

N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

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

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade

De Magistère en Science de la Terre

Option : **Pétrologie - Géochimie**

Thème

**PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES
DE SECTEUR TIN AMZI ET DE TIMGAOUINE
(LAOUNI, HOGGAR, ALGERIE)**

Présenté Par :

Mr. HACINI Hamza

Soutenu le 08/02/2015 devant la commission d'examen :

M. ZERKA	professeur	Univ/Oran	Président
M. M.TABELIOUNA	Maître de conférence (A)	Univ/Oran	Rapporteur
N. REMACI	Maître de conférence (A)	Univ/Oran	Examinatrice
A.SEDDIKI	Maître de conférence (A)	Univ/Oran	Examineur

Oran, 2014

A ma très chère mère

A mon cher père

A mes chères sœurs Fatima, Hadjer et Rawnek

A mon cher et unique frère Ayoub

A hadj Aissa et son fils Sid Ahmed

Remerciements

Je voudrai remercier celles et ceux qui ont contribué, chacun à sa façon, à aplanir les difficultés et m'ont permis d'atteindre mon but.

Monsieur Tabetiouna, a été, en sa qualité d'encadrement, l'élément principal. Je le remercie pour sa compréhension, son sérieux travail, ses critiques, sa gentillesse, sa grandeur d'âme, et pour les conditions et les moyens de travail qu'il m'a apporté.

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur Zerka pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury.

J'exprime mes remerciements à Madame Remaci pour avoir accepté de faire partie pour juger ce mémoire.

J'exprime mes remerciements à monsieur Seddiki pour avoir accepté de faire partie pour juger ce mémoire.

Je dois associer également à ce mémoire tous mes amis.

Mes remerciements vont aussi à tout le personnel de l'institut de géologie.

Mes remerciements vont aussi à mes collègues de DEM de Tiaret.

Que tous ceux que j'ai oublié de citer et qui participé de près ou de loin à ce travail, soient assurés de ma profonde reconnaissance.

A tous, Merci.

Chapitre I : Généralités et synthèse des travaux

I-1-Introduction	1
I-2-Craton ouest africain	3
I-3-Le bouclier Touareg.....	4
I-4-LE HOGGAR	6
1-Cadre géographique	6
2-Cadre géologique du Hoggar.....	7
I-5-Le Hoggar central.....	9
I-6-Le secteur d'étude	12
I-7-Analyse de la fracturation de la région d'étude.....	16
Les failles.....	20
a- Les failles de direction moyenne N00	20
b- Les failles de direction moyenne N45.....	20
c- Les failles de direction moyenne N60.....	22
d- Les failles de direction moyenne N90.....	23
e- Les failles de direction moyenne N130.....	23
f- Les failles de direction moyenne N145.....	24
I-8-Géochronologie des fractures.....	25

Chapitre II : pétrographie et minéralogie

Introduction.....	28
A- La coupe méridionale de Tin Amzi	31
II-1- Norite gabbroïque	31
II-1-1-Le plagioclase	31
II-1-2- L'Orthopyroxène.....	32
II-1-3- Le clinopyroxène.....	32
II-1-4- La biotite.....	32
II-1-5- les minéraux opaques.....	33
II-2- Les gabbros noritiques	38
II-2-1- Le plagioclase.....	38
II-2-2- L'Orthopyroxène.....	39
II-2-3- Le clinopyroxène	41
II-2-4- L'amphibole.....	41
II-2-5- Les minéraux opaques.....	41
II-2-6- ordre de cristallisation	42
II-3- Les diorites à amphibole.....	47
II-3-1- L'amphibole	48
II-3-2- Le plagioclase.....	48
II-3-3- Les minéraux opaques	50
B- La coupe septentrionale de Tin Amzi	53
II-4- Les diorites quartziques	53
II-4-1- Le plagioclase.....	53
II-4-2- L'amphibole.....	53
II-4-3- Le quartz.....	54
II-4-4- Les minéraux opaques.....	54
II-5- Les dacites	60
II-5-1- Le plagioclase.....	60
II-5-2- L'amphibole.....	60

II-5-3-Le quartz.....	62
II-5-4-Les minéraux opaques.....	62
II-6-secteur de Timgaouine.....	65
II-6-*L'analyse modale.....	65
II-6-Norite gabbroïque.....	68
II-6-1-Le plagioclase.....	68
II-6-2-L'orthopyroxène.....	68
II-6-3-Le clinopyroxène.....	68
II-6-4-L'amphibole.....	68
II-6-5-La biotite.....	69
II-6-6-Les minéraux opaques.....	69
Le filon doléritique	69
II-7-Norite	70
II-7-1- Le plagioclase.....	70
II-7-2-L'orthopyroxène.....	70
II-7-3-Le clinopyroxène.....	70
II-7-4-l'amphibole.....	71
II-7-5-la biotite.....	71
II-7-6-les minéraux opaques.....	71
II-8-Conclusion à l'étude pétrographique.....	72
III- Minéralogie.....	75
III- Introduction.....	75
III-1- Le pyroxène.....	75
III-2- L'amphibole.....	78
III-3- Géobaromètre.....	80
III-4- Conclusion à l'étude minéralogique	81

Chapitre IV : Géochimie

Introduction.....	87
IV-1- Géochimie des éléments majeurs.....	87
IV-1-1- Classification et nomenclature	
IV-1-1-1- Diagrammes de Tas	87
IV-1-1-2- Le digramme K_2O vs SiO_2	89
IV-1-1-3- Le diagramme FeO/MgO vs SiO_2	90
IV-1-1-4- Diagramme (A/CNK) versus (A/NK)	91
IV-1-2 Caractères géochimiques.....	91
IV-3- Géochimie des éléments en traces.....	97
IV.3.1Comportement des éléments traces au cours des processus magmatiques.....	97
IV-3-2 Distribution des éléments en traces.....	97
IV-3-2-a- Les éléments compatibles.....	97
IV-3-2-b- Les éléments incompatibles.....	98
IV-3-3- Géochimie des terres rares.....	98
IV-3-3- Les spectres multi élémentaires.....	100
IV-4-Conclusion à l'étude géochimique.....	104
V- conclusions générales et discussion.....	110
Références bibliographiques.....	115

Chapitre I :

Généralités et synthèse des travaux

Introduction

Le continent africain, grâce à sa très longue histoire géologique, la multiplicité des formations géologiques et la qualité des affleurements, est un lieu privilégié pour étudier les effets de la superposition des épisodes orogéniques qui ont conduits à sa cratonisation progressive, marquant ainsi son évolution depuis le noyau primitif jusqu'à sa structure actuelle (**Clifford, 1970**).

G.Rocci en **1964** et **1965** a donné un schéma de la structure de l'Afrique qui paraît coordonner de la meilleure façon les faits géologiques constatés par les observations de terrain et les travaux de laboratoire (**In Bessoles, 1977**).

Aux cratons du Congo et du Kalahari dont la présence a été démontrée par **L. Cohen** (**1961, 1963**), il ajoute le craton de l'Ouest africain, et suggère l'existence de l'hypothétique craton nilotique. Il faut attendre plusieurs années plus tard pour qu'enfin la nature géologique de ce dernier soit précisée et on parlera du terme « Metacraton Saharien » donné par **J.P Liégeois et al** en **2002**, (**Fig. 1**).

Cependant les études structurales et la géochronologie ont permis d'établir les grandes étapes de la formation du continent africain.

Les principaux événements de cette histoire de l'Afrique ont été schématisés comme suit par **T.N.Clifford** en **1970** (**In Bessoles, 1977**) :

- Orogène à 3000 M.A
- Orogène à 2500-2800 M.A
- Orogène à 1850 ± 250 M.A (orogénie éburnéenne et épisode orogénique huabien)
- Orogène à 1100 ± 200 M.A (orogénie kibarienne)
- Orogène à 550 ± 100 M.A (orogénies damarienne, panafricaine)
- Orogène de la période Paléozoïque moyen-Mésozoïque (orogénie acadienne et hercynienne)
- Orogénie alpine de l'Atlas

Les orogènes les plus anciens peuvent être repris par les orogènes les plus récents ainsi l'histoire géologique du continent africain peut être résumée en trois ères (**Choubert et Faure-Muret, 1968**).

a- Ère de la cratonisation ;

b- Ère des chaînes intracontinentales et des grands rajeunissements ;

c- Ère des couvertures de plate-forme et des grandes fractures (Rifts).

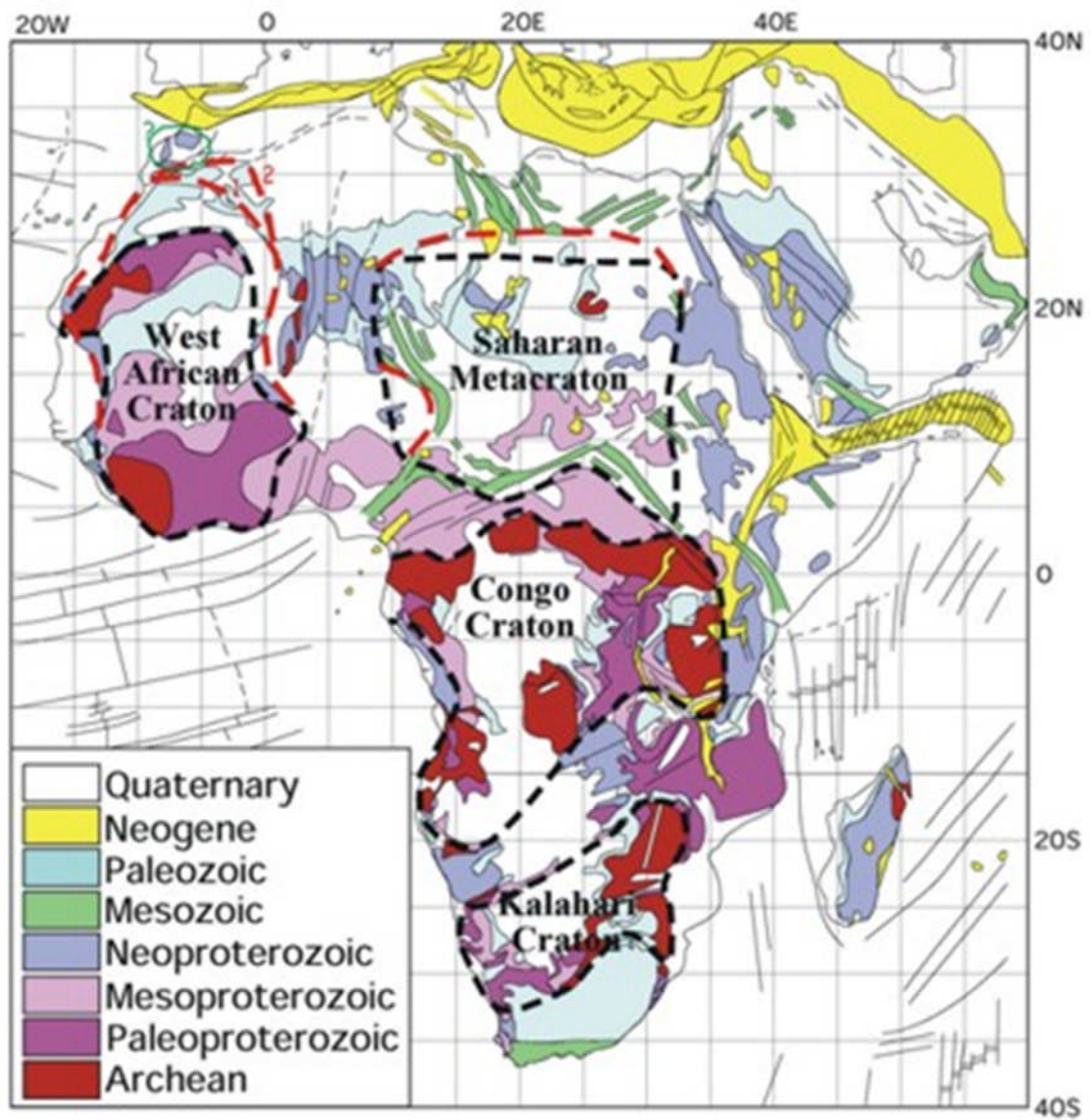


Figure 1 : Structure d'ensemble de l'Afrique (Liégeois et *al.* 2002).

Craton ouest africain :

L'évolution crûstale en Afrique de l'Ouest s'est déroulée en deux étapes principales. La première correspond à la formation d'une croûte archéenne (3,5-2,5 Ga) formant le noyau de Man, le plus ancien du Craton Ouest-africain. Elle est suivie par la formation d'une croûte Paléoprotérozoïque (2,2-1,7 Ga) dont la déformation a résulté de la fermeture du bassin océanique qui séparait les cratons Ouest Africain et du Congo, impliquant l'accrétion progressive d'arcs insulaires et de plateaux océaniques contre une masse continentale en croissance (Hirdes et al., 1992 ;1996 ; Leake, 1992 ; Pohl et Carlson, 1993 ; Davis et al., 1994; Ledru et al., 1994).

Le craton Ouest-africain est stabilisé depuis la fin du Paléoprotérozoïque (1,7 Ga). Il se compose des dorsales de Reguibat au Nord et de Man ou Léo au Sud. Les deux dorsales présentent beaucoup de similitudes tant du point de vue de la nature des formations géologiques que des âges. Elles sont séparées par la plateforme sédimentaire Taoudéni au sein de laquelle affleurent les deux boutonnières de Kayes et de Kédougou-Kéniéba (**Fig.2**). Le craton Ouest-africain est limité à l'est par les chaînes panafricaines des Dahoméyides, du Gourma et des Pharusides, au Nord par l'Anti-Atlas, à l'Ouest par les Rockélides (panafricaines) et les Mauritanides (hercyniennes) et au Sud par l'Océan Atlantique.

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

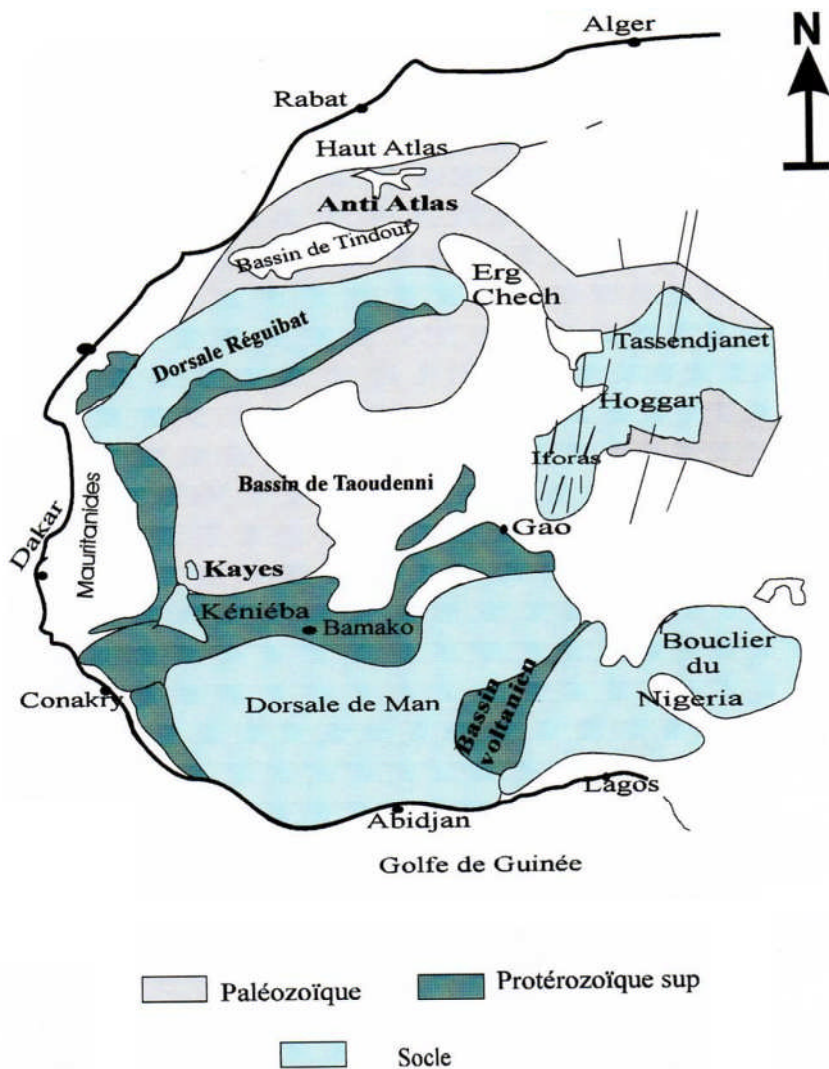


Figure 2 : schéma géologique du Craton Ouest Africain (D'après Clauer et al, 1982)

Le bouclier Touareg :

Il s'est principalement formé durant l'orogénèse panafricaine à 600 ± 30 Ma, en plus, les roches magmatiques reconnues sont entre 870 et 520Ma, correspondant à l'évènement d'accrétion précoce et les évènements post-collisionnelle final.

Le bouclier Touareg présente un grand orogène depuis le craton ouest africain vers l'ouest, jusqu'au métacraton saharien vers l'Est ; une ceinture lithologique océanique juvénile du néoprotérozoïque, et du l'archéen-paléoprotérozoïque ($\approx 2\text{Ga}$), le tout variant des formations bien préservées à celles complètement remobilisées.

Le bouclier touareg comprend les massifs du Hoggar en Algérie, de l'Adrar des Iforas au mali et l'Aïr au Niger (**fig. 3**).



Figure 3 : situation géographique du bouclier dans le contexte de l'Afrique du nord.

LE HOGGAR :

Cadre géographique :

Le massif antécambrien de l'Ahaggar s'étend entre les 1^{ers} et 11^{ème} degrés de longitude Est, et entre les 20^{ème} et 27^{ème} degrés de latitude nord (**fig.4**).

Sa superficie est approximativement de 480000 kilomètres carrés. Encore ne compte-t-on pas ici ses annexes l'Adrar des Iforas, auquel il passe en continuité au SW, Et l'Aïr au SE qui n'en est séparé que par une étroite bande de grès paléozoïques.

Au Nord et au Sud, ce massif est limité par des enceintes paléozoïques dont le bord est marqué par la falaise tassilienne. A l'Ouest au contraire, les regs mésozoïques du Tanezrouft viennent le recouvrir insensiblement.

L'altitude croît de la périphérie vers le centre. Tandis que le Tanezrouft atteint à peine 500m ; les sommets de l'Ahaggar dépassent 2.900 m d'altitude. C'est donc, dans l'ensemble, un pays montagneux, surtout au cœur où un relief tourmenté est encore accidenté par des pitons et coulées volcaniques coiffant les régions sommitales. (Lelubre 1952)

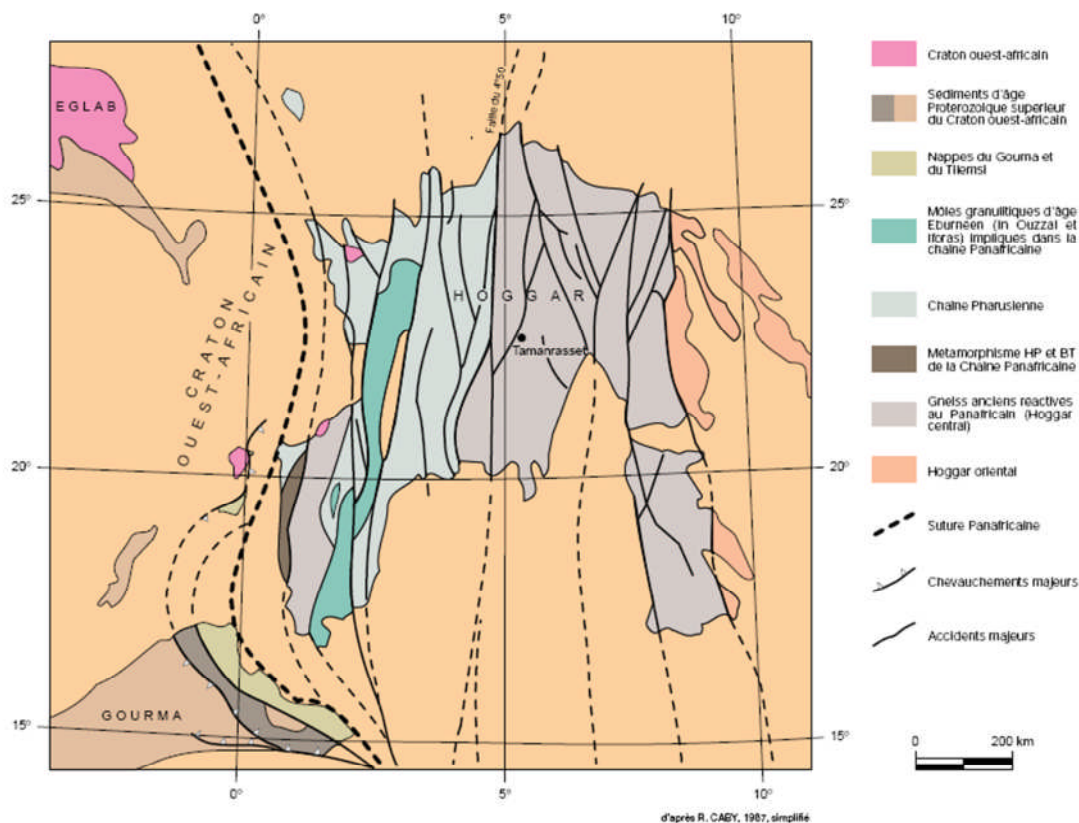


Figure 4 : Situation géographique du Hoggar (d'après R.Caby1987 simplifié).

Cadre géologique du Hoggar :

Cadre géologique du Hoggar :

Le Hoggar appartient à la zone mobile affecté par l'évènement panafricain tel que définie par Kennedy (1964). Globalement, on distingue trois épisodes tectono-métamorphiques principaux correspondant à :

L'orogénèse éburnéenne (2000 ± 100 Ma) reconnue dans plusieurs endroits (Tassendjanet, Aleksod, Gour Oumellalen, dans le môle d'In Ouzzal et dans l'Adrar des Iforas).

L'orogénèse Kibarienne (1000 ± 100 Ma) a affecté intensément toute la région du Hoggar central.

- L'évènement panafricain est accompagné de la mise en place d'ensembles magmatiques très variés. Pendant l'orogénèse panafricaine, entre 800 et 600 Ma, une large zone mobile a été formée au Hoggar, à l'Est du craton ouest africain qui était stable au cours du Protérozoïque moyen et supérieur. D'après des arguments convergents le fonctionnement d'un cycle de Wilson a été initié autour de 800 Ma. Il s'est cloturé il y a 600 Ma par la formation d'un orogène de collision (Bertrand et Caby 1978, Black et al 1979, Caby et al 1981) .

Trois grands domaines structuraux ont été définis au Hoggar, séparés par des linéaments majeurs (Bertrand et Caby 1978). Ce sont d'Ouest en Est: La chaîne pharusienne, le Hoggar central et le Hoggar oriental (**fig. 5A**)

- la chaîne pharusienne ;
- le Hoggar central polycyclique ;
- le Hoggar oriental.

Ces domaines structuraux sont subdivisés en sous-ensembles séparés les uns des autres par de grands accidents subméridiens.

Black et al (1994) ont montré que le Bouclier Touareg est composé de 23 terrains déplacés (**fig.5 B**) avec leurs propres caractères lithologiques, magmatiques et tectoniques. Ils sont séparés par de grands décrochements profonds subverticaux et par des fronts de chevauchement majeurs.

Un modèle qui met en relation ces terrains, a été proposé pour le SE du bouclier Touareg dans l'Air (Liégeois et al, 1994).

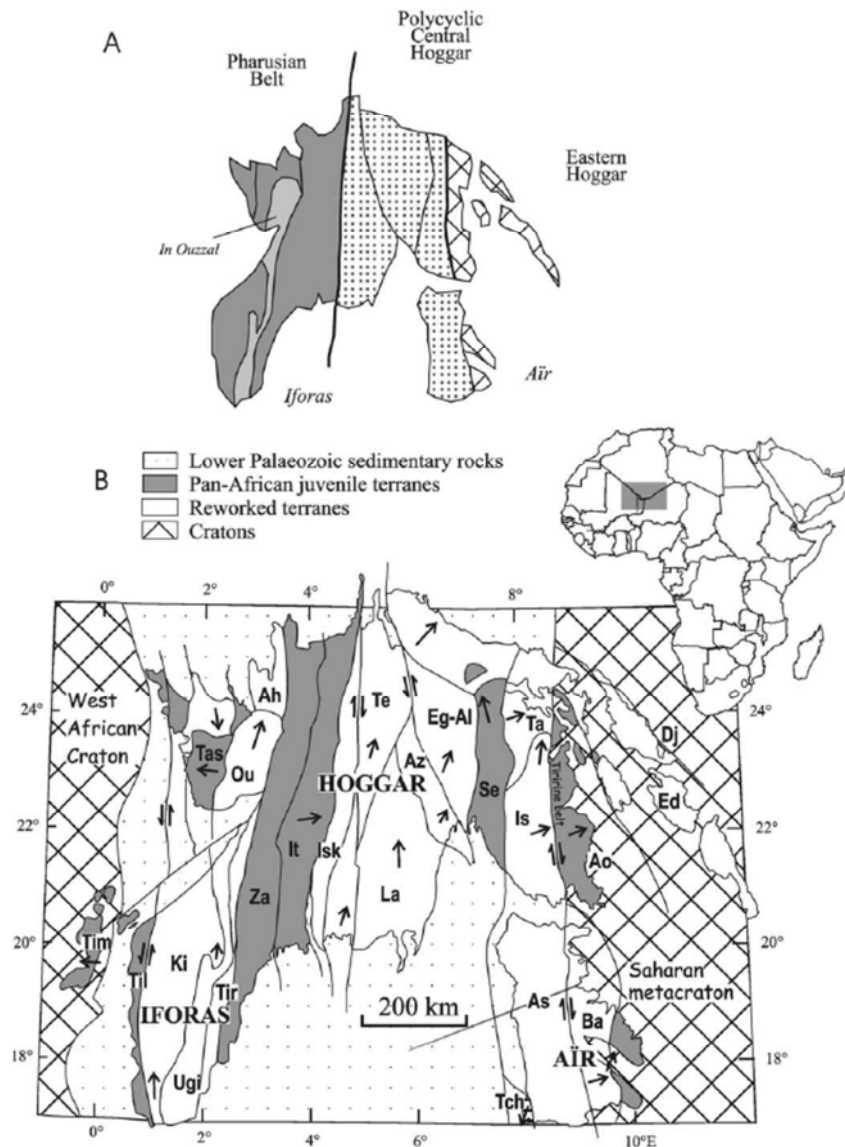


Figure 5 : Bouclier Touareg. (A) première subdivision (Bertrand et Caby, 1978);
(B) carte des terrains du Bouclier Touareg (de Black et al, 1994).

Flèches remplies : mouvement des terrains

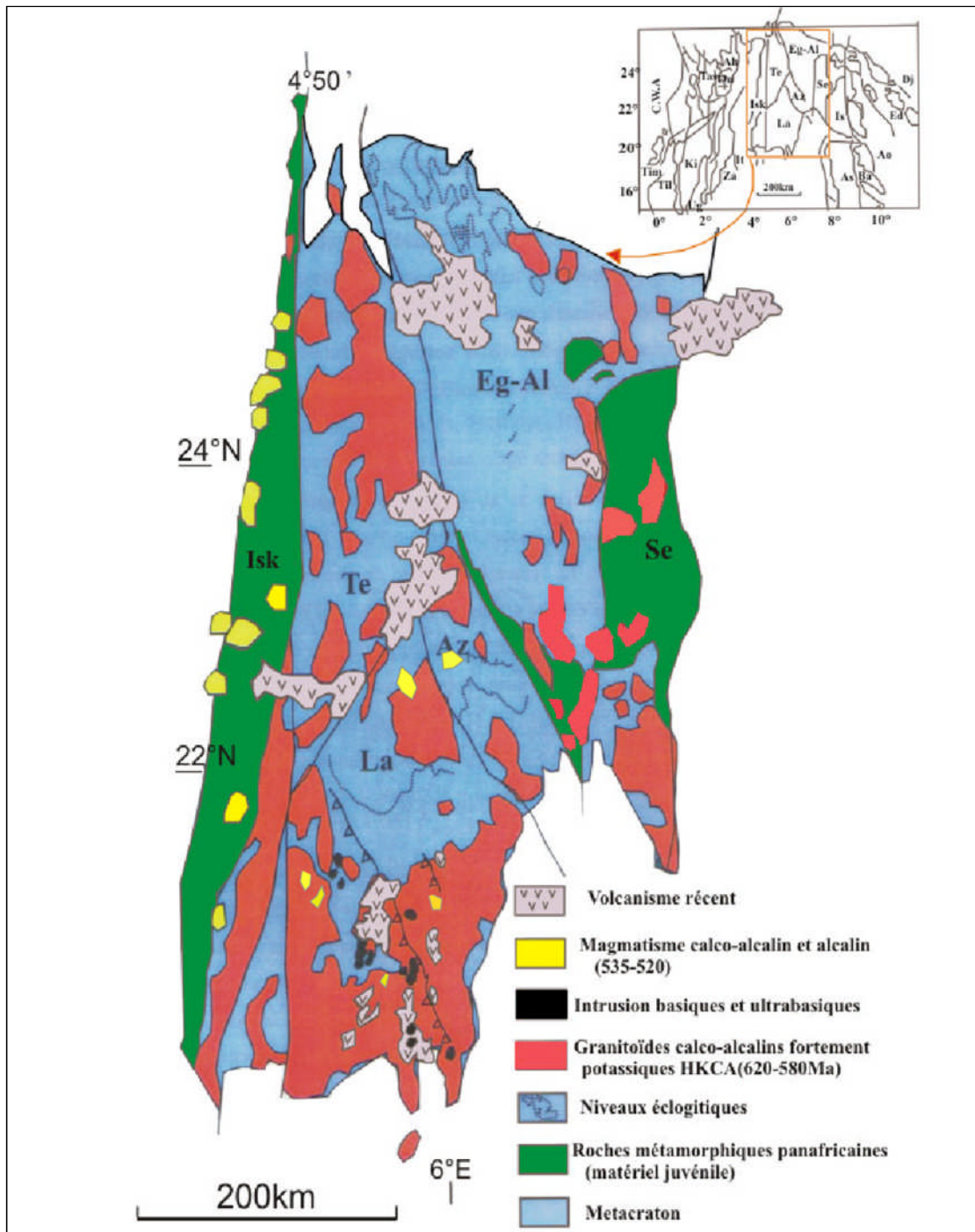
De l'Est vers l'Ouest, les 23 terrains sont : Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Serouenout (Se), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It), TinZaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), In Ouzzal (Ou), unité granulitique Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

Le Hoggar central

Le Hoggar central Interprété comme un microcontinent, il est constitué en majeure partie de matériaux anciens d'âge Eburnéen (2 000 Ma) paléoprotozoïque à mésoprotozoïque « suggarien » et de faciès métamorphiques de haut degré (gneiss, orthogneiss et migmatites rapportés à la série d'Arechchoum, suivis vers le haut de méta-sédiments tels les quartzites, amphibolites et marbres rapportés à la série de l'Egéré). Les formations volcano-sédimentaires d'âge Néoprotozoïque comblent les grabens particulièrement nombreux de ce domaine. Des granitoïdes d'âge surtout panafricain les recoupent localement, de même qu'il faut relever la présence, au sein de ces formations, de nombreuses intrusions de granites jeunes (Taourirt).

Dans le cadre du modèle de Black et al. (1994), le Hoggar central est constitué de quatre terranes, Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod et qui sont regroupés sous l'acronyme « LATEA » (**fig. 6**).

Récemment, Liégeois et al. (2003) ont proposé un modèle d'évolution géodynamique du métacraton LATEA (bloc rigide et stable formé à l'Archéen et au Paléoprotozoïque) dans le Hoggar Central (**Fig. 6**). Leur modèle fait intervenir une marge passive associée au LATEA qui entre en collision vers 870-850 Ma (âge des intrusions syntectonique du terrain d'Iskel: Caby et al., 1982) avec l'arc insulaire d'Iskel à l'Ouest. Entre 720 et 580 Ma, une succession de collisions "pince" le LATEA entre le craton Ouest Africain à l'Ouest et le Métacraton du Sahara à l'Est, résultant en sa fragmentation en quatre terrains (Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egéré-Aleksod) séparés par des zones de cisaillement majeures le long desquelles des mouvements latéraux de plusieurs kilomètres vont s'effectuer. Cette phase est contemporaine de la mise en place le long de ces zones de cisaillement de granitoïdes calcoalcalins hyperpotassiques. Cet épisode transgressif est suivi par des délaminations lithosphériques linéaires, parallèles aux zones de cisaillement, induisant une remontée asthénosphérique responsable d'une activité magmatique à contribution mantellique plus significative, contemporaine de la mise en place vers 555 ± 15 Ma d'intrusions circonscrites.



préservé les caractéristiques pétrologiques du Paléoprotérozoïque, indiquant que la metacratonisation était de moyenne intensité.

Cette metacratonisation a eu lieu essentiellement durant la période de 620-580Ma, mais continue jusqu'à 520Ma. Ceci quand le craton LATEA était serré entre les premières pousser opposé du craton ouest africain et le metacraton Est saharien. Ce serrage a en générale une échappatoire tectonique vers le N des terrains du bouclier Touareg.

LATEA n'était pas capable de se comporter comme un seul corps rigide, il était disséqué par des méga zones de cisaillements ; recoupée par des Batholithes HKCA (granitoides calcoalcalins hyperpotassiques), et finalement par des plutons alcalin peu profond.

La limite ouest de LATEA est bien marqué par la faille 4°50' avec une déviation ouest vers le sud (**fig. 6**). Cette faille a disséqué le terrain Laouni en deux parties (Lelubre 1952). Vers l'ouest, le terrane de In Teidini est l'un de ce qu'on appelle « la chaîne pharusienne », formé par des terrains juvéniles. Les terrains Archéen-Paléoprotérozoïque de In Ouzzal, localisé à l'ouest, ne peut pas avoir été une partie de LATEA ; ceci est confirmé par l'âge des granulites du néo métamorphisme de haute température (Ouzegare et Boumaza, 1996), il est plus vieux de 100Ma dans LATEA et par d'autre historique plus complexe dans l'ensemble (Peucat et al 2003). La limite Est de LATEA est moins certaine ; le chevauchement de l'arc insulaire de Tin Began a eu lieu à 685 ± 19 Ma quant au terrain de Barghot Aouzegour sur le metacraton saharien était finie assez tôt et quand les terrains de Assodé-Issalane en subit l'effondrement post collisionnel (Liégeois et al 1994), les relations entre LATEA et Assodé-Issalane reste à déchiffrer, tout comme la relation qui existe entre LATEA et le metacraton saharien.

Le secteur d'étude

La région de Tin Amzi est située à environ de 120 km au Sud-Ouest de Tamanrasset, dans la partie nord du terrane de Laouni, à la limite du terrane d'Iskel, qui appartient au microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003). Le massif étudié de Tin Amzi, s'aligne en une bande d'environ de 60 km de long sur 2 km de large, c'est un massif allongé suivant une direction sub-méridionale (**fig. 7,8**). Ce massif s'est injecté dans des metasediments indifférenciés (Bertrand et al. 1977). Cet alignement est encore mal connu puisque les missions géologiques de reconnaissance, sont moins importantes.

