagioclase renferme aussi des inclusions de biotite, montrant qu'il lui est postérieur.

Le feldspath alcalin est plus abondant que le plagioclase et constitue 17 à 20% de la composition modale de la roche. Ses cristaux sont généralement incolores, xénomorphes et ont une taille variant entre 0.1 et 0.4 mm. Il correspond à de l'orthose, reconnaissable par la macle de Carlsbad.

La biotite est assez abondante dans ces roches. Sa proportion est de 12% du volume total de l'échantillon DT8 et atteint 20% de celui de DT8A. Les cristaux dont la taille varie de 0.2 à 0.4 mm, sont subautomorphes et pléochroïques dans les tons brunâtres. Les inclusions de zircon sont fréquentes et reconnaissables par leur auréole pléochroïque. L'altération de la biotite

en chlorite est observable sur certaines sections, de même que les inclusions de minéraux opaques.

La muscovite : aussi abondante, elle représente entre 7% et 10% de la composition modale de la roche. Ses cristaux sont franchement xénomorphes et ont une taille variant entre 0.3 et 1.4 mm. Présentant de clivages uniques et parallèles, ils sont légèrement teintés en vert : ceci correspond à la muscovite ferrifère. En lumière polarisée, elle présente des teintes de polarisation très vives du 2^{ème} ordre avec une extinction droite. On les trouve souvent en inclusion dans les cristaux de quartz.

Les minéraux opaques : ils sont rares dans ces monzogranites et ne valent que 1% du volume total de la roche. Les cristaux, qui sont subautomorphes à xénomorphes ont une taille ne dépassant pas 0.5 mm. Ils sont souvent en inclusion dans la biotite.

Ordre de cristallisation

L'ordre d'apparition des minéraux est déterminé à partir de l'agencement des différentes phases minérales. Il se résume comme suit :

Op → Zirc → Biot → Plagio → F.K. → Musc → Qz

II.3.8. Le filon de quartz (F1B)

Cet échantillon est d'aspect massif. Il a une couleur blanchâtre, d'où se détachent de grains très fins, de couleur blanchâtre. Sur le terrain, il correspond à un filon orienté nord-sud.

Son examen microscopique montre une texture grenue composée de quartz présentant de cristaux pratiquement tous jointifs. Ces cristaux sont incolores et limpides avec un relief faible. Leur taille n'excédant pas généralement 1 mm. Ils sont globalement subautomorphes à xénomorphes. Les cristaux subautomorphes se présentent sous une forme globalement sub-arrondie, quelquefois plus ou moins étirés. Certains cristaux présentent une extinction onduleuse. On remarque que certains cristaux sont fracturés alors d'autres sont complètement broyés, ce qui donne un assemblage de microcristaux.

Planche 6

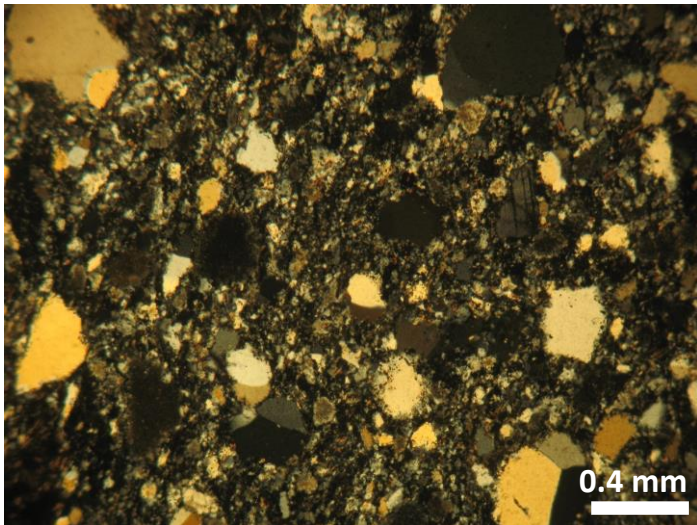


Photo A : LPA, texture microlitique sans phénocristaux des rhyolites (F4)

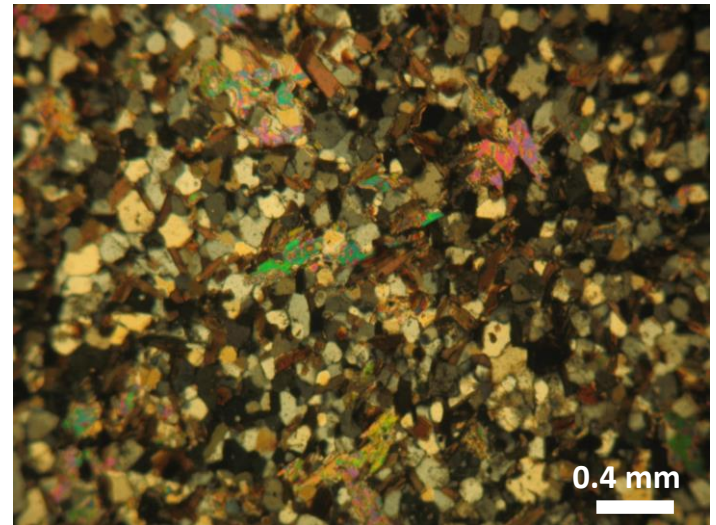


Photo B : LPA, texture microgrenue des microgranites (DT8A)

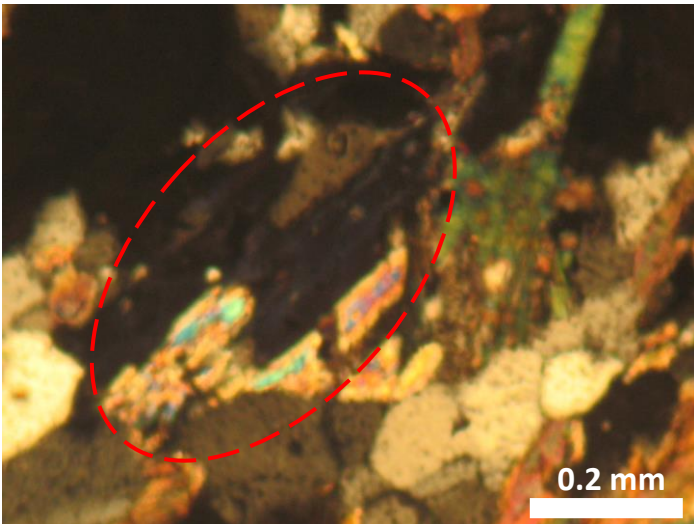


Photo C : LPA, processus de déstabilisation de la biotite en chlorite dans un microgranite (DT8)



