

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVELABLES ET DES SCIENCES  
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



## Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Bassin Sédimentaire

### THEME

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOPHYSIQUE DU  
GISEMENT AURIFERE D'IN ABEGGUI (HOGGAR CENTRAL - SUD  
ALGERIEN)

Présenté par

*M<sup>lle</sup>. BAADI RANDA*

*Soutenu publiquement le 30 -05-2017*

Devant le jury :

<b>Président :</b>	Dr. CHELLAT Smaine	M. C.A	Univ. Ouargla
<b>Promoteur :</b>	M. BOUTRIKA Rabah	M. A.A	Univ. Ouargla
<b>Co-promoteur</b>	Dr. HARROCHI Lakhdar	M. C.B	Univ. Ouargla
<b>Examineur :</b>	M. MAZOUZI Abdelmounim	M. A. A	Univ. Ouargla

Année Universitaire :2016/2017

## المخلص

تمعدن الذهب الظاهر بمنطقة لعويني (وسط الهقار) يتخلف عن الأنواع الأخرى في منطقة الهقار (النوع العرق القديم), وهي ليست متعلقة بالحوادث الكبرى في الخطوط الطول الفرعية للغلاف الصخري (الفوالق الكبرى :  $50^{\circ}4$  او  $30^{\circ}8$ ) منطقة الدراسة اينايقي معرفة بالنظام عرق الكوارتز ترومالين , كتلة صخور الجابرو , الغرانيت الدقيقة ابلت , كلها محاطة بالبنيات البركانية الروسوبية البروتيروزوي الجديد.

في هذا المنجم نظام الفوالق ذو توجيه شمال الشرقي – جنوب الغربي و شمال الشرقي- جنوب الغربي والتحكم بمعادن الذهب يتوضح في الصخور المنحثة بريت- الكوارتز السريسييت -الكربوناتية و الترومالين .معادن الذهب تتوضح تحت شكل اليباف و اوردة الكوارتز و الكتلة الصخرية متشابكة العروق التشكل الجانبي للمعدن معرف بكونه اصلي و غير عادي لانه يمكن التفرقة في بلورات الولفراميت و التوباز

**كلمات المفتاح :** الهقار, اينايقي , جابرو, ابلت , الكوارتز الترومالين , الذهب

## RESUMÉ

Minéralisations Les aurifères exprimées dans le terrane de Laouni (Hoggar central) sont différentes des autres types du reste du Hoggar (Type filonien classique). Elles ne sont pas liées aux grands accidents lithosphériques subméridiens (Les failles majeurs, la  $4^{\circ} 50'$  ou la  $8^{\circ} 30'$ ).

Le secteur d'étude d'In Abeggui est représenté par un système de filons de quartz à tourmaline, encaissés dans un massif de gabbros, des microgranites aplites, le tout sont cerné par une formation volcano-sédimentaire du Néoproterozoïque.

Dans ce gisement, un système de failles d'orientation privilégiée NNE -SSO et NE - SO, contrôle les minéralisations aurifères exprimées dans des roches altérées à pyrite-quartz-séricite-carbonates et tourmaline. La minéralisation aurifère s'exprime sous forme de filons, veinules de quartz et de stockwerk. La paragenèse minérale rencontrée est originale et inhabituelle car on y rencontre des cristaux de wolframite et topaze.

**Mots-clés :** Hoggar, In Abeggui, Gabbros, Aplites, Quartz à tourmaline, Or

## ABSTRACT

The gold ore sited in the Laouniterrane (Hoggar central) is different from the other types of Hoggar. They are not related to the great lithospheric accidents subméridiens (faults major,  $4^{\circ} 50'$  and  $8^{\circ} 30'$ ).

In Abeggui deposit is represented by a system of quartz with tourmaline, hosted in a gabbros mass, wich intruding a Proterozoic volcanogenic formation. In this deposit, a privileged fault system NNE - SSW and SW, controls the gold bearing mineralization expressed in hydrothermal altered rocks (pyrite-quartz-sericite-carbonates and tourmaline).

These gold veins are hosted in gabbros, microgranites-aplites. Gold bearing mineralization is expressed in the form of seams, quartz veins and zones of stockwerk. The originality at In Abeggui is the presence of gold vein wich is linked with microgranite-aplite dykes, and existence of sporadic wolframite, and topaz minerals.

**Keywords :** Hoggar, In Abeggui, Gabbros, Aplites, Quartz with tourmaline, Gold



## *Remerciements*

*Toute la gratitude et le merci au dieu le tout puissant qui a fait que ce travail soit mené et terminé.*

*J'adresse mes vifs remerciements à mon promoteur consultant*

*Mr. BOU TRIKA RABAH pour m'avoir diligenté tout au long de ce travail, pour sa compréhension, sa patience, sa compétence, et ces remarques qui m'ont été précieuses.*

*Je tiens à remercier également les membres du*

*jury pour*

*l'honneur qu'ils nous font en acceptant d'examiner notre travail.*

*Je tiens aussi à remercier tous mes profs à partir d'étude*

*Primaire jusqu'à L'étude universitaire.*

*Mes derniers remerciements, vont à tous ceux qui ont contribué*

*de près ou de loin à la réalisation de ce travail.*

*BAADI RANDA*





# *Dédicace*

*Quoi de plus que de pouvoir partager les  
meilleurs moments de sa vie avec les êtres  
qu'on aime.*

*Arrivé au terme de mes études, nous avons le  
grand plaisir de dédier ce modeste travail à :*

- ❖ *Ma chère parente.*
- ❖ *Ma chère mère.*
- ❖ *Ma chères sœurs.*
- ❖ *Ma chers frères.*
- ❖ *Ma chers oncles.*
- ❖ *Toutes nos grandes familles.*
- ❖ *Tous nos amis chacun à son nom.*

*BAADI RANDA*



## TABLE DES MATIERES

	Page
GENERALITES	2
1. Introduction	2
2. Objet et contenu du mémoire	2
3. Situation géographique	3
<b>PARTIE -A-</b>	
I. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU HOGGAR	6
I.1 Introduction	6
I.2 La chaîne panafricaine	6
I.3 Historique des travaux sur le Hoggar	6
I.3.1 Les travaux modernes	6
I.4 Les données géochronologiques	7
I.4.1 Le Hoggar occidental	8
I.4.1.1 Le rameau occidental à l'Ouest	8
I.4.1.2 Le môle In Ouzzal	8
I.4.1.3. Le rameau central (Gravelle, 1969) ou rameau oriental	9
I.4.2. Le Hoggar central polycyclique	9
I.4.2.1 Le Domaine Tefedest-Atakor	10
I.4.2.2 Le domaine Egéré-Aleksod	10
I.4.2.3 Gour Oumelalen-Temasint	10
I.4.3. Le Hoggar oriental	11
I.4.3.1 Le Môle d'Issalane	11
I.4.3.2 La série Tiririnienne	11
I.4.3.3 La série de Tafassasset	11
A. La LATEA	12
B- Le terrane d'Assode-Issalane	14
C- Les terrains métamorphiques	15
II. CADRE GEOLOGIQUE D'INABEGGUI	19
II.1 Géologie régionale d'In Abeggui	19
II.1.1 Introduction	19

II.1.2 Litho-stratigraphie	19
II.1.2.1 Paléo-protérozoïque	19
II.1.2.2 Néo-proterozoïque	20
II.1.2.3 Paléozoïque	21
a. Le Cambro-ordovicien	21
b. Le Silurien	21
d. Le Dévonien	22
e. Le Quaternaire indifférencié	22
II.1.3 Magmatisme	22
II.1.3.1 Formations intrusives du Paléo-protérozoïque	22
a. Formations magmatiques du Néo-protérozoïque	23
b. Complexe magmatique du Paléozoïque	23
II.1.4 Tectonique	23
a. Etage structural Paléo-protérozoïque	23
b. Etage structural Néo-protérozoïque	24
c. Etage structural du Phanérozoïque (de plateforme)	25
II.1.4.1 La tectonique qui affecte la feuille d'In Abeggui	25
II.2 GEOLOGIE LOCALE D'IN ABEGGUI	26
II.2.1 Introduction	26
II.2.2 Litho-stratigraphie	26
II.2.2.1 Paléo-protérozoïque	26
II.2.2.2 Néo-protérozoïque	27
II.2.2.2.1 Les formations volcano-sédimentaires (Pr3 Vt)	27
II.2.2.2.2 Les formations volcaniques (Pr3 V)	27
II.2.2.3 Paléozoïque	28
II.2.2.4 Le Quaternaire	28
II.2.3 Roches intrusive	30
II.2.3.1 Les granites d'anatexie du Paléo-protérozoïque	30
II.2.3.2 Les gabbros et gabbro-diorites sub-intrusifs du Néo-protérozoïque	30
II.2.3.3 Les granitoïdes du Néo-protérozoïque	31
II.2.3.4 Les Taourirts	31
II.2.3.5 Les dykes	31
II.2.4 Tectonique	32