Le deuxième affleurement étudié est situé à environ de 40 km au Nord-Ouest de l'affleurement de Tin Amzi, dans la région de Timgaouine. Cette dernière située au domaine du Hoggar central, au Sud-Ouest de Silet (**fig.9**), dans la partie nord-ouest de terrane de Laouni. Le massif de Timgaouine affleure à environ de 2 km au Nord-Est de la montagne de Timgaouine, sous forme plus ou moins circulaire, s'étalé sur un diamètre environ de 560 m, dont la partie Ouest est caché par un oued, cet affleurement est injecté dans le monzogranite à biotite de Timgaouine, qui occupent près de 70% de la surface de la région. La mise en place de ce massif durant la période post-collisionnelle de l'orogénèse panafricain (620-580 Ma).

La collision du craton ouest africain et le bouclier Touareg durant l'orogénèse panafricaine, conduit à la mise en place des plutons panafricains post-collisionnels. Selon Meriem(1987), on distingue trois séries :

- une série calcoalcaline, pré-tectonique, d'origine lithosphérique, issue d'un magma pur basalte hautement alumineux datée à 700—630Ma ;
- une série subalcaline, tard-tectonique, datée à 630-590 également lithosphérique avec contamination crûstale d'origine plus profonde que la première ;
- une série alcaline, d'origine mantellique et issue du fractionnement d'un magma basalte alcalin, cette série accompagne une phase de distension (590-540 Ma).

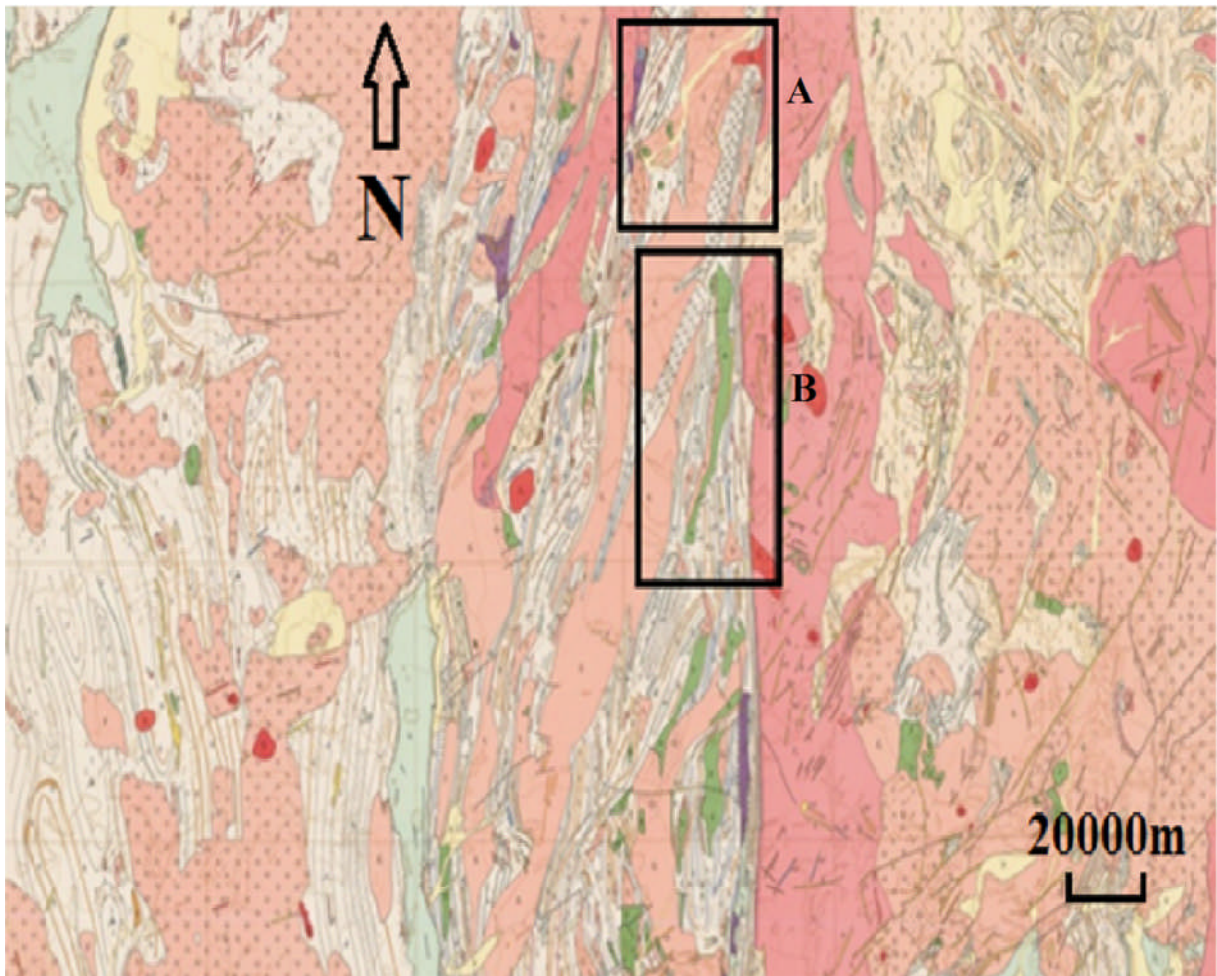


Figure 7 : Carte géologique de Tim-misaou 1/500000 (d'après le bureau de recherche minières de l'Algérie, 1961). Les rectangles correspondent aux deux secteurs d'études.

A : secteur de Timgaouine, B : secteur d'Oued Tin Amzi.

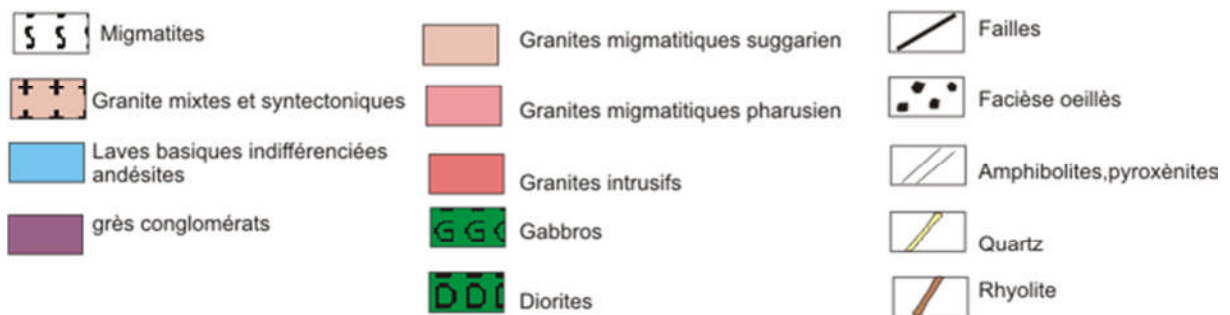
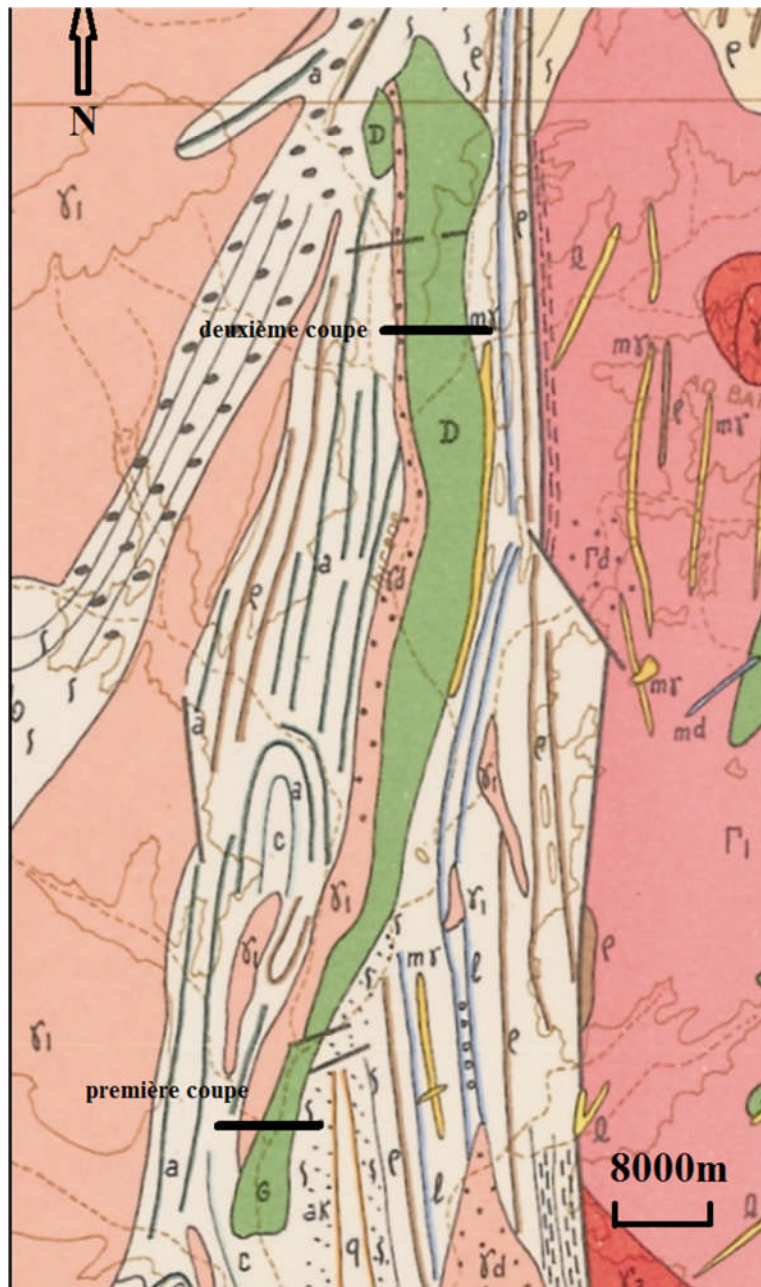


Figure 8: Secteur de Oued Tin Amzi : dans ce secteur la coupe 1 est situé au nord de la feuille de Laouni, alors que la coupe 2 est réalisée à l'ouest de la montagne Bouhouinet à la limite des feuilles de Laouni et Timgaouine.

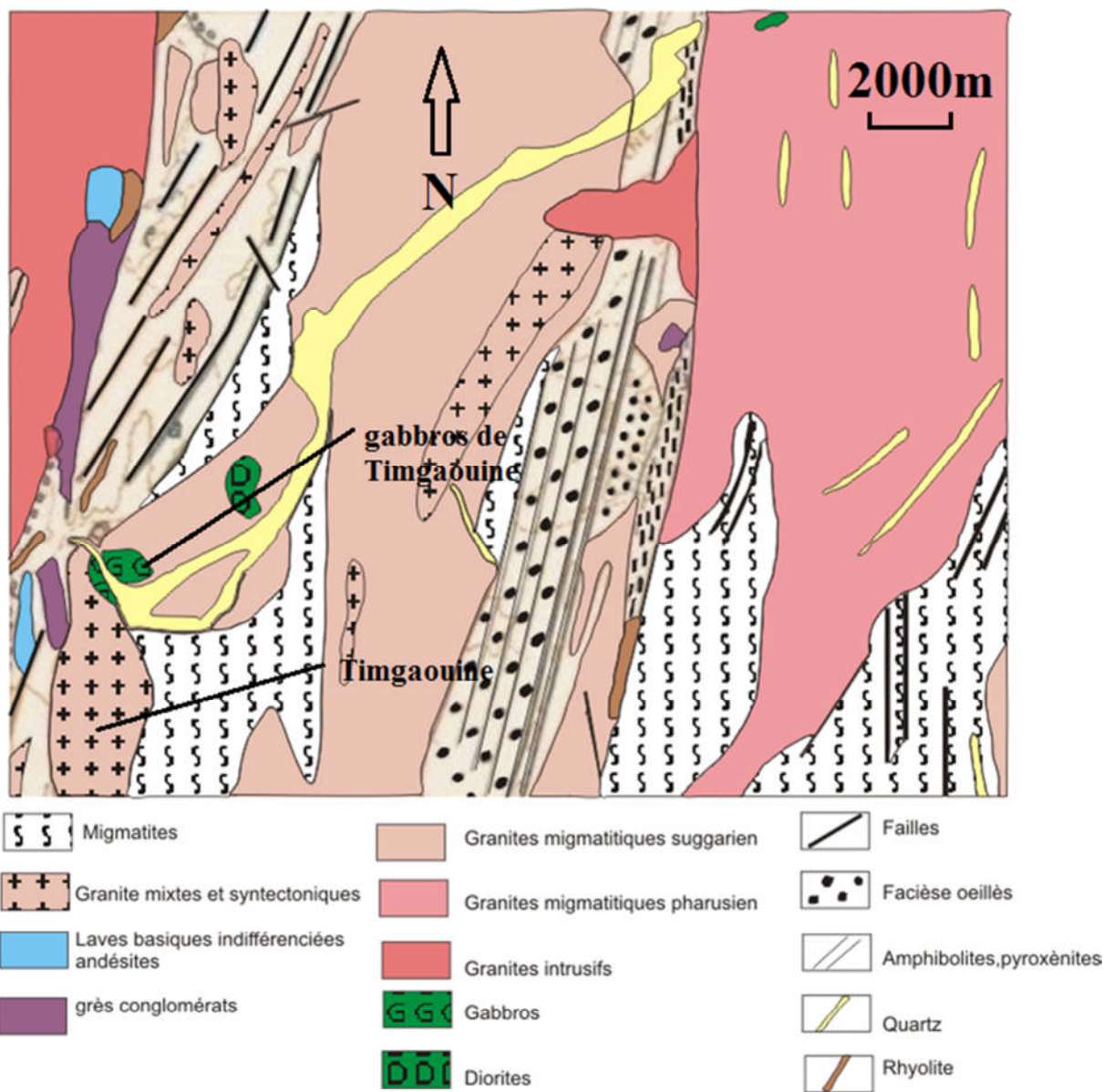


Figure 9: Secteur de Timgaouine : situé juste au nord de la montagne de Timgaouine.

Analyse de la fracturation de la région d'étude

Les données satellitales de Landsat 5 Thematic Mapper, permettent de caractériser tous les réseaux linéaire de la région de Laouni.

L'analyse structurale de la région d'étude nécessite et comporte différents traitements numériques standards et spécifiques. Par ces traitements d'images, nous avons mise en évidence 236 linéaments structuraux (Tableau 1).

Classe de direction	Nombre de mesures	Pourcentage (%)
A (N00°- N20°)	28	11,52
B (N20°- N40°)	35	14,40
C (N40°- N60°)	62	25,51
D (N60°- N80°)	34	14
E (N80°- N100°)	17	7
F (N100°- N120°)	21	8,64
G (N120°- N140°)	23	9,46
H (N140°- N160°)	17	7
I (N160°- N180°)	06	2,47
Total	243	100%

Tableau 1 ; Récapitulatif des mesures statistiques des directions des linéaments encaissés dans la région de Laouni.

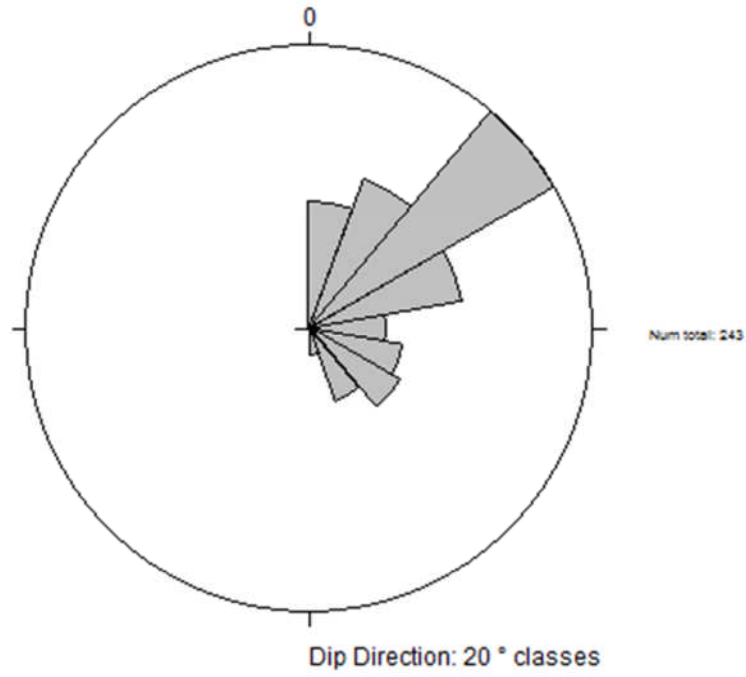


Figure 10 : Rosace de distribution directionnelle des linéaments encaissés dans la région de Laouni.

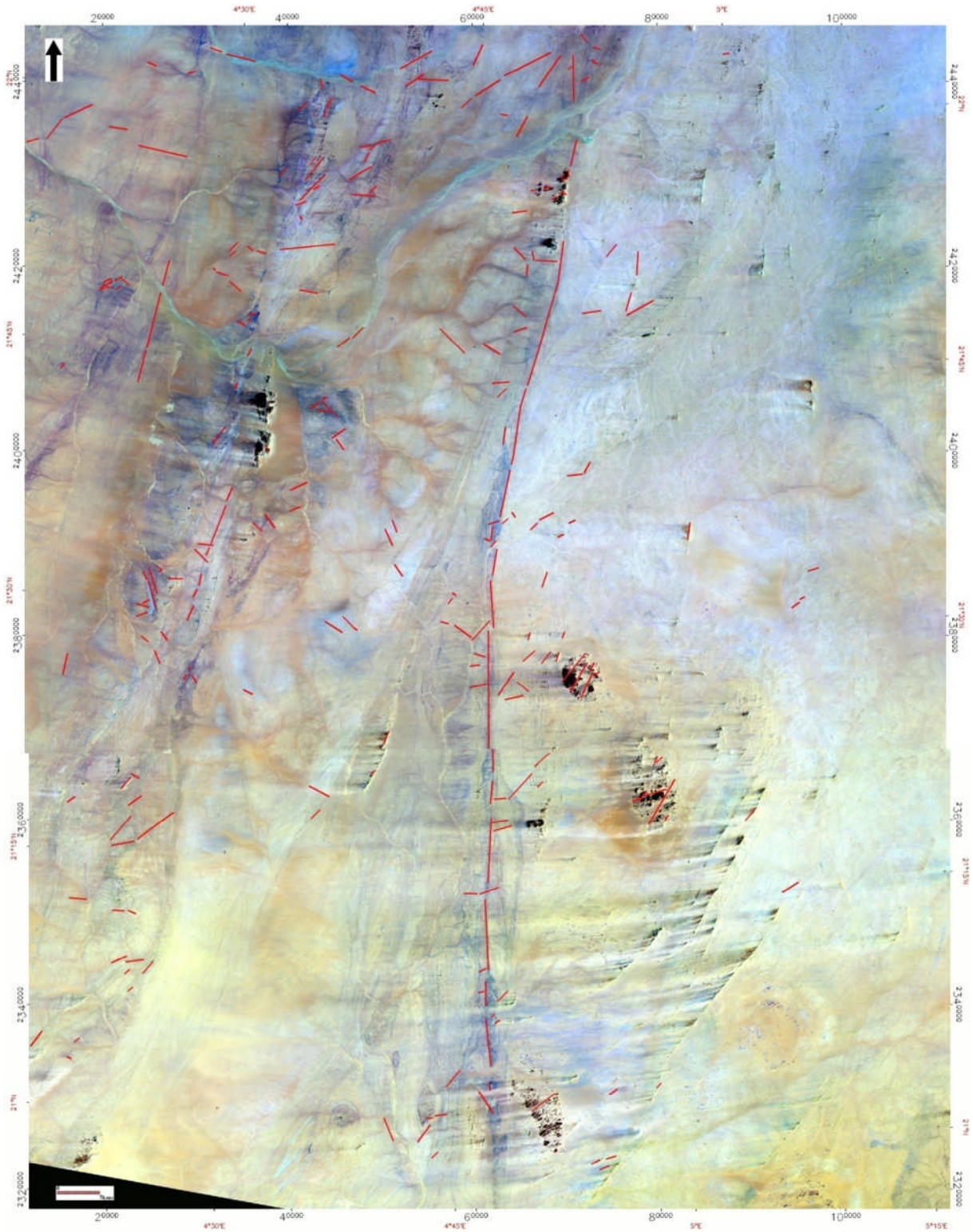


Figure 11: Compilation du réseau linéaire caractérisé par les différents traitements numériques d'images.



Figure 12: Récapitulatif du réseau de la fracturation de la région d'étude.

Les failles

a- Les failles de direction moyenne N00

Les mesures de direction comprise entre N00 et N20 sont représentatives de la direction moyenne N00. Elles sont au nombre de 36 et représentent (14,81%) du nombre total des mesures (Tableau 2)

Mesure de direction	Classe de direction	Nombre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N00 N00 N00 N00 N00 N00 N04 N05 N06 N06 N06 N08 N08 N10 N10 N12 N13 N13 N13 N13 N13 N15 N15 N15 N18 N19 N19	N00-N20	28	77,78
N22 N22 N22 N22 N22 N24 N25 N25	>N20	8	22,22
Total = 36			

Tableau 2 : Mesure statistique de direction moyenne des failles N00 de la région d'étude

b- Les failles de direction moyenne N45

La direction moyenne N45 comprend 82 mesures de fracturation orientées entre N30 et N50 celle-ci correspondent à la direction moyenne (33,74%) (Tableau 3)

Mesure de direction	Classe de direction	Nmbre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N27 N27 N28 N28 N29 N29	< N30	6	7,31
N30 N30 N30 N31 N32 N35 N35 N35 N35 N35 N35 N35 N35 N35 N36 N37 N37 N38 N38 N39 N39 N40 N40 N40 N40 N40 N41 N41 N41 N42 N42 N42 N42 N42 N42 N43 N43 N44 N44 N45 N45 N45 N45 N46 N46 N46 N47 N47 N47 N47 N48 N48 N49 N50 N50 N50 N50 N50 N50 N50 N50 N50 N50	N30-N50	63	76,83
N51 N51 N52 N52 N53 N53 N54 N54 N54 N55 N55 N55 N55	>N50	13	15,85
Total= 82			

Tableau 3: Mesure statistique de direction moyenne des failles N45 de la région d'étude.

c- Les failles de direction moyenne N60

Quarante-sept (47) mesures de direction moyenne N60 sont réparties entre N60 et N80 avec un pourcentage de (19,34%) de l'ensemble de mesures de directions dominantes dans le secteur d'étude (Tab.5)

Mesure de direction	Classe de direction	Nmbre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N56 N58 N58 N58 N59 N59 N59	<N60	7	14,90
N60 N61 N61 N61 N61 N62 N62 N62 N62 N63 N64 N65 N65 N65 N65 N65 N66 N67 N67 N67 N68 N69 N70 N70 N70 N71 N72 N73 N73 N75 N76 N77 N77 N77 N80 N80 N80 N80	N60- N80	38	80,85
N82 N82	>N80	2	4,25
Total= 47			

Tableau 4 : Mesure statistique de direction moyenne des failles N60 de la région d'étude

d- Les failles de direction moyenne N90

Les vingt-six (26) failles misent en évidence, représentent (10,70%) du nombre total des fractures. Les directions de mesures sont comprises entre N90 et N110 (Tableau 5)

Mesure de direction	Classe de direction	Nmbre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N90 N90 N90 N90 N90 N90 N90 N90 N90 N98 N99 N100 N100 N103 N103 N105 N107 N107 N109 N110 N110 N110	N90-N110	22	84,62
N111 N112 N114 N114	>N110	4	15,38
Total= 26			

Tableau 5 Mesure statistique de direction moyenne des failles N90 de la région d'étude.

e- Les failles de direction moyenne N130

Trente et deux (32) linéaments ont été mesurés dans cette famille. Elles sont comprises entre N120 et N140. Cette famille de direction représente un pourcentage de (13,17%) du nombre total des fractures (Tableau 6)

Mesure de direction	Classe de direction	Nmbre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N116 N117 N117 N118 N118 N119	<N120	6	18,75
N120 N120 N121 N122 N122 N125 N125 N126 N127 N128 N130 N130 N130 N130 N132 N133 N133 N134 N135 N135 N136 N136 N137 N140 N140 N140	N120- N140	26	81,25
Total= 32			

Tableau 6 : Mesure statistique de direction moyenne des failles N130 de la région d'étude

f- Les failles de direction moyenne N145

Les directions de fractures orientées entre N140 et N160 correspondent à la direction moyenne N145. Elles sont représentées par vingt (20) fractures et correspondent (8,23%) du total des fractures (Tableau 7).

Mesure de direction	Classe de direction	Nmbre de mesures par classe	Pourcentage (%)
N142 N142 N143 N144 N145 N145 N145 N146 N147 N150 N152 N155 N155 N158 N160	N140- N160	15	75
N161 N162 N165 N166 N170	>N160	5	25
Total= 20			

Tableau 7 : Mesure statistique de direction moyenne des failles N145 de la région d'étude.

Géochronologie des fractures

A- N 34 décroche N66

D- N71 décroche N10

B- N90 décroche N00

E- N31 décroche N73

C- N142 décroche N55

F- N70 décroche N00

Autrement dit :

- La classe B décroche la classe D
- La classe D décroche la classe A
- La classe E décroche la classe A
- La classe F décroche la classe C

Alors, d'après leurs ordres chronologiques, on a cités les directions des failles comme suite :

- Les plus anciennes directions subméridiennes (classe A) ;
- Anciennes de direction SW-NE (classe Cet D) ;
- Récentes subméridiennes de direction SSW-NNE (classe B) ;
- Récentes de direction SE- NW (classe F).

Les traitements d'image satellitales que nous avons effectuée ont permis de caractériser les unités lithologiques ainsi l'analyse structural des différent phases tectoniques cassante de la région d'étude. Nous avons pu déterminer six (06) directions privilégiée des fractures N00, N45, N60, N90, N130, N145.

Grâce aux relations existantes entre ces familles de failles, nous avons établi une chronologie des différentes phases tectoniques. Les failles de directions sub méridiennes sont les plus anciennes que d'autres directions.

Chapitre II :

Pétrographie et minéralogie

Introduction

Pour faire ressortir les caractères pétrographiques des roches nous avons étudiés trois coupes géologiques ; deux sont réalisées aux niveaux de Oued Tin Amzi, (Fig. 7 et 8) et une coupe dans la région de Timgaouine situé à 40 km vers le NNO (fig 7 et 10).

Le secteur de Tin Amzi s'étale sur une bande subméridienne d'environ 50 km de long et 2 km de large. Il est limité par oued Tin Amzi vers l'Est. Ce massif fait partie des affleurements magmatique du protérozoïque inférieur recoupant des metasédiments indifférenciés (Bertrand et al. 1977).

Deux coupes situées au nord et au sud du secteur (fig. 8). Elles sont choisies par rapport à la qualité des affleurements.

A- La coupe méridionale de Tin Amzi :

Nous allons étudier la coupe méridionale (fig. 15), La nomenclature des roches s'est faite à partir de l'analyse modale (compteur de points), les pourcentages en plagioclases, orthopyroxènes et clinopyroxènes ont permis la détermination des faciès par leur projection dans le diagramme de classification des roches basiques et ultrabasiqes de Yodder et Tilley (1962) (fig. 16), elle montre des faciès gabbroïques (norite gabbroïque et gabbros noritique) recoupés par des diorites (fig. 15).

- 1 - webstérites à plagioclase
- 2 - orthopyroxénites à plagioclase
- 3 - norites
- 4a - norites gabbroïques
- 4b - gabbros noritiques
- 5 - gabbros au sens strict
- 6 - anorthosiest
- 7 - clinopyroxénites à plagioclase
- - norites gabbroïques de Tin Amzi
- - gabbros noritiques de Tin Amzi
- ▲ - norites gabbroïques de Timgaouine
- - norites de Timgaouine

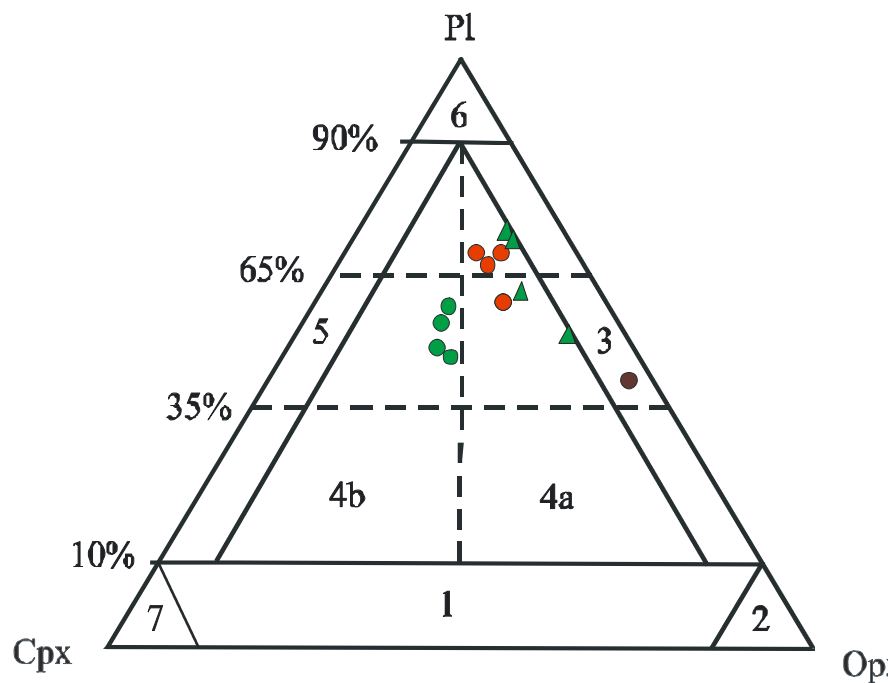


Figure 16 : Position des faciès gabbroïques de Tin Amzi et de Timgaouine dans le diagramme Pl-Cpx-Opx.de Yodder et Tilley (1962).

E

W

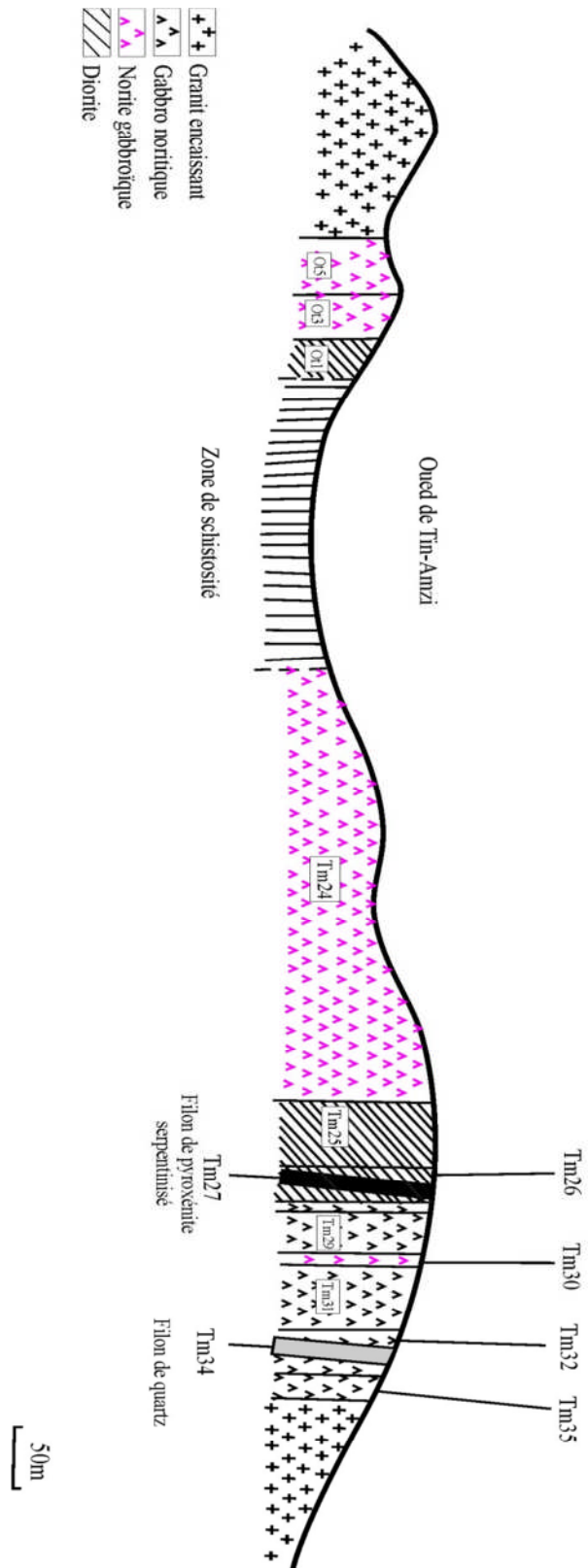


Figure 15: Coupe I méridionale du secteur de oued Tin Amzi.

tableau

II-1- Norite gabbroïque (OT5, OT3, TM24 et TM30) :

Ce faciès occupe la partie centrale et orientale du massif (**fig. 15**). La roche est massive de couleur sombre. Les cristaux de feldspaths et des ferromagnésiens sont visible à l'œil nue d'où l'aspect grenue de la roche. L'examen microscopique montre que la roche présente deux types de textures :

Une texture grenue dont la taille des cristaux varie entre 0,5 et 6 mm (OT3, OT5 et TM24) et une texture microgrenue porphyrique (Tm30) dont la taille des cristaux varie entre 0,1 et 1 mm.

Par ailleurs les phénocristaux, qui représentent 25% du volume totale de la roche, ont des grains plus volumineux leurs tailles varient entre 1,2 et 2,4 mm.

La paragenèse de la roche est constituée par l'association de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, biotite et les minéraux opaques,

II-1-1-Le plagioclase :

Il présente le minéral le plus abondant de la roche, (entre 59 et 67% du volume totale de la roche). La plupart des plagioclases (environ 70%) apparaissent automorphe à sub-automorphe, souvent regroupés en agrégats et parfois forment des amas enchevêtrés, leur taille varie entre 0,7 et 6 mm. Ils sont frais, leurs sections peu altérés d'où leurs aspect limpides et incolores, ils présentent les macles simple et polysynthétiques. Le reste des plagioclases (environ 30% des cristaux) sont xénomorphes, interstitiels, leur taille oscille entre 0,5 et 5mm Ils présentent souvent des macles dérangées par l'altération. Ils renferment des inclusions de plagioclase de la première génération et d'orthopyroxènes arrondies dont la taille est comprise entre 0,1 et 0,2 mm. (Photo A et C planche II). Par ailleurs l'étude en lumière réfléchie à révéler la présence de magnétite, de titanomagnétite et de sulfure (photo A et E planche III, photo B,D et F, planche IV). A cause de l'absence des analyses chimique des minéraux, la détermination des plagioclases est faite par la méthode optique au microscope, par la méthode de double macle, elle donne des valeurs d'anorthite₄₉₋₅₃ et anorthite₅₅₋₆₂, correspond à la limite andésine-labrador et labrador. Certain cristaux de plagioclase sont fracturés, le plus souvent des microfissures, confirme l'influence de la tectonique qui touche la région (photo C planche II).