Photo D : photo macroscopique d'un échantillon du filon de quartz (F1B)

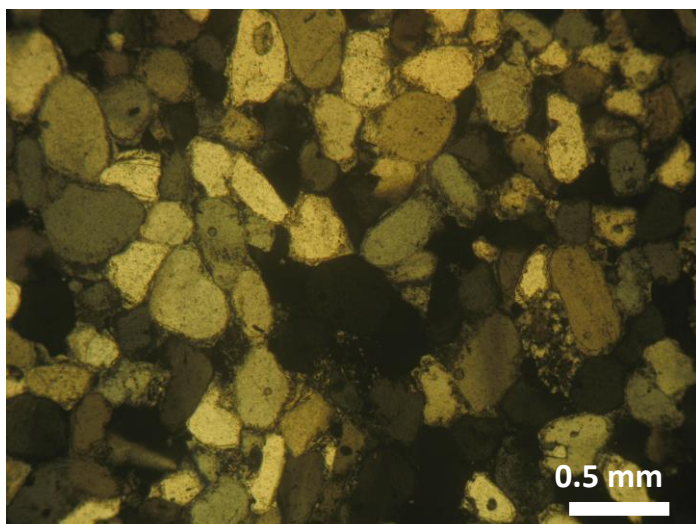


Photo E : LPA, texture grenue du filon de quartz montrant des cristaux subarrondis de quartz (F1B)

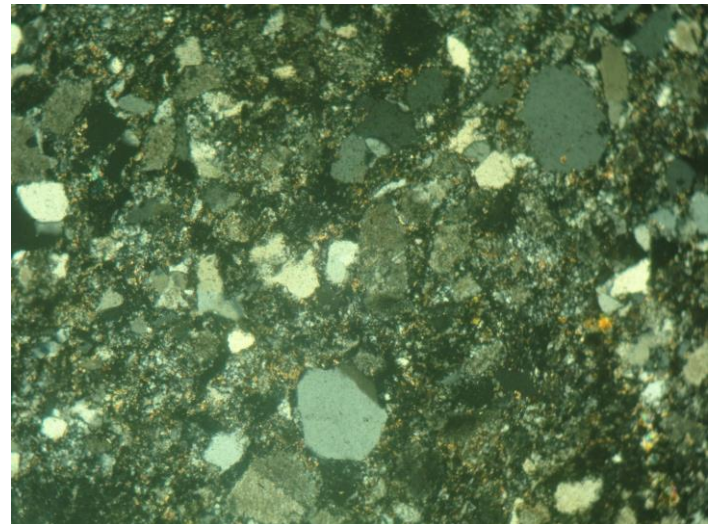


Photo F : LPA, texture microlitique des dacites (DT4)

II.4. Conclusion à l'étude pétrographique

L'étude pétrographique nous a permis de mettre en évidence des faciès magmatiques, dont le mode de la mise en place est diversifié (plutonique, volcanique et hypo-volcanique).

Ainsi, l'évolution géologique du secteur commence d'abord par la mise en place d'un encaissant granitique correspondant au granite de Yetti et de Chegga datés respectivement de 2090 ± 100 Ma et de 1951 ± 50 Ma (Lassere et *al.*, 1970) et surmontés par la série métamorphique du Yetti. Le tout est recoupé par un magmatisme du type intermédiaire et acide ; représenté par des diorites, des granodiorites, des monzogranites, des andésites, des dacites et des rhyolites.

Les diorites ont une texture grenue dans laquelle le plagioclase, de type andésine est très dominant. Elles sont caractérisées par un très faible pourcentage de quartz mais sont très riches en ferromagnésiens, notamment amphibole (hornblende verte) et biotite.

La granodiorite, représentée par un seul échantillon, elle montre une texture. Les deux feldspaths sont présents mais le plagioclase est nettement supérieur que le feldspath alcalin représenté par l'orthose. Les minéraux colorés sont représentés par des biotites et en degrés moindres des muscovites.

Les monzogranites sont caractérisés par une texture microgrenue dans laquelle le quartz constitue la phase dominante. Ils contiennent les deux micas : des biotites et des muscovites, mais avec une prédominance des biotites. Les feldspaths sont représentés par l'orthose qui est prédominant et du plagioclase.

Le dernier événement magmatique est représenté par la mise en place des roches volcaniques constituées par : des andésites, des dacites et des rhyolites. Elles affleurent sous forme de massifs qui jalonnent le secteur depuis l'ouest jusqu'à l'est (fig.10), montrant des changements dans leur composition minéralogique. Effectivement, on constate un enrichissement en quartz, les roches devenant ainsi de plus en plus acides. Cependant la biotite et l'amphibole ainsi que les feldspaths (le plagioclase et l'orthose) diminuent en proportion.

L'andésite est représentée par un affleurement très restreint (500 m) de même que les rhyolites alors que les dacites montrent un affleurement beaucoup plus important (2.5 à 3 km à peu près). Ces andésites sont caractérisées par une texture microlitique porphyrique. Leur

composition minéralogique est dominée par le plagioclase, de type andésine (An_{30-35}) et oligoclase (An_{25-30}), alors que le pourcentage de la biotite avoisine les 10%, accompagnée d'un faible pourcentage de feldspath alcalin et de quartz.

Les dacites se distinguent en deux groupes du point de vue texturale et minéralogique : 1) les dacites microlitiques porphyriques (DT20, DT21, DT23 et DT24), 2) les dacites à texture microlitique plus riche en biotite (avec apparition de l'amphibole) et en quartz (DT3) (voir tableau 3).

Les rhyolites quant à elles ont une texture microlitique aphanitique et à verre volcanique très abondant, recristallisé en microcristaux de quartz et feldspaths. La phase primaire de la roche est formée essentiellement de quartz, de feldspath plagioclase et d'orthose, auxquelles s'ajoutent la biotite et opaques.

Des filons doléritiques subméridiens de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur recoupent le granite de Chegga et sont composés essentiellement de microcristaux de plagioclase et des cristaux de pyroxène. La composition minéralogique des cinq filons étudiés ne montre pas d'évolution. Cependant, le filon (échantillon F1A) situé à l'ouest montre une texture tendant plus vers le microlitique.

Le processus d'altération touche principalement le plagioclase, l'orthose, l'amphibole et la biotite. Il est représenté par la néo-cristallisation de séricite et minéraux argileux (kaolinisation) respectivement pour le plagioclase et l'orthose, tandis que l'amphibole et la biotite sont transformées en chlorite.