III. GITOLOGIE DU GISEMENT D'IN ABEGGUI	34
III.1 Introduction	34
III.1.1 Secteur Central	36
III.1.2 Secteur Sud Ouest	38
III.1.3 Secteur Sud	38
III.1.4 Secteur Intermédiaire	39
III.2 Minéralisation	39

### **PARTIE -B-**

IV.1 LA MEYHODE GRAVIMETRIQUES	43
IV.1.1 Introduction	43
IV.1.2 Description des données gravimétriques	43
IV.1.3 Séparation des anomalies gravimétriques	44
IV.1.4 Régionale et résiduelle	44
IV.1.5 Méthode	45
IV.1.6 La correction de plateau P	47
IV.1.7 La correction normale ou de latitude (gth)	47
IV.1.8 La correction de relief (terrain)	47
IV.1.9 Calcul de l'anomalie de Bouguer (AB)	47
IV.1.10 La déconvolution d'Euler	47
IV.1.11 Les méthodes analytiques	49
IV.1.12 Le signal analytique (SA)	49
Conclusion	50

## LISTES DES FIGURES

<b>Fig. 1.</b> Carte de situation géographique du secteur d'étude.....	3
<b>Fig. 2.</b> Plan de situation du gisement d'In Abeggui et indices aurifères sur l'image stellite Landsat des feuilles In Abeggui et In Atei.....	4
<b>Fig. I.1.</b> Carte des terranes du Bouclier Touareg (Black. R et al., 1994) D'Est en Ouest les terranes.....	12
<b>Fig. II.1:</b> Carte géologique schématique de la région d'In Abeggui d'après V. Alexandrov., 1972/ R. Boutrika., 2006.....	29
<b>Fig. II.2.</b> Coupe géologique selon la ligne AB.....	30
<b>Fig. III.1:</b> Carte géologique du champ minier d'In Abeggui d'après V. Alexandrov., 1972/ R. Boutrika., 2006.....	35
<b>Fig. III.2:</b> Carte géologique du secteur central du gisement d'In Abeggui d'après V. Alexandrov., 1972/ R. Boutrika., 2006.....	36
<b>Fig. III.3:</b> Structure en queue de cheval de la zone N° 1 avec plan d'échantillonnage.....	38
<b>Fig. III.4:</b> Carte géologique schématique du secteur intermédiaire d'In Abeggui d'après V. Alexandrov., 1972/ R. Boutrika., 2006.....	39
<b>Fig. IV.1:</b> Carte des anomalies de Bouguer de la région d'In Abeggui.....	43
<b>Fig. IV.2:</b> Carte de surface polynomiale de degré 1.....	45
<b>Fig. IV.3:</b> Carte des anomalies gravimétriques résiduelles du secteur d'étude degré 1...	46
<b>Fig. IV.4:</b> Histogramme des valeurs des données gravimétriques de la figure 5c. Les coordonnées cartésiennes (X et Y) sont données en UTM-zone 31N.....	46



# **INTRODUCTION**

### 1. INTRODUCTION

Les minéralisations aurifères du Hoggar sont diverses et variées (Aissa et al. 2002), seul le type dit « shear zone » a été très bien étudié par Attoum (1983), Ferkous et al (1995; 2002) et Marignac et al (1996). Dans ce type classique contrôlé directement par les grands accidents lithosphériques subméridiens du Hoggar, les paragenèses minérales sont simples et monotones. Les autres types de minéralisations aurifères restent encore peu connus. Ce présent travail a pour objectif l'étude de quelques types de minéralisations exprimées dans le terrane de Laouni (Hoggar central) en nous basant plus particulièrement sur celles des régions d'In Abeggui (Feuille In Abeggui). Le choix de ces régions est guidé par le fait que les minéralisations ne sont pas liées aux grands accidents lithosphériques subméridiens, et par l'existence d'une grande variété de corps minéralisés et des roches encaissantes; plus particulièrement la mise en évidence d'un nouveau type encaissé dans les aplites et microgranites. De plus, les paragenèses minérales sont variées et parfois complexes. Ce dernier point est primordial et constitue la particularité du terrane de Laouni, car on y rencontre parfois des interférences de minéraux généralement spécifiques des minéralisations tungstifères.

### 2. Objet et contenu du mémoire

Ce mémoire subdivise en deux parties:

#### I. PARTIE - A -

- 1- Cadre géologique et structural du Hoggar
- 2- Cadre géologique d'In Abeggui
  - 2.1. Géologie régionale d'In Abeggui
  - 2.2. Géologie locale d'In Abeggui
- 3- Géologie du gisement d'in Abeggui

#### II. PARTIE - B -

En utilisant les méthodes géophysiques pour répondre sur les questions suivantes :

- 1- Quelle est la profondeur du massif de gabbros-diorites ?
- 2- Quelle est la profondeur des dykes d'aplites ?

3- Quelle est la profondeur des filons de quartz à tourmaline encaissés dans le massif de gabbros-diorites : Exemple la zone n°1 ?

### 3. Situation géographique

La région d'étude est située à 210 Km au Sud de la ville de Tamanrasset à vol d'oiseau, dans la partie méridionale du Hoggar. Les coordonnées géographiques de la région d'In Abeggui est 6 - 7 longitude Nord et 20° - 22° latitude ouest. Le gisement est relié avec le chef lieu de la wilaya Tamanrasset, centre économique et culturel du Hoggar, par une piste longue de 250 Km, dont 200 Km se rapportant à la route nationale non revêtue (tronçon Tamanrasset-In Abeggui), et les autres 50 Km représentent une piste carrossable non entretenue en terre battue (Fig.1 et 2).