II-1-2- L'Orthopyroxène

L'orthopyroxène présente deux formes habitus différents, des cristaux automorphes et des cristaux xénomorphes. Il constitue 18 à 26 % du volume total de la roche. Sa taille varie entre 0,3 à 4,7 mm dans les norites gabbroïques (OT3, OT5 et TM24), alors que dans la norite gabbroïque TM30 la taille des cristaux oscille entre 0,1 et 0,8 mm. Il apparaît de couleur jaunâtre, le relief est fort, les clivages grossiers sont bien distincts, montre un pléochroïsme faible à moyen, avec une biréfringence faible, l'extinction est droite, Les sections minérales sont fraîches et présentent rarement des altérations, souvent renferme des petites inclusions de la première génération du plagioclase subautomorphe parfois globuleux, de taille varie entre 0,1 et 0,3 mm bien déterminé par leur macle simple et polysynthétique, il renferme aussi des très petits grains de titanomagnétite et de la magnétite (photo A et E, planche III). La plus part des orthopyroxène (95%) sont craquelés et fissurés. Certain zones de croissance apparaissent incolore en lumière polarisée et teintée en lumière polarisée analysée, disposées selon une direction dans le plan de symétrie d'orthopyroxène, cette disposition suggère qu'il s'agit d'exsolution dans le clinopyroxène.

II-1-3- Le clinopyroxène

Le clinopyroxène est moins abondant que le plagioclase et l'orthopyroxène, Il présente 11 à 14 % de la composition modale de la roche, il montre des plages subautomorphe à xénomorphe, dont la taille varie entre 0,5 et 4 mm. Il forme la phase intercumulus, il apparaît jaunâtre à vert clair, avec un pléochroïsme très faible, les clivages sont bien distincts, l'extinction est toujours oblique (40° à 45°), parfois caractérisé par la présence de macle h_1 , le plus souvent renferme des inclusions de titanomagnétite (photo E planche I) de forme globuleux et de taille ne dépasse pas 0,1 mm, des inclusions de plagioclase sub-automorphe de taille de 0,1 à 0,5 mm (photo D planche I), des orthopyroxène de forme xénomorphe, de taille de 0,1 à 0,3 mm (photo B, planche I) . Sur le plan des clivages On peut discerner des exolutions d'orthopyroxène.

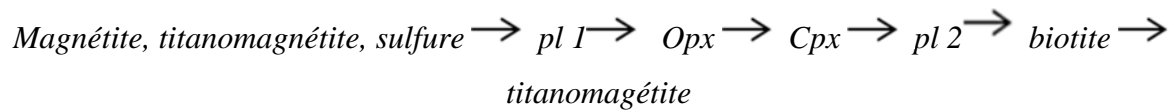
II-1-4- La biotite

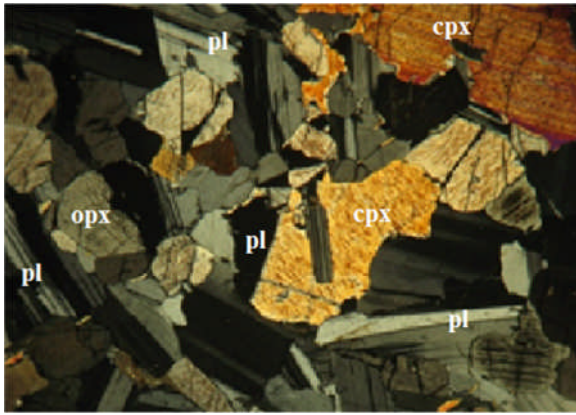
Elle est présente que rarement sa proportion ne dépasse pas 0,5% (Tm24). Elle est xénomorphe et présente dans les interstices, sa taille oscille entre 0,5 et 1,5 mm, elle est caractérisée par sa teinte brune en lumière polarisée, et par son pléochroïsme fort, elle est toujours associée avec l'orthopyroxène et aux minéraux opaques.

II-1-5- les minéraux opaques

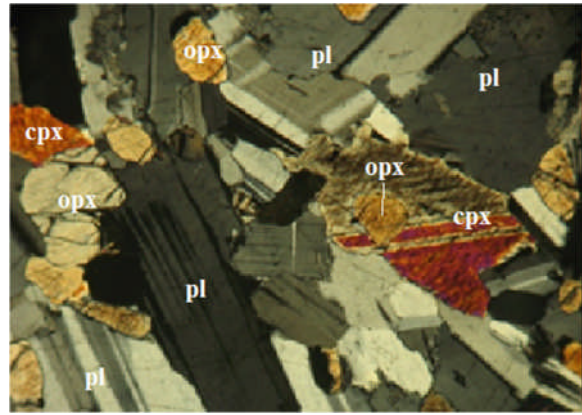
Les oxydes opaques sont présents dans ce faciès en faible proportion (moins de 1%). Ils semblent former deux générations. La première est précoce et fait partie du cumulus, correspond à la magnétite, titanomagnétite et le sulfure, en section subautomorphe, ne dépassant pas 0,1 mm de taille, on les trouve souvent dans le plagioclase, l'orthopyroxène et le clinopyroxène (planche III et IV). Une partie des minéraux opaques est interstielle et fait partie de l'intercumulus. Elle apparaît en section xénomorphe de titanomagnétite, qui peut atteindre 2 mm de long (photo F planche I, planche III et IV)

Selon les relations mutuelles entre les différents constituants de cette roche, l'ordre de cristallisation peut s'établir comme suit :

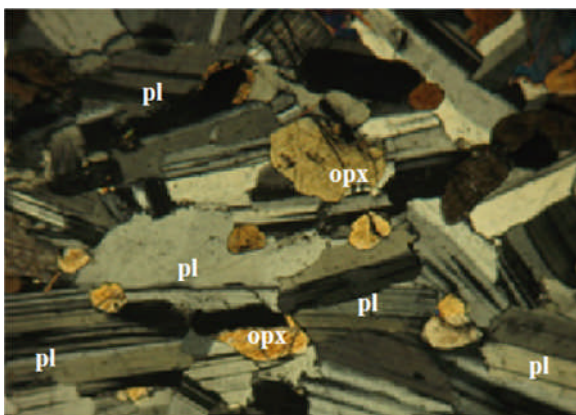




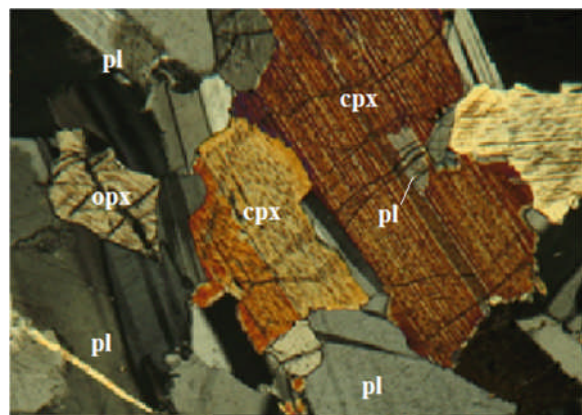
A-inclusion de plagioclase dans le Cpx (OT3)



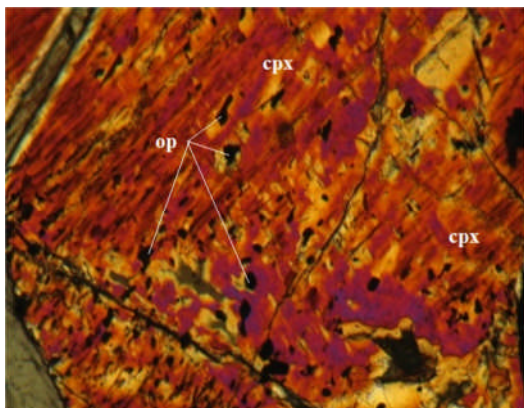
B-Inclusion de l'Opx dans le Cpx (OT3)



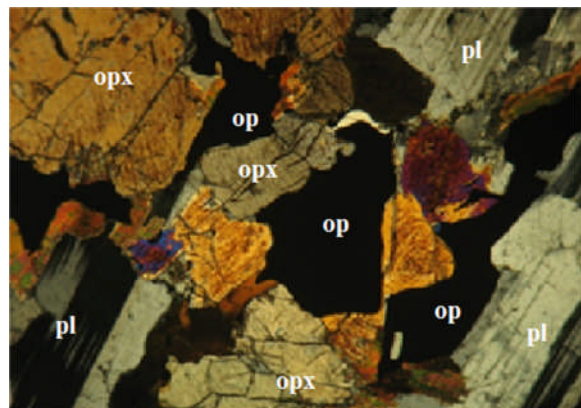
C- les amas du plagioclase (OT5)



D- inclusion de plagioclase dans Cpx (OT5)

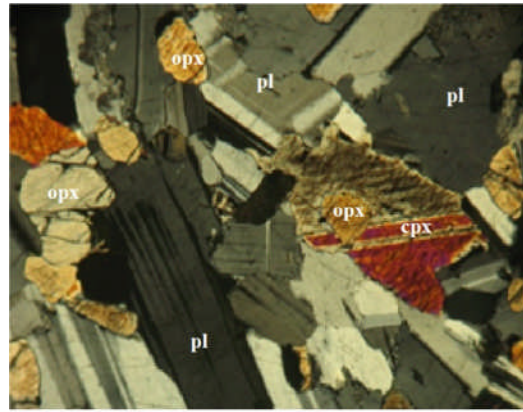
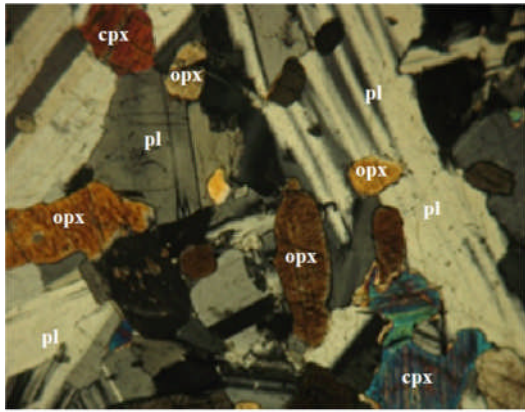


E- Les minéraux opaques précoces (OT5)

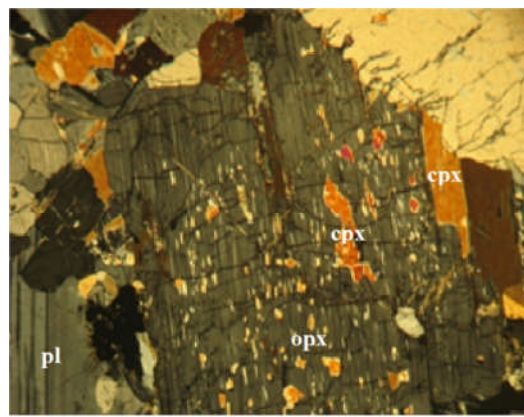
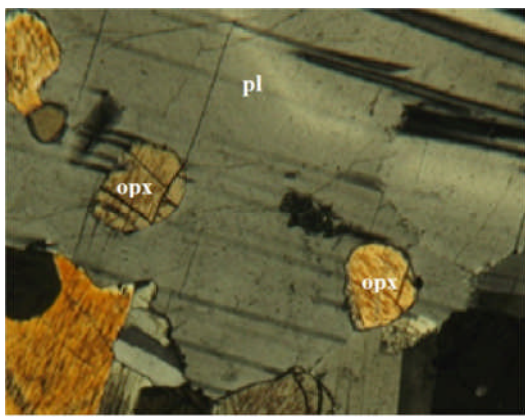


F- les minéraux opaques tardifs (OT5)

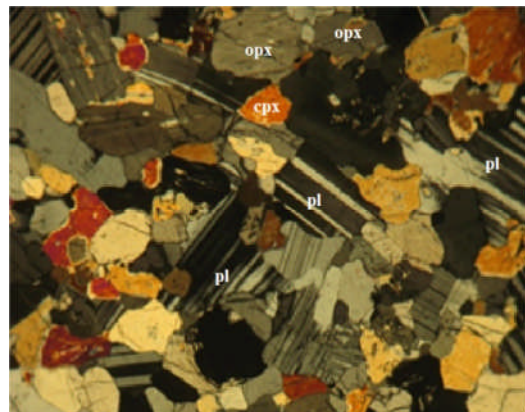
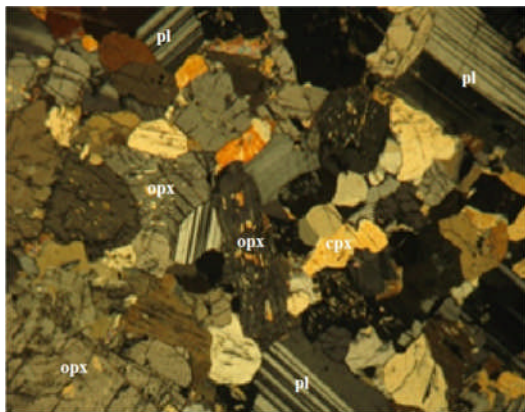
Planche I (norites gabbroïques en lumière polarisée)



A-inclusion d'Opx dans le plagioclase xénomorphe (OT5) B-inclusion d'Opx dans le Cpx (OT3).



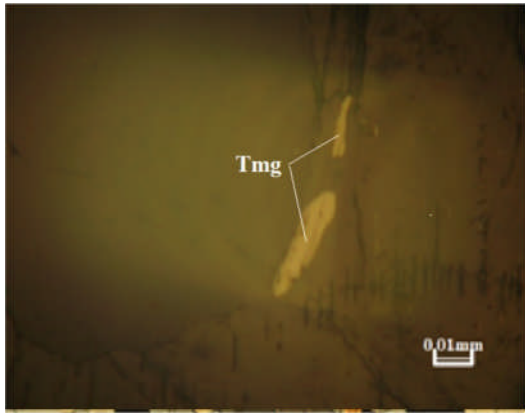
C- inclusion de l'opx dans le plagioclase xénomorphe (OT5) D- exsolution de l'opx et de Cpx(TM30)



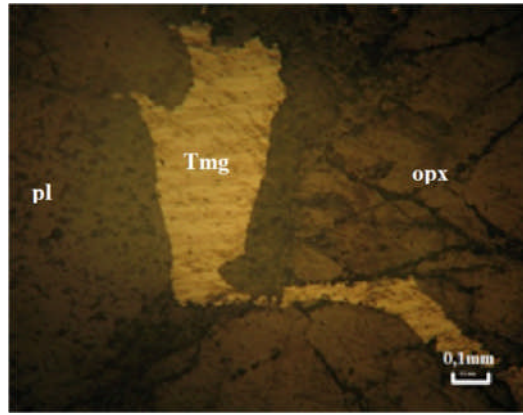
E-exsolution de l'Opx et de Cpx (TM30)

F-texture microgrenue (TM30)

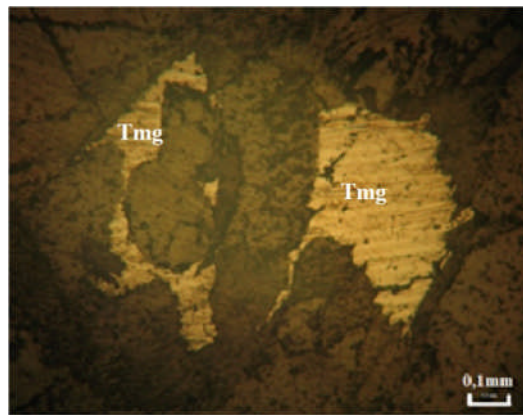
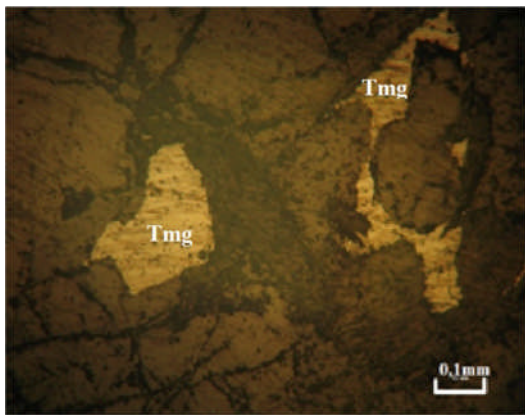
Planche II (norites gabbroïques en lumière polarisée).



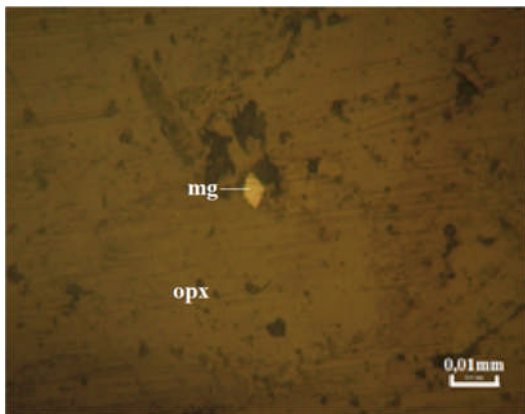
A- titanomagnétite dans l'Opax (OT3)



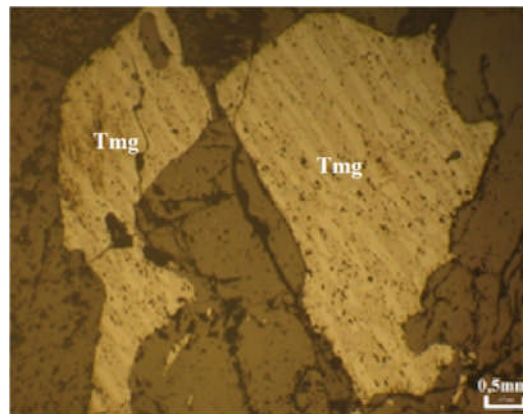
B- titanomagnétite tardive (OT5)



C et D - titanomagnétite tardive (OT5)



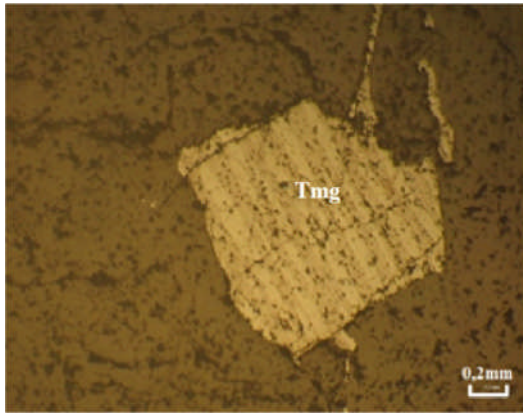
E- la magnétite précoce incluse dans l'Opax (OT5)



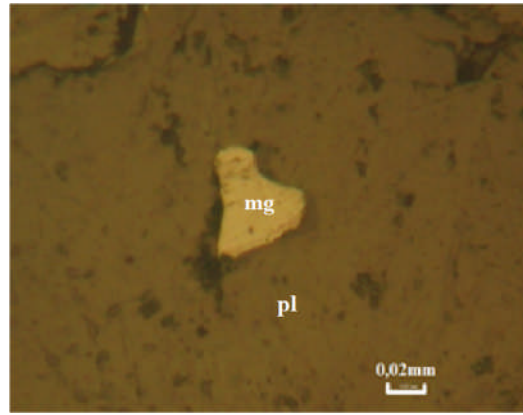
F- titanomagnétite tardive (TM24)

Planche III

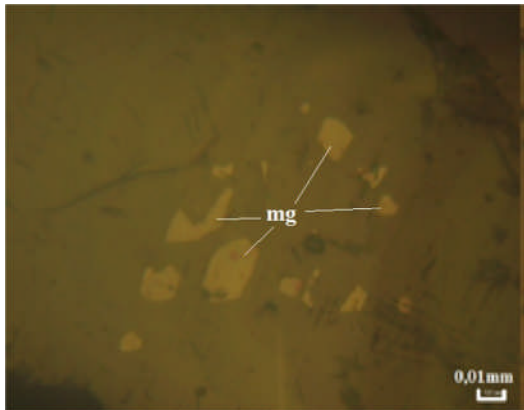
(Les minéraux opaques dans les norites gabbroïques en lumière réfléchie)



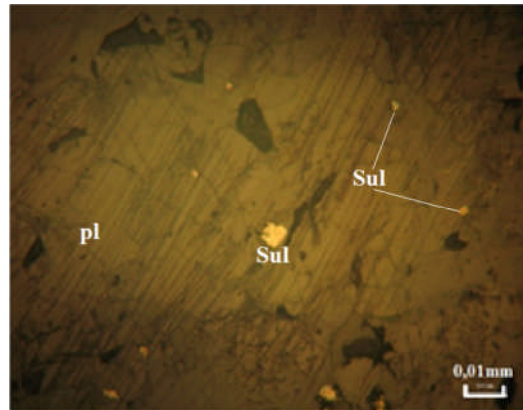
A-tit anomagnétite tardive (TM24)



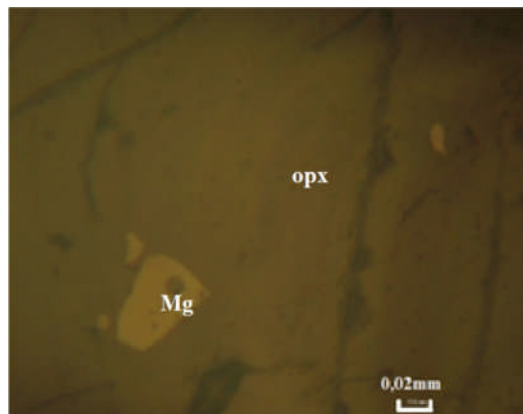
B- magnétite précoce dans plagioclase (TM24)



C- grains de magnétite dans l'Opx (TM30)



D- sulfure précoce dans le plagioclase (TM24)



E- grains de magnétite dans l'Opx (TM30)

Planche IV

(Les minéraux opaques dans les norites gabbroïques en lumière réfléchie)

II-2- Les gabbros noritiques :

Les échantillons récoltés à l'Est de Oued Tin Amzi (TM29, TM31, TM32 et TM35) montrent les mêmes caractères pétrographiques (**Fig. 15**). Ils sont massives fraîches et de couleurs gris sombre, On peut voir sur certains affleurements des figures en mamelons (photo 1), associés à des feldspaths blancs ainsi que des ferro magnésiens (pyroxènes).

L'étude microscopique révèle deux types de texture, microgrenue porphyroïde (TM29, TM31 et TM32) et une texture grenue (TM35).

Les gabbros noritiques sont constitués par des plagioclases, de l'orthopyroxène et de minéraux opaques présentant la phase cumulus. Contrairement aux norites gabbroïques ces faciès sont caractérisés par la disparition de la biotite et l'apparition de l'amphibole dans les échantillons TM31 et TM35, quant à l'intercumulus, il est constitué de clinopyroxène et d'une deuxième génération du plagioclase.

II-2-1- Le plagioclase

Il représente la phase minérale la plus abondante (entre 43 et 48% du volume total de la roche), montrant ainsi une diminution du taux de plagioclases par rapport au norite gabbroïque de la partie orientale du massif. La texture est microgrenue la plupart des cristaux (85%) présentent une taille qui varie entre 0,1 et 1 mm, alors que les 15% restant montrent une taille plus importante comprise entre 1,5 et 12mm). Il présente les mêmes caractères que le plagioclase de la roche précédente, 90 % des cristaux sont automorphe à sub-automorphe, frais, limpides, présente les macles simples et polysynthétiques (photo F, planche VI), alors que 10% des cristaux apparaît sous forme des phénocristaux xénomorphes, interstitiels, présentent des macles troubles, renferment des inclusions de plagioclase, probablement d'une autre génération plus précoce, de l'orthopyroxène, de clinopyroxène, des grains de sulfure et de magnétite. Sur la base de ces caractères microscopiques (la forme et les inclusions) nous pensons qu'il existe deux générations de plagioclase. La détermination optique des plagioclases par la méthode de la double macle au microscope, donne des valeurs d'anorthite₅₁₋₆₅ correspond à labrador (tableau 10).

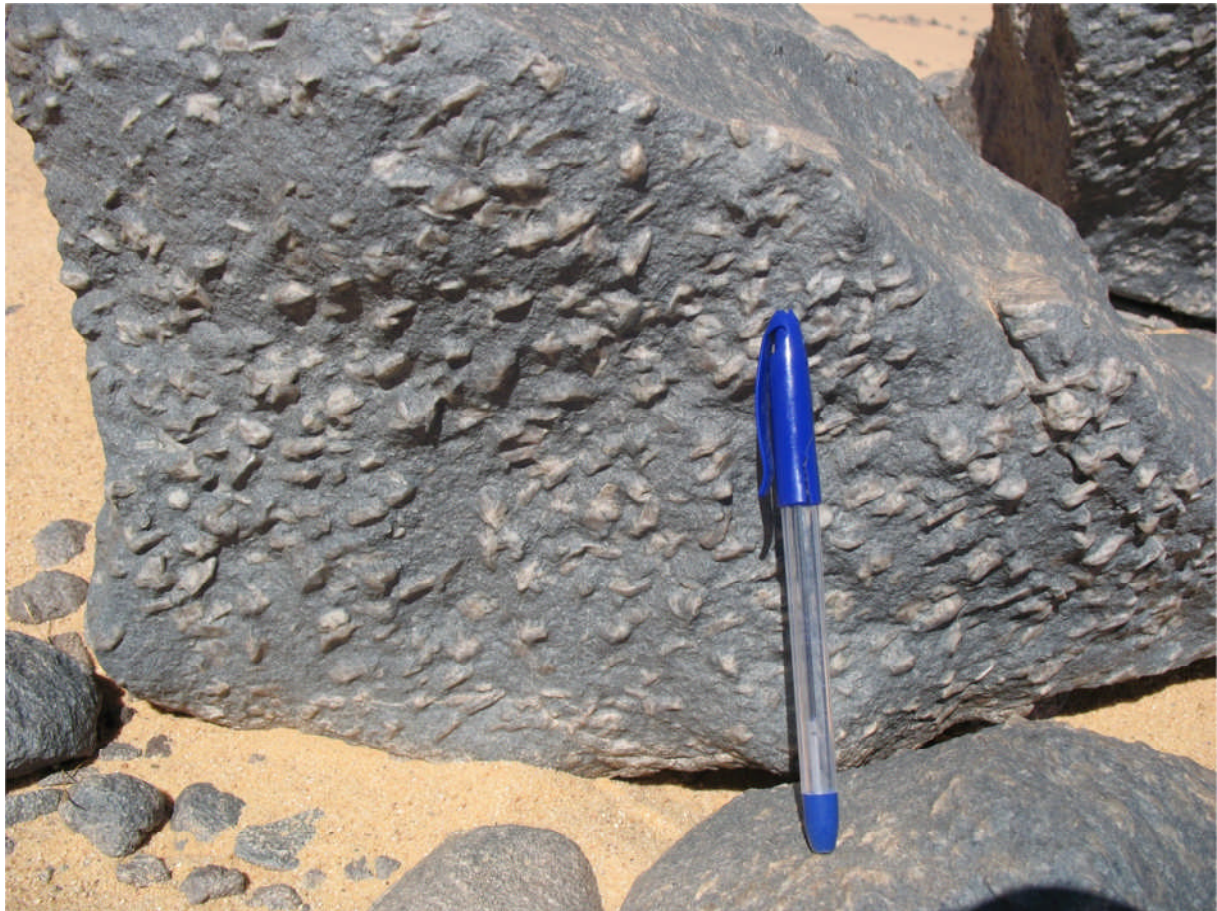


Photo 1: Les gabbros noritiques montrant des figures en mamelons

II-2-2- L'Orthopyroxène (Opx)

Il représente un taux qui varie entre 21 et 29% de la composition modale de la roche, Il est représenté par des minéraux sub-automorphes à xénomorphes qui forment 60% du volume totale des cristaux. Leur taille oscille entre 1 et 1,5 mm montrant des une couleur souvent jaunâtre, parfois gris. Le volume restant des minéraux (40%) est formé par des microcristaux

tableau

dont la taille varie entre 0,1 et 0,9 mm. Rarement, on trouve des inclusions du plagioclase, ne dépassant pas 0,5 mm, et des grains de sulfure piégés dans l'orthopyroxène (planche VII). Généralement, ces orthopyroxènes sont frais. Parfois ils présentent des bordures altérées. La microfissuration est assez fréquente où on peut déceler la néoformation de la calcite, l'épidote, et la chlorite

II-2-3- Le clinopyroxène (Cpx)

Les proportions du clinopyroxène sont comprises entre 21 et 30%. Elles sont sensiblement voisines de celles des orthopyroxènes. La taille de la plupart des clinopyroxènes (~ 70%) varie entre 1,5 et 6,5 mm, alors que le reste (~ 30%) est représenté par des individus cristallins montrant une variation comprise entre 0,2 et 1,2 mm. La couleur de ce minéral est dans les tons jaunâtres avec un pléochroïsme très faible. Les clivages sont bien distincts. Souvent on peut discerner un faible zonage associé à des macles h1 très fréquentes. Les inclusions les plus fréquentes dans les clinopyroxènes sont celles des plagioclases, parfois on reconnaît des microcristaux d'orthopyroxènes piégés à l'intérieur du minéral (photos A,C,E, planche V et VI) , Certaines section minérales montrent des exolutions d'orthopyroxènes le long des plans de clivages (photos A, D, planche V). Il montre, le plus souvent des microfissures, parfois remplies par de la calcite.

II-2-4- L'amphibole

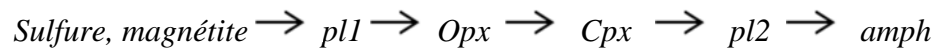
Ce minéral apparaît dans TM31 et TM35, c'est une hornblende verte, elle n'est pas très abondante, elle ne dépasse pas 1 %, elle forme des plages xénomorphes, légèrement coloré en vert clair et présentant un pléochroïsme faible, elle est interstitielle, on la trouve toujours près ou autour de l'orthopyroxène (photo C, planche V).

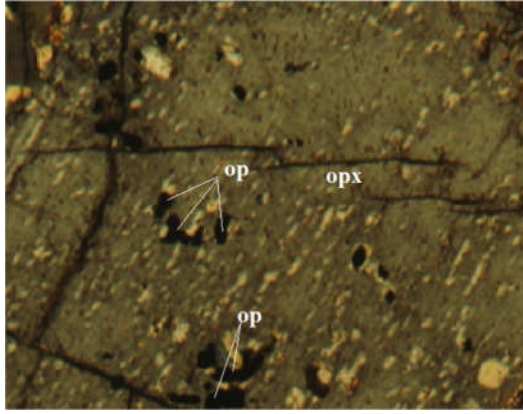
II-2-5- Les minéraux opaques :

Les minéraux opaques dans ce faciès sont précoces, ils sont représentés par des sulfure et la magnétite, ils cristallisent sous forme des petits grains automorphes à subautomorphes de taille n'excédant pas 0,3 mm, on les trouve souvent en inclusions dans le plagioclase et l'orthopyroxène (photos du planche VII et VIII).

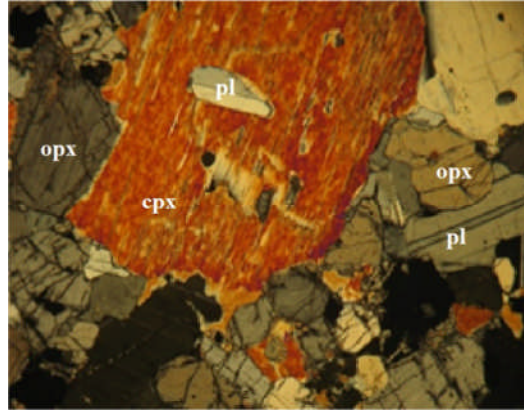
II-2-5- ordre de cristallisation :

A partir des observations pétrographiques, nous avons tenté de reconstituer l'ordre de cristallisation des différentes phases minérales. Cet ordre semble être le même pour les norites gabbroïques. Nous citerons une phase précoce caractérisée par la cristallisation des minéraux opaques et des différentes inclusions et une phase principale au cours de laquelle ont cristallisées la première génération des plagioclases et l'orthopyroxène. Les sections xénomorphes de plagioclase, clinopyroxène et de l'amphibole marquent la fin de la cristallisation.