Les relations mutuelles entre les minéraux observés dans tous les faciès montrent globalement une cristallisation précoce des minéraux opaques par rapport aux autres. Ainsi, chaque faciès présente un ordre de cristallisation spécifique comme nous l'avons montré dans l'étude pétrographique.

CHAPITRE III
ÉTUDE
COMPARATIVE

III.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre consiste à faire une étude comparative entre les faciès que nous avons étudié et ceux étudiés par Safi et Dahamni en 2012. En effet, ceux-ci ont préparé leur mémoire d'ingénieur d'état sur le thème : « Etude pétrographique des faciès dioritiques des deux régions septentrionale et méridionale de Bled M'Dena (Eglab, Dorsale Reguibat SW Algérien) ».

Dans les lignes qui suivent, nous allons dans un premier temps faire un résumé des grands traits pétrographiques de leur étude. Cela nous permettra dans un second temps, d'élaborer une comparaison entre les faciès des deux secteurs.

III.2. La structure annulaire de Bled M'Dena

III.2.1. Localisation des faciès dioritiques

La structure annulaire de Bled M'Dena est située aux coordonnées 6°33'W et 26°38'N. Les faciès dioritiques étudiés par Safi et Dahamni en 2012 se localisent dans deux secteurs de cette région.

Le premier, situé dans sa partie septentrionale, est bordé au nord par les formations paléozoïques du bassin de Tindouf et à l'ouest par les affleurements de la série de Yetti. En ce qui concerne le second secteur, il se localise à environ quinze (15) km dans sa partie méridionale où ces faciès recourent le granite d'Aftout.

Nous allons nous focaliser sur le second secteur (le secteur méridional) car c'est dans celui-ci que nous retrouvons des faciès mis en évidence dans notre étude. Le schéma géologique de ce secteur est donc donné par la figure ci-après (fig.11).

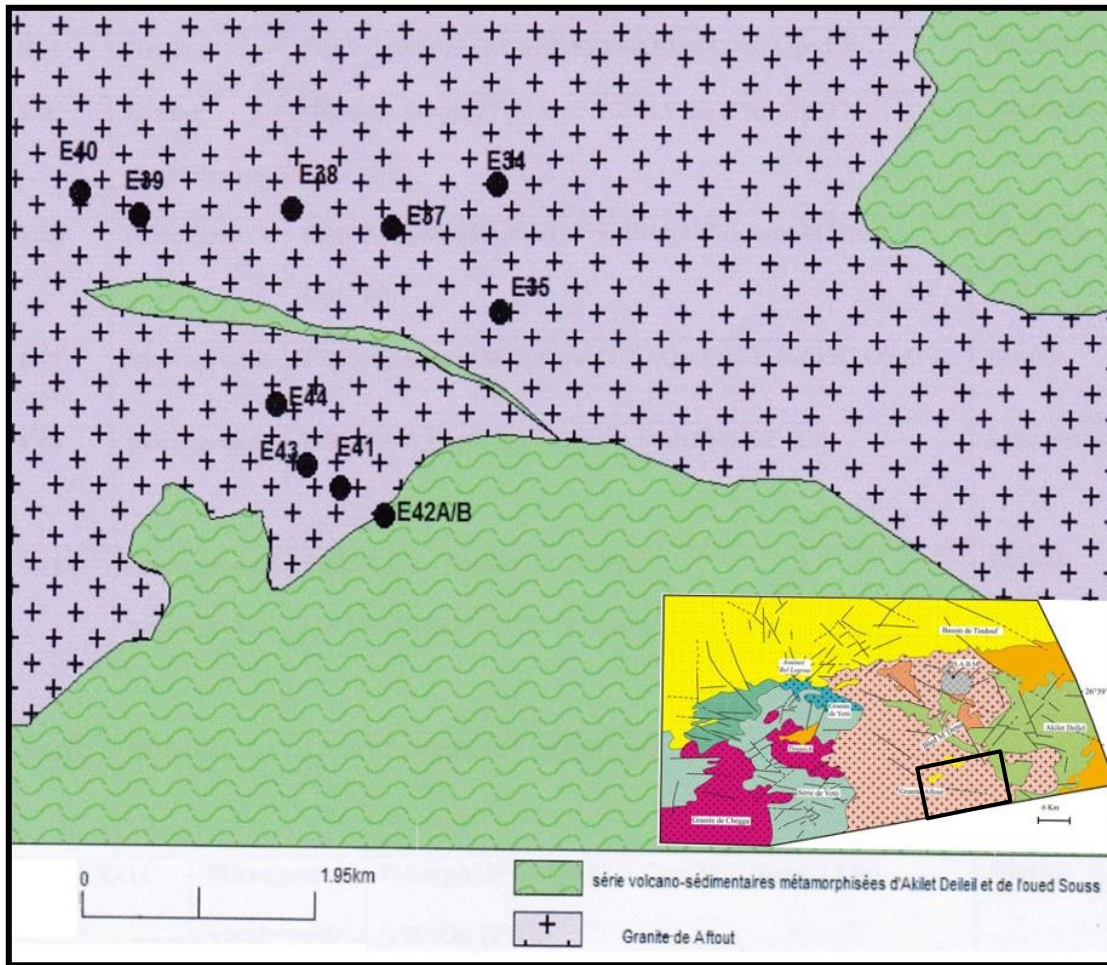


Fig.11 : schéma géologique du secteur méridional de Bled M'Dena (Safi et Dahamni, 2012)

III.2.2. Résultat de l'étude pétrographique des faciès dioritiques

L'étude pétrographique du secteur méridional de Bled M'Dena a permis de distinguer plusieurs faciès, qui sont globalement de nature dioritique. Le tableau suivant (tableau 4) récapitule les caractéristiques pétrographiques des roches de ce secteur.