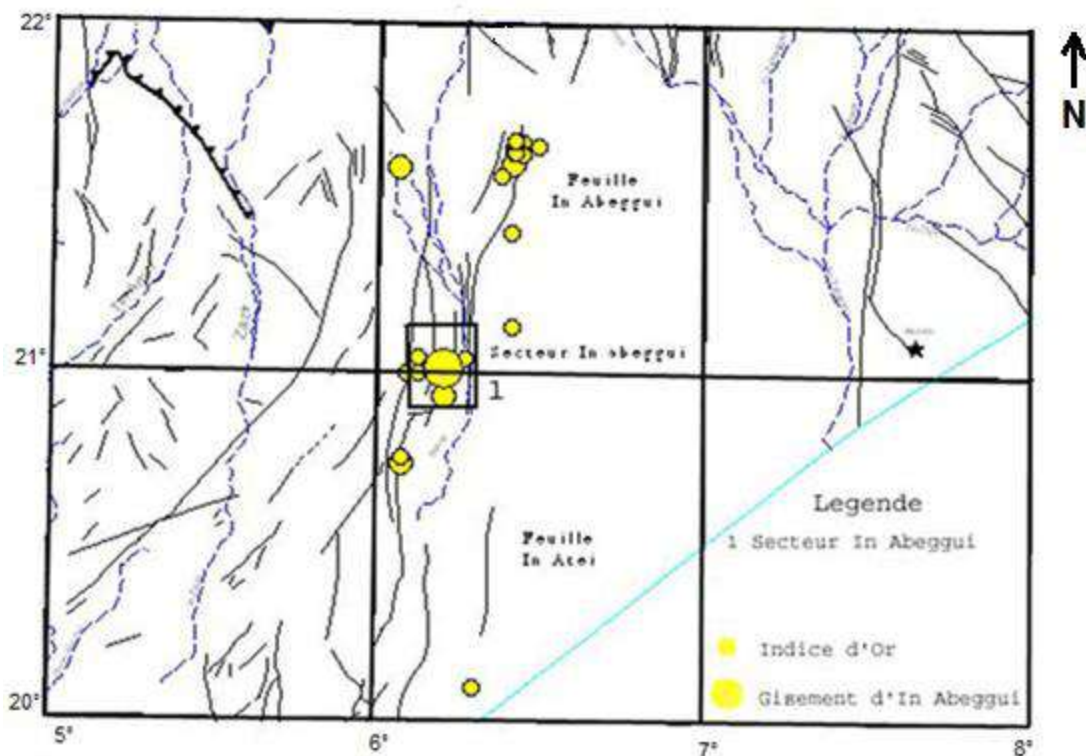
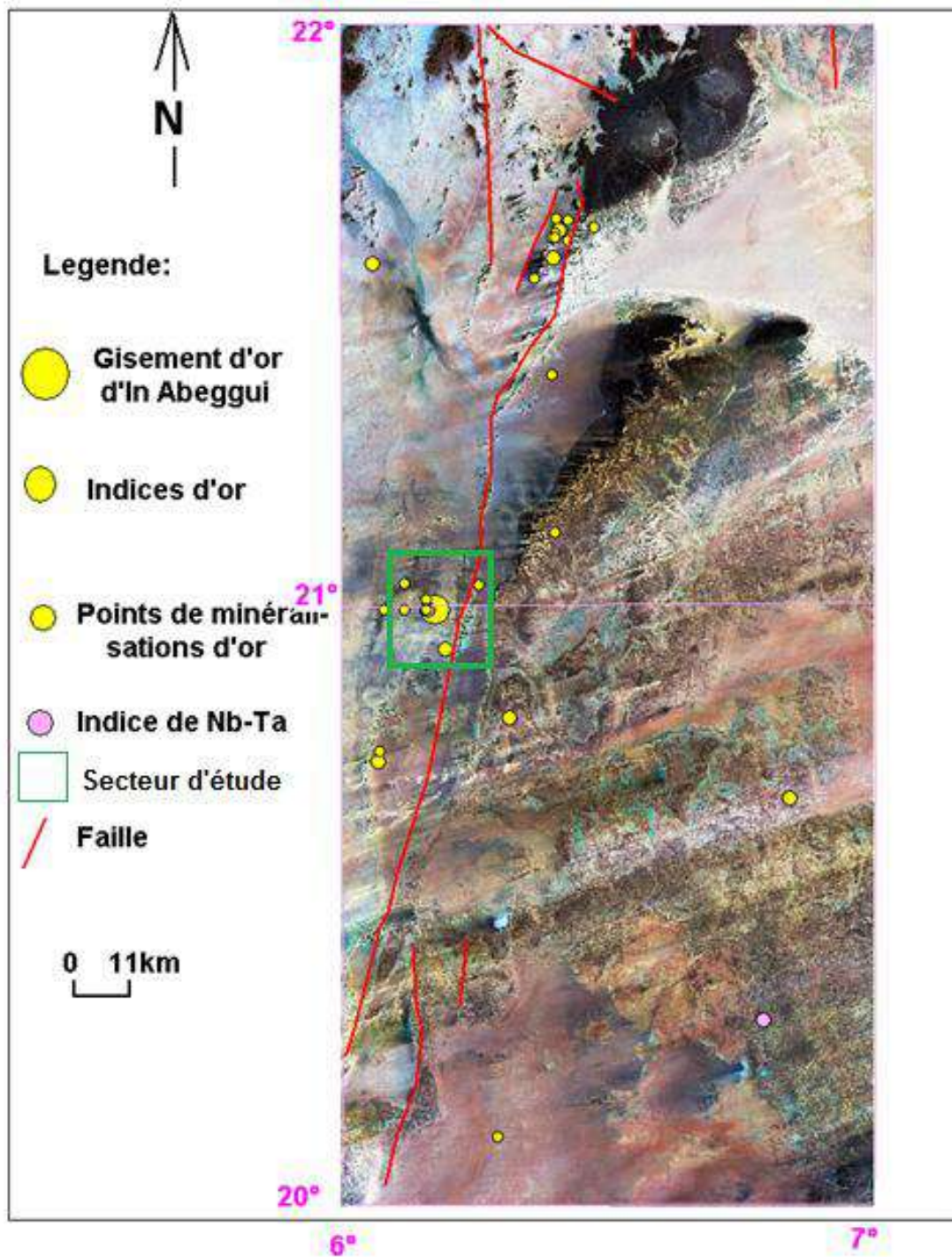


Fig. 1. Carte de situation géographique du secteur d'étude. Boutrika. 2006 (Modifier).



**Fig. 2.** Plan de situation du gisement d'In Abeggui et indices aurifères sur l'image stellite Landsat des feuilles In Abeggui et In Atei. Boutrika. Boutrika. 2006 (Modifier).

# **PARTIE - A -**

I. Cadre géologique et structural du Hoggar

II. Cadre géologique d'In Abeggui

II.1. Géologie régionale d'In Abeggui

II.2. Géologie locale d'In Abeggui

III. Géologie du gisement d'In Abeggui

**CHAPITRE**  
**\*I\***  
**CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU**  
**HOGGAR**

## I. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU HOGGAR

### I.1 Introduction

Le Bouclier Targui en Algérie, est représenté par sa partie majeure, le Hoggar, ayant pour prolongation vers le Sud, au Mali, l'Adrar des Iforas, tandis qu'au Niger, il réapparaît dans l'Aïr. Ces ensembles font partie de la chaîne panafricaine qui comporte les séries précambriennes et les séries intermédiaires.

### I.2 La chaîne panafricaine

Elle est considérée comme un simple événement thermo-tectonique (Kennedy, 1964), l'événement panafricain apparaît aujourd'hui plutôt comme un cycle orogénique important.

La chaîne panafricaine, orientée N-S, mesure près de 6000 Km de long, depuis le Sahara jusqu'au golfe de Guinée et large de 800 Km à la latitude du Hoggar (Fabre, 1978; Caby, 1990). Elle est limitée à l'Ouest par l'Atlantique, traversant l'Anti-Atlas marocain à Bou Azzer, passe au Nord des Eglab, descend dans le désert de Tanezrouft (Hoggar) et aboutirait au golfe de Guinée à travers le Mali oriental, la République voltaïque (Burkina Faso) le Bénin, le Togo et le Ghana.

Cette chaîne panafricaine est limitée du Craton Ouest Africain par une ligne de suture qui va de Bou Azzer (Maroc) et descend au Sud vers le golfe de Guinée.

### I.3 Historique des travaux sur le Hoggar

Les premiers travaux géologiques appréciables sont ceux de Conrad Kilian, qui en 1932 lança les premières idées en mettant en évidence une subdivision du Hoggar en deux grandes séries séparées par une discordance :

- ✓ **le Suggarien** (de suggare montes; nom romain des montagnes du Hoggar).
- ✓ **le Pharusien** (de pharuse ou phuruse, qui vient probablement de la définition des Iforas, peuple vivant actuellement dans l'Adrar des Iforas).

#### I.3.1 Les travaux modernes

C'est avec Marcel Lelubre (1952) que l'étude géologique a connu un progrès certain en introduisant une nouvelle subdivision sur la base du Pharusien et du Suggarien. Son travail a permis de dresser la carte au 1/500 000 établie par les géologues du BRMA.

Selon cet auteur, c'est la présence de deux chaînes :

- ✓ **Suggarienne:** événement éburnéen (2000 Ma). Il n'est pas possible de définir une «Chaîne suggarienne», car les éléments lithologiques et structuraux de cet âge apparaissent en reliques au sein d'édifices tectoniques plus récents.
- ✓ **Pharusienne:** (Chaîne pharusienne) équivalent local du Pan-Africain (Chaîne panafricaine (600 Ma) défini par Kennedy (1964).

Cette subdivision sera ultérieurement, révisée par d'autres chercheurs des années 1960 - 1970 (Bertrand, R. Caby, Gravelle, P. Latouche, J. Vitel, Boissonas); ces derniers eurent de grandes difficultés à retrouver le schéma de Lelubre.

#### I.4 Les données géochronologiques

Les âges radiométriques obtenus sur des minéraux isolés montrent que tous les âges interprétés généralement comme significatifs du dernier refroidissement des ensembles roche considérés, se situent à l'exception du môle In Ouzzal dans la fourchette 600 - 500 Ma. Les datations ont été effectuées grâce aux travaux de Ferrara et Gravelle (1966) sur les gneiss du Hoggar, Allègre et Caby (1972), Bertrand et Lassere (1976). Black (1965) a opposé le Hoggar «la partie de la zone mobile panafricaine» au Craton Ouest Africain, où la dernière stabilisation est intervenue entre 2000 Ma et 1700 Ma.