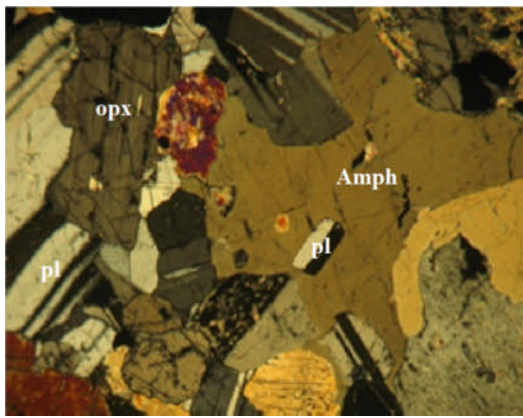




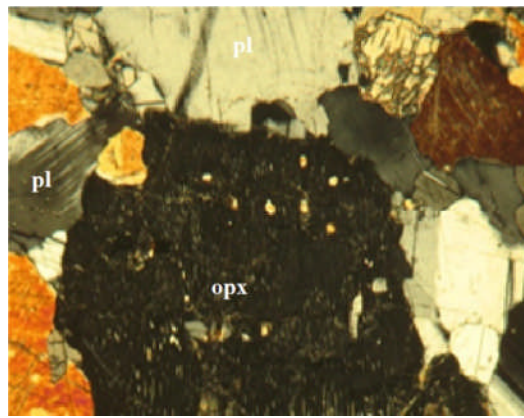
A- Les minéraux opaques précoces (M29)



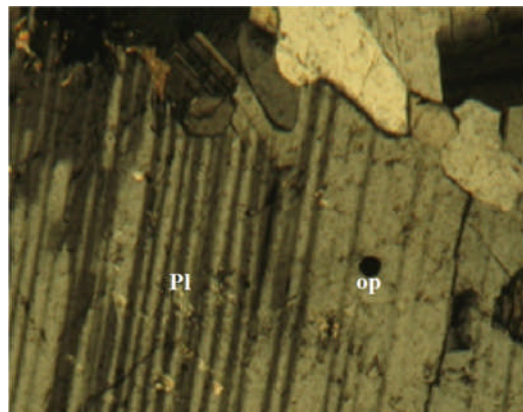
B - inclusion de Pl et de minéraux opaques dans Cpx (TM31)



C - inclusion de Pl dans l'amphibole (TM31)



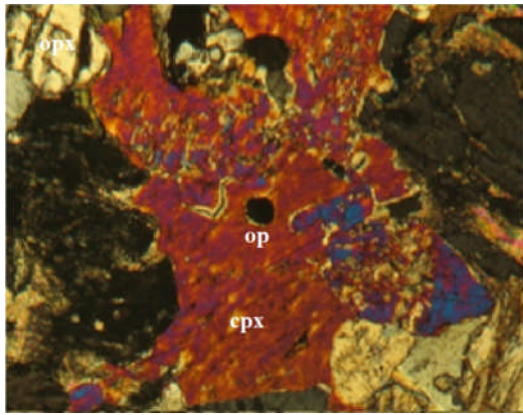
D - exsolution d'Opx et de Cpx (TM31)



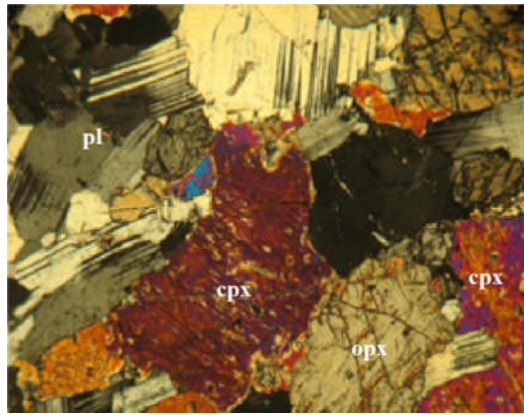
E- inclusion d'un minéral opaque dans un plagioclase (TM31)

Planche V

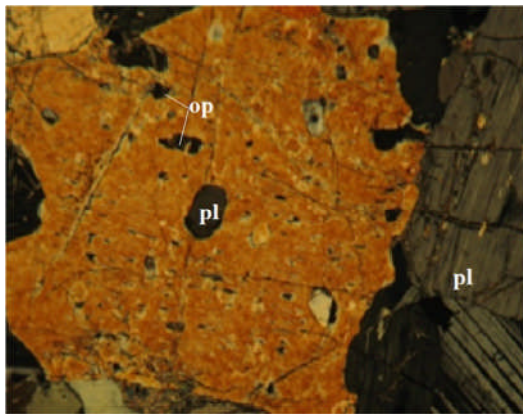
(Les gabbros noritiques en lames minces en lumière polarisée)



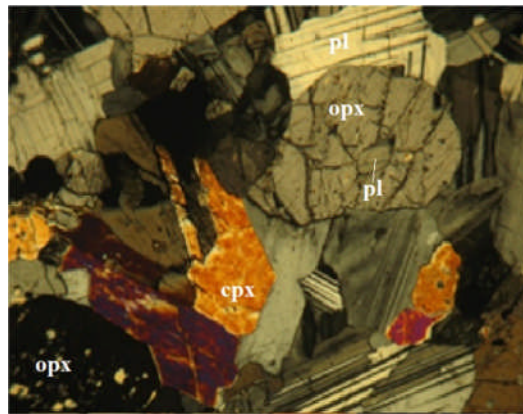
A-inclusion de minéral opaque dans un Cpx (TM31)



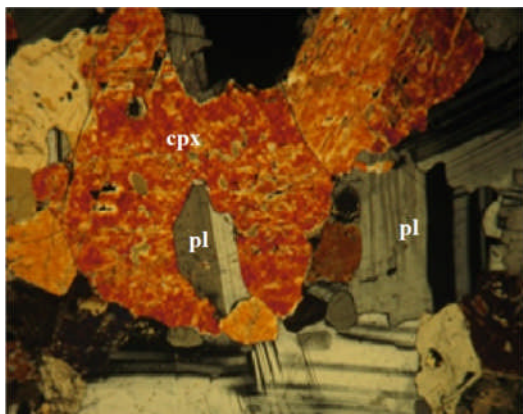
B- exsolution de Cpx et Opx (TM31)



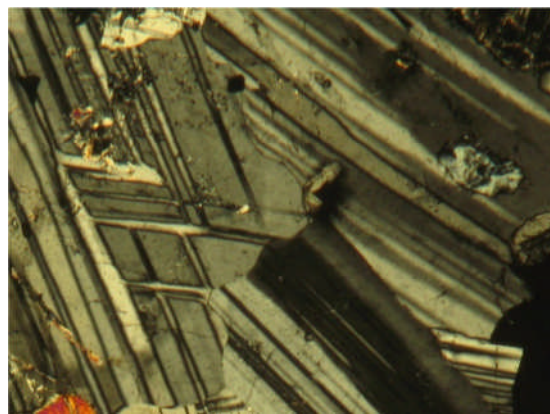
C-inclusion de plagioclase et minéraux opaques dans le Cpx (TM35)



D-inclusion de Pl dans l'Opx (TM35)



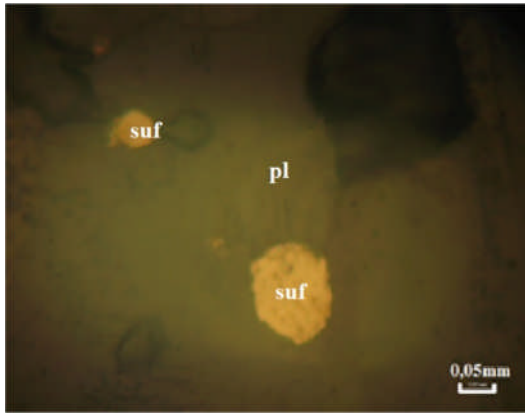
E-inclusion de pl dans Cpx (TM35)



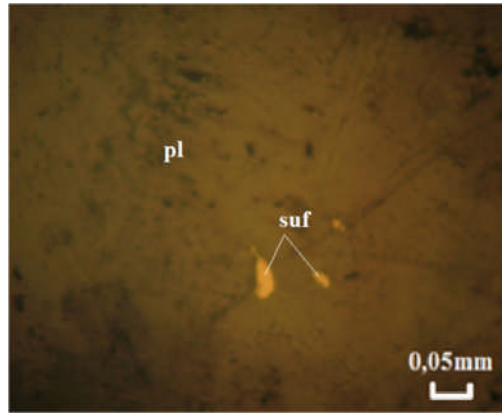
F- amas de plagioclase (TM35)

Planche VI

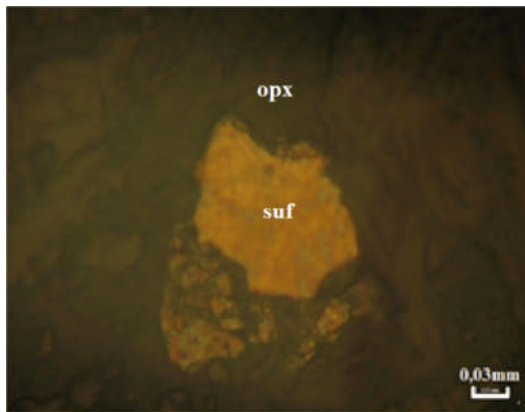
(Les gabbros noritiques en lumière polarisée)



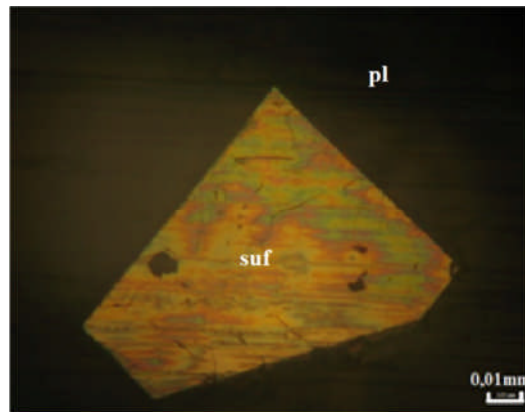
A- sulfure dans plagioclase (TM29)



D- sulfure dans plagioclase (TM29)



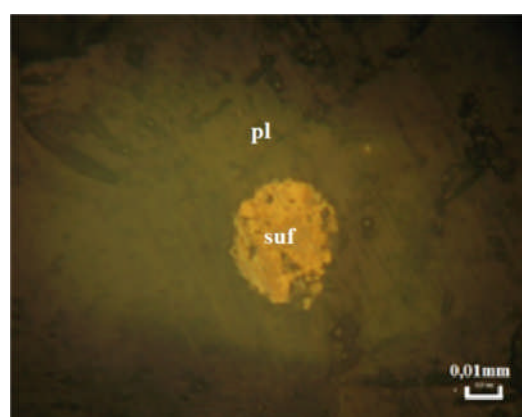
C- grain de sulfure dans l'Opx (TM31)



D- grain de sulfure dans le Pl (TM31)



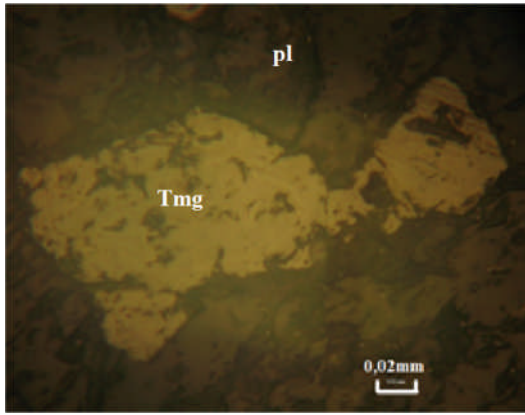
E- titanomagnétite tardive (TM31)



F- grain de sulfure dans le Pl (TM31)

Planche VII

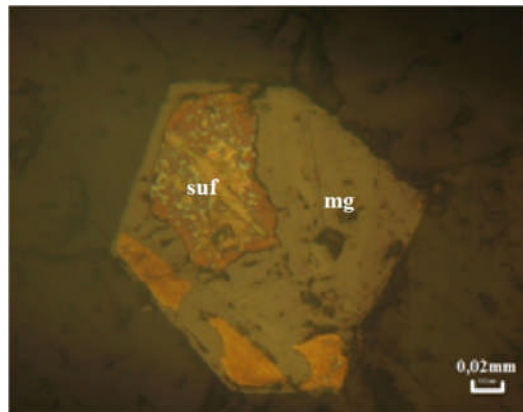
(Les minéraux opaques dans les gabbros noritiques en lumière réfléchie)



A-grain de titanomagnétite dans le Pl (TM32)



B- grain de magnétite dans l'Opx (TM32)



Inclusion de sulfure dans un grain de magnétite (TM32)

Planche VIII

(Les minéraux opaques dans les gabbros noritiques en lumière réfléchie)

II-3- Les diorites à amphibole (OT1, TM25 et TM26)

Les diorites affleurent beaucoup plus à l'ouest de la coupe. C'est un affleurement d'environ 80m au contact avec des norites gabbroïque et gabbros noritique, recoupé par un filon pyroxénitique très affecté par l'altération (**Fig. 15**). Ces roches sont massives, très compactes, de couleur gris sombre. Elles présentent une texture grenue à gros cristaux, où les cristaux de feldspath et l'amphibole sont visibles à l'œil nue (photo 3).

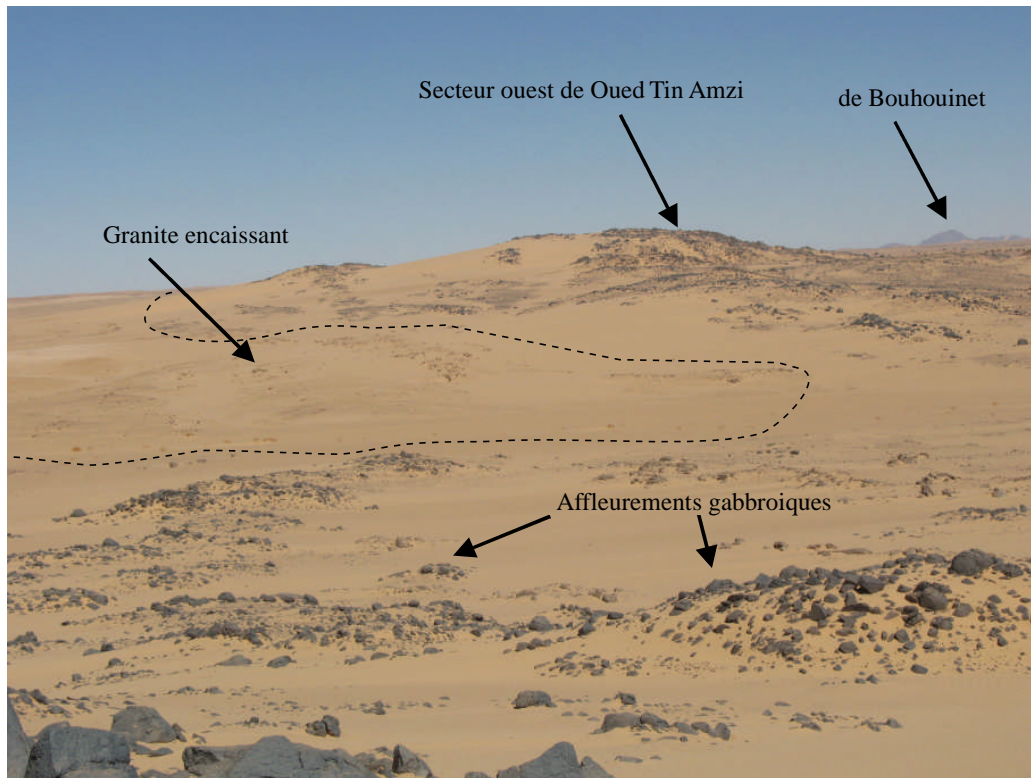


Photo 2 : vue panoramique du secteur ouest de la coupe montrant le contact des faciès gabbroïques avec le granite à biotite de l'encaissant

En lame mince, la texture est grenue à gros cristaux, elle est constituée par des plagioclases, des amphiboles et les minéraux opaques.



Photo 3 : Affleurement de la diorite TM26 prise à l'ouest d'oued Tin Amzi. L'aspect massif, la couleur dans les tons grisâtres et les taches blanchâtres dues à la présence de feldspaths sont bien illustrés.

II-3-1- L'amphibole

Elle constitue une proportion comprise entre 62 et 73% de la composition modale des deux échantillons TM25 et TM26. Cette proportion diminue (43%) dans le OT1, partie orientale de la coupe. La couleur est dans les tons verdâtres (vert, vert clair, vert olive et parfois vers foncé). Les sections minérales présentent un clivage assez fin et un pléochroïsme net. Parfois ces hornblendes vertes présentent des bordures corrodées. Elles sont souvent regroupées en amas enchevêtrés. La microfissuration touche certaines sections minérales où on peut reconnaître la néoformation de la calcite, de la chlorite et de l'épidote. La macule h1 est fréquente et souvent associée à un zonage très net. Les inclusions sont formées par de la magnétite et la titanomagnétite souvent automorphes et ne dépassant pas 0,2 mm (planche IX), certains plages ont des bordures corrodées, en revanche des autres cristaux forment des amas enchevêtrés entre eux, le plus souvent les cristaux sont fissurés, certains, sont remplis par la calcite, chlorite et l'épidote.

II-3-2- Le plagioclase

Le plagioclase est le deuxième minéral qui constitue notre roche, il présente 27% et 38% de la composition modale de la roche, pour TM25, TM26 et 57% pour OT1, il apparaît sous forme des plages xénomorphe interstitielles entre les amphiboles, de taille oscille entre 1,5 à

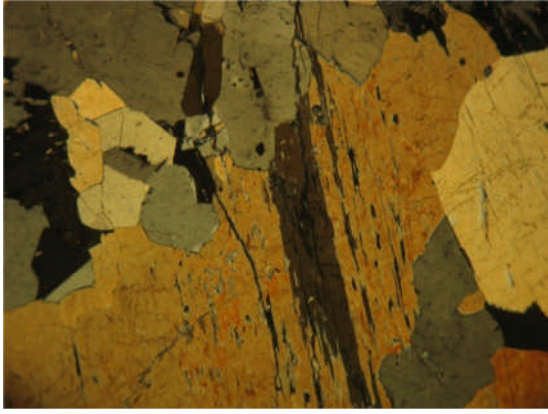
tabl

5,5 mm, il présente les macles simples de Carlsbad , et polysynthétiques, les cœurs des cristaux sont souvent pseudomorphosés en une association à albite +/- épidote +/- mica blanc donnant ainsi un aspect trouble au minéral. Le plagioclase montre parfois des inclusions d'amphibole automorphe, de la magnétite et de la titanomagnétite, atteint 0,8 mm de long (photo B, planche IX). La détermination optique des plagioclases au microscope donne des valeurs en anorthite₃₄₋₄₅ correspond à de l'andésine.

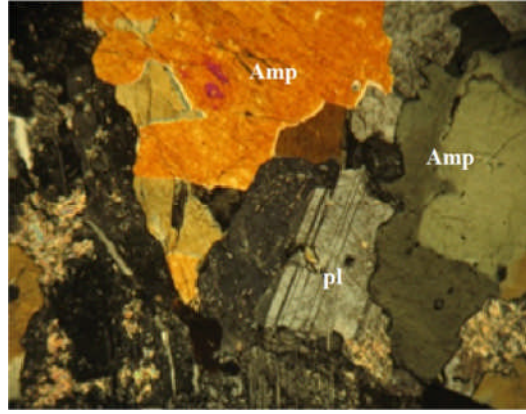
II-3-3- Les minéraux opaques :

Ils sont rares, ne dépassant pas 1% du volume globale de la roche, ils sont représentés de la magnétite et la titanomagnétite. Ils cristallisent sous forme des petits grains automorphe à subautomorphe, on les trouve toujours en inclusions piégés dans l'amphibole et le plagioclase (planche X).

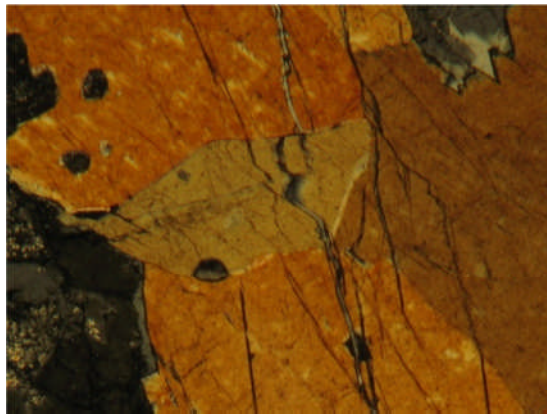
Un filon ou une lentille de pyroxénites (les conditions de son affleurement ne permettent une bonne visibilité de l'affleurement). C'est une roche noirâtre qui affleure dans la diorite TM26. Cet affleurement présente une orientation de N150. Microscopiquement l'olivine est totalement transformée en serpentine ce qui limité notre approche pétrographique.



l'amphibole dans les diorites (TM25)



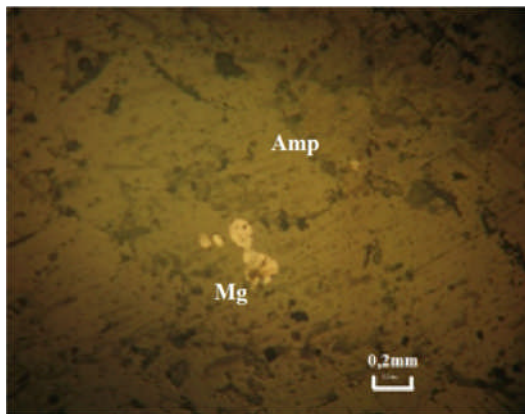
B- texture grenue des diorites (TM25)



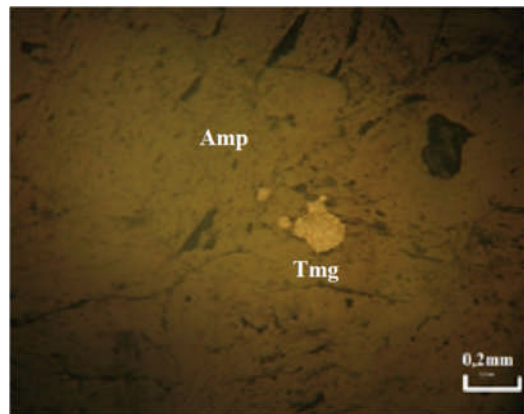
C-amphibole fissurée (TM25)

Planche IX

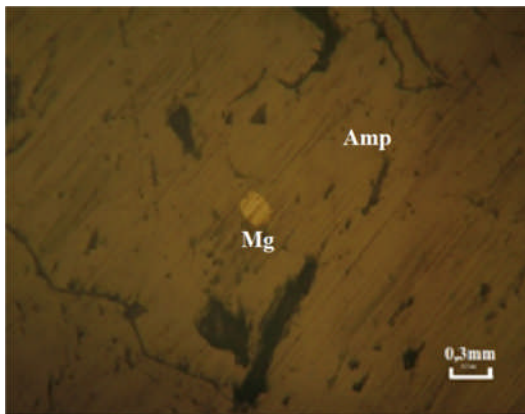
(Les diorites en lames minces en lumière polarisée)



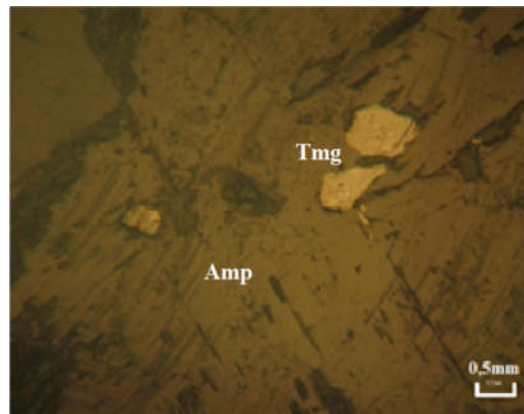
A-grain de magnétite dans l'amphibole (TM26)



B- grains de titanomagnétite dans Pl (TM26)



C-grain de magnétite dans l'amphibole (TM26).



D-grains de titanomagnétite dans l'amphibole (TM26)

Planche X

(Les minéraux opaques des diorites en lumière réfléchie)

B- La coupe septentrionale de Tin Amzi :

La deuxième coupe est réalisée au nord de la précédente, à l'ouest de la montagne Bouhouinet Nord, dans la position N 21°25' ; E 04°,45' (**fig. 7**). L'affleurement est constitué par des roches massives, très compactes, fraîches et de qui varie dans les tons gris-sombre. A la ptine les affleurements présentent des porphyroblastes de feldspaths de couleur blanchâtre ainsi que des férromagnésiens.

L'étude microscopique révèle deux faciès, des diorites quartziques recoupées par des filons dacitiques.

II-4- Les diorites quartziques

Ce faciès est représenté par les échantillons (TM38a, TM40, TM41b et TM43), il occupe les bordures de l'affleurement (**Fig. 17**), les roches sont massives, compactes, de couleur sombre et riches en enclaves d'origine magmatique de couleur noir, dont leur taille est centimétrique.

En lame mince, la texture est microgrenue à grenue, parfois on observe des phénocristaux de plagioclase. La roche est constituée de plagioclase, de l'amphibole, du quartz et les minéraux opaques (photos de la planche XI).

II-4-1- Le plagioclase

Il est le minéral le plus abondant, il constitue 60% du volume total de la roche. Il est représenté d'une part, par des microcristaux dont la taille oscille entre 0,2 et 1 mm et d'autre part par des phénocristaux, dont la taille peut atteindre 4 mm. Il apparait aussi en baguettes, les macles simples et polysynthétiques sont toujours présentes, parfois, il forme des plages altérées en damourite. Certains cristaux englobent des petits grains de magnétite (photos de la planche XII), de forme globuleuse ou sub-arrondie.

II-4-2- L'amphibole

L'amphibole est le deuxième minéral du point de vue volume dans la diorite quartzique. Elle représente 30 % du volume total de la roche. Elle correspond à de l'hornblende verte, dont la forme est automorphes (en baguettes) et parfois xénomorphes (photo B et C Pl. XI). La taille varie entre 1 et 2 mm. Les sections minérales sont légèrement colorées en vert et en vert clair, les clivages sont très fins. Certains cristaux présentent un « zoning » associé a des macles

h1. Par ailleurs, certaines plages montrent une pseudomorphose en calcite, chlorite et en épidote. Des petits grains sub-arrondie à xénomorphe de la magnétite (0,2 à 0,5 mm) (planche XII et XIII), sont incluses dans les plages d'amphibole.

II-4-3- Le quartz

Le quartz est le minéral le moins abondant, sa proportion ne dépasse pas 10%, il apparaît en plage xénomorphe, occupe les espaces interstitiels, n'excédant pas 1 mm de diamètre. Les sections sont incolores et limpides, montrent une extinction roulante (photo A, planche XI). Le quartz piège fréquemment des plagioclases et des minéraux opaques.

II-4-4- Les minéraux opaques

Les minéraux opaques sont représentés par magnétite, titanomagnétite et sulfure, dépassant pas 1% du volume de la roche, ils sont sub-arrondis, globuleux, et le plus souvent xénomorphes, les premiers sont précoces, inclus dans le plagioclase, l'amphibole et le quartz, alors que, la titanomagnétite est tardive (planche XII et XIII).

L'ordre de cristallisation de cette diorite quartzique peut être reconstitué de la manière suivante :

Magnétite, titanomagnétite et sulfur → *pl* → *amph* → *Qz* → *titanomagnétite*

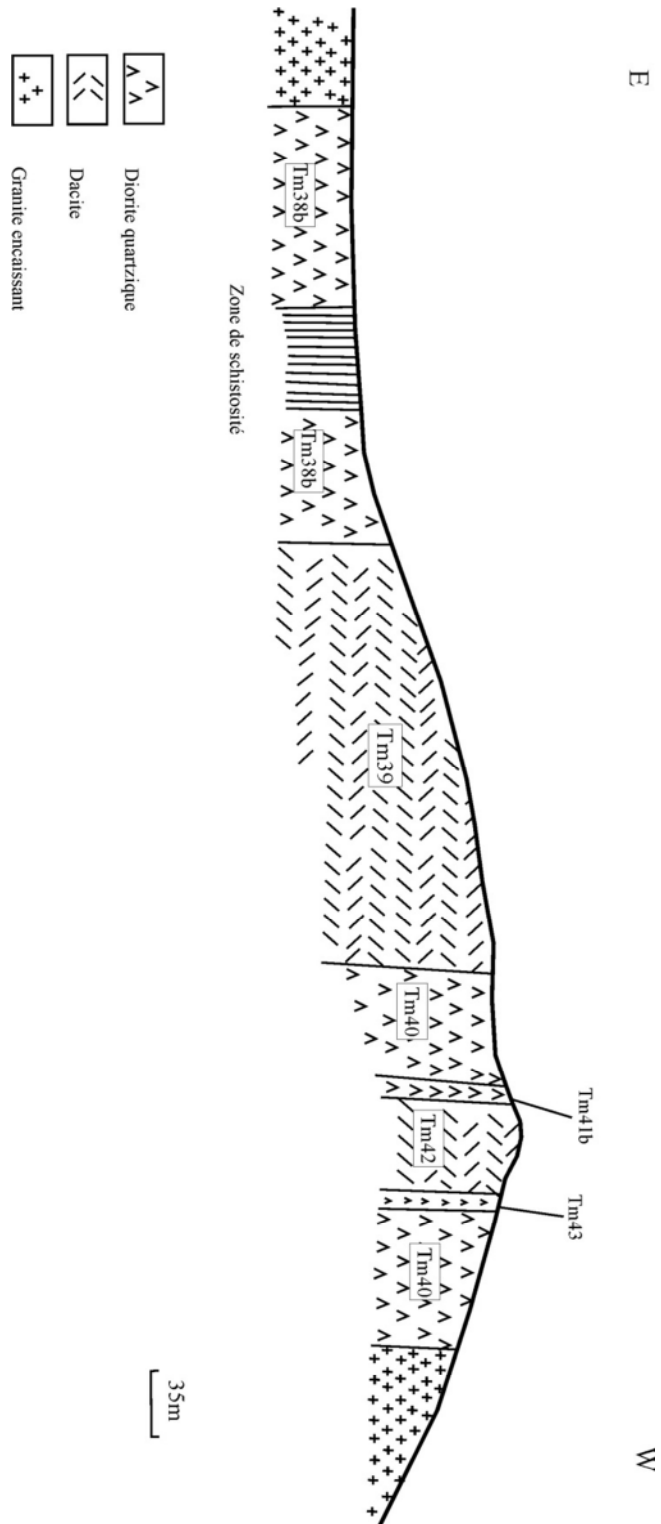
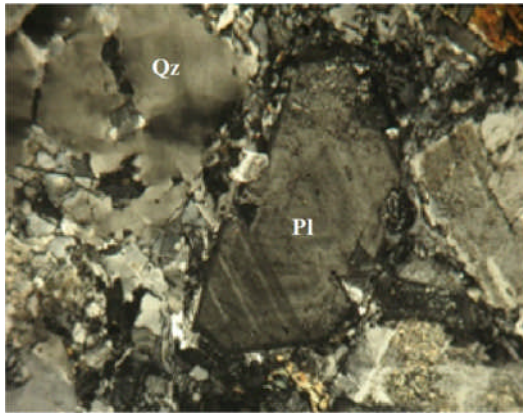
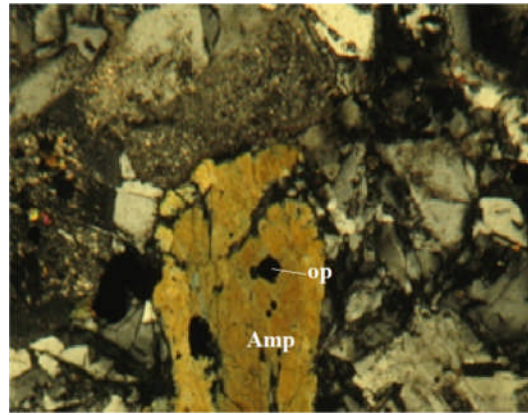


Figure 17 : Coupe II septentrionale du secteur de oued Tin Amzi.

tab



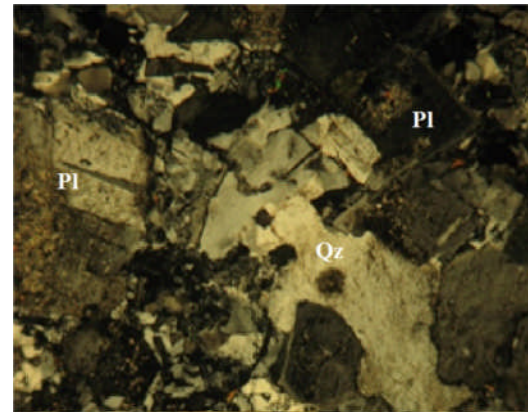
A-Plagioclase automorphe zoné (TM41)



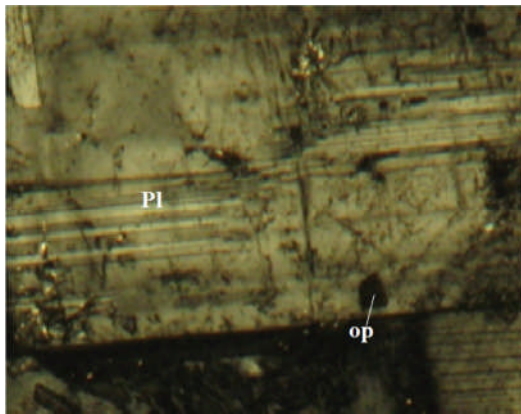
B-inclusion de minéral opaque dans l'amphibole (TM41)



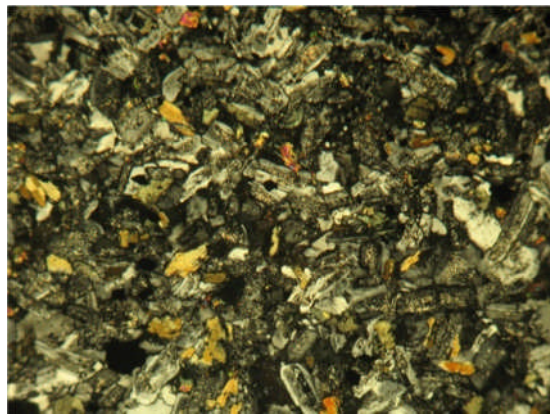
C- amphibole en baguette (TM41)



D-Quartz interstitiel (TM38)



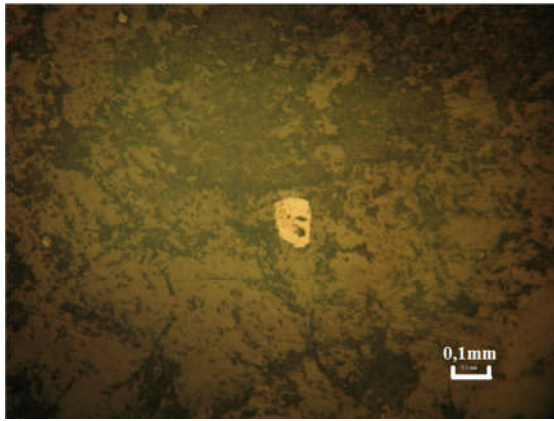
E-inclusion de minéral opaque dans un Pl (TM41)



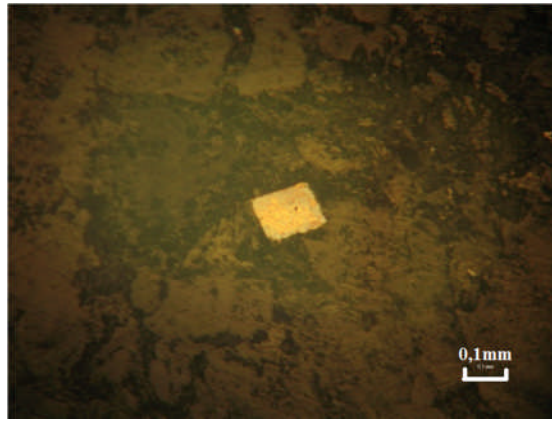
F-texture microgrenue (TM38)

Planche XI

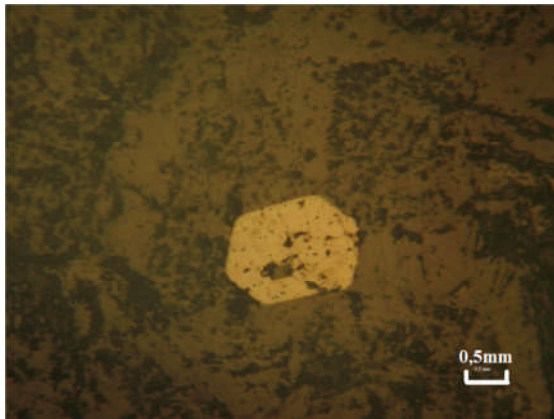
(Les diorites quartziques en lames minces en lumière polarisée)



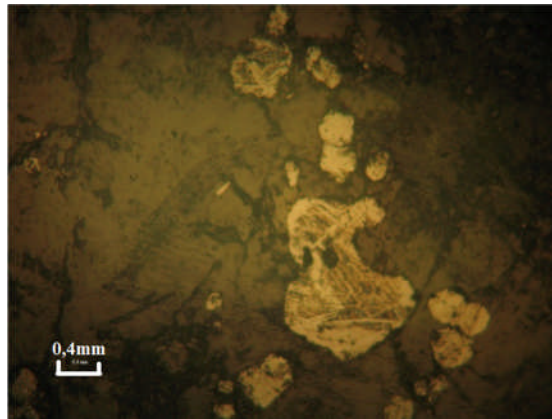
A- grain de magnétite dans l'amphibole (TM38)



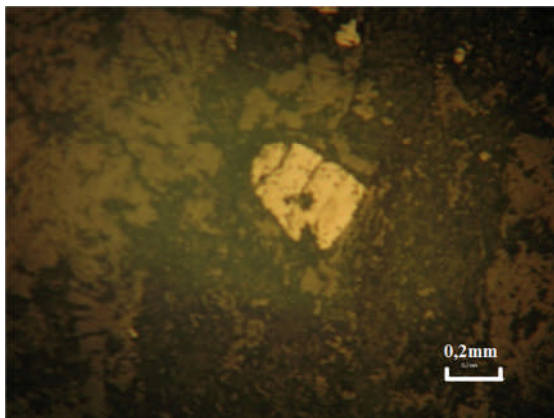
B- grain de sulfure dans l'amphibole (TM38)



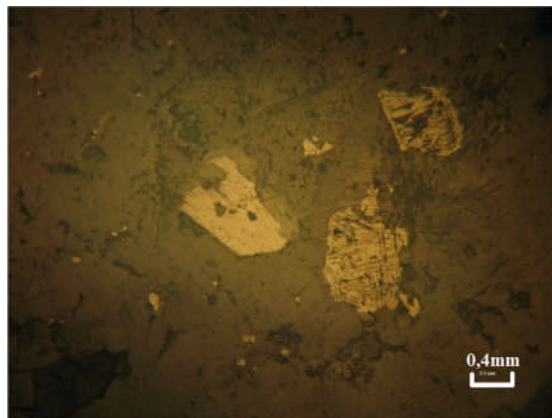
C- grain automorphe de magnétite dans plagioclase (TM38)



D- magnétite tardive (TM38)



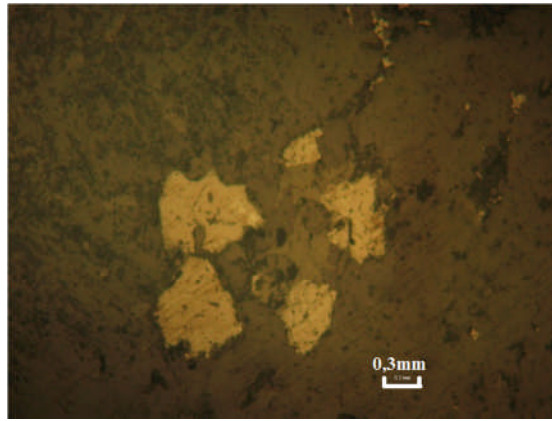
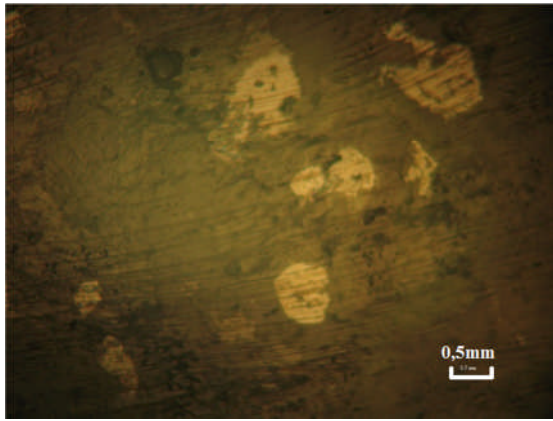
E- grain de magnétit dans l'amphibole (TM38)



F- grains de la magnétite dans Pl (TM40)

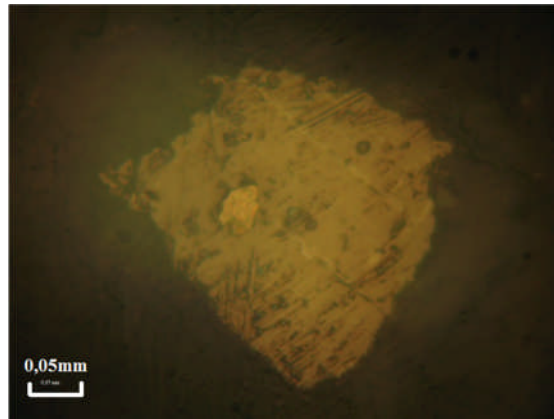
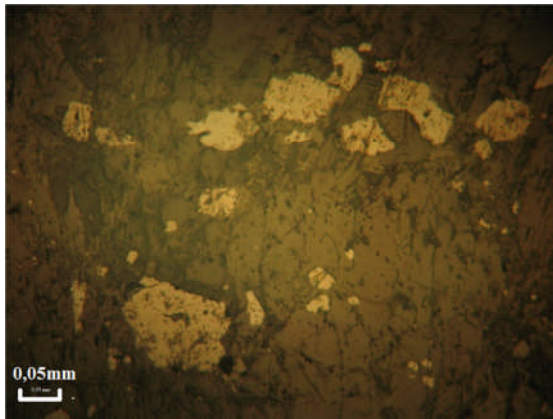
Planche XII

(les minéraux opaques des diorites quartziques en lumière réfléchie)



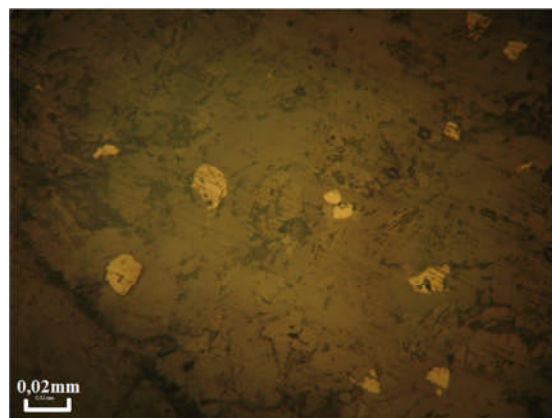
A-grains de la magnétite dans l'amphibole et Pl (TM40)

B- titanomagnétite tardive (TM40)



C- titanomagnétite dans Pl (TM41)

D- grain de sulfure incluse dans un titanomagnétite (TM41)



Grain de sulfure précoce (TM41)

Planche XIII (les minéraux opaques des diorites quartziques en lumière réfléchie)

II-5- Les dacites

Ce faciès est représenté par les échantillons TM39 et TM42, il n'apparaît que dans la partie ouest de Oued Tin Amzi, il recoupe la diorite quartzique étudiée dans le paragraphe ci-dessus (**Fig. 17**). Les coulées sont massives et elles présentent une couleur gris-claire. Elles affleurent dans deux pointements. Dans le premier pointement elle s'étale sur environ 160 mètres alors que le deuxième pointement, situé vers l'ouest est moins important (60 mètres).