Nous remarquons en effet que nous rencontrons dans le secteur méridional de Bled M'Dena des faciès décrits dans notre étude pétrographique, à savoir les diorites, les granodiorites et les monzogranites. Nous comparerons donc ces trois faciès avec ceux décrits dans notre étude.

| Echant | Texture | Composition minéralogique | Nom |
|--------|-------------------------|--|--------------------------|
| E34 | Grenue | Plagio (48%), Amph (34%), F.K. (2%), Biot (12%), Op (<1%) | Monzodiorite à amphibole |
| E35 | Grenue porphyroïde | Plagio (35%), Amph (27%), Cpx (13%), F.K. (21%) Op (3%) | |
| E38 | Microgrenue | Plagio (40%), Amph (5%), Biot (12%), F.K. (12%), Qz (30%), Op (1%) | Granodiorite |
| E39 | Microgrenue | Plagio (53%), Amph (26%), Cpx (11%), F.K. (4%), Qz (5%), Op <1% | Diorite à amphibole |
| E40 | Grenue | Plagio (23%), Biot (5%), F.K. (37%), Qz (32%), Op (<1%) | Monzogranite |
| E41A | Microgrenue porphyroïde | Plagio (53%), Amph (38%), Cpx (4%), Biot (1%), F.K. (<1%), Qz (1%), Op (<1%) | Diorite à amphibole |
| E41B | Microgrenue | Plagio (48%), Amph (42%), Cpx (<1%), Qz (8%), Op (<1%) | |
| E41C | Microgrenue porphyroïde | Plagio (47%), Amph (39%), Cpx (2%), Biot (<1%), F.K. (<1%), Qz (8%), Op (2%) | |
| E42 | Grenue | Plagio (33%), Amph (29%), Cpx (6%), Biot (9%), F.K. (12%), Qz (9%), Op (<1%) | Monzodiorite |
| E43 | Microgrenue | Plagio (54%), Amph (6%), Cpx (<1%), Biot (1%), F.K. (<1%), Qz (35%) | Tonalite |
| E44 | Grenue | Plagio (45%), Amph (7%), Biot (6%), Qz (41%), Op (<1%) | |

Tab.4 : tableau récapitulatif des caractères pétrographiques des roches du secteur méridional de Bled M'Dena (Safi & Dahamni, 2012)

III.3. Etude comparative

Les trois faciès rencontrés dans les deux secteurs montrent de caractéristiques communes, mais présentent quelques différences pétrographiques et minéralogiques que nous allons analyser. Le tableau ci-après résume leurs caractéristiques.

| Roches | Secteurs | Texture | Composition minéralogique |
|---------------|----------|-------------------------|---|
| Diorites | G.D. | Grenue | Plagio (62-65%), amph (10-17%), biot (10-12%), F.K. (5-7%), Qz (2-3%), Op (1%) |
| | B.M.D. | Microgrenue porphyroïde | Plagio (47-53%), amph (26-42%), biot (<1%), Cpx (1-11%), F.K. (1-4%), Qz (1-8%), Op (<1%) |
| Granodiorites | G.D. | Grenue | Plagio (35%), biot (10%), F.K. (10%), Musc (6%), Qz (37%), Op (2%) |
| | B.M.D. | Microgrenue | Plagio (40%), amph (5%), biot (12%), F.K. (12%), Qz (30%), Op (1%) |
| Monzogranites | G.D. | Microgrenue | Plagio (13-14%), biot (12-20%), F.K. (17-20%), Musc (7-10%), Qz (42-43%), Op (<1%) |
| | B.M.D. | Microgrenue | Plagio (23%), Biot (5%), F.K. (37%), Qz (32%), Op (<1%) |

Tab.5 : tableau comparatif des faciès communs des deux secteurs

La figure ci-après (fig.12) donne la position des roches comparées sur le diagramme QAP de Streckeisen. Les roches du secteur de Gara Djebilet sont représentées en rouge tandis que celles de Bled M'Dena sont représentées en bleu.

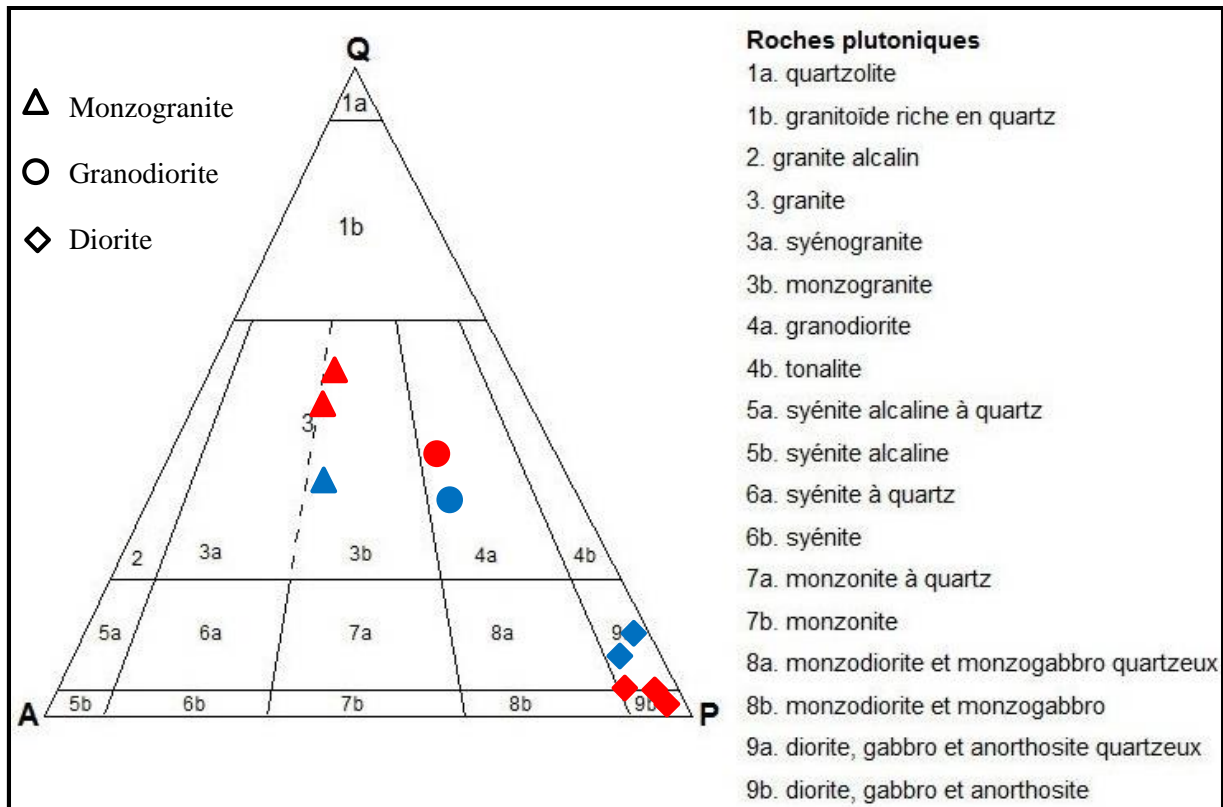


Fig.12 : projection des roches comparées sur le diagramme QAP de Streckeisen

III.3.1. Les diorites

Dans le secteur méridional de Bled M'Dena, elles ont une texture microgrenue porphyroïde, alors que dans celui du sud de Gara Djebilet cette texture est nettement grenue. Leur paragenèse est composée essentiellement de feldspaths, associés avec un peu de quartz et de minéraux ferromagnésiens.