Les travaux modernes appuyés sur des études structurales et géochronologiques ont permis d'arriver à une classification basée sur des marqueurs orogéniques, inspirée de celle utilisée dans d'autres boucliers précambriens (Bertrand et al., 1983). Ce sont quatre (04) des événements tectono-métamorphiques.

Il a été distingué trois grands domaines principaux d'Ouest en Est qui sont :

- ✓ la chaîne pharusienne,
- ✓ le Hoggar central polycyclique
- ✓ et le Hoggar oriental.

Ces trois blocs sont très différents du point de vue lithologique et structural, seul quelques points communs les rassemblent :

- a. des grands accidents décrochants mylonitiques de direction subméridienne.
- b. des granites syntectoniques (même s'il sont diachroniques)

Ils sont tous les trois recouverts par une surface de discordance paléozoïque (discordance infra-tassilienne).



### I.4.1 Le Hoggar occidental

Encore appelé « chaîne pharusienne », car c'est dans cette partie que sont décrites les formations rapportées à cette chaîne. Il correspond au domaine où la chaîne pharusienne panafricaine est la plus complète, depuis les stades de dépôt, de magmatisme pré-orogénique, métamorphisme et plutonisme syn-tectonique et post-tectonique jusqu'aux formations molassiques.

Il est limité à l'ouest par la suture avec le Craton Ouest Africain et à l'Est par l'accident décrochant 4°50'. Ce domaine est lui-même subdivisé en trois sous domaines qui sont :

**I.4.1.1 Le rameau occidental à l'Ouest:** Il est complexe et polyphasé, dans lequel affleurent des unités tectoniques superposées et paléo géo-graphiquement différentes. On distingue d'après Caby (1970) et Bertrand et al. (1983) les unités suivantes :

Un socle gneissique, parfois clivé en nappes (la nappe de Tassendjanet) d'âge éburnéen (2000 Ma). Sa couverture sédimentaire (sédiments de plateforme) en contact stratigraphique, est formée par trois ensembles distincts et datés:

- ✓ le groupe des quartzites d'âge protérozoïque moyen (quartzites alumineux), recoupés par des intrusions alcalines pré-tectoniques à 1750 Ma (U/Pb sur zircon). Ce groupe de quartzites n'a subi ni déformation ni métamorphisme avant le panafricain. Le dépôt de ce groupe s'est effectué entre 2000 Ma et 1850 Ma; il a été suivi par un magmatisme alcalin anorogénique.
- ✓ la série à stromatolites; elle est similaire litho-logiquement à la série du Hank (couverture du socle Eglab-Yetti). Elle est d'âge protérozoïque supérieur d'après la succession de certaines formes de stromatolites (Bertrand-Sarfati, 1969). Les phases majeures de l'orogénèse panafricain affecte le rameau entre 640 Ma et 600 Ma (avec une phase précoce et une phase tardive de haute température, basse pression).
- ✓ vers 850 Ma, mise en place de granitoïdes post-tectoniques; suivi de dépôt de la série pourprée de type molassique et mise en place des ignimbrites et de granites sub volcaniques (d'In Zize) vers 530 Ma.

### I.4.1.2 Le môle In Ouzzal

Il est constitué de terrain d'âge archéen ( $\geq 2500$  Ma), repris au cours de l'orogénèse éburnéenne, par des gneiss orthodérivés et des charnokites qui forment le socle et des formations paradérivées (marbres, quartzites, métapélites parfois à saphirine) qui forment la couverture. Ces formations

(socle et couverture) ont subi un métamorphisme de faciès granulite à l'Eburnéen accompagnant une déformation cisailante ductile. L'événement panafricain ne se manifeste qu'en bordures et au Sud d'In Ouzzal que par des rétro-morphoses dans le faciès amphibolite. Le rôle In Ouzzal aurait joué durant cet événement comme un bloc rigide qui remonte vers le Nord.

#### **I.4.1.3. Le rameau central (Gravelle, 1969) ou rameau oriental:**

Il comprend l'essentiel des formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques épizonales et un grand volume de granite. Il est limité à l'Est et à l'Ouest par deux fractures majeures à jeux multiples. Il est formé de cinq (05) unités qui sont les suivantes :

- ✓ un noyau d'âge éburnéen présumé (Pr1);
- ✓ des formations rapportées au Protérozoïque moyen (Pr2);
- ✓ des formations épizonales et des batholites rapportés au Protérozoïque supérieur (Pr 3);
- ✓ des formations volcano-sédimentaires et magmatiques associées;
- ✓ des témoins de formations molassiques: séries intermédiaires et série pourprée d'âge Eo-Cambrien à Cambrien

#### **I.4.2. Le Hoggar central polycyclique**

Par sa lithologie et son évolution tectono-métamorphique il existe une nette différence entre le Hoggar central et le Hoggar occidental. Cette partie du Hoggar est caractérisée par l'extension limitée des faciès faiblement métamorphique et des affleurements de granites (quelque 10%) contrairement au Hoggar occidental où les granites dépassent la moitié des affleurements.

Les termes catazonaux tel que les granulites sont dominants, d'âge Eburnéen ou plus anciens. Ils ont été repris au panafricain, d'où le nom «Hoggar central polycyclique».

Une simple subdivision lithologique a permis à certains auteurs de classer les faciès en deux séries principales :

La série de base orthodérivée est appelée la série de l'Arechchoum et une série méta-sédimentaire de l'Aleksod.

Se basant sur des critères tectoniques et métamorphiques, une subdivision en trois principaux domaines a été établie (Bertrand et Caby, 1977). D'Ouest en Est, on distingue :

#### I.4.2.1 Le Domaine Tefedest-Atakor

Ce domaine est parsemé de granites panafricains (Picciotto et al. 1965; Vittel et Vialette., 1978). Les séries para et ortho-dérivées de haut grade sont omniprésentes dans ce domaine. Notons que les encaissements gneissiques des granites syntectoniques sont affectés par une importante phase tectonique subméridienne avec des shear-zones de même direction et des plis à axes verticaux indiquant le caractère fortement décrochant de ces cisaillements. Ce domaine est affecté par une intense migmatisation. Dans la région de Tamanrasset (Deschamps, 1973 et Ouzegane, 1981) et dans la région de Tefedest (Vittel, 1971), ces auteurs ont tous interprété les paragenèses métamorphiques de haut grade (granulitiques) comme témoins anté-panafricains. Certaines roches ont permis de donner des âges Eburnéens dans la région de Tamanrasset (Ouzegane, 1981).

#### I.4.2.2 Le domaine Egéré-Aleksod

Ce domaine est décrit par Bertrand (1974). Il compte le même substratum gneissique que celui de l'Egéré et de Tourha. Il est caractérisé par :

- ✓ un soubassement éburnéen composé par des gneiss, des gneiss ocellés et des métasédiments recoupés par des dykes amphibolitiques. Ces gneiss ocellés sont datés de 1940 Ma (Bertrand, 1974). C'est un argument pour établir l'âge de l'événement éburnéen pour ces gneiss appelés aussi les gneiss de l'Arechchoum.
- ✓ l'unité de l'Aleksod: C'est un complexe de haut grade constitué d'amphibolites et de métasédiments surmontant le substratum.

#### I.4.2.3 Gour Oumelalen-Temasint

Ce domaine est étudié par Latouche (1974), Latouche et Vidal (1974). C'est le domaine le plus oriental du Hoggar central où l'on distingue les séries suivantes :

- ✓ la série rouge de Gour Oumlalen, considérée comme le témoin pré éburnéen (Archéen) de la zone d'après les études structurales et géochronologiques (Latouche, 1972; Latouche et Vidal, 1974).
- ✓ le socle éburnéen formé essentiellement d'une série méta-sédimentaire métamorphisée dans le faciès granulite (formation d'Oumlalen) daté à 2000 Ma avec des plis isoclinaux.
- ✓ la formation de Toukmatine et l'unité de Tit n'Fara sont probablement équivalentes en âge de la série de l'Aleksod. C'est une séquence monotone de schiste alumineux avec des

quartzites, amphibolites, marbre et calcschiste, serpentinites et localement des orthogneiss alcalins. C'est dans cette série que fut définie l'événement kibarien (Latouche et Vidal, 1974) puis remis en cause (Sauter, 1981).