L'examen microscopique révèle une texture felsitique (planche XIV), où le verre volcanique est entièrement recristallisé en microcristaux de plagioclase et de quartz. La mésostase renferme des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole de quartz et des minéraux opaques.

II-5-1- Le plagioclase

Le plagioclase constitue le minéral dominant de la roche, il représente 40% du volume totale des phénocristaux, Il est représenté par des cristaux dont la forme diffère : des sections minérales automorphes, sub-automorphe et xénomorphe (photos C, E, planche XIV). Leur taille est variable selon la forme (tableau 10). Les cristaux montrent des macles de Carlsbad et des macles polysynthétiques, ce qui nous a permis de déterminer, optiquement, le type de plagioclase. Effectivement les teneurs en anorthite sont comprises entre 29 et 47 (An_{29-47}), correspondant à des oligoclases et des andésines. Parfois, des cristaux montrent un zonage bien marqué. Certaines sections minérales sont affectées par une néoformation de damourite, ceci donne un aspect trouble au niveau du cœur de ces cristaux. Le plagioclase apparaît aussi en microcristaux automorphes, de taille n'excédant pas 0,2 mm, dans la mésostase et pourrait être le résultat de la cristallisation d'une deuxième génération de plagioclase, les inclusions sont, en général, représentées par des grains arrondis de magnétite ou la titanomagnétite (planche XV).

II-5-2- L'amphibole

L'amphibole est assez abondante dans cette roche, elle constitue, environ, 20% du volume total des phénocristaux, elle correspond également à de l'hornblende verte se présentant en cristaux sub-automorphe à xénomorphe, parfois en baguette (planche XIV), dont la taille varie entre 0,6 et 2 mm de long. Elle présente les couleurs : vert, vert clair, vert olive et parfois jaunâtre. Elle est caractérisée par un pléochroïsme moyen à fort, par un clivage très fin, par la présence des macles h_1 , et parfois un léger zonage. Les inclusions des minéraux opaques

tab

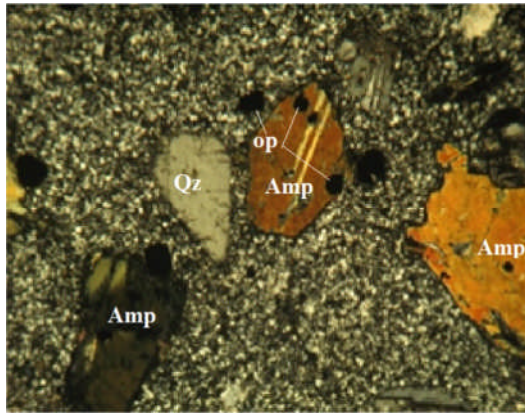
sont assez fréquentes, représentées par des grains arrondis, n'excédant pas 0,2 mm (photos de la planche XV).

II-5-3-Le quartz

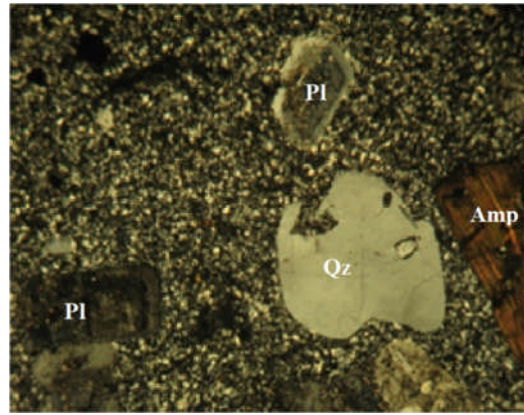
Le quartz apparaît en très faible proportion dans la roche, ne dépasse pas 3% du volume des phénocristaux, il est subautomorphe à xénomorphe, n'excédant pas 1 mm, limpide et incolore, certains cristaux présentent des bordures corrodées (photo Aet B planche XIV). Le quartz apparaît aussi en microcristaux associé avec les microcristaux du plagioclase formant des agrégats polycristallins dans la mésostase (planche XIV).

II-5-4-Les minéraux opaques

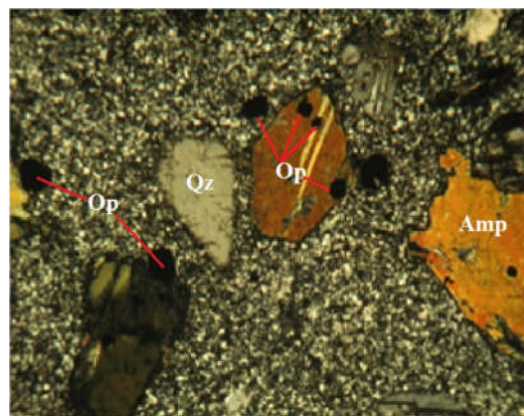
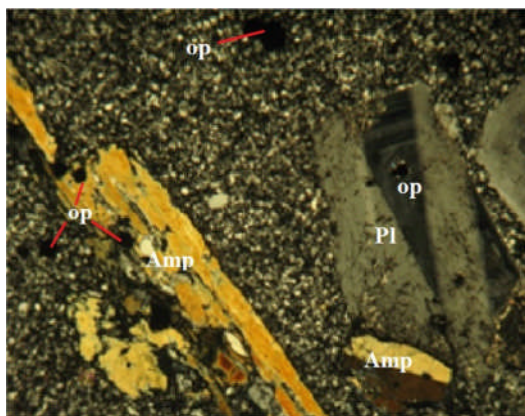
Ils sont assez abondants dans ce faciès, ils sont précoces, représentés par la titanomagnétite, la magnétite et le sulfure, leur taille atteint 0,5 mm, on les trouve incluses soit dans les minéraux, ou dans la mésostase (planche XV).



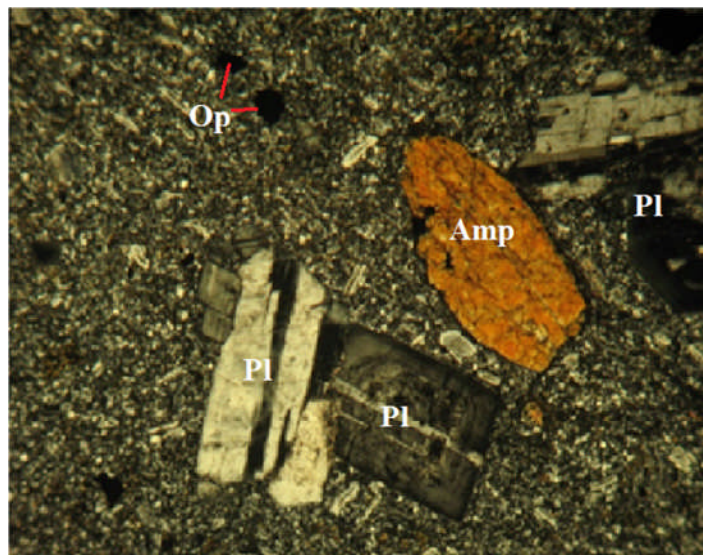
A-Texture felsitique (TM39)



B-phénocrystal de quartz (TM39)

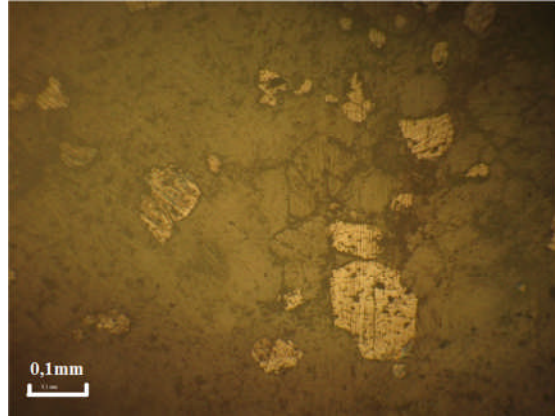
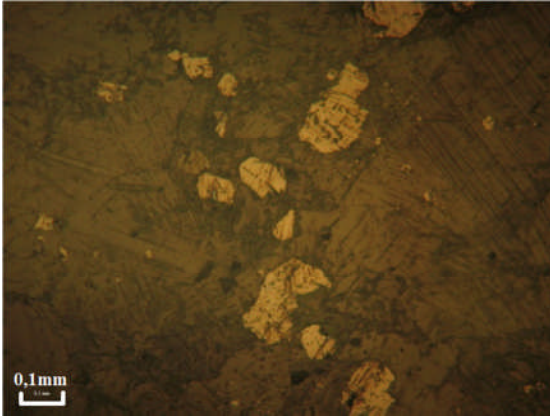


C et D-Les minéraux opaques dans l'amphibole, plagioclase et la mésostase (TM39)

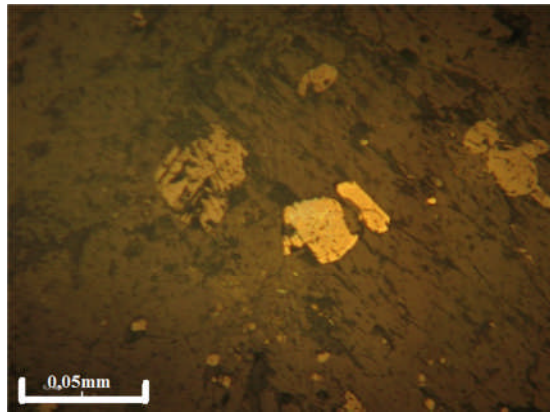


E- Plagioclase zoné (TM42)

Planche XIV (les dacites en lumière polarisé)



A-grains de titanomagnétite dans la mésostase (TM42) B- grains de magnétite dans la mésostase



C- grains de sulfure et de titanomagnétite (TM42)

Planche XV

(Les minéraux opaques des dacites en lumière réfléchie)

II-6-Secteur de Timgaouine

Le deuxième secteur étudié, dans ce travail, est l’affleurement gabbroïque de Timgaouine. Cette partie de travail a été effectuée par Koudjil S et Sarir H (2012), dans le cadre du mémoire de fin d’étude d’ingénieur.

II-6*-L’analyse modale

L’analyse modale précise la nomenclature des roches étudiées (tab. 13). Le diagramme triangulaire de classification (Pl,Opx et Cpx) (**fig.16**), des roches basiques et ultrabasiqes de Yodder et Tilley (1962) a permis de déterminer que Le massif gabbroïque de Timgaouine est composé par quatre facies:

Norite gabbroïque (TM 46,48,49,50a), Norite(TM51) et un filon doléritique (TM 50b),cependant, le diagramme P-Q-A de Streickeisen (1976),montre que le deuxième filon (TM 52),est de nature syénite. Cette intrusion est en contact avec l’encaissant, qui est un monzogranite à biotite (TM 45) (**fig.18**).

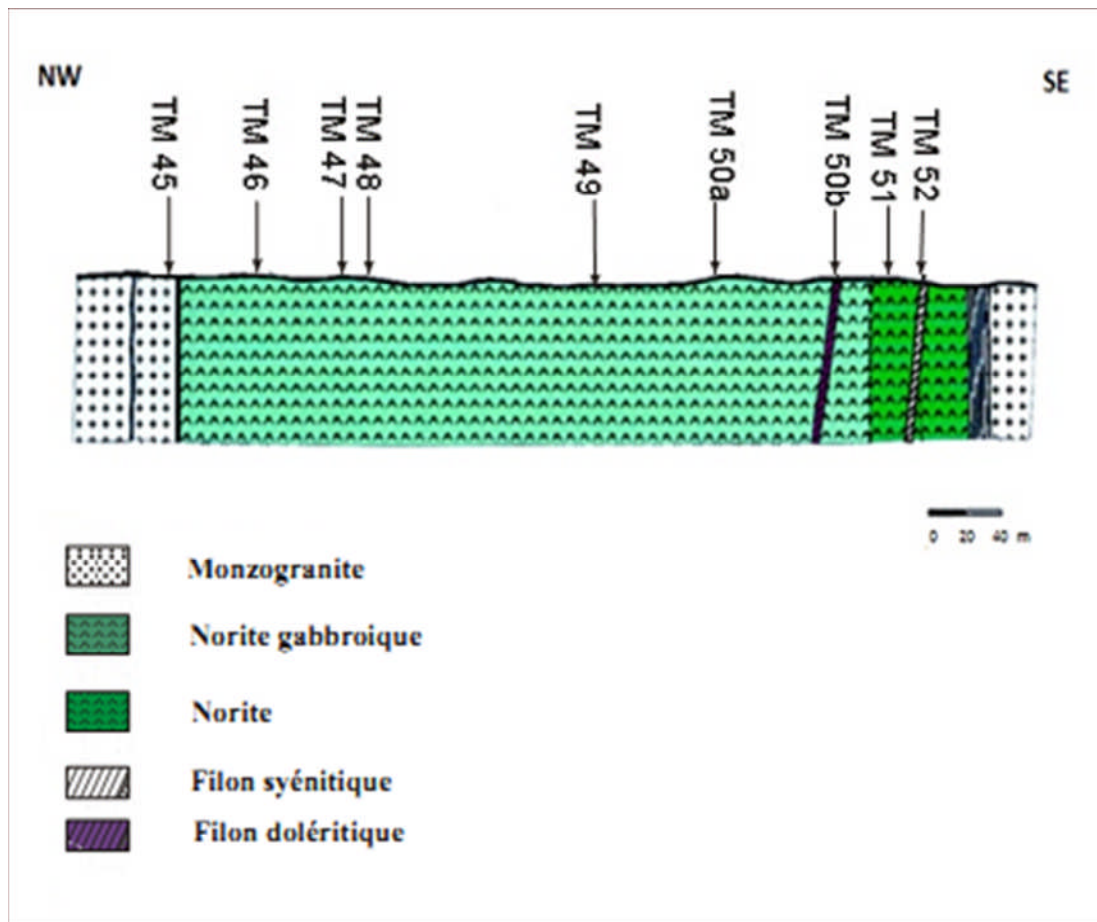


Figure 18: coupe schématique montrant les gabbros de Timgaouine au contact avec l'encaissant formé par des monzogranite du protérozoïque, réalisé par Koudjil S et Sarir H (2012).

N ° éch	Composition minéralogique	nomenclature	texture	gisement
TM 45	pl. 35%, f k 33%, Qz 18%,Biot 12%, amphi 1%,op 1%	monzogranite à biotite	Grenue porphyroïde	Massif
TM 46	Pl 64%(An53-71%),Opx 17%,cpx 7%, amphi 10%, Biot 0.4%,Op 1.5%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 47	Pl 60%(An56-72%),Opx 22%,cpx 6%, amphi 11%, Biot 1%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 48	Pl 60%(An53-70%),Opx 19%,cpx 7%, amphi 11%, Biot 2%,Op 1%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 49	Pl 50%(An55-73%),Opx 28%,cpx 9%, amphi 10%, Biot 0.8%,Op %	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 50a	Pl 51%(An56-76%),Opx 36%,cpx 1%, amphi 11%, Biot 1%,Op 0.5%	Norite gabbroïque	grenue	Massif
TM 50b	Pl 68%(An52-73%),Opx 2%,cpx 7%, amphi 11%, Biot 9%,Op 1%	dolérite	doléritique	Filon
TM 51	Pl 35%(An55-76%),Opx 48%,cpx 5%, amphi 10%, Biot 1%,Op 1%	Norite	grenue	Massif
TM 52	F.K 96%, Qz 3%, Pl 1%	Syénite	grenue	Filon

Tableau 13 : Tableau récapitulatif l'analyse modale réalisé par Koudjil S et Sarir H (2012),
modifié.

II-6-Norite gabbroïque

Elle est représentée par les échantillons (TM 46, TM48, TM49 et TM50a), elle affleure, à l'ouest du massif, sous forme des boules métriques, à travers le sable, ce faciès constitue l'essentiel du massif, dans sa partie Est, recoupé par un filon doléritique (TM 50 b) (**fig. 18**). A l'œil nu elle apparaît massive, de couleur vert sombre, caractérisée par l'abondance de cristaux de feldspath potassique blanchâtre, de taille millimétrique.

Du point de vue microscopique, c'est une roche à texture grenue, sa paragenèse comprend le plagioclase, le pyroxène, l'amphibole, la biotite et les oxydes d'opacités.

II-6-1-Le plagioclase

Le plagioclase est le minéral le plus abondant, il présente une évolution de proportion de l'est à l'ouest (de 50 à 64%), la détermination du plagioclase donne des compositions en anorthite variant entre (56 et 76%), correspond labrador et bytownite, il cristallise sous forme des tablettes automorphe à subautomorphe, de taille varie entre 2 et 3 mm, il apparaît frais, montre les macles de Carlsbad et polysynthétique.

II-6-2-L'orthopyroxène

L'orthopyroxène est représenté par l'hypersthène, dont l'abondance varie entre 19 et 28%, il apparaît subautomorphe à xénomorphe, de taille oscille entre 2 et 3mm, souvent renferme des inclusions de plagioclase.

II-6-3-Le clinopyroxène

Le clinopyroxène constitue que 7 à 9% du volume total de la roche, il s'agit de l'augite, présenté par des sections subautomorphe à xénomorphe, souvent interstitiel entre les plagioclases, leur taille comprise entre 1 et 2mm, parfois, on le trouve sous forme des taches en exsolution dans l'orthopyroxène.

II-6-4-L'amphibole

L'amphibole représentée par l'hornblende verte, elle occupe 10% du volume de la roche, elle apparaît sous forme des cristaux automorphes et polygonales, ne dépassant pas 2 mm de large, elle est caractérisé, par un clivage de 60°, apparaît dans les sections basales et par la présence des macles de type h1, le plus souvent on la trouve sous forme des cristaux isolés et parfois, associés avec la biotite.

II-6-5-La biotite

La biotite peu abondante dans ce faciès, elle présente 2% de volume total de la roche, elle apparaît en cristaux allongés automorphe, de taille variable (1 à 2mm), montre un couleur brun et un pléochroïsme fort, elle est représentée par des cristaux isolés ou en association avec l'amphibole, certains cristaux renferment des petits grains de minéraux opaques (magnétite).

II-6-6-Les minéraux opaques

Les minéraux opaques représentent 1% de la roche, ils sont souvent piégés dans les pyroxènes, amphiboles et biotites. l'étude en lumière réfléchie montre l'existence de deux types , la magnétite et la titanomagnétite, ces derniers apparaissent sous forme des petits grains sub arrondies à subautomorphe, pouvant atteindre 0,5mm.

Le filon doléritique (TM 50 b)

La norite gabbroïque dans sa partie Est (**fig. 18**), est recoupée par un filon doléritique, d'épaisseur de 1,2 m, et d'orientation N25, de couleur blanchâtre à gris, formé essentiellement par le feldspath, où on peut les constater à l'œil nu. En microscopie, ce filon est constitué par le plagioclase, le pyroxène, l'amphibole, la biotite et les minéraux opaques.

Le plagioclase est le minéral le plus fréquent, avec une teneur de 68%, sa composition en anorthite c'est de labrador et bytownite (An 56-76%).

Le pyroxène est très rare, n'occupe que 3% du volume total de la roche.

L'amphibole est la phase minérale la plus abondante après le plagioclase, elle apparaît en association avec pyroxène, elle montre des macles fréquentes de type h1.

La biotite représente avec l'amphibole la phase ferromagnésien hydratés, elle est de forme xénomorphe contient des inclusions de minéraux opaques.

Les minéraux opaques sont représentés soit en microcristaux individualisés, soit en inclusions dans la biotite.

II-7-Norite

Ce faciès apparaît que dans la partie est de l’affleurement (**fig. 18**), il est représenté par TM51, il présente les mêmes caractères que le faciès précédent, difficile à différencier au norite gabbroïque, il est massif, de couleur vert sombre, marqué par des taches blanchâtre de feldspath. Ce faciès est recoupé par un filon de syénite, de couleur blanchâtre, marqué par de gros cristaux de feldspath potassique, qui représentent (96%) du volume total de la roche, et qui montre une texture porphyroïde.

L’examen microscopique, de ce norite, montre que la texture est grenue, et la roche composée de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, l’amphibole, la biotite et les minéraux opaques.

II-7-1- Le plagioclase

Le plagioclase est le minéral le plus abondant après l’orthopyroxène, il constitue 35% de volume total de la roche, il est déterminé par la microscope, et donne des valeurs d’anorthite comprises entre 56 et 76%, correspond à labrador et bytownite, il apparaît automorphe dont la taille varie entre 0,3 et 4mm, il montre les macles de Carlsbad et polysynthétique, il n’est pas toujours limpide, mais parfois, affectés par une très légère séricitisation. Souvent, il renferme des petites inclusions de minéraux opaques et d’apatite.

II-7-2-L’orthopyroxène

Dans ce faciès, l’orthopyroxène est le minéral le plus abondant, sa proportion est élevée par rapport la proportion du faciès précédent, elle atteint 48% de volume total de la roche, il apparaît sous forme des cristaux subautomorphe à xénomorphe, dont la taille est variable entre 2 et 3mm, certains cristaux d’orthopyroxène englobent des petits cristaux de plagioclase (photo), et renferment des petits grains de minéraux opaques.

II-7-3-Le clinopyroxène

La proportion du clinopyroxène est diminuée dans ce faciès, il constitue que 5% de volume total de la roche, il est représenté soit en exsolution dans l’opx qui traduit le refroidissement lent de magma, soit en cristaux xénomorphe, de taille varie entre 1 et 2mm, qui sont le résultat d’une cristallisation fractionnée.

II-7-4-l'amphibole

La proportion de l'amphibole, dans ce faciès, reste stable que dans la norite gabbroïque, représente 11%, de volume total de la roche, cette amphibole présente les caractères de l'hornblende verte, elle apparaît de couleur vert olive, pléochroïque, elle est présentée par des cristaux xénomorphe autour de pyroxène qui exprime une ourlitisation.

II-7-5-la biotite

La biotite est très peu abondante, avec un taux de 1%, elle apparaît le plus souvent en association avec l'amphibole, sous forme des cristaux subautomorphes (1 à 3mm), sa couleur varie de brun foncé à marron clair, elle montre un pléochroïsme très fort, elle présente des sections relativement fraîches, parfois déstabilisée en chlorite, et souvent renferme des minéraux opaques.

II-7-6-les minéraux opaques

Les minéraux opaques représentent 1%de volume de la roche .ils sont inclus dans les principales phases minérales tels que le pyroxène, l'amphibole et la biotite, ils sont représentés par la magnétite et les sulfures.

L'ordre de cristallisation des minéraux, de ce faciès, peut être reconstitué comme suit :

Magnétite et sulfures → pl → opx → cpx → amphi → biotite.

Conclusion à l'étude pétrographique

A l'issue de l'étude pétrographique du massif de Tin-Amzi, on peut être distingué cinq faciès, trois au sud et deux au nord, montrant des évolutions texturale et minéralogique du sud au nord. Dans la première coupe méridionale, on distingue des norites gabbroïques, des gabbros noritique et des diorites, dans la deuxième, on a des quartzodiorites et des dacites. Ces faciès sont intrusifs dans des métasédiments indifférenciés (**Bertrand et al. 1977**).

Les norites gabbroïques les gabbros noritiques présentent la même association minéralogique : le plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène ainsi que les sulfures, la magnétite et la titanomagnétite. D'après la forme des cristaux du plagioclase et de l'orthopyroxène, et les inclusions, on peut dire que la position du liquidus du plagioclase par rapport à celui de l'orthopyroxène est difficile à définir, sur cette base, il nous paraît que le plagioclase est formé contemporain de l'orthopyroxène, il est précoce par rapport aux autres minéraux. On peut aussi proposer que les cristaux automorphes et sub-automorphes du plagioclase sont cristallisés dans un équilibre magmatique, alors que les cristaux xénomorphes ne sont pas en équilibre avec le milieu que lesquels se trouvent.

Les diorites montrent une texture grenue à gros cristaux, elles sont constituées par l'amphibole, le plagioclase et les minéraux opaques.

Les diorites quartziques, ce faciès apparaît évolué que les faciès précédent, minéralogiquement, il est composé de plagioclase, d'amphibole, du quartz et des minéraux opaques.

Les dacites présentent un aspect différent, elles montrent une texture felsitique, elles sont formées par des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, de quartz et des grains de minéraux opaques la mésostase est recristallisée, elle est formée essentiellement de microcristaux de plagioclase et quartz.

Pour l'affleurement gabbroïque de Timgaouine, il présente deux faciès importants, des norites gabbroïques et des norites, ces faciès sont recoupés par deux filons, le premier par un filon doléritique et le deuxième faciès par un filon syénitique.

Les norites gabbroïques sont formées l'essentiel de l'affleurement, elles présentent une texture grenue, elles sont composées par le plagioclase, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, l'amphibole, la biotite, la magnétite et la titanomagnétite.

Les norites apparaissent que dans la partie ouest de l’affleurement, elles sont moins importantes que le faciès précédent, elles présentent une texture grenue, formées par la même paragenèse du faciès précédent, par le plagioclase, l’orthopyroxène, le clinopyroxène, l’amphibole, la biotite, la magnétite et des sulfures.

III-Minéralogie

III- Introduction

L'étude minéralogique, s'est basée sur le traitement de quinze analyses (tableau 15,16 et 17). L'étude des phases minérales a été réalisée sur des conditions analytiques, ont été fixées à 15 kV de tension d'accélération, 20 nA de courant de fuite et 1mm de diamètre de faisceau. Le temps de comptage est de 10s.

Les faciès étudié qui ont fait l'objet d'étude minéralogique sont les gabbros noritiques (TM35), et les diorites (TM25), seuls le pyroxène et l'amphibole ont été sondés.

III-1- Le pyroxène

Le pyroxène est le deuxième minéral dominant après le plagioclase, il apparait uniquement dans le faciès gabbroïque, il est analysé que dans les gabbros noritiques (TM35), la formule structurale des pyroxènes a été calculée sur la base de 6 oxygènes. La somme des cations toujours égale à 4 indique l'absence de Fe^{3+} dans la structure. Les compositions chimiques des pyroxènes sont reportées dans les tableaux 13 et 14.

La composition minéralogique du gabbro montre une cohabitation des orthopyroxènes ($En_{68,4-71,5} - Fs_{25,2-27,7} - Wo_{1-6,4}$) et des clinopyroxènes ($En_{41,4 - 49,1} - Fs_{11,2-18,5} - Wo_{32,4-47,1}$) projetés dans le domaine des augite et des diopside (**fig. 20**). Par ailleurs, les clinopyroxènes analysés sont pauvres en alumine (Al_2O_3 : 2,4 à 2,97%), présente une faible concentration du sodium (Na_2O : 0,1 à 0,49%), d'autre part, le titane présente une proportion sensiblement identique, elle varie entre 0,23 à 0,4 %, il est pauvre en chrome (0,02 à 0,14%), il affiche des teneurs moyennes en MgO (entre 14,2% et 17,1 %) et assez élevées en CaO (entre 15,7 % et 22,7 %).

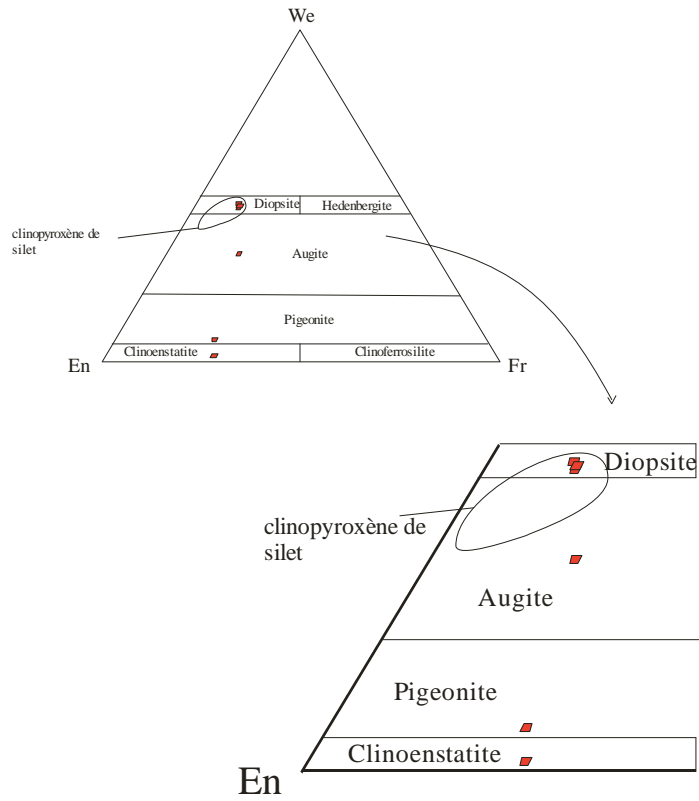


Figure 20: nomenclature des clinopyroxènes des gabbros noritiques dans le diagramme de Morimoto (1988)

Dans le diagramme Ti vs Al^t de Leterrier et al. (1982), qui sépare entre le domaine calcoalcalin « C » et le domaine tholéïitique « T », le clinopyroxène des gabbros noritiques se projette dans le domaine tholéïitique (**Fig. 21**).