Le plagioclase constitue la phase dominante de ces diorites. Dans le secteur méridional de Bled M'Dena, les cristaux ont une taille variant entre 1.5 et 4 mm avec une proportion variant entre 47% et 53% (tab.5). Ils sont souvent altérés en épidote, rarement en séricite. Cependant, dans le secteur du sud Gara Djebilet, leur taille se situe entre 0.5 et 2 mm avec une proportion allant de 62% et 65% (tab.5). Dans ce secteur, ils s'altèrent en séricite et sont plus riches en inclusion d'opacités.

L'amphibole, de type hornblende verte, est plus abondante dans le secteur méridional de Bled M'Dena avec un pourcentage variant entre 26% et 42% (tab.5). Elle présente de gros cristaux (0.5 à 3 mm). Elle s'accompagne parfois de Cpx dont la proportion atteint 11% (tab.5). Dans le sud de Gara Djebilet, le Cpx est absent et l'amphibole dont la proportion varie entre 10% et 17% (tab.5) présente de cristaux ne dépassant pas 1.4 mm. Dans les deux secteurs, elle est affectée par le processus de chloritisation.

Le quartz et le feldspath alcalin sont peu abondants dans les deux secteurs, mais les roches du sud de Gara Djebilet sont nettement plus enrichies en biotite (10% à 12% de la roche) par rapport à celles de Bled M'Dena (<1% de la roche) (tab.5).

Les minéraux opaques dont la proportion est d'environ 1% du volume total de la roche et sont les premiers à s'individualiser dans les deux secteurs.

III.3.2. Les granodiorites

Elles montrent dans le secteur méridional de Bled M'Dena une texture globalement microgrenue avec de phénocristaux de feldspaths et quartz associés de ferromagnésiens. Dans celui du sud de Gara Djebilet, elles ont une texture grenue fine constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath alcalin, de micas (noir et blanc) et d'opaques.

Dans le secteur méridional de Bled M'Dena, le plagioclase est abondant et atteint 40% de la composition modale de la roche (tab.5). Ses cristaux sont grossiers et atteignent 5 mm. Ils sont très altérés, et cette fois en calcite. Dans le secteur du sud de Gara Djebilet, le plagioclase constitue 32% de la roche (tab.5) avec des cristaux beaucoup plus petit (taille maximale ne dépassant pas 1 mm). En revanche, ils sont plus frais malgré le fait que certains montrent un début de séricitisation.

Le feldspath alcalin est légèrement plus abondant dans le secteur de Bled M'Dena et atteint 12% de la roche (tab.5). Ses cristaux sont également plus grossiers et sont très altérés. Dans le secteur de Gara Djebilet, il est de 10% (tab.5) de la roche avec de cristaux plus frais, ne dépassant 0.5 mm.

Avec une proportion de 37% et des cristaux atteignant 0.8 mm, le quartz est plus abondant dans le secteur du sud de Gara Djebilet que dans celui de Bled M'Dena où il constitue

30% (tab.5) avec de cristaux ne dépassant pas 0.4 mm. Par ailleurs il est plus riche en inclusion de (biotite de seconde génération), ce qui est inexistant dans le secteur de Bled M'Dena.

L'amphibole de type hornblende verte est présente dans la granodiorite du secteur méridional de Bled M'Dena avec une proportion de 5% (tab.5) alors qu'elle est absente dans le secteur du sud de Gara Djebilet. Elle s'altère en épidote et montre de cristaux dont la taille peut atteindre 2 mm de large.

La biotite quant à elle est relativement identique dans les deux secteurs avec une proportion d'environ 10% de la composition modale de la roche (tab.5), mais les inclusions de zircon présentes dans le secteur du sud de Gara Djebilet sont absentes dans celui de Bled M'Dena. Par ailleurs, la muscovite, absente dans le secteur méridional de Bled M'Dena représente 5% des granodiorites du secteur du sud de Gara Djebilet.

Dans les granodiorites des deux secteurs, les opaques sont précoces et leur proportion est n'excède pas 2% de la roche.

III.3.3. Les monzogranites

Dans les deux secteurs, ils sont caractérisés par la même texture microgrenue, à grain moyen. L'assemblage minéralogique est aussi le même et est composé de quartz, de feldspaths accompagnés de quelques ferromagnésiens.

Le plagioclase est plus abondant dans le secteur méridional de Bled M'Dena et atteint 23% de la composition modale de la roche (tab.5). Il présente de cristaux de grande taille (3 à 4 mm). Il est parfois séricitisé dans le cœur et montre une zonation. Dans le secteur du sud de Gara Djebilet il ne représente qu'environ 13% (tab.5) de la roche avec de cristaux ne dépassant pas 0.4 mm. En revanche, il est beaucoup plus frais et plus riche en inclusion de biotite.

De même, le feldspath alcalin est plus abondant dans les monzogranites du secteur méridional de Bled M'Dena (37% de la roche) par rapport à ceux de Gara Djebilet, où il varie entre 17% et 20% de la roche (tab.5).

Le quartz occupe un volume de 32% de la roche dans le secteur méridional de Bled M'Dena avec de cristaux atteignant 1 mm, pauvres en inclusion. Il atteint 43% de la roche du secteur du sud de Gara Djebilet et présente des cristaux riches en inclusion dont la taille n'atteint pas 1 mm.

Les deux micas sont présents et plus abondants dans les monzogranites du secteur du sud de Gara Djebilet, (biotite : 12-20%, muscovite : 7-10%) alors que seule la biotite se manifeste dans le secteur de Bled M'Dena avec une proportion de 5% de la roche (tab.5). Dans les deux secteurs, cette biotite est touchée par le processus de la chloritisation, mais celle du sud de Gara Djebilet est plus riche en inclusion d'opaques et de zircon.

Les phases opaques occupent moins de 1% du volume total de la roche. Cependant, elles sont précoces par rapport aux autres phases.

III.4. Synthèse pétrographique des deux secteurs

Cette étude comparative permet de constater que malgré quelques ressemblances pétrographiques, les faciès communs des deux secteurs présentent néanmoins quelques spécificités.