### I.4.3. Le Hoggar oriental

Trois unités bien caractérisées y ont été distinguées. Cette distinction se fait d'après la lithologie, l'évolution tectonique et l'histoire magmatique. Il s'agit du môle d'Issalane; de la série de Tiririne et du Pré-Tiririnen et la zone de Djanet-Tafassasset.

**I.4.3.1 Le Môle d'Issalane:** Cette zone présente une remarquable unité aux points de vue de la lithologie, de la structure et du métamorphisme. La continuité des formations et même de certains niveaux repères est exceptionnelle sur plusieurs centaines de kilomètres du Nord au Sud.

On y distingue :

- ✓ une formation gneissique (gneiss rubanés et veinés);
- ✓ un complexe métasédimentaire (quartzites verts, micaschistes, marbres et gneiss pélitiques).

On relève dans ce complexe des indices de migmatisation.

La tectonique dans le môle Issalane est très complexe et mal connue.

**I.4.3.2 La série Tiririnienne:** Elle repose en discordance sur le Pré-Tiririnen de Tafassasset. Elle est composée de sédiments très différenciés.

**I.4.3.3 La série de Tafassasset:** Elle est composée d'un socle admettant des marbres et injecté de granites. On relève également des arkoses, calcaires à stromatholites et des calcaires pseudo-métamorphosés.

Aujourd'hui, la tectonique des plaques s'est imposée comme modèle permettant d'expliquer tous les phénomènes géologiques et notamment l'évolution d'une chaîne de montagne. C'est en terme de microplaques tectoniques que les géologues raisonnent. Ainsi le bouclier Touareg est formée de 23 microplaques ou blocs exotiques qu'on appelle terranes; différence de lithologie, de métamorphisme et de tectonique (Fig. I.1), amalgamés puis déplacés le long d'immenses zones

de cisaillement ou « mega-shear zones » au cours de l'orogénèse panafricaine (Black et al.; 1994).

Les deux secteurs d'études sont localisés dans le Hoggar central. Sa configuration actuelle est due à la juxtaposition d'une large zone constituée de quatre terranes aux caractéristiques géologiques communes (Laouni, Azrou-n-Fad, Téfédést et Egéré-Aleksod), désignée par l'acronyme LATEA, et d'un bloc oriental (terrane d'Assodé-Issalane), séparés par le terrane juvénile à ophiolites de Serouenout.

**A. La LATEA** (Laouni, Azrou-n-Fad, Téfédést et Egéré-Aleksod); La « LATEA », aujourd'hui démembrée, constituait au Panafricain un seul et même microcontinent.

Essentiellement composée d'un socle granulitique d'âge paléo-protérozoïque, elle associe trois grands ensembles lithologiques:

- ✓ un complexe gneissique varié, formé de gneiss gris quartzo-feldspathiques rubanés et veinés, gneiss à biotite et gneiss ocellés, représenté par deux séries contemporaines: « la série de l'Arechchoum » (2300 Ma; Bertrand, 1974) et « la série des Gour Oumelalen » ou « complexe des gneiss rouges » ( $3480 \pm 90$  Ma; Latouche, 1978), âge non confirmé par les datations récentes (2.7-2.6 Ga; Peucat et al, 2003).
- ✓ une séquence méta-sédimentaire (orthogneiss, amphibolites et paragneiss), caractérisée par la présence de migmatites et un métamorphisme éburnéen à faciès « granulite », daté dans la région de Tamanrasset (gneiss d'Iherane) à 2075 Ma (Ouzegane, 1981; Bertrand et al, 1986b), qui confirment les âges recalculés (Liégeois et al., 2003). Cette formation est synchrone du « super groupe des Gour Oumelalen » (2.4 -1.9 Ga; Peucat et al., 2003).

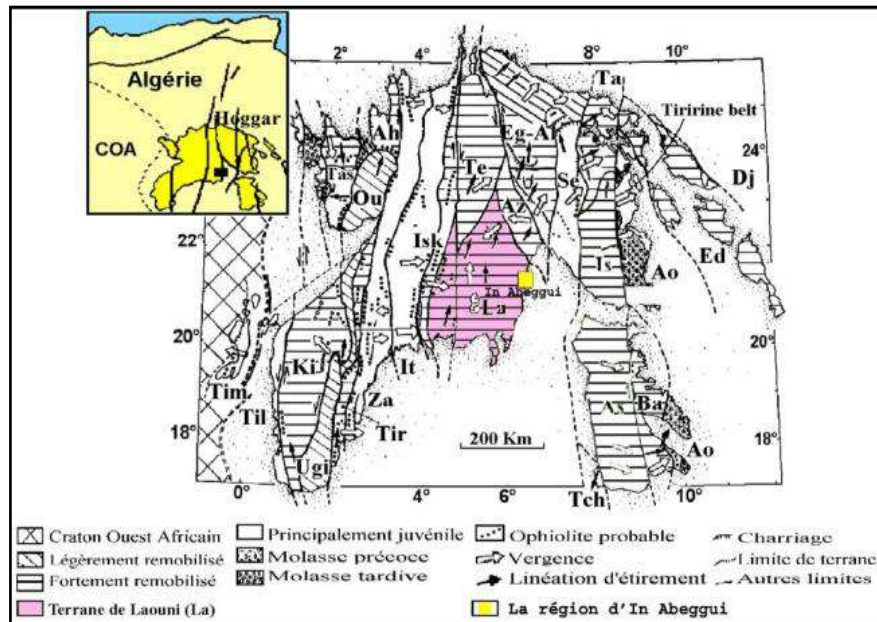


Fig. I.1. Carte des terranes du Bouclier Touareg (Black. et al., 1994). Boutrika. 2006. (Modifier).

D'Est en Ouest les terranes sont ceux de: 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**), Laoui (**La**), Iskel (**Isk**), In Tedeini (**It**), Tin Zaouaten (**Za**), Tirek (**Tir**), Ahnet (**Ah**), In Ouzal (**Ou**), Iforas granulitic unit (**Ugi**), Tassendjanet (**Tas**), Kidal (**Ki**), Tilemsi (**Til**), Timetrine (**Tim**).

- ✓ un ensemble méta-sédimentaire plus jeune et discordant sur le socle, comprenant des quartzites à pyroxène-amphibole, marbres, méta-pélites, amphibolites et gneiss, métamorphisés dans le faciès amphibolites HT BP, de type Barrovien. Il correspond à « la série d'Aleksod » (Bertrand., 1974) et à « la série de Toukmatine » (Latouche, 1978).

Les roches néo-protérozoïques épi-métamorphiques, à matériel juvénile océanique (schistes, méta-pélites et méta-ophiolites) ou d'arc insulaire (méta-rhyolites, tufs, méta-arkoses, greywackes, micaschistes et schistes) occupent moins de 10% de la surface totale de la LATEA. Elles se limitent à d'étroites ceintures allongées ou à de petits bassins (« bassins pharusiens ») à contacts toujours mylonitisés et sont à présent considérées comme des unités de nappes charriées sur le socle granulitique éburnéen de la LATEA lors des phases précoces ou tardives d'accrétion (terrane d'Iskel et de Serouénout).

La présence de larges ceintures mylonitiques de direction N à NNE est liée au développement d'une tectonique tangentielle profonde panafricaine, associée à une préfoliation régionale (Bertrand et al, 1986a). Elle est marquée par plusieurs épisodes successifs de charriage sur la

marge passive de la LATEA, dans des conditions métamorphiques de plus en plus rétrogrades (faciès amphibolites à schistes verts).

Les charriages précoces, liés aux premiers évènements de subduction et collision se produisent autour de ( $\approx 686 \pm 19$  Ma; Latouche et al, 2000, Liégeois et al, 2003), ils sont soulignés par des lentilles d'éclogites et d'ophiolites reflétant l'implication et la remontée de lames de plancher océanique.