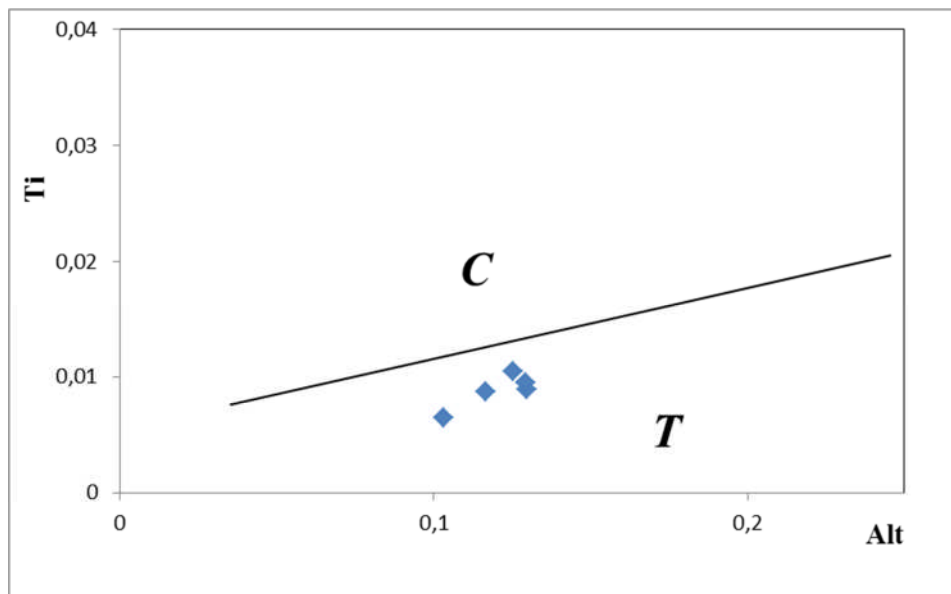


Figure 21 : diagramme Ti vs Al^t de Leterrier et al. (1982)

Projetés dans le diagramme de SiO_2 vs Al_2O_3 , les clinopyroxènes analysés se situent dans le domaine sub-alkalin (fig.22)

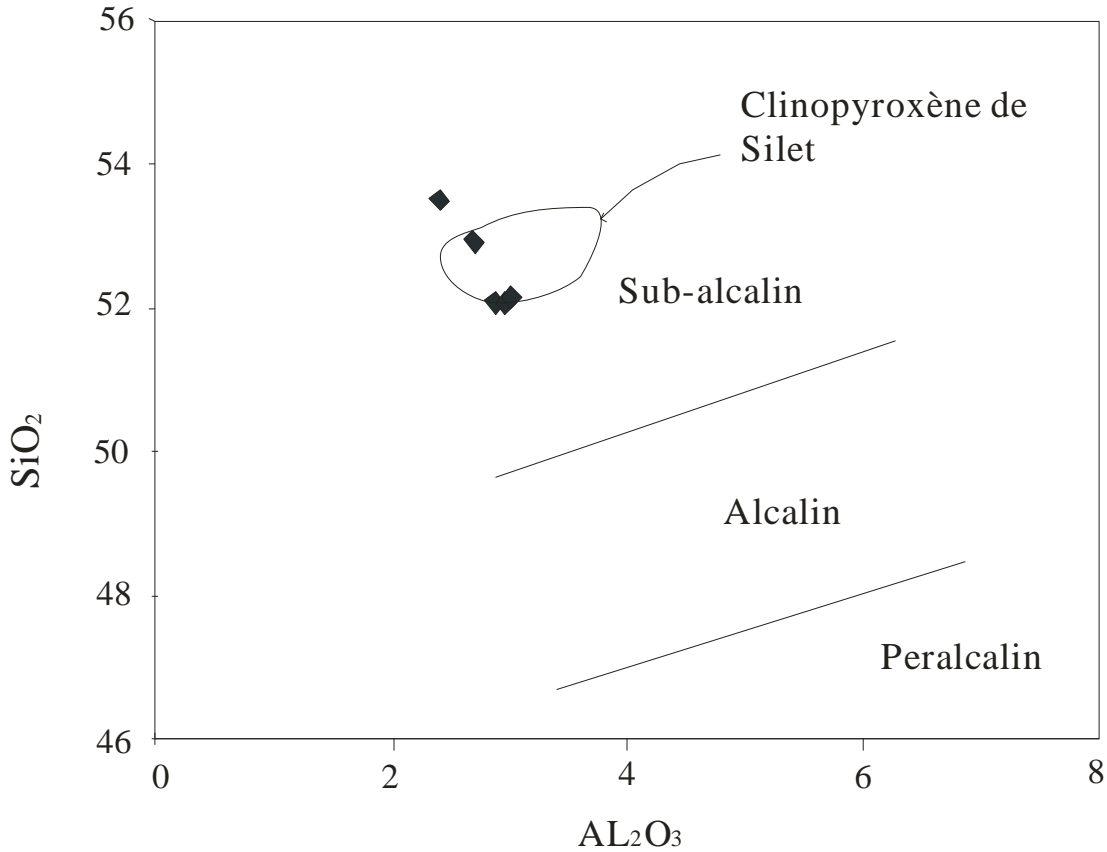


Figure 22: le diagramme de SiO_2 vs Al_2O_3

Les clinopyroxènes des gabbros de la région de Silet, cette dernière est située au nord de notre secteur d'étude, et qui est étudié par M. Abad (1983) (tableau 18), sont des diopsides et des augites ($\text{En}_{47,4-47,76} - \text{Fs}_{5,03-8,42} - \text{Wo}_{44,18 - 47,2}$) (fig 15), montrent des compositions chimiques relativement homogènes, semblables aux pyroxènes de notre secteur d'étude, ils présentent des teneurs moyennes en magnésium (entre 15,03 et 17,43%), des teneurs faible en fer (entre 3,50 et 4,50%), ces pyroxènes sont très calciques (entre 21,34 et 23,95%), très pauvres en sodium et en potassium. Le titane présente des teneurs un peu élevées, elles varient entre 0,12 et 1%.

Tous les clinopyroxènes des gabbros de Silet, qui sont projetés dans le diagramme de SiO_2 vs Al_2O_3 , occupent le champ sub-alkalin (fig 22).

III-2- L'amphibole

Ce minéral apparaît dans tous les faciès étudiés, il est analysé dans les diorites (TM25). Les compositions chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes et 15 cations, sont consignées dans le tableau 15.

Ces amphiboles se distinguent par des teneurs en SiO₂ comprises entre 44,5 et 48 % et des concentrations élevées, en Al₂O₃ (entre 9,6 et 10,8%) et en TiO₂ (entre 0,6 et 2,45 %). Les proportions en MgO, CaO, Na₂O et K₂O sont assez constantes. Elles oscillent respectivement, entre 13,9 et 14,4 %, entre 10,9 et 12%, et entre 1,1 et 1,5%. Le rapport Mg# (Mg / Mg + Fe + Mn) varie entre 0.66 et 0.7%.

Selon la nomenclature de Leake (1997), ces amphiboles appartiennent toutes, au groupe des amphiboles calciques : $(Ca + Na)_X > 1,34$, $(Na + K)_A < 0,50$ et $Ti < 0,50$.

Elles correspondent principalement à des magnésio-hornblende et des Tschermakites. (**Fig. 23**).

Malheureusement, les amphiboles de la région du Silet, et qui sont étudiées par Abed, sont des hornblendes métamorphiques, qui sont remplacées des amphiboles magmatiques, à cause de l'intense ambiance métamorphique qui peut être d'origine thermique provoquée par l'intrusion des granites postérieurs.

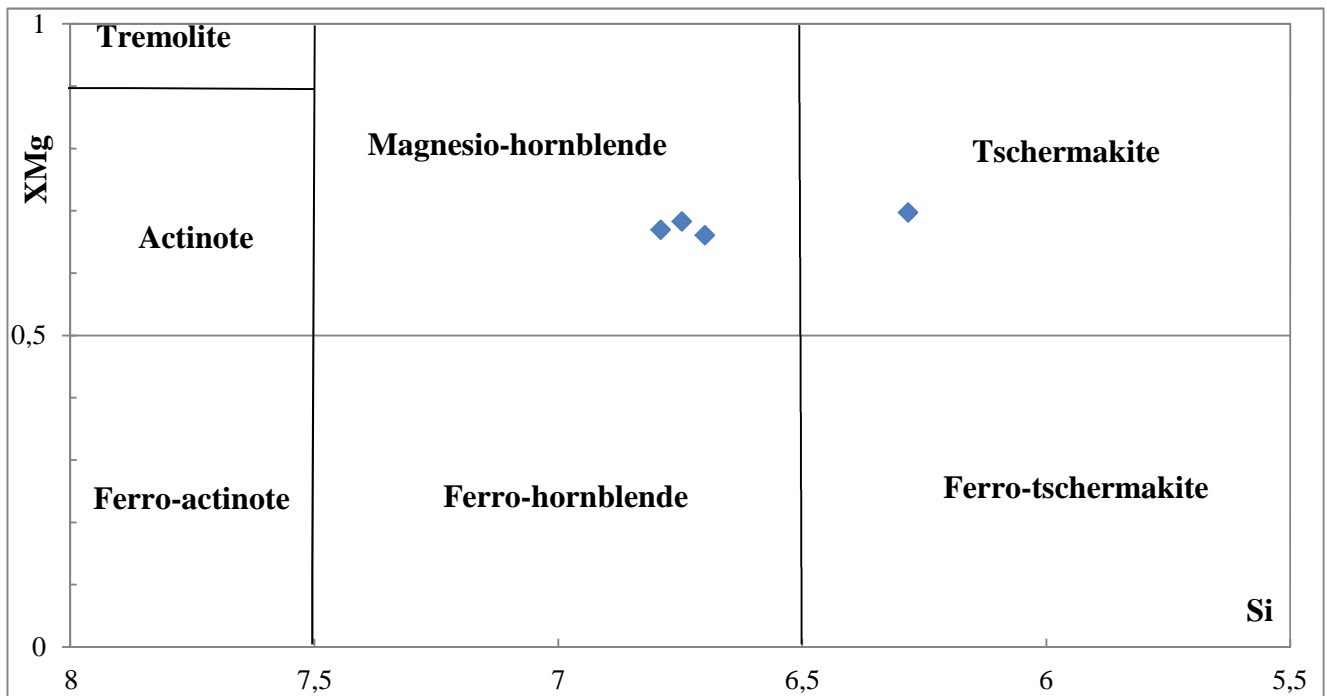


Figure 23: la nomenclature des amphiboles des diorites (TM25) de la coupe méridionale de Oued Tin Amzi, (d'après Leake, 1997)

Le diagramme Al^{IV} en fonction de Ti a été proposé par Helz (1973) (fig 24). Les travaux de Helz (1973) sur les liquides basaltiques saturés en H_2O à 5 kb ont permis d'évaluer la température de cristallisation des amphiboles. Le report des analyses dans le diagramme Al^{IV} en fonction de Ti établi par cet auteur, indique des températures assez modérées comprises entre 725 et 800°C.

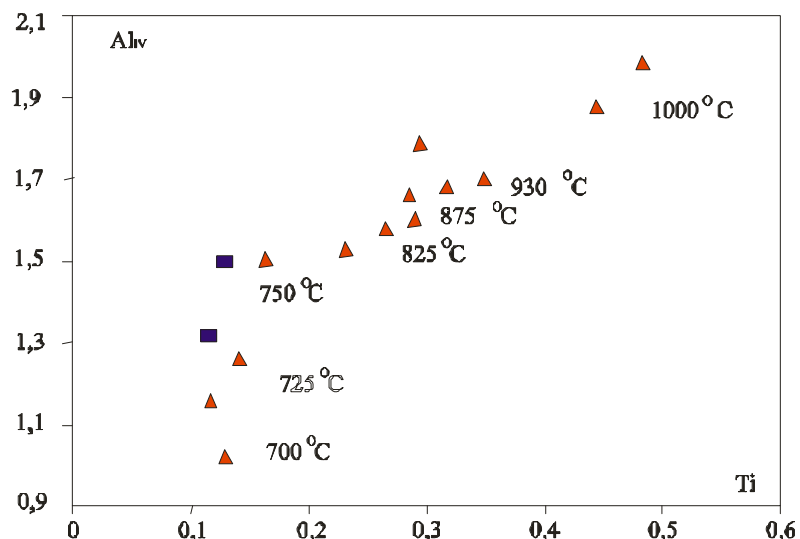


Figure 24: Position des amphiboles dans le diagramme Ti vs Al^{iv} de Heltz (1973)

triangle : synthétique obtenues dans les conditions de saturation en eau, à 5 kbar, entre 700 et 1000°C.
carré : amphibole de diorite.

Géobaromètre

Nombreux auteurs ont montré que à partir les teneurs de Al^t dans l'amphibole, nous pouvons déterminer la pression de la cristallisation. Ces auteurs ont proposé les équations suivantes pour obtenir le géobaromètre.

1-Hammarstrom et Zen (1986) $P = -3.92 + 5.03Al^t (\pm 3 \text{ kbar})$

2-Hollister et al. (1987) $P = -4.76 + 5.64Al^t (\pm 1 \text{ kbar})$

3-Schmidt (1992) $P = -3.01 + 4.76Al^t (\pm 0.5 \text{ kbar})$

En considérant les marges d'erreur de chaque géobaromètre on obtient des pressions moyennes résumées dans le tableau suivant :

	TM25	TM26	TM26
Al ^t	1,6	1,72	1,63
P (±3kb)	4,128	4,7316	4,2789
P (±1kb)	4,264	4,9408	4,4332
P (±0,5)	4,606	5,1772	4,7488

Tableau 14 : Pressions moyennes obtenues sur les amphiboles de la diorite

Nous avons utilisé les résultats à partir l'équation de Schmidt (1992) car la marge d'erreur est plus faible. Ce géobaromètre donne des pression pour les diorites, comprises entre 4,6 et 5,1 kbar, soit des profondeurs ne dépassant pas les 15 km.

Conclusion à l'étude minéralogique

Le clinopyroxène apparaît uniquement dans les faciès gabbroïques. Il présente des caractères semblables à celles des clinopyroxènes des gabbros de Silet. Il est représenté par des diopsides et des clinoenstatites ($\text{En}_{41,4} - \text{Fs}_{11,2} - \text{Wo}_{32,4} - \text{Wo}_{47,1}$). Il montre des teneurs faibles en alumine, en titan et en alcalins, des teneurs moyennes en magnésium, des teneurs élevées en calcium. Les pyroxènes analysés montrent une tendance subalcaline.

L'appauvrissement du fer et la richesse de calcium dans clinopyroxènes, représente une phase tardive de cristallisation des clinopyroxènes (postérieure aux plagioclases et orthopyroxènes) ce qui est confirmé l'ordre de cristallisation.

L'amphibole est analysée dans les diorites, elle appartient au groupe des amphiboles calcique, elle s'agit d'amphibole de type magnésio-hornblende et de Tschermakite, traduisant donc une composition magnétique avec $(\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}) > 0,50$.

L'utilisation de géothermomètre et géobaromètre, appliquée à l'amphibole des diorites, donne des températures assez modérées comprises entre 725 et 800°C et des pressions comprises entre 4,6 et 5,1kbar, soit des profondeurs ne dépassant pas les 15 km.

<i>N°Ech</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>
<i>SiO2</i>	53,50	52,16	52,93	52,11	52,08
<i>Al2O3</i>	2,39	2,97	2,69	2,86	2,97
<i>TiO2</i>	0,23	0,32	0,31	0,37	0,34
<i>FeO</i>	11,23	6,72	6,76	6,78	6,75
<i>MnO</i>	0,28	0,21	0,32	0,21	0,16
<i>MgO</i>	17,13	14,24	14,72	14,24	14,43
<i>CaO</i>	15,72	22,68	22,24	22,33	22,65
<i>Cr2O3</i>	0,03	0,02	0,10	0,14	0,07
<i>NiO</i>	0,009	0	0,01	0	0,0009
<i>Na2O</i>	0,31	0,41	0,49	0,49	0,44
<i>K2O</i>		0,01	0,02	0,001	0,001
<i>TOTAL</i>	100,85	99,76	100,60	99,55	99,92
<i>FORMULE STRUCTURALE (6 Oxygènes)</i>					
<i>Si</i>	1,96	1,93	1,94	1,93	1,92
<i>AlIV</i>	0,04	0,07	0,06	0,07	0,08
<i>AlVI</i>	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
<i>Fe3+</i>	0	0,02	0,02	0,02	0,03
<i>Ti</i>	0,006	0,009	0,008	0,01	0,009
<i>Cr</i>	0,0008	0,0006	0,003	0,004	0,002
<i>Ni</i>	0,0002	0	0,0003	0	2,67
<i>Mg</i>	0,93	0,78	0,80	0,79	0,79
<i>Fe2+</i>	0,34	0,19	0,19	0,19	0,17
<i>Mn</i>	0,009	0,006	0,002	0,007	0,005
<i>Ml</i>	1,35	1,07	1,09	1,08	1,07
<i>Ca</i>	0,62	0,90	0,87	0,89	0,90
<i>Na</i>	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
<i>K</i>	0	0,0008	0,001	7,01	7,06
<i>%En</i>	49,10	41,37	42,44	41,63	41,72
<i>%Fs</i>	18,52	11,28	11,45	11,45	11,21
<i>%Wo</i>	32,37	47,34	46,10	46,91	47,06
<i>Mg#</i>	0,72	0,80	0,80	0,80	0,81

Tableau 15 : Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros noritiques

<i>N°Ech</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>	<i>TM35</i>
<i>SiO2</i>	54,25	53,61	54,06	53,91
<i>Al2O3</i>	1,57	2,33	1,93	2,20
<i>TiO2</i>	0,09	0,19	0,08	0,33
<i>FeO</i>	17,50	17,39	17,27	15,77
<i>MnO</i>	0,44	0,38	0,39	0,36
<i>MgO</i>	25,88	25,86	25,71	24,53
<i>CaO</i>	0,56	0,49	0,48	3,18
<i>Cr2O3</i>	0,05	0	0	0,03
<i>NiO</i>	0,02	0,081	0,04	0,02
<i>Na2O</i>	0,02	0	0,03	0,10
<i>K2O</i>	0	0	0,006	0,009
<i>TOTAL</i>	100,42	100,35	100,03	100,48
<i>FORMULE STRUCTURALE (6 Oxygènes)</i>				
<i>Si</i>	1,96	1,94	1,96	1,95
<i>AlIV</i>	0,03	0,06	0,04	0,05
<i>AlVI</i>	0,03	0,04	0,04	0,04
<i>Ti</i>	0,002	0,005	0,002	0,009
<i>Cr</i>	0,001	0	0	0,0008
<i>Ni</i>	0,0006	0,002	0,001	0,0006
<i>Mg</i>	1,40	1,39	1,39	1,32
<i>Fe2+</i>	0,53	0,52	0,52	0,48
<i>Mn</i>	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Ca</i>	0,02	0,02	0,02	0,12
<i>Na</i>	0,001	0	0,002	0,007
<i>K</i>	0	0	0,0003	0,0004
<i>%En</i>	71,18	71,46	71,47	68,38
<i>%Fs</i>	27,70	27,56	27,56	25,23
<i>%Wo</i>	1,12	0,97	0,96	6,38

Tableau 16: Compositions chimiques et formules structurales des orthopyroxènes des gabbros noritiques

<i>N°Ech</i>	<i>TM25</i>	<i>TM26</i>	<i>TM26</i>	<i>TM26</i>
<i>SiO2</i>	47,96	47,28	47,54	44,48
<i>Al2O3</i>	9,58	10,33	9,76	10,77
<i>TiO2</i>	0,60	0,86	0,63	2,45
<i>FeO</i>	12,36	12,36	11,56	10,43
<i>MnO</i>	0,23	0,25	0,24	0,14
<i>MgO</i>	14,40	13,87	14,33	14,07
<i>CaO</i>	10,90	11,11	11,55	12,06
<i>Cr2O3</i>	0,08	0,04	0,06	0,12
<i>NiO</i>	0,08	0,01	0,03	0,01
<i>Na2O</i>	1,09	1,11	1,14	1,55
<i>K2O</i>	0,25	0,35	0,23	1,03
<i>total</i>	97,54	97,58	97,09	97,14
<i>FORMULE STRUCTURALE (23 Oxygènes et 15 cations)</i>				
<i>Si</i>	6,79	6,70	6,75	6,28
<i>AlIV</i>	1,21	1,30	1,25	1,72
<i>AlVI</i>	0,39	0,42	0,38	0,08
<i>Ti</i>	0,06	0,09	0,07	0,26
<i>Cr</i>	0,009	0,004	0,007	0,01
<i>Ni</i>	0,009	0,001	0,003	0,001
<i>Mg</i>	3,04	2,93	3,03	2,96
<i>Fe2+</i>	1,50	1,50	1,40	1,28
<i>Mn</i>	0,03	0,03	0,03	0,02
<i>Ca</i>	1,65	1,67	1,75	1,82
<i>Na</i>	0,30	0,30	0,24	0,17
<i>Na (A)</i>	0	0	0,07	0,25
<i>K</i>	0,045	0,06	0,04	0,18
<i>TOTAL</i>	15,03	15,04	15,03	15,05
<i>Mg*</i>	0,67	0,66	0,68	0,7

Tableau 17 : Compositions chimiques et formules structurales des amphiboles des diorites, les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes et 15 cations.

<i>N°Ech</i>	230₄₉	230₅₀	230₉₈	244₆₄	274₅₇
<i>SiO₂</i>	52,07	52,56	52,90	53,34	50,39
<i>Al₂O₃</i>	2,90	3,13	2,24	2,35	2,71
<i>TiO₂</i>	0,05	0,20	0,37	0,12	1,00
<i>FeO</i>	4,39	4,18	4,50	3,50	7,47
<i>MnO</i>	0,12	0,17	0,29	0	0,15
<i>MgO</i>	17,43	16,35	15,83	15,92	15,07
<i>CaO</i>	21,79	21,34	22,48	23,95	20,97
<i>Cr₂O₃</i>	0,54	0,90	0,24	0,51	0
<i>NiO</i>	0	0	0,60	0,31	0
<i>Na₂O</i>	0,30	0,20	0,32	0,23	0,49
<i>K₂O</i>	0	0	0	0	0
TOTAL	99,52	99,33	99,22	93,95	99,92
<i>FORMULE STRUCTURALE (6 Oxygènes)</i>					
<i>Si</i>	1,92	1,901	1,992	1,948	1,891
<i>Al^{IV}</i>	0,071	0,099	0,049	0,052	0,104
<i>Al^{VI}</i>	0,064	0,022	0,048	0,049	0,016
<i>Fe³⁺</i>	0	0,079	0	0	0,076
<i>Ti</i>	0,006	0,001	0,010	0,009	0,028
<i>Cr</i>	0,023	0,016	0,007	0,015	0
<i>Ni</i>	0	0	0,002	0,009	0
<i>Mg</i>	0,906	0,949	0,870	0,855	0,843
<i>Fe²⁺</i>	0,128	0,055	0,139	0,107	0,159
<i>Mn</i>	0,005	0,004	0,009	0	0,005
<i>Ca</i>	0,847	0,853	0,887	0,933	0,843
<i>Na</i>	0,014	0,021	0,023	0,015	0,035
<i>K</i>	0	0	0	0	0
<i>%En</i>	49,02	49,72	45,63	45,44	43,79
<i>%Fs</i>	7,09	7,11	7,74	6,61	12,42
<i>%Wo</i>	44,90	43,97	45,61	49,95	43,90

Tableau 18: Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros de la région de Silet (Abad 1983)

Chapitre IV : Géochimie

Introduction

Dans cette partie du mémoire, consacrée à la géochimie, nous avons étudiés 16 échantillons que nous avons récoltés dans le cadre de stage de terrain en 2009. L'ensemble des analyses chimiques (majeurs, traces et terres rares) ont été effectuées spectromètre fluorescence X (XRF) et ICP AES de l'école des Mines de St Etienne (France).

IV-1- Géochimie des éléments majeurs

La composition en éléments majeurs des différents faciès est reportée dans les **tableaux 19 et 21**.

IV-1-1- Classification et nomenclature

IV-1-1-1- Diagrammes de Tas ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2

Le diagramme des alcalins versus SiO_2 de TAS (Cox et al., 1979), adapté par Wilson en 1989 (**fig. 25**), révèle une série subalcaline, évoluant du gabbro (TM30) jusqu'à la diorite quartzique (TM38A).

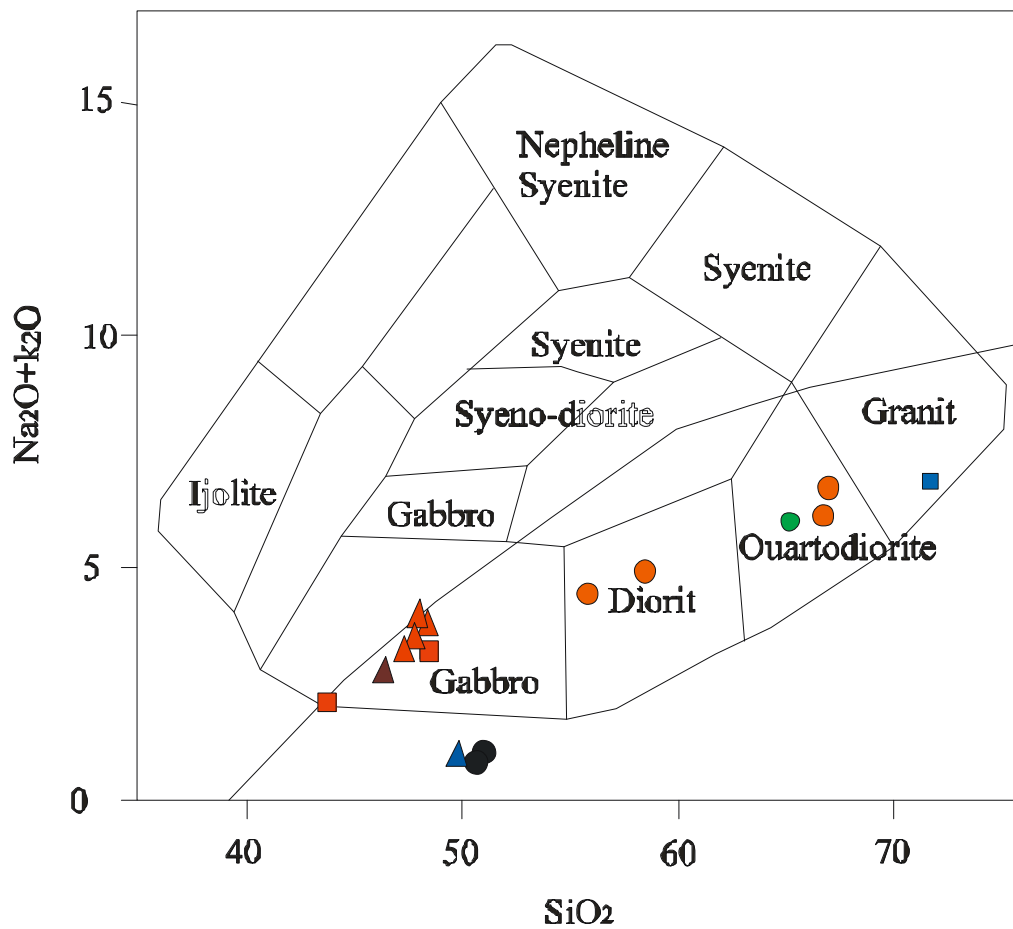


Figure 25 : Le diagramme des alcalins versus SiO₂ de TAS (Cox et al., 1979), adapté par Wilson, (1989)

- rond noir : gabbro noritique
- triangle bleu : norite gabbroïque
- carré rouge : diorite
- rond rouge : diorite quartzique
- rond vert : dacite
- triangle marron : norite (Timgaouine)
- triangle rouge : norite gabbroïque (Timgaouine)

IV-1-1-2-Le digramme K_2O vs SiO_2

La projection des analyses chimiques dans le digramme de la figure 26 (K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor, 1976), montre que les diorites quartziques (TM38A, TM40, TM41b et TM43) et la dacite (TM39), du secteur de Oued Tin Amzi, occupent le domaine de la série calco-alkaline. En outre le gabbro noritique (TM32 et TM35), la norite gabbroïque (TM30), du secteur de Oued Tin Amzi ainsi que la norite (TM51) et la norite gabbroïque (TM46, TM48, TM49 et TM50a) de Timgaouine sont projetés dans le domaine tholéiitique.

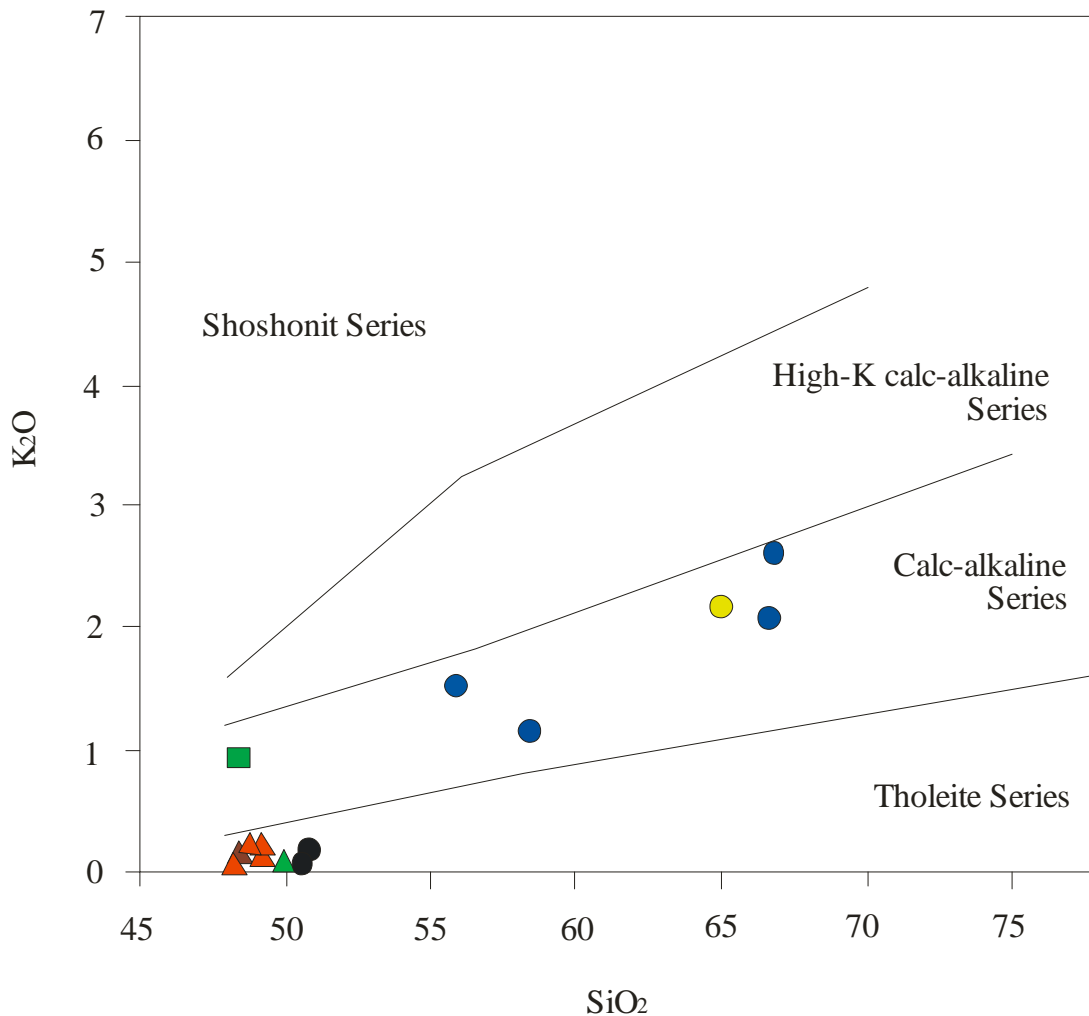


Figure 26: Le digramme K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976).

rond noir : gabbro noritique
triangle vert : norite gabbroïque
carré vert : diorite
rond bleu : diorite quartzique
rond jaune : dacite
triangle marron : norite (Timgaouine)
triangle rouge : norite gabbroïque (Timgaouine)

IV-1-1-3-Le diagramme FeO/MgO vs SiO₂

Le diagramme FeO/MgO vs SiO₂ de Miyashiro (1974) (fig 27), confirme la nature calco-alcaline des roches de Tin Amzi, dont le rapport FeO/MgO varie entre 0,9 et 3,5. Alors que les gabbros de Timgaouine sont tholéïtite, leur rapport FeO/MgO varie entre 0,8 et 1,3.

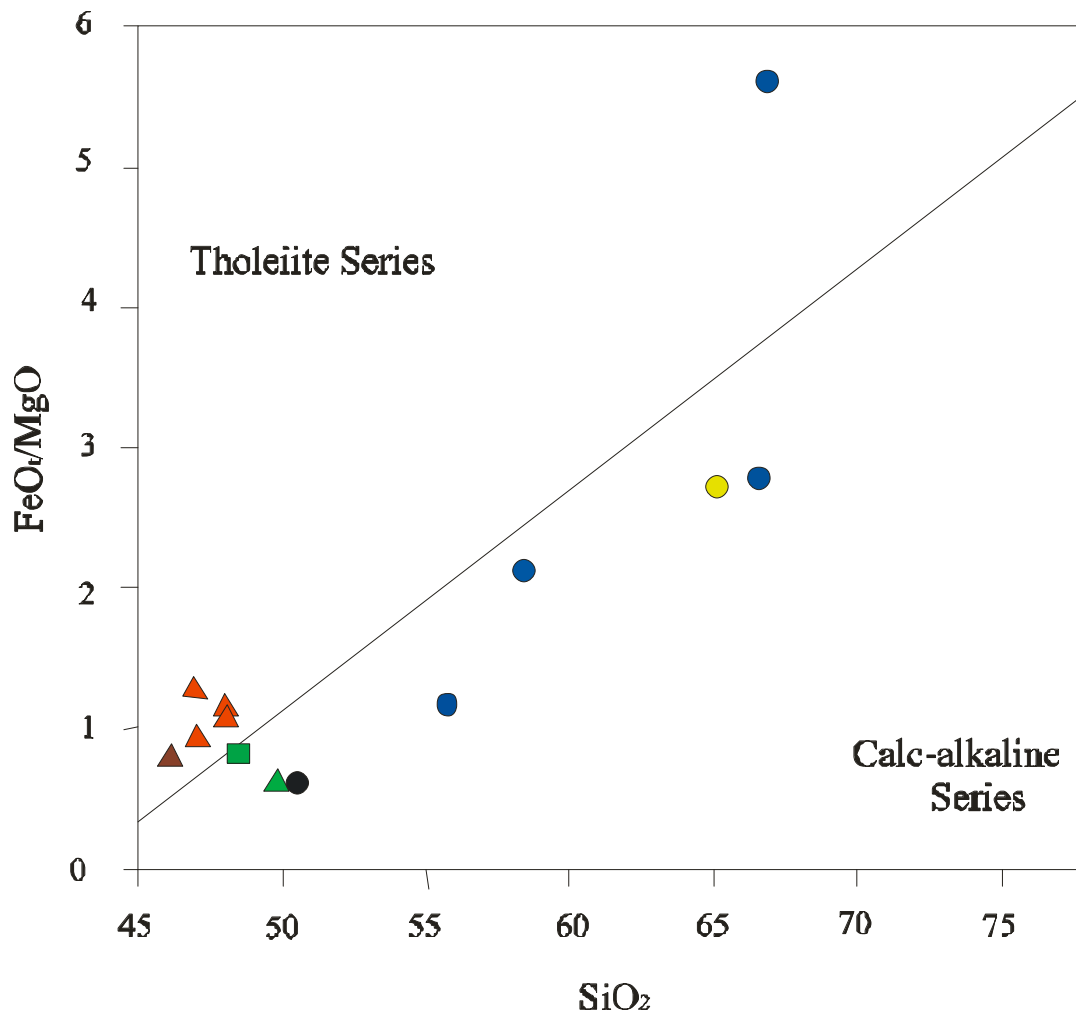


Figure 27: Le diagramme FeO/MgO vs SiO₂ de Miyachiro (1974).

rond noir : gabbro noritique
triangle vert : norite gabbroïque
carré vert : diorite
rond bleu : diorite quartzique
rond jaune : dacite
triangle marron : norite (Timgaouine)
triangle rouge : norite gabbroïque (Timgaouine)

IV-1-1-4-Diagramme (A/CNK) versus (A/NK)

Tout les roches qui constituent l'affleurement de Tin Amzi et de Timgaouine présentent un caractère métalumineux, avec des rapports A/CNK compris entre 0,6 et 1.