Ainsi les granodiorites, outre la différence texturale, on remarque la présence de l'amphibole et l'absence de la muscovite dans les roches du secteur méridional de Bled M'Dena, alors que c'est plutôt l'inverse dans celui du sud de Gara Djebilet, où la biotite cristallise une seconde génération.

S'agissant des monzogranites, leurs caractéristiques pétrographiques montrent une grande similarité. Ils sont tous caractérisés dans les deux secteurs par une texture microgrenue composée essentiellement de quartz et feldspaths accompagnés de biotite et de minéraux opaques. Ils ne se différencient que par la biotite, qui montre un enrichissement important dans le secteur du sud de Gara Djebilet par rapport au secteur méridional de Bled M'Dena.

Dans le secteur méridional de Bled M'Dena, les diorites sont caractérisées par une texture microgrenue, composée de feldspaths, d'amphibole, de la biotite avec du Cpx. Elles sont plus enrichies en amphibole par rapport à celles du secteur sud de Gara Djebilet. Dans celui-ci, elles sont caractérisées par une texture grenue. A l'exception du Cpx qui n'y apparaît pas, elles ont la même composition minéralogique, mais sont plus enrichies en plagioclases et en biotite.

La transformation des minéraux s'opère dans les deux régions, mais de façon différente. Les plagioclases du secteur du sud de Gara Djebilet se transforment généralement en séricite alors que dans le secteur méridional de Bled M'Dena, leurs produits d'altération sont : épidote et séricite (dans les diorites et monzogranites) puis calcite (dans les granodiorites).

L'amphibole s'altère en chlorite dans le secteur du sud de Gara Djebilet et en épidote dans le secteur méridional de Bled M'Dena. La biotite et le feldspath alcalin sont respectivement altérés en chlorite et produit argileux (kaolin) aussi bien dans le secteur méridional de Bled M'Dena que dans le secteur sud de Gara Djebilet.

Les minéraux opaques ne montrent visiblement pas de différence entre les deux secteurs. Représentés principalement par de petits grains ne dépassant pas les 2% de la roche, ils sont les premiers à s'individualiser dans l'ordre de cristallisation.

Outre ces trois faciès, on a pu mettre en évidence dans le secteur méridional de Bled M'Dena des tonalites et des monzodiorites caractérisées par une texture grenue à plagioclase dominants. Alors dans le secteur du sud de Gara Djebilet on a des rhyolites, des dacites et des andésites caractérisées par une texture microlitique à quartz et plagioclase.

CONCLUSION

GÉNÉRALE

Conclusion générale

En somme, ce travail a permis de montrer que le secteur étudié comporte une certaine hétérogénéité du point de vue pétrographique. Son histoire commence par la mise en place d'un encaissant granitique, le granite de Yetti et de Chegga datés de 2090 ± 100 Ma et de 1951 ± 50 Ma (Lassere et *al.*, 1970). Cet encaissant fut ensuite intrudé par des roches plutoniques, volcaniques et hypo-volcaniques.

Les roches plutoniques sont représentées par des diorites, des granodiorites et des microgranites. Leur composition minéralogique montre un appauvrissement en plagioclase tandis que l'on note un enrichissement en micas (blancs et noirs) et feldspath alcalin depuis les diorites jusqu'aux monzogranites.

Les roches volcaniques sont rencontrées sur presque toute l'étendue du secteur étudié. Elles sont concrètement matérialisées par des andésites, des dacites et de rhyolites. Elles montrent une évolution dans leur composition minéralogique caractérisée par une augmentation de quartz depuis les andésites jusqu'aux rhyolites pendant que les feldspaths et la biotite diminuent. L'amphibole quant à elle s'enrichit vers l'ouest, ce qui traduirait une hydratation du magma vers cette partie du secteur.

Les filons sont globalement de nature doléritiques et composés de baguettes plagioclases noyés dans de cristaux de pyroxène. Occupant le centre du secteur (fig.10), ces dolérites traversent le granite de Chegga. Ils ne montrent visiblement pas d'évolution dans leur composition minéralogique ; néanmoins, on remarque que plus on tend vers l'ouest, plus leur texture tend vers le microlitique.

La transformation est presque toujours présente dans l'ensemble de ces faciès et touche principalement les feldspaths (plagioclase et alcalin), la biotite et l'amphibole. Les plagioclases sont transformés en séricite, alors que les feldspaths alcalins s'altèrent en minéraux argileux (kaolinisation). Concernant la biotite et l'amphibole, elles sont affectées par le processus de chloritisation.

L'absence de toute analyse géochimique des roches étudiées constitue un obstacle majeur, mais de par sa constitution pétrographique (andésite-dacite-rhyolite) ainsi que la position des roches sur le diagramme QAP de Streckeisen, nous pouvons déduire que la série

magmatique ayant régi la cristallisation de ses faciès s'agirait probablement d'une série calco-alcaline, dont le terme basaltique serait soit hors du secteur d'étude, soit non échantillonné.

Une étude comparative avec les faciès du secteur méridional de Bled M'Dena étudié par Safi et Dahamni en 2012 nous a permis de conclure que malgré quelques différences pétrographiques, les deux secteurs ont en commun quelques faciès plutoniques, notamment les diorites, les granodiorites et les monzogranites.

Ceux-ci ne manquent pas d'écarts pétrographiques, notamment dans leur composition minéralogique. Le tableau ci-après (tab.7) résume leurs caractéristiques pétrographiques, mettant ainsi en exergue les différences pétrographiques entre eux.

| Roches \ Secteur | Gara Djebilet | Bled M'Dena |
|------------------|---|---|
| Andésite | Plagio (55%), Amph (\approx 1%), Biot (10%), F.K. (7%), Qz (5%), Op (1%) | ----- |
| Dacite | Plagio (10-20%), Amph(<1%), Biot (1-7%), F.K. (2-5%), Musc (<1%), Qz (7-16%), Op (1%) | ----- |
| Diorites | Plagio (62-65%), Amph (13-17%), Biot (10-12%), F.K. (5-7%), Qz (2-3%), Op (1%) | Plagio (47-53%), Cpx (2-11%), Amph(26-42%), Biot <1%, F.K. 1-4%, Qz (5-8%), Op (1-2%) |
| Dolérite | Plagio (62-67%), Cpx (24-30%), Opx (5-8%), Op (1-3%) | ----- |
| Granodiorites | Plagio (35%), Biot (10%), F.K. (10%), Musc (6%), Qz (37%), Op (1%) | Plagio (40%), Amph (5%), Biot (12%), F.K. (12%), Qz (30%), Op (1%) |
| Monzogranite | Plagio (13-14%), Biot (12-20%), F.K. (17-20%), Musc (7-10%), Qz (42-45%), Op (<1%) | Plagio (23%), Biot (5%), F.K. (37%), Qz (32%), Op (1%) |
| Monzodiorites | ----- | Plagio (33-35%), Cpx (6-13%), Amph (27-29%), Biot (9%), F.K. (12-21%), Qz (9%), Op (1-3%) |
| Rhyolites | Plagio (8-12%), Biot (1-3%), F.K. (5-7%), Qz (10-15%), Op (1%) | ----- |
| Tonalites | ----- | Plagio (45-54%), Cpx <1%, Amph (6-7%), Biot (1-6%), F.K. <1%, Qz (35-41%), Op (1-2%) |