Les charriages tardifs apparaissent en conditions rétro-morphiques, passant parfois à des décrochements verticaux. Ils sont liés à une phase tectonique panafricaine majeure, datée (U-Pb sur zircon et sphène) dans la région voisine d'Aouilene (Timgaouine), de même affinité, entre  $629 \pm 6$  Ma (Lapique et al, 1986). Cette phase serait ainsi contemporaine de la collision oblique avec le Craton Ouest-Africain dont l'impact initial a été estimé par l'âge des nappes d'éclogites à  $\approx 625$  Ma (Jahn et al, 2001).

La collision n'aurait engendré ni épaissement crustal majeur, ni métamorphisme régional de haut degré de la LATEA dont le caractère cratonique, donc rigide et le comportement en marge passive auraient permis la préservation des lithologies à la fois archéennes, paléo-protérozoïques et néo-protérozoïques.

Après cet épisode crucial d'accrétion, s'installe une longue période post-collisionnelle au cours de laquelle la LATEA est soumise à un processus de méta-cratonisation (Abdel Salam et al, 2002; Acef et al, 2003), se disloquant à travers les déplacements de grande ampleur le long de méga-shear zones. Comprise entre  $\approx 620-521$  Ma, elle correspond au serrage du bouclier targui entre les deux cratons « Ouest-Africain » et « Est-Saharien » et à la migration générale des terranes vers le Nord. Ces mouvements transcurrents s'accompagnent d'un métamorphisme rétrograde et l'intrusion de granitoïdes syn, à tardi-tectoniques variés, en grands batholites de type calco-alcalin « high-K ». Localement (Terrane de Laouni), se mettent en place des complexes basiques mantelliques à troctolites-norites liées à des structures dispersives en horsts et grabens et un amincissement crustal (Cottin et al, 1998).

Ces granitoïdes se forment en contexte transgressif, dans les méga-shear zones à l'instar du granite d'Ounane ( $624 \pm 15$  Ma, Liégeois et al, 2003) ou le long d'anciens plans de chevauchements sub-horizontaux, en feuilles parallèles à la préfoliation principale, tel que le granite d'Anfeg ( $615 \pm 5$  Ma, Bertrand et al, 1986, âge recalculé à 608 Ma (Acef et al, 2003). Ils sont suivis par des granites tardi-tectoniques en plutons qui prennent naissance dans un même régime en transpression, à l'exemple de Tifferkit ( $576 \pm 2$  Ma, Cheilletz et al, 1992) ou

Tisselliline ( $555 \pm 15$  Ma, Liégeois et al, 2003). Leur origine est liée à une delamination lithosphérique linéaire prépondérante, favorisant une remontée de l'asthénosphère et induisant la fusion du manteau et de la croûte inférieure par chute de pression adiabatique et élévation du flux de chaleur.

Le dernier évènement est lié à une tectonique cassante et à de faibles mouvements de transtension le long de mega-shear zones préexistantes, générant de petits bassins molassiques. Il est marqué dans la LATEA par l'intrusion de leuco-granites peralumineux à topaze de type «Taourirts», minéralisés en Sn-W, datés à 539-525 Ma (Méthode Ar/Ar; Cheilletz et al, 1992) et s'accompagne d'un rétro-morphisme « schistes verts », daté à  $522 \pm 27$  Ma (Méthode Sm Nd; Liégeois et al, 2003).

Précédant de peu l'arrêt complet des mouvements, il est suivi d'une rapide pénéplanation de l'ensemble du Hoggar (Ouzegane et al, 2003).

**B- Le terrane d'Assode-Issalane:** Le terrane d'Assodé-Issalane constitue l'extrémité la plus orientale du Hoggar central.

Il est limité à l'Est par l'accident du 8°30-Raghane, zone de suture avec le craton Est Saharien (Bournas et al, 2003).

D'âge éburnéen probable ( $\approx 2.0$  Ga), ce terrane se compose d'un socle gneissique et migmatique très déformé et d'un puissant complexe méta-sédimentaire métamorphisé dans le faciès amphibolite. Il est cerné par de nombreux granitoïdes panafricains de composition, de morphologie, de type et d'âge varié.

Ses relations avec la LATEA restent encore à définir. Son rattachement à celle-ci est envisageable sur la base d'une corrélation d'unités identiques à celle « d'Oumelalen » (dans la Tefedest), montrant la superposition de quartzites à fuschsite et gneiss très déformés (Liégeois et al, 2003; Peucat et al, 2003).

### C- Les terrains métamorphiques

Dans sa partie nord (Issalane, Hoggar), le terrane d'Assodé-Issalane se compose comme partout ailleurs dans le Hoggar central, d'un complexe gneissique éburnéen, attribué à la « série de l'Arechchoum » par analogie avec la région voisine de l'Aleksod (Bertrand, 1974; Bertrand et al, 1978). Il est formé de gneiss migmatitiques rubanés et veinés, opposés à une série méta-sédimentaire associant des quartzites à fuschsite, gneiss à silicates calciques et marbres et des leptynites alcalines, gneiss à biotite et micaschistes assemblés en plusieurs séquences répétitives.



Dans son prolongement sud (Asodé, Air), ont été définis quatre groupes de formations, aux relations incertaines (Liégeois et al, 1994) :

- **Azanguérène (Azan)** : gneiss migmatitiques gris, amphibolites et rares roches à silicates calciques qui constituent le socle ancien très déformé.
- **Tafourfouzète (Taf)** : gneiss leucocrates feldspathiques, quartzites, marbres, amphibolites et rares métapélites.
- **Chercouf** : orthogneiss alcalins, gneiss à biotite, amphibolites et quartzites.
- **Edoukel** : micaschistes à intercalations de roches à silicates calciques, quartzites, amphibolites et marbres.

Ces formations ont été affectées par deux événements métamorphiques successifs, à faciès amphibolites (Bertrand et al, 1978; Liégeois et al, 1994), liés respectivement à deux déformations majeures:

- l'une, précoce en plis isoclinaux à grand rayon de courbure.
- l'autre, en plis d'extension E-O, accompagnée d'une importante migmatisation, ayant conservé à l'état relique une association antérieure à rutile-staurotide-disthène-grenat, caractéristique d'un métamorphisme de haute pression.

Les paragenèses primaires indiquent une température de  $830^{\circ} \pm 40$  à 7 kbar. Les paragenèses secondaires sont le produit d'un fort re-équilibre autour de  $700^{\circ} \pm 50$  (Navez et al, 2000). Elles auraient ainsi enregistré les deux stades principaux de l'orogénèse panafricaine: collisionnel (autour de 750-700 Ma) et post-collisionnel (645–580 Ma). Localement, se surimpose un métamorphisme « schistes verts » rétrograde (à chlorite, épidote, actinote). Il caractérise une bande longitudinale à plis droits d'axe N-S et montre un fort linéament d'étirement parallèle au plan de cisaillement du  $8^{\circ} 30'$ .

✓ **Les formations granitiques:**

L'épisode panafricain voit l'intrusion de granitoïdes variée, occupant un volume remarquable. Ces granitoïdes se rapportent à cinq types principaux, dont trois sont définis dans le secteur

d'Assodé, dans l'Air (Liégeois et al, 1994) et deux, décrits dans le secteur d'Issalane (Feuille Issalane) (Baziz et al, 1996).

✓ **Les granitoïdes du secteur d'Assodé, Air.**

Les granitoïdes de l'Air forment les types suivants:

« Renatt », daté à  $666 \pm 11$  Ma (Méthode Rb/Sr) qui correspond à un granite d'anatexie formé par hypercollision avec l'hypothétique craton Est-Saharien, dans un environnement de croûte épaissie de type tibétain. C'est un leucogranite potassique de couleur grise à rose, hétérogranulaire, à texture porphyroïde à grain moyen à grossier. Les données isotopiques indiquent une signature exclusivement crustale ( $Sr\ IR = 0.7121 \pm 0.0004$ ) et une origine hybride par fusion partielle d'une croûte inférieure granulitique archéenne et d'une croûte moyenne amphibolitique « Dabaga-Est » et « Dabaga-Ouest », tardi-tectoniques, d'âge compris entre 645-580 Ma, dont la mise en place est contrôlée par la zone de cisaillement du « 8°30- Raghane ». Ils se présentent en larges batholites composés de granitoïdes non orientés, mais très souvent étirés dans la direction NS, concordant avec la foliation des roches encaissantes.