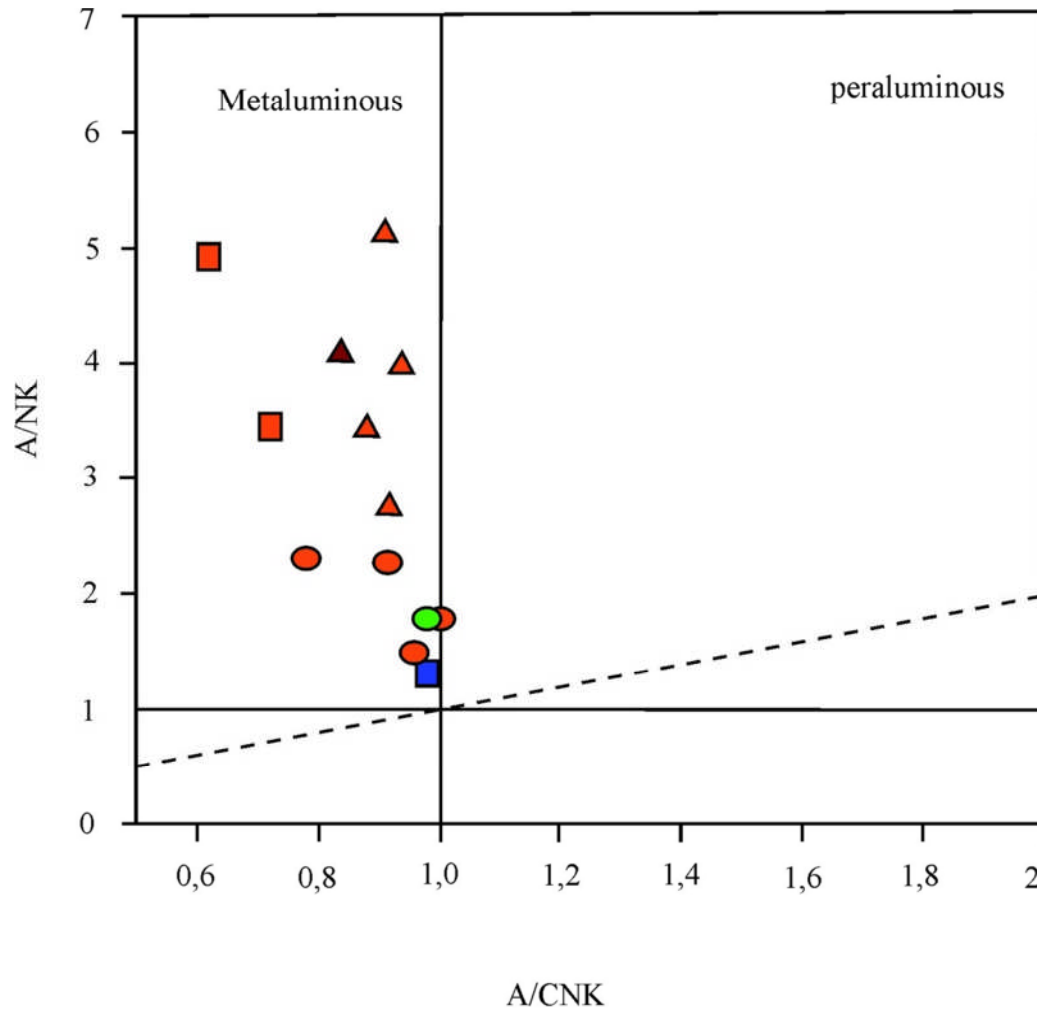


Figure 28 : position des roches dans le diagramme A/NK vs A/CNK, d'après Maniar & Piccoli (1989)

carré rouge : diorite
rond rouge : diorite quartzique
rond vert : dacite
carré bleu : encaissant
triangle rouge : norite gabbroïque de Timgaouine
triangle marron : norite de timgaouine

IV-1-2 Caractères géochimiques

L'ensemble des roches se distingue par une saturation en silice, qui varie entre 44 à 66,8%.

Les teneurs en SiO_2 dans les gabbros de Tin Amzi, sont comprises entre 49,8 et 50,6%, dans les gabbros de Timgaouine entre 46,25 et 48,8%, dans les diorites et les diorites quartzique, elles varient entre 52,7 à 66,8%.

Les concentrations de Al_2O_3 dans les gabbros de Tin Amzi sont moyennes (11,7 à 13,3%), dans les diorites et les diorites quartzique sont moyennement élevées entre 15,2 à 16,3%, en revanche, dans les gabbros de Timgaouine les teneurs sont élevées (13,9 à 20,3%), ces teneurs peuvent interpréter comme le résultat de l'abondance du plagioclase (Gill,1981).

Par contre, les teneurs du TiO_2 dans tout les roches de Tin Amzi, sont très faible et ne dépasse pas 0,8%, tandis que les gabbros de Timgaouine présentent des teneurs comprises entre (0,5 et 1,3%).

Sur les diagrammes de Haker (**fig. 29**). Le diagramme MgO vs SiO_2 , est caractérisé par une corrélation négative, les concentrations en MgO décroissent régulièrement avec l'enrichissement de la silice, dans les faciès de Tin Amzi, elles varient entre 14 et 0,8%, alors que dans les gabbros de Timgaouine elles varient entre 14,6 et 7,6%. Ce comportement traduit la cristallisation des minéraux ferromagnésiens, particulièrement l'orthopyroxène.

Le diagramme Al_2O_3 vs SiO_2 , montre que les concentrations en alumine, dans les gabbros et les diorites de Tin Amzi, décroissent de 16,7 à 11,7%, avec l'augmentation des valeurs de la silice, tandis que les gabbros de Timgaouine présentent un enrichissement en alumine de 13,9 à 20,7 % avec une faible variation de SiO_2 (46,2 à 48,7%). Cette tendance traduit ainsi la cristallisation des plagioclases.

Le diagramme Fe_2O_3 vs SiO_2 , présente très légère corrélation négative (9,3 à 9,9%) avec l'augmentation de la silice dans les gabbros et les diorites de TinAmzi, en revanche, dans les quartzo diorites, il présente une corrélation négative avec l'enrichissement de la silice il varie de 8,4 à 4,6%, dans les gabbros de Timgaouine le fer varie entre 8 et 11,5%.

Le diagramme CaO en fonction de SiO_2 , montre, dans les faciès de Tin Amzi, une corrélation négative avec l'augmentation de la silice il varie dans les gabbros, entre 13,2 et 11,3% avec des valeurs de silice de 40,8 et 50,6%, dans les diorites entre 11,8 et 10% pour des

concentrations de silice de 43,3 et 48,4%, dans les quartzo diorites entre 7 et 3,8%, pour des valeurs de silice de 55,8 et 66,6%. Dans les faciès de Timgaouine, il montre aussi une corrélation négative qui varie, entre 12.5 et 9.3%.

Les alcalins Na_2O et K_2O ont des comportements opposés que les ferro magnésien . Le Na_2O et le K_2O montrent une corrélation positive avec la silice dans les tous les roches.

Dans le digramme de Na_2O vs SiO_2 , présente, dans les faciès de Tin Amzi, des valeurs évoluent avec l'enrichissement de la silice, dans les diorites de 1,7 à 2,3%, dans les diorites quartzique de 3 à 4,1%, dans les faciès de Timgaouine de 1,4 à 2,6%.

Pour le digramme de K_2O vs SiO_2 , montre le même caractère le Na_2O , il présente une légère corrélation positive avec la silice dans les gabbros de Tin Amzi (entre 0,03 et 0,1%), une corrélation positive dans les diorites (entre 0,2 et 0,9), et entre 1,5 et 2,6% pour les diorites quartziques, dans les gabbros de Timgaouine, Les analyses de K_2O projetées, montrent une légère corrélation positive, avec des variations de 0,22 à 0,57%.

Nous avons utilisé les analyses chimiques des plutonites du complexe basique de la région de Silet, étudié par Abad en 1983, (tableau 22) et les analyses des éléments majeurs des gabbros de Laouni (Cottin et al., 1998) (tableau 23), pour établir une approche comparative avec les gabbros de notre secteur d'étude.

.Les teneurs en SiO_2 des gabbros de Tin Amzi, sont un peu élevées (entre 49,86 et 50,59%) par rapport les gabbros de Timgaouine (46.25 et 48,8%), tandis que les teneurs des gabbros de Laouni sont comprises entre 47,45 et 51,85%, et entre 44,6 et 50,69% dans les gabbros de Silet.

Les gabbros de Timgaouine sont plus alumineux que les gabbros de Tin Amzi, les gabbros de Laouni et même de Silet, ils ont des teneurs atteignent 20,7%, en revanche les gabbros de Tin Amzi montrent des teneurs ne dépassent pas 13,3%, 18,6% pour les gabbros de Silet et 17,45% pour les gabbros de Laouni.

Les concentrations de CaO montrent que les variations du calcium dans les gabbros de Laouni est beaucoup moins importante entre 11,05% et 11,68%, que dans ceux de Tin Amzi (entre 11,35et 13,27%), et de Timgaouine qui sont oscille entre 7,2 et 12,54%. Tandis que cette évolution est plus marquée dans les faciès étudiées Abad H, (1983), dans un écart compris entre 5,96 et 14,70%.

Les proportions en TiO_2 ne dépassent pas 0,4% dans les gabbros de Tin Amzi, elles varient entre 0,51 et 2,17% dans les gabbros de Timgaouine, et 0,32 à 1,33% dans les roches de Laouni, tandis que, dans les gabbros de la chaîne pharusienne entre 0,11 et 2,00%.

Les teneurs de Fe_2O_3 montrent que les variations du fer sont beaucoup moins importantes dans les gabbros de Tin Amzi (entre 9,26 et 9,96%) que dans ceux de Timgaouine qui sont comprises entre 8,17 et 12,54%, et entre 7,11 et 11,24% dans les gabbros de Laoni, en revanche dans les gabbros de Silet sont un peu importantes, elles varient entre 5,38 et 13,69.

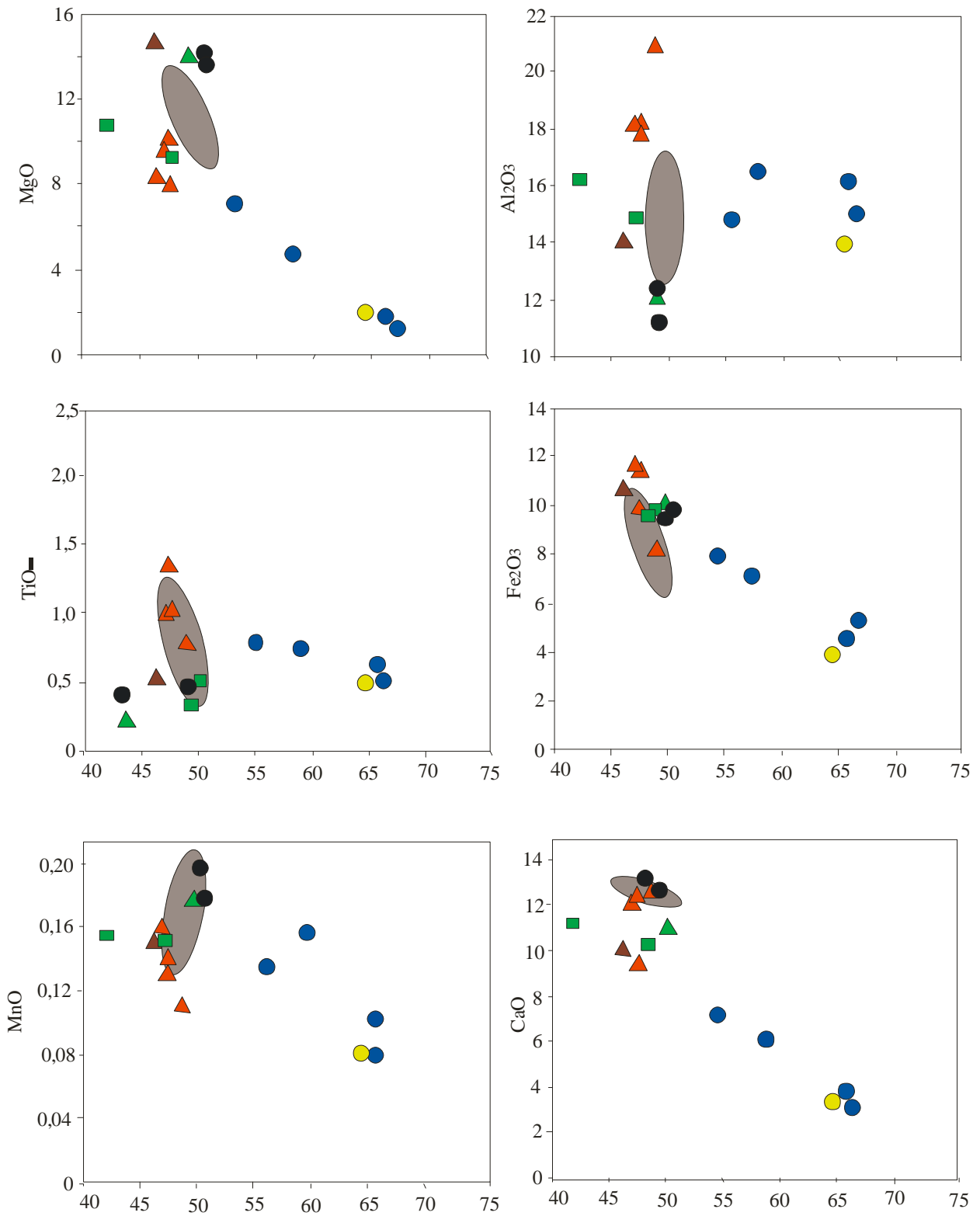


Figure 29: Diagrammes binaires de type Harker des roches

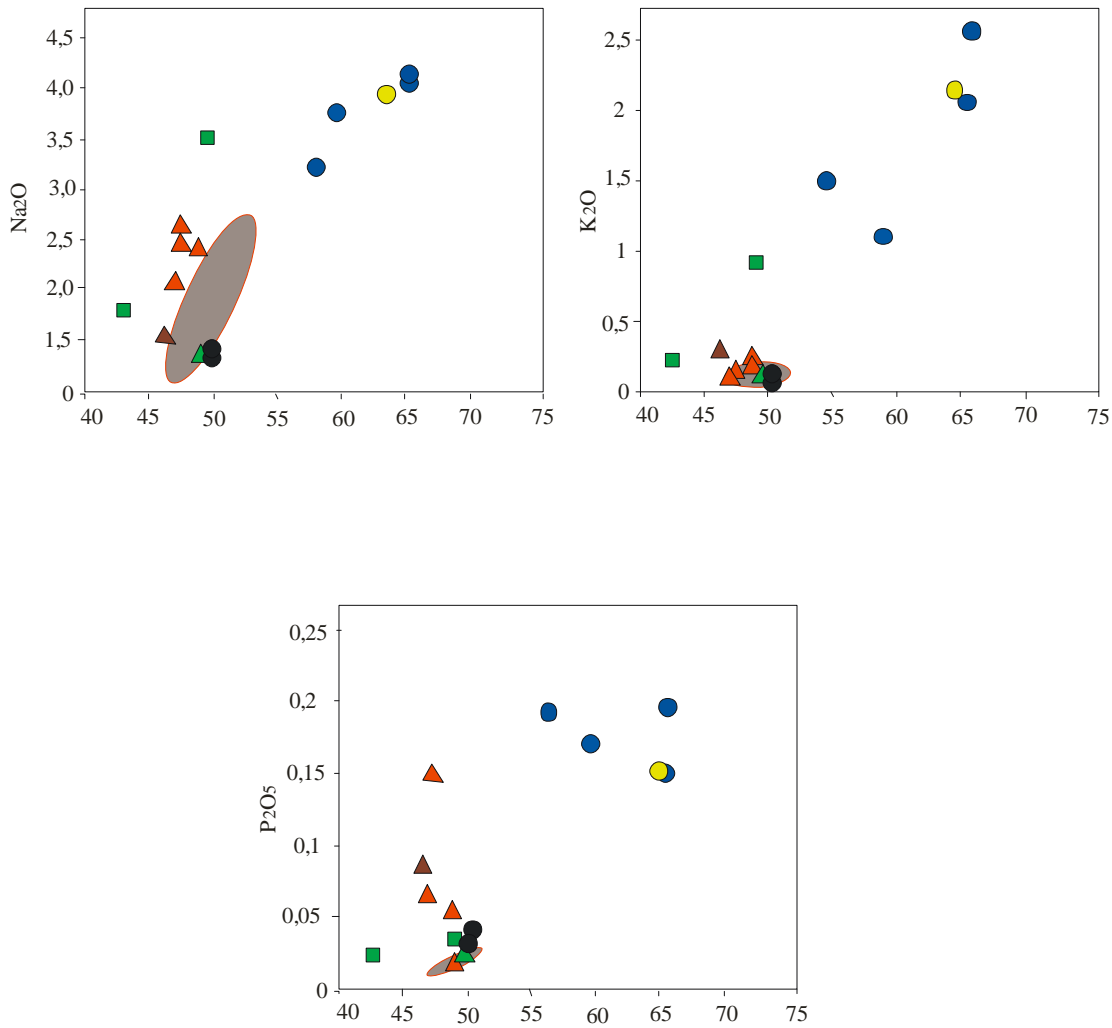


Figure 29 (suite): Diagrammes binaires de type Harker des roches.

- rond noir : gabbro noritique
- triangle vert : norite gabbroïque
- carré vert : diorite
- rond bleu: diorites quartziques
- rond jaune : dacite
- triangle marron : norite (Timgaouine)
- triangle rouge : norite gabbroïque (Timgaouine)
- nuage gris : gabbro de Laouini,(Cottin)

IV-3- Géochimie des éléments en traces

IV.3.1-Comportement des éléments traces au cours des processus magmatiques

Au cours d'un processus magmatique (fusion du manteau, cristallisation du magma), les éléments traces se répartissent entre une phase solide et une phase liquide. Ils se caractérisent donc par leur degré d'affinité vis à vis des liquides magmatiques; leurs teneurs dans les roches dépendent à la fois des teneurs initiales dans la source mantellique, et des processus magmatiques qui les ont affectés durant la cristallisation.

Au cours de ces processus, tels la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée, certains éléments se concentrent préférentiellement dans la phase liquide, et sont appauvris dans la phase solide: Parmi ceux-ci on distingue les éléments *incompatibles*, qui, en raison de leur grand rayon ionique et de leur faible charge ionique, pénètrent difficilement le réseau cristallin: les alcalins (K, Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Sr, Ba) sont incompatibles. On distingue également les éléments *hygromagmaphiles* qui entrent préférentiellement dans la phase liquide: cette catégorie regroupe le Th, U, Pb, Ta, Nb, ainsi que les terres rares légères (La, Ce).

Les éléments en traces sont utilisés pour préciser l'affinité géochimique et ils sont particulièrement intéressants dans la discrimination des séries magmatiques (Pearce et Cann, 1973). Les compositions des éléments en traces sont consignées dans le (**tableau 19**).

IV-3-2- Distribution des éléments en traces

On peut les subdiviser en deux types les éléments compatible, et les éléments incompatibles.

- les éléments compatibles dont les coefficients de distributions globaux sont largement supérieurs à 1.

- Les éléments incompatibles dont les coefficients de distributions très inférieurs à 1.

IV-3-1-a- Les éléments compatibles

Les éléments compatibles sont représentés par les éléments de la série de transition : Sc, Cr, Co, Ni et V. Seulement, Les analyses de Ni qui sont disponibles dans les faciès de Tin Amzi, leurs teneurs sont variées entre 161 et 286 ppm dans les gabbros, elles sont très faibles dans les diorites quartziques ne dépassent pas 30 ppm, montrent une diminution depuis les gabbros jusqu'au les diorites quartziques, reflétant le fractionnement précoce des pyroxènes et des oxydes.

Dans les gabbros de Timgaouine, le Ni présente des teneurs oscillées entre 44,1 et 185,3 ppm. Les teneurs de Zn sont variées entre 39,3 et 64,2 ppm. La décroissance régulière de ces éléments, au cours de la différenciation magmatique, reflétant le fractionnement précoce de pyroxène et des oxydes

IV-3-1-b- Les éléments incompatibles

Ces éléments incompatibles, appelés aussi éléments hygromagmaphiles regroupent les alcalins (Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Ba, Sr), les HFSE (High Field Strength Element) Nb, Ta, Zr, Hf, Y et le groupe des terres rares (les lanthanides).

Le rubidium (Rb) presque n'apparaît plus dans les gabbros de Tin Amzi, il présente que 3 ppm, un peu élevé entre 30 et 51 ppm dans les diorites quartziques, et des teneurs faibles pour les gabbros de Timgaouine entre 7 et 12 ppm. Le strontium (Sr) est le seul élément qui présente des variations et des teneurs un peu importantes ce qui reflète l'importance des minéraux calciques, en particulier le plagioclase. Il varie entre 229 à 254 ppm dans les gabbros de Tin Amzi, entre 226 à 443 ppm dans les diorites quartziques, et entre 595 et 738 ppm dans les gabbros de Timgaouine. Les autres éléments incompatibles présentent des teneurs très faibles.

IV-3-3- Géochimie des terres rares

Les analyses des terres rares sont reportées dans le **tableau 20**. Seuls, le gabbro noritique (Tm35), la diorite (Tm25) et la diorite quartzique (Tm41b), qui ont des teneurs complètes, pour les autres roches, les proportions des terres rares sont très fragmentaires.

D'une manière générale, tous les spectres de terres rares des faciès de Tin Amzi, qui sont normalisées aux terres rares des chondrites, (Boynton 1984) (**fig. 30**) montrent un fractionnement des terres rares légères (LREE) par rapport les terres rares lourdes (HREE), ils sont caractérisés par un enrichissement en LREE (15 à 60 fois les chondrites), ils sont marqués par de faibles concentrations en terres rares lourdes: tous les faciès présentent des valeurs à environ de 10 fois les chondrites, avec des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre (6,53 et 2,45).

Tous les spectres présentent une faible anomalie en Eu, suggère le fractionnement des plagioclases.

Du point de vue des terres rares, les faciès de Tin Amzi présentent des caractères des séries calcoalcalines

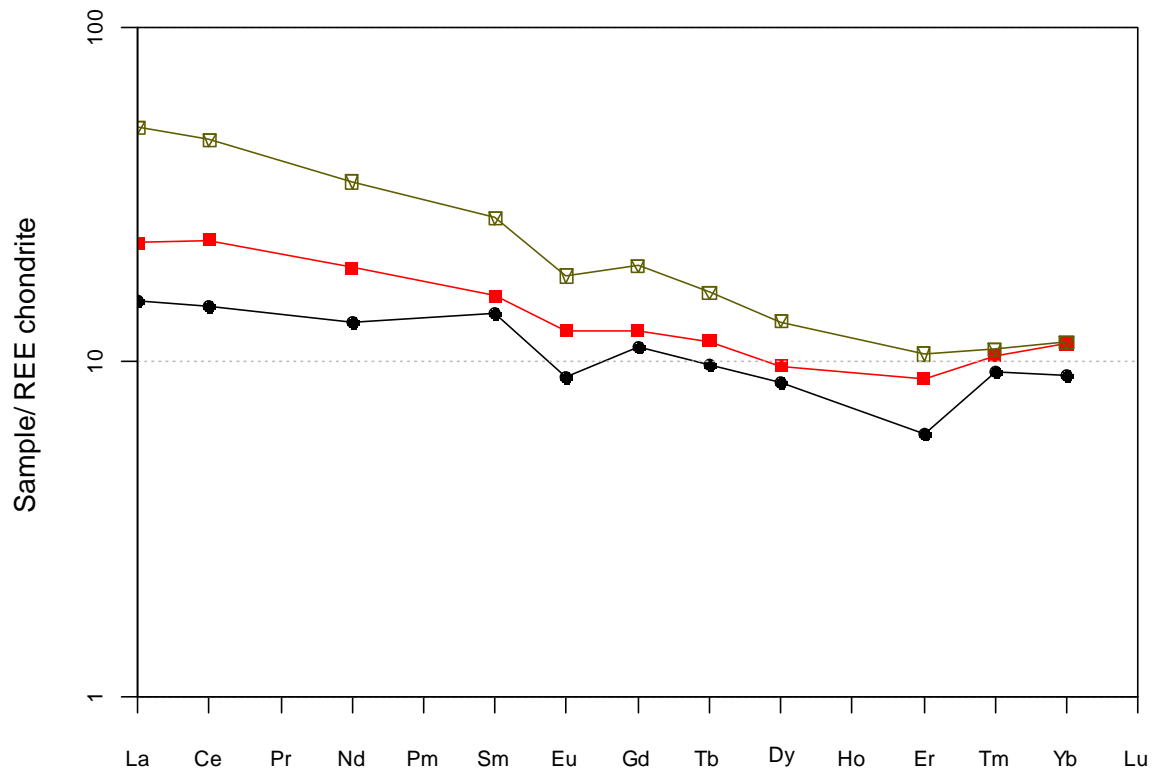


Figure 30: spectres des terres rares (des roches de Tin Amzi) de gabbro noritique, de la diorite et de la diorite quartzique. Normalisation aux terres rares des chondrites, (Boynton 1984)

rond noir : gabbro noritique
carré rouge : diorite
carré vide : diorites quartziques

IV-3-3- Les spectres multi élémentaires

Les diagrammes de terres rares élargis constituent un outil géochimique intéressant, susceptible d'apporter des contraintes à l'identification des régions sources des magmas et des phénomènes pétrogénétiques.

Les diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun et Mc Donough 1989) (fig. 31, 32 et 33), montrent un enrichissement en LILE surtout le Ba (20 à 150 fois le manteau primitif), l'allure générale de ces spectres est typique des séries orogéniques, ils montrent des anomalies négatives en Nb dans les diorites et les diorites quartziques, les anomalies négative en Nb reflète des phénomènes complexes, caractéristiques des zones de subduction et pourraient traduire une éventuelle contamination crûstale du magma originel.

Le Rb, le Ba et le K sont également des éléments *volatiles*, c'est à dire des éléments qui ont été probablement appauvris au cours de l'accrétion de la terre. Tous ces éléments sont donc sensibles à des phénomènes variés, et il semble difficile de définir pour chacun d'entre eux une valeur de normalisation reflétant la composition moyenne de la terre et les processus qui accompagnent la formation de la croûte océanique.

L'anomalie négative en Ti est interprétée par le fractionnement de phases ferro-titanés, elle est aussi typique des séries magmatiques calco-alcalines.

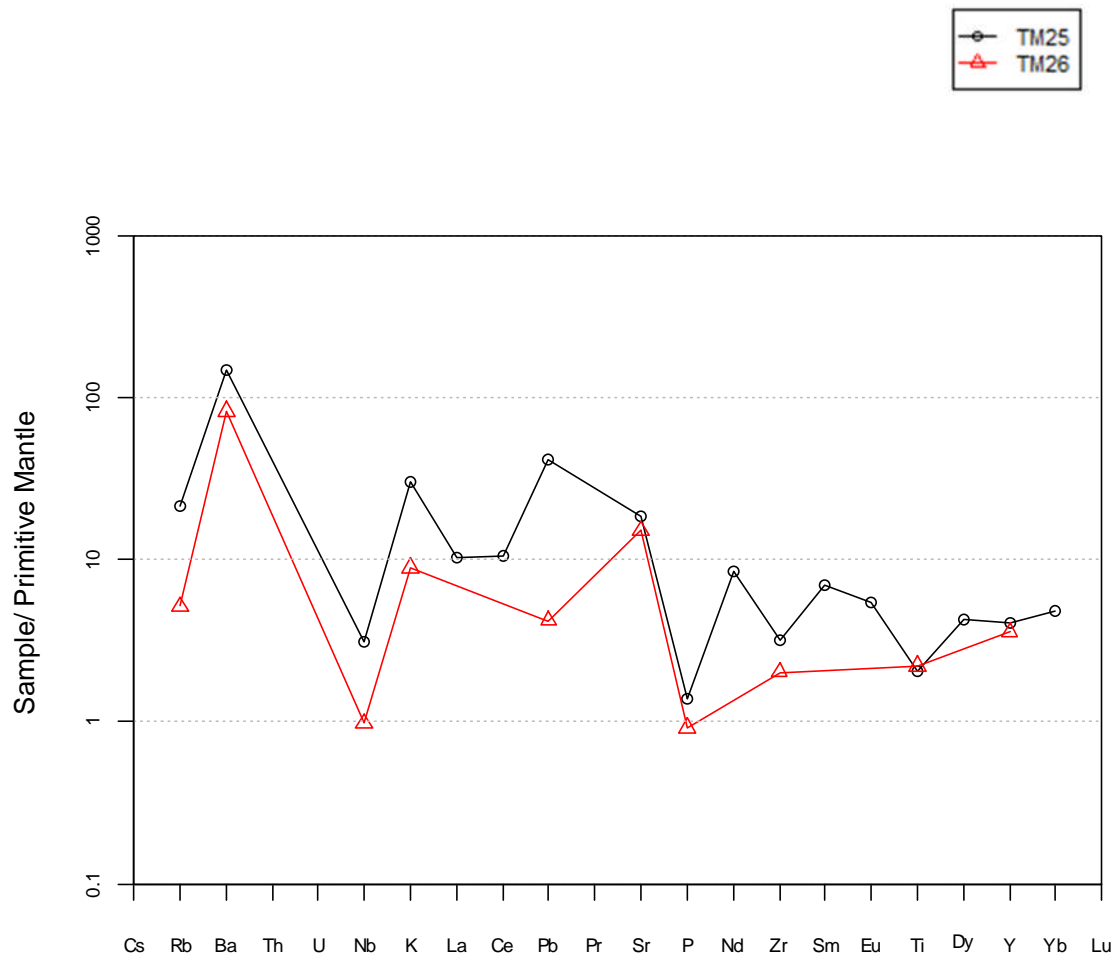


Figure 31: Les spectres multi élémentaires de diorite du secteur de oued Tin Amzi, normalisation au manteau primitif (Sun et Mc Donough 1989).

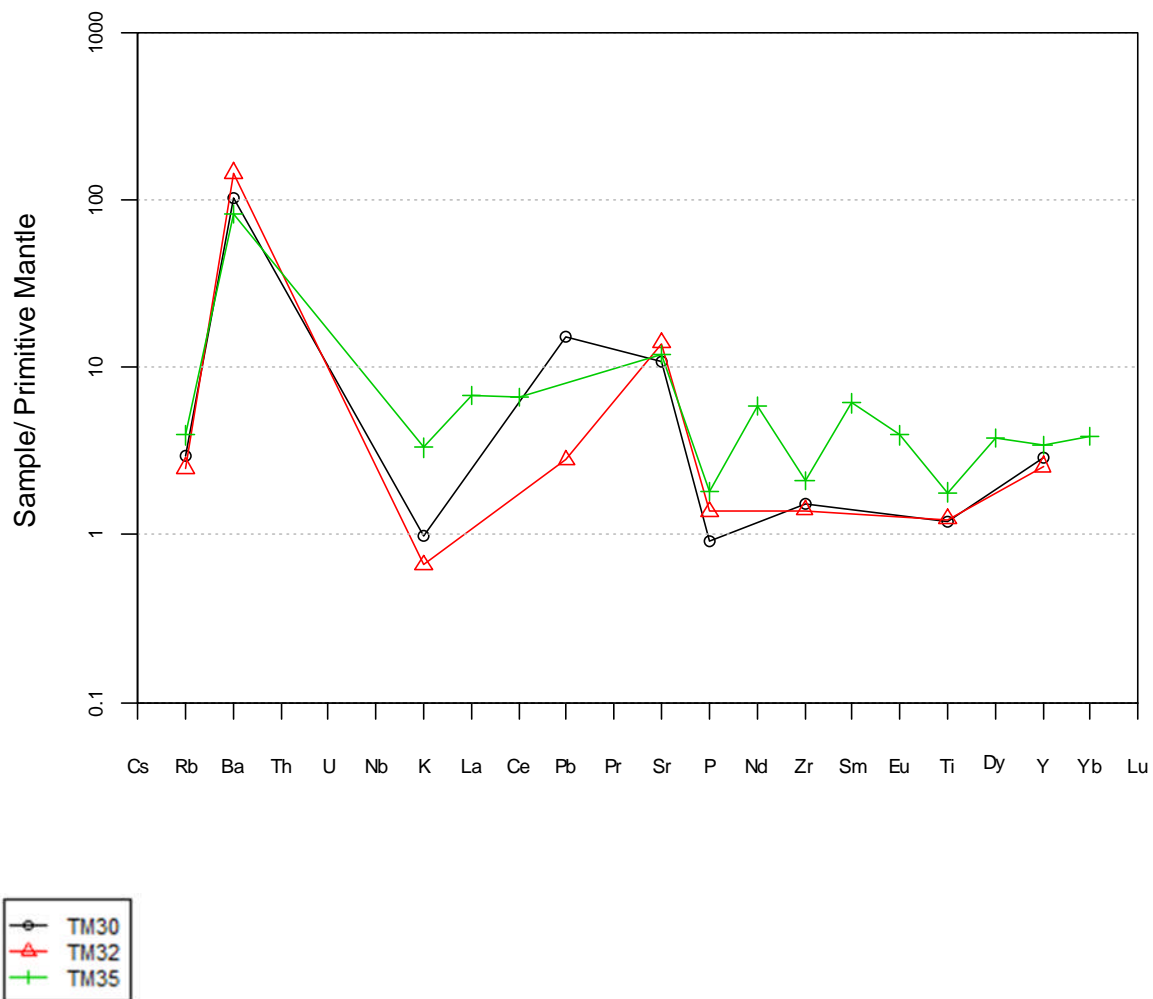


Figure 32: Les spectres multi élémentaires de norite gabbroïque du secteur de oued Tin Amzi , normalisation au manteau primitif (Sun et Mc Donough 1989).

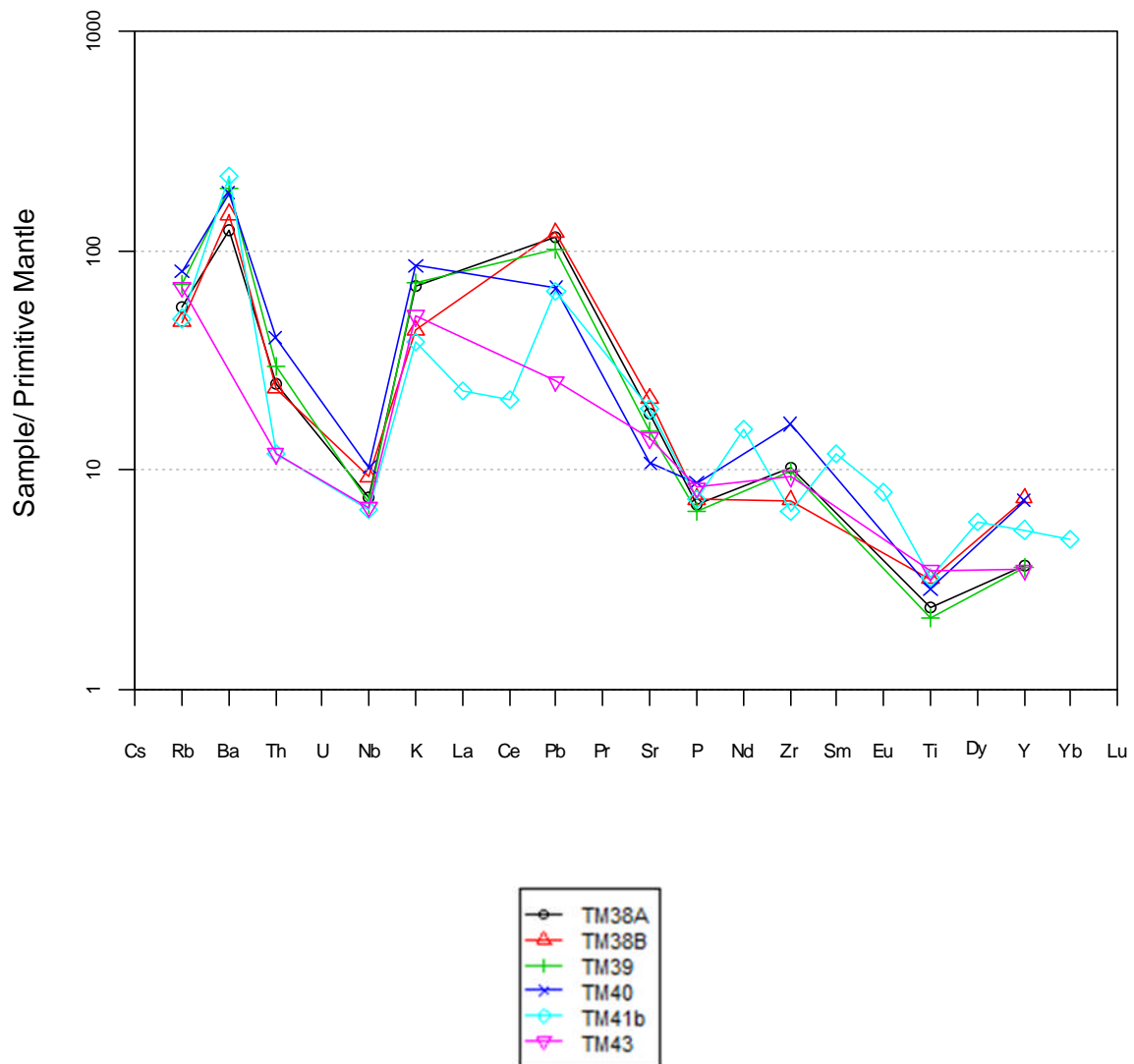


Figure 33: Les spectres multi élémentaires de diorite quartzique et de dacite (TM41b), normalisation au manteau primitif (Sun et Mc Donough 1989).