Tableau 6 : tableau comparatif de tous les faciès des deux secteurs

RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHI
QUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLAMI F.Z. (2008) - Les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques dans la région des Eglab (dorsale Réguibat, SW algérien) (Exemples: Akilet Deilel et la structure de Bled M'Dena). Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 81 p. (inédit)

AZZOUNI-SEKKAL A. (1976) - Les stocks plutoniques basiques de la jointure «Yetti-Eglab». Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Alger, 99 p.

BARRERE J. (1967) - Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie), Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. Thèse Doct., Univ. Clermont-Ferrand, Editions Mémoires du BRGM., n° 47, 278 p.

BAUDIN T. (1993) - Rapport de la mission de terrain dans les Eglab et le Yetti. Mém. Serv. Géol. Algérie, n°8, pp. 53-60, 199

BESSELES B. (1977) - Géologie de l'Afrique : le Craton ouest africain. B.R.G.M., n°88, 402 p., 114 fig., 26 tabl.

BLANCHOT A. (1953) - Le Précambrien de la Mauritanie occidentale (esquisse géologique), Bull. Dir. Fed. et Soc. A.O.F. n°17, p.308

BONHOMME M. (1962) - Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. Thèse Univ. Clermont Ferrand, n°5, Géol. Minéral., 62p.

BOUDERBALA S. (2004) - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique du magmatisme filonien acide d'âge éburnéen de la région de Dleat Jnoun (Eglab, partie orientale de la dorsale Réguibat). Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 78 p. (inédit)

BOUTEFAHA A. (2006) - Etude pétrographique et géochimique des plutonites de Bled M'Dena (dorsale Réguibat, Eglab, SW algérien). Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 53 p. (inédit)

BUFFIERE J.M., FATHY J.C. & PETEY J. (1965a) - Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Reguibat, région des Eglab et secteur Nord du Yetti. Rapp. Inéd. (SERMI), Paris, Déc. 1965, n° ALG. 63-09-IV, 230p.

BUFFIERE J.M., FATHY J.C. & PETEY J. (1965b) - Notice explicative de la carte géologique à 1/500000 de la région des Eglab et la bordure Nord du Yetti. S.E.R.M.I., Paris, 38 p.

BUFFIERE J.M., FAHY J.C. & PETEY J. (1966) - Sur l'ensemble Yetti-Eglab et sur la couverture infratillitique en territoire algérien. C.R. Acad. Sci. Paris, n° 262, pp. 1513-1516.

BUFFIERE J.M., FAHY J.C. & PETEY J. (1967) - Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidentale), C.R.Acad.Sc.Paris, t. 264? p. 197-199

Cahen L. (1961) - Review of geochronological knowledge in Middle and Northern Africa. Annual of New York Academy of Science, vol. 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. Annales de la Société Géologique de Belgique, vol.85, n°6, pp.183-195.

Chardon D. (1997) - Les déformations continentales archéennes, exemples naturels et modélisation thermomécanique. Mémoires de Géosciences, Univ. Rennes, n°76, 257 pp.

Clauer N. & Bonhomme M. (1971) - Preliminary Rb/Sr dating in the upper Precambrian near Atar (Mauritania). Colloque Européen de Géochronologie Bruxelles, 6-10 September 1971, Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 94, p.109

Clauer N. (1973) - Utilisation de la méthode Rb/Sr pour la datation des niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara Occidental) et la mise en évidence des transformations précoces de minéraux argileux. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, résumé p.134.

Clifford T.N. (1970) - The structural frame work of Africa in African magmatism and tectonics. Edited by Clifford and Cass, Edinburgh, pp.1-26.

DEBABHA F. & IKHLEF F. (2001) - Pétrologie et minéralogie de quelques plutons basiques parsemant la jointure Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat, Algérie). Mém. Ingéniorat d'Etat, USTHB, Alger, 118 p.

DELLA O. (2003) - Etude pétrographique des volcanites acides de la série d'Akilet Deilel (Eglab, SW Algérien) et comparaison avec celles des séries précambriennes du craton ouest africain. Mémoire d'ingéniorat d'état, Oran, 79 p., 18 fig., 5 tabl., (inédit).

DILEM M. (2010) - Etude pétrographique de quelque granitoïdes au nord de Tinguich (Eglab, SW Algérien). Mémoire d'ingéniorat d'état, Université d'Oran, 41 p., 9 fig., 3 tabl., (inédit) ptg88

DJENAOUI C. (2011) - Pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet (Eglab, Dorsale Réguibat, SW algérien). Thèse de doctorat, Université d'Oran, 144 p., 34 fig., 21 ph., 8 tabl., (inédit).

FOUCAULT A. & RAOULT J-F (2003) - Dictionnaire de Géologie 5^{ème} édition, DUNOD édit, Paris, 379 p.

GEVIN P. (1948) - Série paléozoïque de Aouinet Belegraa. Bulletin de la Société Géologique de France, t.18, pp. 369-381.

GEVIN P. (1951) - Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab (Sahara occidentale). C.R Acad. Sci. Paris, n°233, pp. 1129-1130.

JACKET F. (1937) - La structure du Sahara Mauritanien. Bulletin de la Société Géologique de France, (5), VII, p .38.

KAHOUI M. (1988) - Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique. Indices métallogéniques. Cas du Djebel Drissa (massif des Eglab algérien). Thèse Doct. Univ. Nancy 1, 258 p.

KAHOUI M., DRARENI A., FABRE J., PEUCAT J.J. & KADDOUR M. (1996) - Age éburnéen du complexe annulaire alcalin du Djebel Drissa (Est de la dorsale Reguibat, Algérie). Mémoire du Service Géologique de l'Algérie, n°8, pp.53-60.