✓ **Les granitoïdes du secteur d'Issalane, Hoggar.**

Dans le secteur d'Issalane (au Nord d'Assodé), outre le granite d'anatexie « Renatt » défini dans l'Air, deux autres types sont identifiés:

- « Tagharaba », tardi-tectonique, anté-tectonique 580 Ma. C'est un batholite de granitoïdes qui, serait équivalent au type « Dabaga-Ouest » (Air).
- « Tissalatine », post-580 Ma. Il est représenté par un monzogranite en couple caractéristique des granites « Taourirts » ultimes et s'accompagne d'un cortège de pegmatites minéralisées à micas lithinifères, grenat, columbite et ixiolite. Il est décrit comme un granite, blanc à rose, à texture grenue à grain grossier, composé de quartz (40%), d'orthose (30%), d'oligoclase (20-25%) et rare biotite. Les minéraux accessoires comprennent fluorine, apatite, zircon, allanite et minéraux opaques. Ses caractéristiques géochimiques le distinguent des granites antérieurs, notamment par des teneurs élevées en Si et K, faibles en Ti, Mg, Ca, des spectres de Terres Rares « en ailes de mouette » montrant une forte anomalie négative en eau.

**CHAPITRE**

**\*II\***

**CADRE GEOLOGIQUE D'IN ABEGGUI**

1. Géologie régionale d'In Abeggui
2. Géologie locale d'In Abeggui

## II. CADRE GEOLOGIQUE D'INABEGGUI

### II.1 Géologie régionale d'In Abeggui

#### II.1.1 Introduction

La région d'In Abeggui est située dans la partie méridionale du Hoggar central polycyclique (Terrane de Laouni). Les coordonnées géographiques de la région regroupent la feuille d'In Abeggui et la feuille d'In Atei (6° - 7° Long. Est et 20° - 22° Lat. Nord). Voir plan de situation géographique.

#### II.1.2 Litho-stratigraphie

Toutes les formations géologiques du territoire étudié (feuilles In Abeggui-In Atei), sont divisées selon leurs compositions lithologiques, degré de métamorphisme et relation entre les roches en trois (03) groupes; Protérozoïque (Paléoprotérozoïque, Néoprotérozoïque), Paléozoïque et Cénozoïque:

##### II.1.2.1 Paléoprotérozoïque

On attribue au Paléoprotérozoïque les roches sédimentaires et volcaniques profondément métamorphosées. Ces dépôts sont nettement divisés, selon le degré du métamorphisme et la composition lithologique en deux grandes formations.

##### a. Formation inférieure

Cette formation comporte des gneiss à biotite et biotite-amphiboles, granito-gneiss, amphibolites, des quartzites se présentant sous forme de petites lentilles et intercalation et des marbres qui se présentent sous formes de bancs discordants, d'une épaisseur de 2 à 7m.

##### b. Formation supérieure

Les dépôts de cette formation sont essentiellement formés de roches carbonatées: calcaires et marbres à intercalation de métasiltstones. Cette formation est métamorphosée dans le faciès schiste vert et partiellement dans le faciès amphibolitique.

### II.1.2.2 Néo-protéozoïque

Les dépôts du Néo-protéozoïque sont divisés en deux formations: inférieure volcano-terrigène et supérieure volcanique.

#### a. Formation volcano-terrigène

Les dépôts de cette formation sont largement répandus à l'Est de Tin-Ezzerarine (Feuille In Atei) et à l'Est d'In Abeggui (Feuille In Abeggui). La formation volcano-terrigène est divisée en deux membres inférieur et supérieur.

##### ➤ Membre inférieur

Il est représenté par des basaltes, basalte-andésitiques avec des intercalations des tufs de compositions mixtes, de tufs, grès et de calcaires marmorisés. Le métamorphisme de la formation se situe dans le faciès schiste vert à amphibolite.

##### ➤ Membre supérieur

Les dépôts de ce membre ont été décrits pour la première fois par Serguine et al., (1974) dans le secteur Tin-Ezzerarine (feuille In Atei). Ces dépôts affleurent localement au sud-est de secteur Tin Ezzerarine et au sud-ouest de Laouni et à l'ouest de la feuille In Atei. Ce membre est formé de siltstones, grès silteux et schistes argilo-charboneux, tufs de composition mixte et onglomérats. Les termes du membre supérieur recouvrent en concordance des termes du membre inférieur, la limite supérieure est une discordance stratigraphique et angulaire avec les sédiments de la formation volcanique du Néo-protéozoïque.

Dans son ensemble, la formation volcano-terrigène a les caractéristiques suivantes : Composition lithologique variée, litage lenticulaire, variation de ses épaisseurs en direction.

Les roches sont mises en plis linéaires à fort pendage sur les flancs et métamorphisées d'une manière irrégulière dans le faciès de schiste vert. Toutes les roches de la formation sont recoupées par de petits dykes de composition basique et par des corps sub-volcaniques en forme de filons rhyolitiques du complexe néo-protéozoïque.

**b. Formation volcanique**

Les termes de cette formation ont été localisés au sud-est, sud-ouest et au centre de la feuille de Laouni et dans des petits secteurs (de 10 Km<sup>2</sup> environ de superficie) au sud-ouest de la feuille In Atei. Partout les termes de cette formation reposent en discordance stratigraphique et angulaire sur les roches de la formation volcano-terrigène où sur les gneiss du Paléo-protérozoïque et recouvertes en discordance par les dépôts d'âge paléozoïque inférieur.

La formation volcanique contient à la base des conglomérats à gros blocs arrondis de grès et siltstones. Elle est recouverte par les rhyo-dacites qui constituent le volume essentiel de cette formation.

**II.1.2.3 Paléozoïque**

Les formations du Paléozoïques sont représentées par des roches terrigènes et carbonatées du Cambro-ordovicien, du Silurien et du Dévonien. Elle sont largement répandues dans la partie sud de la feuille de Laouni et s'étendent en bande étroite du nord vers le sud. Ces dépôts avec conglomérats a la base reposent en discordance régionale sur les roches terrigènes, argileuses et carbonatées

**a. Le Cambro-ordovicien**

Les dépôts, attribués au cambro-ordovicien sont représentés sous forme d'une bande étroite allongée du nord vers le sud dans la partie Ouest de la feuille In Atei et Nord Est de la feuille d'In Abeggui.

Les dépôts du cambro-ordovicien débutant par des conglomérats quartzeux à la base reposent en discordance régionale sur les termes du Protérozoïque. Ils sont essentiellement constitués de grès à feldspath, à stratification oblique. La puissance du Cambro-ordovicien est de l'ordre de 200 m.

**b. Le Silurien**

Les dépôts du Silurien sont largement répandus au Nord de la feuille d'In Atei et au Nord-est de la feuille d'In Abeggui.

Le contact entre le Silurien et le Cambro-Ordovicien est marqué par un niveau de galets, de grès quartzeux avec des galets des roches du socle. Le Silurien a été séparé en deux niveaux :

- **Le membre inférieur** constitué de calcaire fin et moyen sableux, grès feldspathiques, siltites et argilites.
- **Le membre supérieur** composé de grès à quartz feldspath, siltites et rarement argilites. Le contact des membres inférieur et supérieur se fait par les passées lenticulaires de brèches sédimentaires.

#### d. Le dévonien

La feuille d'In Abeggui et la feuille d'In Atei sont recouvertes dans leur majeure partie (Partie Est) par les dépôts du Dévonien. La feuille d'In Abeggui comporte deux formations :

- **La formation de Tadjert:** Composée de grès quartzeux à grain grossiers.
- **La formation de Timouzeline:** Composée de grès quartzeux feldspathiques jusqu'à arkosiques à grain fin et grossiers avec les restes de Brachiopodes.

#### e. Le Quaternaire indifférencié

Le Quaternaire est représenté par les limons, les galets, les graviers et le sable éolien.

### II.1.3 Magmatisme

Les formations magmatiques de la région se subdivisent en cinq complexes formés pendant trois (03) étapes principales: le Paléo-protérozoïque, le Néo-protérozoïque et le Paléozoïque.

#### II.1.3.1 Formations intrusives du Paléo-protérozoïque

Ce groupe réunit les deux plus anciennes formations magmatiques de la région.

- Le complexe volcano-plutonique : Il comprend les massifs de gabbros, gabbros-amphibolites et gabbros-diorites.
- Les granitoïdes : Ce groupe est formé de roches proches et correspondantes par leurs compositions aux granites et granodiorites. Ils se localisent parmi les

formations métamorphiques du Paléo-protérozoïque dans le quart Sud ouest d'In Abeggui.