Conclusion à l'étude géochimique

Les données pétrographiques, minéralogique et chimiques indiquent que l'évolution des roches magmatiques des deux secteurs étudiés est essentiellement régie par un processus de type cristallisation fractionnée. En effet, l'étude pétrographique montre une régularité dans l'évolution minéralogique.

Le secteur de Tin Amzi est allongé (60 x 2 km), suivant une direction presque N-S, il est constitué du gabbro, diorite, dacite et diorite quartzique. Ces trois derniers faciès montrent un magmatisme calcoalcalin, alors que, les gabbros montrent un magmatisme tholéiitique. Les valeurs de silice et alumine sont évoluées depuis les gabbros jusqu'à la diorite quartique, par contre le magnésium, le calcium et le fer sont diminués.

Le secteur de Timgaouine situé dans le Hoggar central, à la limite du terrane Laouni et du terrane d'Iskel. C'est une intrusion gabbroïque qui présente une forme assez circulaire ; intrudant le monzogranite à biotite, du protérozoïque inférieur, ceci montre le caractère tardi à post orogénique de ce massif, (Cottin et Lorand ; 1990).

Les gabbros de Timgaouine montrent une tendance tholéiitique. Les valeurs de l'alumine et de sodium augmentent avec la silice, peut interpréter par la grande quantité de plagioclase qui est présenté en phénocristaux. En revanche, le fer, le magnésium et le calcium décroissent régulièrement avec l'augmentation de la silice, traduit le fractionnement du pyroxène et d'amphibole.

La projection des analyses des roches des deux massifs, dans le diagramme A/NK vs A/CNK montre que tous les roches de secteur Tin Amzi et les gabbros de Timgaouine sont métalumineuses.

Par ailleurs, les spectres élargis d'éléments en traces des roches de Tin Amzi, montrent un enrichissement en éléments incompatibles (LILE et terres rares légères) et se caractérisent également par des anomalies négatives en Ti typiques des séries calcoalcalines.

Les anomalies négatives en Nb pourraient traduire une éventuelle contamination crûstale du magma originel.

Les analyses des gabbros étudiés par Abad (1983) montrent une affinité tholéiitique alors que les troctolites étudiés par Cottin et al (1998) montre deux tendances géochimiques qui

cohabitent dans ces massifs ; les gabbros de West Laouni constituent une série tholéiitique tandis que, ceux du l'Est de Laouni sont calcoalcalin.

	<i>diorites</i>		<i>Norite Gabb</i>	<i>Gabbro Noritique</i>		<i>Diorite quartzique</i>				<i>dacite</i>
	<i>TM25</i>	<i>TM26</i>	<i>TM30</i>	<i>TM32</i>	<i>TM35</i>	<i>TM38A</i>	<i>TM40</i>	<i>TM41b</i>	<i>TM43</i>	<i>TM39</i>
<i>SiO₂</i>	48,45	43,29	49,86	50,52	50,59	66,65	66,84	58,46	55,83	65,07
<i>TiO₂</i>	0,45	0,48	0,26	0,27	0,39	0,51	0,62	0,7	0,75	0,46
<i>Al₂O₃</i>	16,73	15,47	12,35	13,32	11,7	16,02	14,35	16,68	15,2	15,54
<i>Fe₂O₃</i>	8,74	10,01	9,77	9,26	9,96	4,65	5,2	8,31	8,48	4,71
<i>MnO</i>	0,15	0,15	0,18	0,18	0,2	0,09	0,11	0,16	0,13	0,08
<i>MgO</i>	9,3	11,55	13,95	13,5	14,33	1,5	0,84	3,55	6,66	1,57
<i>CaO</i>	10,04	11,86	11,35	12,92	13,27	3,87	3,03	5,98	7,06	3,88
<i>Na₂O</i>	2,35	1,74	1,01	0,9	0,83	4,11	4,07	3,75	3,02	3,87
<i>K₂O</i>	0,91	0,27	0,03	0,02	0,1	2,06	2,58	1,15	1,52	2,15
<i>P₂O₅</i>	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,15	0,19	0,16	0,18	0,14
<i>total</i>	98,38	96,15	99,2	101,42	102,21	101,66	98,725	100,555	100,525	98,49
<i>na2o+k2o</i>	3,26	2,01	1,04	0,92	0,93	6,17	6,65	4,9	4,54	6,02
<i>éléments en traces</i>										
<i>Ni</i>	137,5	187,2	286,4	165,3	161,5	5,7	0	30,9	119,3	7
<i>Cu</i>	0	0	57,3	134,6	144,8	11,7	0	63,9	3,4	1
<i>Zn</i>	56,2	55,8	57,6	56,6	48,8	51,5	52,9	105,1	53,7	52,1
<i>Ga</i>	17,4	15	12,1	11,9	11,8	15,7	15,5	18,2	16	16,6
<i>Rb</i>	13,6	3,3	1,9	1,6	2,5	35,3	51	31,1	43,1	44,3
<i>Sr</i>	391,5	322	229,6	295,6	253,8	383,9	226,1	398,7	294,8	318,4
<i>Y</i>	18,8	16,3	13,3	11,7	15,6	16,7	33	24,2	15,9	16,2
<i>Zr</i>	35,8	22,7	17	15,7	23,7	115	181	72	104,1	110,9
<i>Nb</i>	2,2	0,7	0	0	0	5,3	7,3	4,7	4,8	5
<i>Pb</i>	3	0,3	1,1	0,2	0	8,1	4,8	4,6	1,8	7,2
<i>Sn</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Th</i>	0	0	0	0	0	2,1	3,4	1	1	2,5
<i>U</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 19: Teneurs des éléments majeurs et en traces des roches de Tin Amzi.

	diorite	Gabbros noritiques	dacite
	Tm25	Tm35	Tm41b
Ce	18.73	11.89	37.31
Dy	3.13	2.79	4.25
Er	1.87	1.28	2.21
Eu	0.911	0.66	1.33
Gd	3.21	2.87	5.03
La	7.03	4.70	15.62
Nd	11.47	7.94	20.76
Sm	3.07	2.72	5.26
Tb	0.55	0.467	0.76
Tm	0.34	0.30	0.35
Y	17.54	14.50	21.78
Yb	2.37	1.91	2.39

Tableau 20: Teneurs des terres rares des roches de Tin Amzi.

Ech	Norite	Norite gabbroïque			
	TM 51	TM 46	Tm 48	TM 49	TM 50a
SiO ₂	46.25	47.51	48.79	47.01	47.51
TiO ₂	0.51	1.33	0.77	0.99	1,01
Al ₂ O ₃	13.93	17.95	20.73	17.98	17.61
Fe ₂ O ₃	10.54	11.37	8.17	11.55	9.84
MnO	0.15	0.13	0.11	0.16	0.14
MgO	14.6	7.92	7.6	9.51	10.01
CaO	10.14	12.32	12.54	11.96	9.35
Na ₂ O	1.55	2.63	2.41	2.06	2.45
K ₂ O	0.29	0.22	0.37	0.14	0.57
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.1	0.06	0.15
total	98.98	101.66	101.94	101.59	99.50

Tableau 21: teneurs des éléments majeurs des gabbros de Timgaouine.

	Meta gabbro Sub-doléritique		Gabbro à amphibole			Gabbro sub-doléritique			Meta gabbro		
	TM271	AD319	Tamtek			Tin-dahar			Tin-Rh'allès		
			333	334	335	274	201	204	252	251	244
SiO ₂	49.8	48.11	49.13	46.52	44.60	50.69	49.36	49.94	46.97	48.68	48.09
TiO ₂	0.5	0.32	1.42	1.34	1.93	2.00	1.26	0.80	0.11	0.15	0.12
Al ₂ O ₃	11.61	18.02	18.57	17.23	17.50	14.31	15.65	18.63	17.02	16.03	13.05
Fe ₂ O ₃	10.83	5.38	9.46	12.29	13.69	11.98	7.59	9.42	8.49	5.50	5.078
MnO	0.17	0.04	0.10	0.19	0.17	0.21	0.14	0.19	0.10	0.16	0.08
MgO	11.76	9.95	4.15	6.09	6.23	4.04	7.31	4.27	10.31	13.02	15.75
CaO	11.14	9.37	9.29	8.59	8.90	7.37	5.96	8.69	12.03	11.23	14.70
Na ₂ O	1.86	3.98	3.85	3.06	3.01	4.12	3.90	3.87	2.31	2.05	1.32
K ₂ O	0.5	0.20	1.61	1.15	1.40	2.21	1.30	2.01	0.25	0.68	0.12
P ₂ O ₅	1.6	3.40	2.23	2.12	2.05	1.58	7.49	1.87	2.13	2.54	2.70
total	99.97	99.05	99.89	90.60	99.57	99.31	99.72	99.69	99.84	100.1	99.68

Tableau 22 : Analyses chimiques des plutonites non cumulative de complexe basique de la chaîne pharusienne (Silet) étudié par Abad, (1983).

	WL	WL	EL	EL 669
	Troctolitic	Noritic 2H	Troctolitic	Troctolitic 2H
SiO ₂	48	47.7	51.85	47.45
TiO ₂	1.33	0.32	0.47	0.4
Al ₂ O ₃	16.32	13.63	16.5	17.45
Fe ₂ O ₃	11.24	8.96	7.11	7.84
MnO	0.17	0.19	0.14	0.13
MgO	9.03	13.93	9.01	10.2
CaO	11.58	11.58	11.05	11.68
Na ₂ O	1.35	1.2	2.76	2.05
K ₂ O	0.05	0.06	0.32	0.04
P ₂ O ₅	0.27	0.16		0.02
Total	99.34	97.75	99.21	97.26

Tableau 23 : tableau récapitulatif les éléments majeurs des gabbros de Laouni étudiés par Cottin et al, (1998).

V-conclusions générales et discussion

Le secteur de oued Tin Amzi est situé dans le Hoggar central, au Nord-Ouest du terrane de Laouni à la limite de terrane d'Iskel. Il forme une bande allongée d'environ de 60 km de long, sur 2 km de large, suivant une orientation presque septentrionale, encaissées dans des métasédiments indifférenciés. Les coupes réalisées dans ce secteur ont révélées : i) une évolution gabbroïque allant de norite gabbroïque au gabbro noritique recoupée par des diorites, ii) un stock quartzodioritique recoupé par une venue dacitique.

Les norites gabbroïques et les gabbros noritiques présentent une texture grenue et microgrenue porphyroïde marqué par la présence des phénocristaux du plagioclase, ils ont la même association minérale qui comprend la magnétite, la titanomagnétite, sulfure, le plagioclase et l'orthopyroxène comme phase précoce, le clinopyroxène, le plagioclase et la titanomagnétite comme phase tardive.

La diorite apparaît piéger entre les gabbros précédents, elle montre une texture grenue à gros cristaux, minéralogiquement, elle est composé de l'amphibole, de plagioclase et des oxydes d'opagues.

La diorite quartzique occupe les bordures du massif, macroscopiquement, elle est riche en enclave, microscopiquement, elle présente une texture microgrenue à grenue, constituée par le plagioclase, l'amphibole, le quartz et les oxydes d'opagues.

Les dacites présentent un aspect différent, elles montrent une texture felsitique, elles sont formées par des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole, de quartz et des grains de minéraux opaques, tous baignent dans une mésostase recristallisé en microcristaux de plagioclase et quartz.

Le deuxième secteur étudié est situé au NE de la montagne de Timgaouine à la limite des terranes Laouni-Iskel. C'est une intrusion gabbroïque mise en place dans les monzogranites à biotite du protérozoïque inférieur. Elle constituée par des norites, affleurant essentiellement dans la partie orientale du massif, et des norites gabbroïques. Ce complexe magmatique est recoupé par deux filons : i) une dolérite et ii) une syénite.

La norite apparaît uniquement dans la partie Est du massif, elle présente une texture grenue, elle est composée par le plagioclase, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, l'amphibole, la biotite, la magnétite et des sulfures.

La norite gabbroïque est le faciès le plus important dans l'affleurement, elle présente une texture grenue, elle présente la même paragenèse de la norite, elle est composée par le plagioclase, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, l'amphibole, la biotite, la magnétite et la titanomagnétite.

L'étude chimique des minéraux a permis la caractérisation pétrologique des roches et les estimations des conditions de cristallisation. Dans le cas de notre étude, les analyses disponibles sont du pyroxène des gabbros noritiques et d'amphibole des diorites de la région de Tin Amzi.

Le pyroxène montre des compositions qui varient du diopside jusqu'à la clinoenstatite, il montre des teneurs faibles en alumine, en titane et en alcalins, des teneurs moyennes en magnésium, des teneurs élevées en calcium, les gabbros noritiques apparaissent subalcalin.

L'amphibole appartient au groupe des amphiboles calcique, elle s'agit d'amphibole de type magnésio-hornblende et de Tschermakite, traduisant donc une composition magnétique avec $(Mg/Mg + Fe) > 0,50$.

Dans les diorites, l'amphibole a pu permettre d'estimer les conditions thermodynamiques régissant la cristallisation d'un magma. Les résultats thermobarométriques indiquent des températures assez modérées comprises entre 725 et 800°C et des pressions comprises entre 4,6 et 5,1 kbar, soit des profondeurs ne dépassant pas les 15 km.

L'étude chimique des roches présente les caractères géochimiques des roches étudiées, ils montrent un magmatisme de nature calco-alcalin (diorite, diorite quartzique et dacite) associé à un magmatisme tholéïitique (les gabbros) dans le secteur de Oued Tin Amzi. En revanche dans le secteur de Timgaouine le magmatisme est tholéïitique.

L'ensemble des roches du secteur de oued Tin Amzi et de Timgaouine montrent une tendance métalumineuse.

Par ailleurs, les spectres des terres rares, montrent un parallélisme dans le fractionnement des différents faciès du massif de Tin Amzi. Ils présentent une pente soulignant un enrichissement en éléments incompatibles, avec une faible anomalie en europium.

Les anomalies négatives en Ti typiques des séries calcoalcalines. Les anomalies négatives en Nb pourraient traduire une éventuelle contamination crustale du magma primitif.

Les analyses des gabbros étudiés par Abad (1983) montrent une affinité tholéiitique alors que les troctolites étudiés par Cottin et al (1998) montre deux tendances géochimiques qui cohabitent dans ces massifs ; les gabbros de West Laouni constituent une série tholéiitique tandis que, ceux du l'Est de Laouni sont calcoalcalin. Cette cohabitation de deux séries magmatiques chimiquement différentes est semblable au comportement du magmatisme du secteur de Oued Tin Amzi.

L'utilisation de digramme de (Th, Zr/117, Nb/16) adopté comme un marqueur des contextes géotectonique (Wood 1980), il montre que les quartzodiorites et les dacites sont situées dans le domaine des basaltes calcoalcalins (fig. 34).

Dans diagramme de Mullen (1983), les gabbros et les diorites sont projetés dans le champ du domaine collisionnel des boninites (fig. 35).

Les projections des analyses chimiques dans les deux diagrammes montrent que le magma de ces secteurs s'est mis en place dans un contexte collisionnel. Ce contexte est traduit par le rapprochement des deux terrane Laouni et Iskel l'évolution géodynamique dans cette région a conduit à une subduction de la lithosphère d'Iskel sous la lithosphère Laouni. (Fig. 36). Ce phénomène est responsable de la mise en place de cet important stock magmatique dans la région.

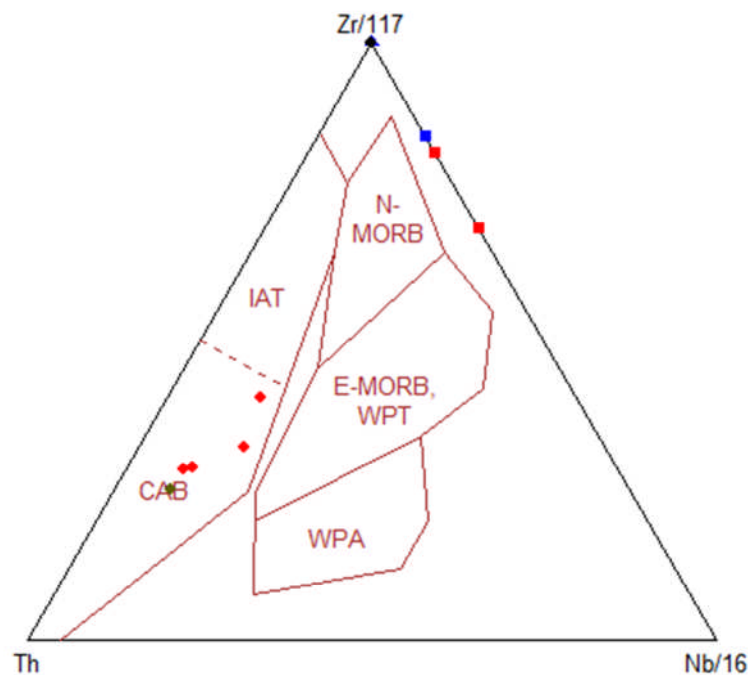


Figure 34 :digramme de (Th, Zr/117, Nb/16) adopté par Wood (1980)

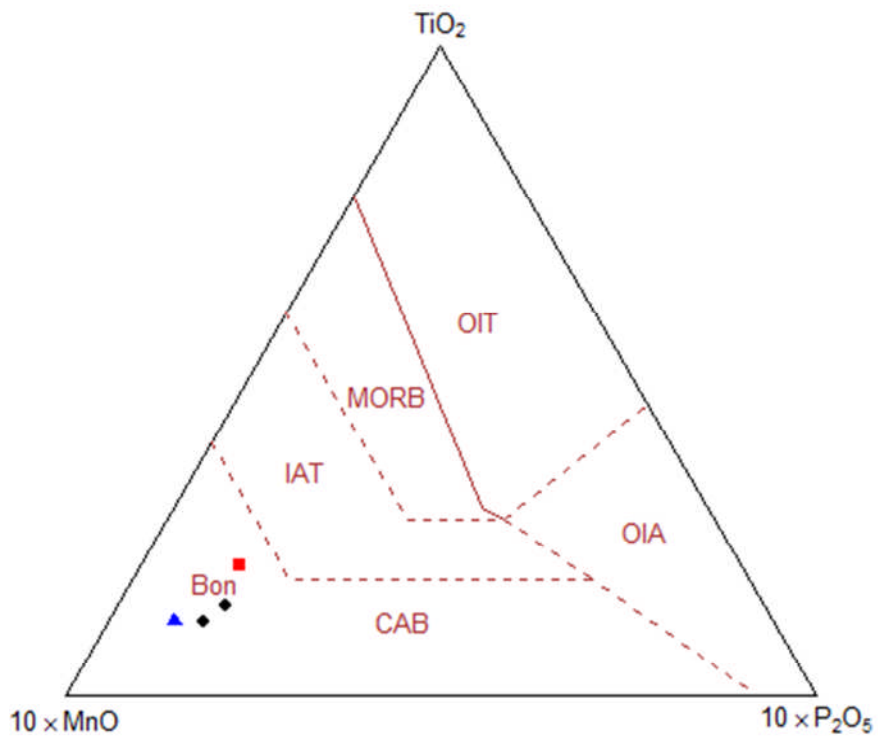


Figure 35 :diagramme de Mullen (1983)

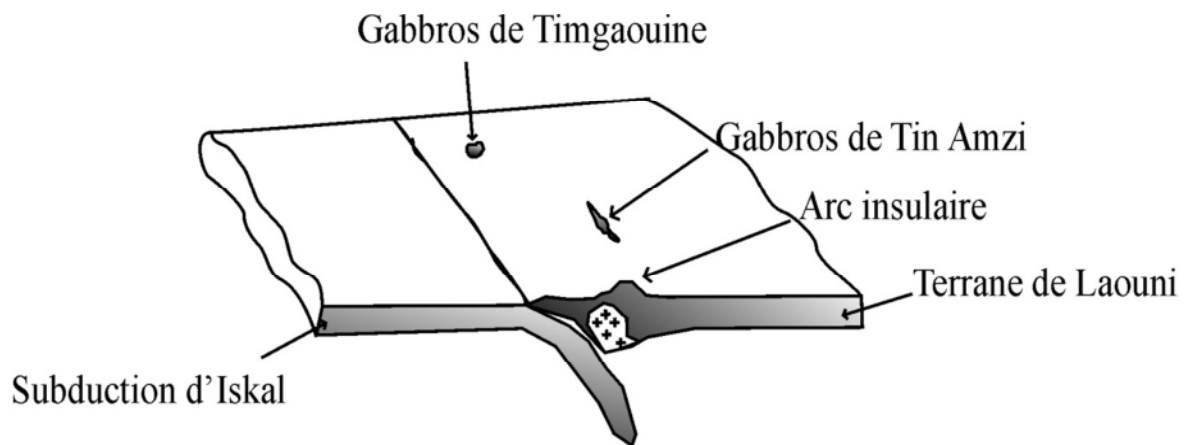


Figure 36 : modèle proposé de la mise en place des gabbros de oued Tin Amzi et de Timgaouine.

Références bibliographiques

Abad H – complexes basiques et ultrabasiques de la chaîne pharusienne, «Hoggar occidental». *thèse de doctorat troisième cycle. Université de Nancy, 1983.*

Abdallah, N., Liégeois, J.P., DE Waele, B.; Fezaa, N. et Ouabadi, A. 2007. The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U-Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences. 49: 153-178*

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

ALLÈGRE, C.J. et CABY, R. 1972. Chronologie absolue du Précambrien de l’Ahhagar occidental. C.R. Acad. Sci. Paris, D 275 : 2095-2098.

Amirache A (1991) – analyse factorielle en composantes principales des tendances géochimiques des granites alumineux de la région de Tamanrasset et de Laouni (Hoggar central, Algérie). *Mem. Ing. Etat, U.S.T.H.B, Alger, 100p.*

Azzouni-Sekkal A. (1989) : Pétrologie et géochimie des granites de type “ Taourirt “ : un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques au Pan-africain (Hoggar–Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB Alger, 441 p.*

Azzouni-Sekkal A. et Boissonnas J. (1993) : Une province magmatique de transition du calco-alcalin à l'alcalin: les granitoïdes pan-africains à structure annulaire de la chaîne pharusienne du Hoggar (Algérie). *Bull.Soc.Geol.France, 164: 597-608.*

Barrière M. 1977 – Le complexe de ploumanac’h, massif Armoricain. Essai sur la mise en place et l’évolution pétrologique d’une association plutonique sub-alcalin. *Thèse Etat, université Brest, Brest, 291 p.*

Beckinsale R D. 1979 – granite magmatism in the tin belt of south-east Asia. In Atherton et Tarney (Ed), origine of granite batholiths. *Géochimical evidence, Shiva, 148 p.*

Bellon H. (1976) - Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique; implications géodynamiques. *Thèse Univ. Paris XI. Orsay, 363p.*

Bendaoued , A (2008) - pétrologie et géochimie des séries basiques et ultrabasiques précambrienne de l’In Ouzzal et du Hoggar central et leur relation avec l’encaissant.

Bertrand, J.M.L. 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambrien de l'Aleksod (Hoggar central). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Montpellier - France.*

Bertrand, J.M.L., Caby, R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: A new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara) *Journal Geologische Rundschau* Volume 67, Issue 2, pp 357-388 Cover

Bertrand, J.M.L. et Lassere, M. 1976. Geodynamic evolution of the panafrican orogenic belt :A new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundschau*, 67: 357-388.

Bertrand, J.M. L., Caby, R., Ducroit, J., Lancelot, et Saadallah, A., 1978. The late pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria) : Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield, *Precambrian Research* 7 : 349-376.

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

Bessoles, B. (1977). Géologie de l'Afrique: Le craton ouest africain. Paris: B.R.G.M.. Chicago (Author-Date, 15th ed.).

Black, J.P, 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special publication, 30: 381-401.

Black, B. Latouche, J.L. Liégeois, J.P. Caby, R. Bertrand,, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Journal of Geology.*, 22:641-644. **Boissonas J (1973)** – les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africain en Ahhagar (Sahara –Central, Algérie). *Mém. CRZA-CNRS, sér. géol.* ° 16, 662 p.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, B., Ferrag, S., (1998) – Alkali-calcic and aluminous post-orogenic (po) granitoid magmatism: petrologic constraint and geodynamic settings. *Lithos* :45-70.

Briedj, M. 1996. Etude géologique de la région de Tahifet (Hoggar central, Algérie). Implications géodynamiques. Thèse Université de Nancy I- France.

Bouillin J P. 1983 – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phis.* **23**, p 101-116.

- Boullier A M; (1991)** – the panafrican TranSaharan belt in the Hoggar Shield (Algeria,Mali,Niger); a review.In; Dallmeyer,R.D.,Lecorche,J.P.(Eds),The West African Oranges and Circum Atlantic Correlatives.*Springer Verlag, Berlin,pp.85-105.*
- Caby, R. 1968.** Une zone de décrochement à l'échelle de l'Afrique dans le précambrien de l'Ahaggar occidental. Bull. Soc. Geol. Fr., 577-587.
- Caby (1970)** – la chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) sa place dans l'orogénèse du précambrien supérieur en Afrique. Thèse Sci., Montpellier, 1 vol., 336p.
- Caby R. (1982).** Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans les segments pan-african du Hoggar central (Algérie), Bull. Soc. Géol. France, (7), t XXIV, n°4, pp.677-684.
- Chikhaoui , M (1981)** – les roches volcaniques du protérozoïque supérieur de la chaîne panafricain (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas).*thèse . Doc. Etat. Univ, Montpellier, 183p.*
- Clifford, T N (1970).** The structural framework of Africa. In: African Magmatism and Tectonics. Oliver and Boyd, 1-26.
- Cottin J Y., Lorand J P., Agrinier P., Bodinier J L., Liégeois J P. 1998** – Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional tholeiitic variably contaminated by continental crust. *Lithos 45, 197-222.*
- Cottin J.Y. , Lorand J P , Agrinier P, Bodinier J L, Liégeois J P., 1998** – Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions pan-african belt.
- England P.C et Thompson A.B. (1986)** : Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In : Coward M.P. and Ries A. (Eds). Collision. Tectonics. Geol. Soc. London Spe.Publ.,19 : 83-94.
- Fezaa, N., Ouabadi, A., Liégeois. J.P., Abdallah, N., DE Waele, B. et Bruguier, O. 2006.** Le terrane de Djanet : Géochronologie et Géochimie de ses granites et sédiments ; lien avec le métacraton Saharien. 4th International Geological Correlation Program (IGCP 485). 2-4 Decembre. Alger-Tamanrasset.
- Fezaa., N. 2002.** Géochimie (Majeurs, Traces et Isotopes) et géochronologie des granitoïdes Panafricains de l'In Ouzal (Hoggar occidental, Algérie).Thèse de Magister, USTHB - Bab Ezzouar, Alger.
- Fezaa, N., Abdallah, N., Ouabadi, A., Laouar, R. 2002.** Géochimie isotopique (Sr, Nd et O) et géochronologie des granitoïdes panafricains de l'In Ouzal (Hoggar occidental- Algérie). 1er Colloque de Géologie des Gisements, Département Gisements Miniers et Pétroliers/ Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie, Boumerdes, 20-21 Janvier 2002.
- Gill J B. 1981** – Orogenic andesites and plate tectonics. In : Minerals and Rocks, 16, Heidelberg (Ed). New-york, 390 p.
- Girod, M. 1971.** Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Mém. CRZA, Sér. Géol., ed. CNRS, Paris, 12 : 155 p.

Gravelle (1969) – recherches sur la géologie de socle précambrien de l’Ahhagar Centro-occidental dans la région de Si let-Tibéhaouine. Thèse. Etat. Univ. Paris, 298p.

Grolier, J. 1961. Le granite Orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central). B.S.G.F., 7 : 174-181.

Haddoum (1984) – evolution of the Précambrian In-Ouzzal block (Central, Sahara. Algeria). Précambrien. Res, 65, pp, 155-166

Haddoum,H.,(1992) – Etude structural des terrains archéens du mole In Ouzzal (Hoggar occidental,Algérie).*Thèse Doct.Etat,USTHB Algérie.*

Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminium in hornblend : an empirical igneous geobarometer. American. Mineralogist. 71: 1297-1313.

Harris N.B.W, Pearce J.A et Tindle A.G (1986) – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Shackleton, R.M., Ries, A.C. et Coward M.P. (Eds), Collision tectonics. G.

Hirdes et al., 1992; Geochronology and crustal evolution of early Proterozoic granite-greenstone terrains in Ghana/West Africa. Int. Conf. ... and Geol. Soc, Ghana (1988), pp. 43–45 Abstracts. Copyright © 1992 Published by Elsevier BV.

Hirdes, W. DW Davis, G Lüdtke, G Konan - Precambrian Research, 1996. La limite Archéen/Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (**Côte-d'Ivoire**).

Hollister, L.S., Grissom, G., C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V., B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblend with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72: 231-239.

Kennedy W.Q (1964) – the structural differentiation of Africa in the panafricain (about 500 m.v.). *Tectonic épisode. Ann. Rep. Institue. Afr. Géol. Univ. Leeds, 8, 48.*

Kesraoui M (2005) – Nature et évolutions comparées de granits à métaux rares dans le Hoggar Central (Algérie) à travers la pétrographie, la cristallogénie des micas et des minéraux à Ta, Nb,Sn,W. Et la Géochimie. *Thèse.Doct.d'état.U.S.T.H.B.p 201.*

Koudjil S et Sarir H (2012) – étude pétrographique des gabbros de Timgaouine (Hoggar central, Algérie).*Mém, Ing. Univ, Oran.35p.*

Irvine T N., Baragar W R A. 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523-548.

Lameyre J. et Bowden P. (1982) – Classification of plutonic rocks : discrimination of various granitic series by their modal composition. J. Volcanol. Geotherm. Res.,14 : 169-186.

Latouche, L. et Vidal, P. 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gour-Oumellalen (Nord –Est de l’Ahaggar, Algérie) : Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. Bull. Soc. Géol. Fr. t. XVI (n°2), 7 : 195-203.

Latouche (1978) – le précambrien de la région des Gour Oumelalen. Thèse . Doct. d’état, Univ.Paris VII ,255 p.

Leake, B.E., 1968. A catalog of analysed and associated minerals. Geological. Society of America.

Leake B.E. (1978), Nomenclature of amphiboles, American Mineralogist , vol.63, n°11-12; pp. 1023-1052

Leake B.E. (1978), Nomenclature of Amphiboles, Can. Mineral., 16, pp. 501-520

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

Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A. et Zanettin B. (1986). A. chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, pp. 745-750.

Lelurbe M (1952) – l’antécambrien de l’Ahaggar (Sahara centra), *Monographies régionales 1^{ère} série : Algérie N°6*.

Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalisation. *Lithos* 45: 1-28.

Liégeois J P., Latouche L., Boughrara M., Naver J., et Black, R. 2000. Pan African collision, collapse an escape tectonics in the Tuareg Shield with the East Saharan Ghost Craton and the African Craton. *J. Afri.Eart. Sci., Special Abstracts Issue. 30*: 813-818.

Liégeois J P., Latouche L., Boughrara M., Naver J., Guiraud M. 2003 – The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg sheild, Algeria) : behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*.

Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R. et Bonin, B. 2005. The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In FOULGER, G.R., J.H. NATLAND, D.C.PRESNALL & D.L. ANDERSON (Eds), *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America Special Paper. 388:379-400.

Loumi K and Mahdjoub Y, 2008. Detachment fault- related deformation of the Tin Amzi granite (Hoggar central-Algeria). Third International geomodeling conference. Firenze. Italy.

Middlemost E A K. 1994 – Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review* 37, 215-224.

Moulahoum O (1988) – Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrologique des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). *Phd Thèse, université Nancy I. 145 p.*

Mullen (1983)- MnO/TiO₂/P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 53-62.

Nachida A 2008 Géochimie et Géochronologie des intrusions magmatiques panafricaines du terrane Egéré-Aleksod : exemple des massifs granitiques de l'Ounane, Tihoudaine et Tisselliline (Hoggar central, Algérie).

Nakamura N. 1974 – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 38, 757-775.

Ouzegane, K., Bendaoud A., Kienast J R., Touret J L R. 2001 – Pressure-temperature-fluid evolution in the Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria). *Journal of Geology* 109, 247-263.

Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud A., Drareni, A., 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Science* 37: 207-227.

Peccerillo A. et Taylor S.R. (1976) : Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area , northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58 :63-81.

POHL, DC and CARLSON, C. A. 1993. Plate tectonic re-interpretation of the 2.2-2.0 Ga Birimian province, Tarkwaian System and metallogenesis in West Africa. *Proc. 9th Intern. Conf. of Geol.*

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

Streckeisen A., Le Maitre R W. 1979 – A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen* 136, 169-206.

Sylvester P.J (1989) : Post-collisional alkaline granites : *Jour. Geology*, vol. 97 : 261-280.

Vidal Ph. (1994) : Géochimie. Geosciences. Edition Dunod.

Résumé

L'affleurement de secteur d'oued Tin Amzi est situé dans le Hoggar central, au Nord-Ouest du terrane de Laouni à la limite de terrane d'Iskel. Il forme une bande allongée d'environ de 60 km de long, sur 2 km de large, il est composé dans sa partie sud, par des norites gabbroïques, des gabbros noritiques et des diorites, et par des diorites quartzique recoupées par des dacites dans sa partie nord. Le deuxième secteur étudié est situé au NE de la montagne de Timgaouine à la limite des terranes Laouni-Iskel. C'est une intrusion gabbroïque mise en place dans les monzogranites à biotite du protérozoïque inférieur. Elle constituée par des norites, affleurant essentiellement dans la partie orientale du massif, et des norites gabbroïques. La chimie des roches des deux affleurements montre deux tendances, la première est calco-alcalin (diorite, diorite quartzique et dacite), et la deuxième tholéiitique pour les faciès gabbroïques du secteur de Oued Tin Amzi et de Timgaouine. L'évolution géodynamique dans cette région a conduit à une subduction de la lithosphère d'Iskel sous la lithosphère Laouni. Ce phénomène est responsable de la mise en place de cet important stock magmatique dans la région.

Mots clés :

Hoggar; Terrane; Laouni; Timgaouine; Tin Amzi; Gabbro; Cumulat; Calco-Alcalin; Tholéiitique; Subduction.