LAMHAL S.A. (2005) - Pétrographie et géochimie des volcanites de la structure circulaire de Bled M'Dena (dorsale Réguibat, Eglab, SW algérien). Mémoire d'ingénieur d'Etat, Université d'Oran, 52 p., (inédit)

LAPADU-HARGUES P. (1947) - Quelques données préliminaires sur le massif des Eglab (Sahara occidental). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 225, pp.950-952

LASSERE M., LAMEYRE J. & BUFFIERE J.M. (1970) - Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. Bulletin du BRGM, 2ème série, IV, 2, pp.5-13.

LAZREG F. (2003) - Etude pétrographique et géochimique des filons basiques postérieurs aux granites de Chegga et à la série arkosique de Guelb El Hadid et de Deleat el Djenoun des Eglab (dorsale Réguibat, SW algérien). Mém. Ingénieur d'Etat, Univ. Oran, 71 p. (inédit)

LEFORT J.P., AIFAT T., OUDDANE M. (1994) - Modélisation magnétiques des filons subméridiens de l'ensemble Yetti-Eglab (dorsale Réguibat): conséquences géodynamiques concernant la marge orientale du craton ouest-africain. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol. 5, n° 2, p.129-149

MAHDJOUB Y., KAHOU M., DRARENI A. & GHANI R. (2002) - Magmatic evolution during convergence in paleoproterozoic Eglab domain, Reguibat rise (Algeria). 19th. Colloquium of African Geology, El-Jadida, Morocco, abstract p.32.

MATHERON G. (1955) - Le gisement de fer de Gara Djebilet. Extrait du « bulletin scientifique et économique du B.R.M.A. » N°2 - Mai 1955.

MENCHIKOFF A. (1949) - Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. Annales Hébert et Haug, 7, livre jubilé, Ch. Jacob, pp. 303-325.

MONOD T. (1935) - Sur le primaire fossilifère du Sud de l'Adrar mauritanien. Soc. Des Africanistes. 129 p.

PEUCAT J.J., CAPDEVILLA R., DRARENI A., MAHDJOUB Y. & KAHOU M. (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.

PIPOULE M., AMOUSSE J., KAHOU M., FABRE J. & BOUKHALFA L. (1992) - Le magmatisme gabbroïque précoce des Eglab orientaux du bouclier Réguibat : géochimie et

comportement des éléments du groupe du platine (PGE). Mém. Serv. Géol. Algérie, n° 8, pp. 23-34.

POTREL A., PEUCAT J.J., FANNING C.M., AUVRAY B., BURG J.P. & CARUBA C. (1996) - 3.5 Ga old terranes in the West Africa Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society*, London, vol.153, pp.507–510

REZOUG M. & TAHRI M. (2001) - Etude pétrographique et géochimique des roches basiques de la structure circulaire de Bled M'Dena (Eglab, dorsale Réguibat, Algérie du SW). Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 72 p. (inédit)

ROCCI G. (1965) – Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest Africain. Coll. Int. Géochronol., Nancy. Sci.Terre, X, p 461-478

SABATE P. (1972) - Structure de la série du Yetti (Sahara occidental algérien). C. R. Acad. Sci. Paris, 275, (D), pp. 2591-2593.

SABATE P. (1973) - La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien). C. R. Acad. Sci. Paris, (D), 276, pp. 2237-2240.

SABATE P., (1979) - Les volcanites Eglab : données radiométriques de la dernière expression magmatiques calco-alkaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidentale), revue de géologie dynamique et de géographie physique vol.21, fasc. 5. P.326-329, Paris.

SABATE P. & LAMEYRE J. (1971) - La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale Réguibat. 6eme Coll. Intern. Géol. Afr. Leicester.

SABATE P., LASSERE M. & LAMEYRE J. (1977) - Rb-Sr ages of some Precambrian formations of the Eastern Réguibat Dorsale : existence of a metamorphic belt during the Eglab orogeny. IXème Colloque de Géologie Africaine, Göttingen, résumé p.90.

SABATE P. & LOMAX K. (1975) - Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). Bull. B.R.G.M. Fr., section II, n° 4, pp. 293-311.

SABRINA E-K. (2005) - La pétrographie des clinopyroxénites et de faciès associés de la structure annulaire de Gara Djebilet (Eglab, Dorsale Réguibat SW Algérien). Mémoire d'ingéniorat d'état en Géologie, Université d'Oran, 61 p., 15 fig., 4 tabl., (inédit). Ptg50

SAFI B. & DAHAMNI N. (2012) - Etude pétrographique des faciès dioritiques des deux régions septentrionale et méridionale de Bled M'Dena (Eglab, Dorsale Reguibat SW Algérien). Mémoire d'ingéniorat d'état, Université d'Oran, 56 p., 12 fig., 3 tabl., (inédit).

SOUGY J. (1951) - Rapport de mission géologique à Fort-Trinquet de Février à Juin 1951. Rapport Inédit de la Direction des Mines, A.O.F, Dakar.

SOUGY J. (1952) - Mauritanie, le précambrien de la dorsale Réguibat (Ghallamen, Yetti, Iguidi, Karet). Rapport Annuel du Service Géologique, A.O.F., Dakar, pp.22-26.

SOUGY J. (1954) - Rapport de fin de campagne (1953-1954) feuilles El Mzerb, Chegga, Tindouf. Rapport Inédit de la Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, A.O.F, Dakar.

SOUGY J. (1960) - Les séries précambriennes de la Mauritanie nord-orientale. Rept. 21th intern. Geol. Congr. Norden, part. 9, pp. 59-68.

TABELIOUNA M. (2009) - Pétrologie et Géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, (Eglab Occidental, Dorsale Réguibat, SW Algérien). Thèse de doctorat, Université d'Oran, 203 p., 50 fig., 24 tabl., (inédit).

TABELIOUNA M., KOLLI O., J.Y. COTTIN, & ZERKA M. (2008) - Les clinopyroxénites et les gabbros d'une structure annulaire (sud de Gara Djebilet, Eglab, Eglab, Dorsale Réguibat, Sud-ouest algérien), Bulletin du Service Géologique National, Vol.19,n°3, pp. 245-265.

VACHETTE M., ROCCI G., SOUGY J., CARON J., MARCHAND J., SIMON B. & TEMPIER P. (1973) - Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 M.a., des séries métamorphiques et des granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale). VIIe Colloque de Géol. Afric, Florence, Avril 1973.