#### **a. Formations magmatiques du Néo-protérozoïque**

Les formations du Néo-protérozoïque comprennent essentiellement des petits corps et dykes basiques et neutres constitués par des gabbros-diabases, des diorites, des porphyrites dioritiques et diabasiques.

Le contact intrusif entre les corps de gabbros diabases, et les encaissants est différemment masqué.

Le métamorphisme régional de faciès schistes verts affecte tous les petits corps intrusifs, ainsi que le plissement. Les corps lenticulaires (sills) sont allongés parallèlement aux axes de grands plis. Autrement dit, ils se trouvent disposés en concordance avec la structure des roches encaissantes.

#### **b. Complexe magmatique du Paléozoïque**

Par rapport à d'autres complexes magmatiques, l'extension des roches magmatiques du Paléozoïque sur le territoire étudié est insignifiante et tout à fait irrégulière. A ce complexe ont été attribués les sills et dykes de porphyres dioritiques et de micro-diorites. Situés dans la partie Sud-ouest de la feuille d'In Abeggui, les sills de porphyrites diabasiques, de diabases, de porphyrites dioritiques et de microdiorite regroupent les formations du Paléo-protérozoïque et du Néo-protérozoïque.

### **II.1.4 Tectonique**

Dans la région d'In Abeggui le socle précambrien est représenté par un ensemble hétérogène divisé en deux étages structuraux: le Paléo-protérozoïque et le Néo-protérozoïque. Ce socle est recouvert par des dépôts Phanérozoïques considérés comme un troisième étage structural

#### **a. Etage structural Paléo-protérozoïque**

Les termes de cet étage sont largement répandus au Sud-est de la feuille de la région d'In Abeggui. Il est constitué par trois compartiments tectoniques délimités par des failles profondes subméridiennes.



Du point de vue morphologique ces compartiments tectoniques correspondent aux horsts et grabens. Cet étage est divisé en deux sous étages structuraux: Inférieur et supérieur.

➤ **Sous étage structural inférieur**

Il est représenté par des amphibolites gneissiques et de gabbroïdes de complexe volcano-plutonique du Paléo-protérozoïque. Les termes de ce sous étage forment des champs allongés en direction méridienne.

➤ **Sous étage structural supérieur**

Il est représenté par la formation carbanato-schisteuse (avec amphibolites et gneiss), la formation supérieure du Paléo-protérozoïque ainsi que par la formation des granitoïdes.

**b. Etage structural Néo-protérozoïque**

Cet étage est formé d'une série de formations géologiques à fort pendage divisé en deux sous étages:

➤ **Sous étage structural inférieur**

Les termes de ce sous étage structural inférieur sont représentés par un complexe à composition lithologique variable de roches volcano-sédimentaires et magmatiques d'âge néo-protérozoïque, réunis en une formation volcano-térrigène.

Au niveau d'érosion actuel, ces termes forment de petits champs séparés, allongés en direction subméridienne.

La limite inférieure de ce sous étage est partout pratiquement tectonique.

➤ **Sous étage structural supérieur:**

Les termes de ce sous étage sont représentés par la formation granito-rhyolitique englobant les faciès de rhyolites effusives, de roches sub-volcaniques et de dykes de composition rhyolitique, ainsi que les faciès leuco-granites alcalins et sub-alcalins du complexe du Néo-protérozoïque.

La limite inférieure de ce sous étage est nettement définie par une surface de discordance, et la limite supérieure par la superposition des sédiments de l'étage structural Phanérozoïque (de plateforme).

Les roches de ce sous étage sont liées aux zones mobiles de direction méridienne.

**c. Etage structural du Phanérozoïque (de plateforme)**

Une grande discordance d'ordre régionale sépare les formations Protérozoïques de celle Phanérozoïques. Cet étage est constitué par des formations métamorphisées de terrigènes continentales cambriennes, ordoviciennes, dévoniennes, et par celles carbonato-terrigenes marines siluriens et dévoniens.

Les formations sont caractérisées par un plissement discontinu. Elles sont percées par des sills basiques et recoupées par des séries d'accidents tectoniques cassants ayant la même disposition.

**II.1.4.1 La tectonique qui affecte la feuille d'In Abeggui**

Elle est subdivisée en tectonique plicative et tectonique cassante.

**➤ Tectonique plicative**

Cette tectonique est caractérisée par un système de plis anticlinaux et synclinaux de direction subméridienne. Ils sont complètement ou partiellement érodés. Les charnières des anticlinaux montrent des ondulations et plongent avec un angle de 5°-10° vers le sud.

**➤ Tectonique cassante**

Les accidents cassants sont très développés dans la région. Ils jouent un rôle important dans la structure géologique régionale, de même que dans le contrôle de répartition des indices de minéraux utiles. Les accidents cassants sont regroupés en deux types:

- ✓ failles profondes, qui déterminent la structure des compartiments de la région orientées en direction méridienne.
- ✓ failles de premier et deuxième ordre qui déterminent la structure tectonique actuelle du socle de direction nord-est et nord-ouest.

## II.2 GEOLOGIE LOCALE D'IN ABEGGUI

### II.2.1 Introduction

Le gisement d'In Abeggui est situé dans la partie Sud-ouest de la feuille d'In Abeggui et la partie Nord-ouest de la feuille d'In Atei. Les coordonnées géographiques sont:

**A:** 6° 04' 00" - 20° 50' 00"

**B:** 06° 04' 00" - 22° 06' 00"

**C:** 6° 20' 06" - 22° 06' 00"

**D:** 06° 20' 06" - 20° 50' 00"

Il est limité à l'Est par des formations du Tassilis et les limites nord, sud et ouest sont des granites de différents âges (Fig. II.1). Elle se caractérise par une géologie assez complexe.

Le secteur du gisement est essentiellement composé de formations volcano-sédimentaires intensément métamorphisées du Néo-protérozoïque (schistes, volcanites, gneiss, granito-gneiss) qui sont recoupées par de nombreux massifs intrusifs (gabbros, gabbro-diorites, diorites, granites), ainsi que les granitoïdes et les dépôts actuels (Fig. II.1).

Le Protérozoïque dans le secteur d'In Abeggui est représenté en grande partie par les formations volcano-sédimentaires et volcaniques, qui sont en grande partie attribuées au Néo-protérozoïque.

### II.2.2 Litho-stratigraphie

Tous les termes stratifiés du territoire étudié (feuille In Abeggui), sont divisés selon leurs compositions lithologiques, degré de métamorphisme et relation entre les roches en trois (03) groupes; Protérozoïque (Paléo-protérozoïque, Néo-protérozoïque), Paléozoïque et Le Quaternaire (Fig. II.1).

#### II.2.2.1 Paléo-protérozoïque

Les formations les plus anciennes sont les granites d'anatexie du Paléo-protérozoïque.

Ces granites d'anatexie sont associés à une grande faille méridienne très nette, dans la partie ouest de la région. Les contacts des granites avec les roches encaissantes volcano-sédimentaires sont généralement confondus. Au Sud-ouest, les granites passent progressivement aux granito-gneiss. Sur la carte géologique (Fig. II.1), ces granites sont associés aux granito-gneiss intermédiaires qui étaient préalablement marqués en tant que granites migmatiques du Paléo-protérozoïque.

**II.2.2.2 Néo-protérozoïque**

Les dépôts du Néo-protérozoïque dans le secteur d'In Abeggui comportent les formations volcano-sédimentaires (Pr3 Vt) et volcaniques (Pr3 V).

**II.2.2.2.1 Les formations volcano-sédimentaires (Pr3 Vt)**

Les dépôts de ces formations sont largement répandus dans la partie Est du secteur étudié, ils sont allongés sur une longueur de 25 Km du nord vers le sud et sur près de 1.5 Km d'est en ouest. La fracturation et la schistosité sont très intenses sur le terrain. Cette formation est cernée par des filons de quartz de faible puissance ainsi que par des petits corps et dykes de composition basique et par des corps sub-volcaniques du complexe Néo-protérozoïque.

Les formations volcano-sédimentaires sont divisées d'après la composition de ces roches en deux membres inférieur et supérieur:

**✓ Membre inférieur**

Le membre inférieur est représenté par des andésito-basaltes avec des intercalations de tufs de compositions mixtes. Ils se localisent principalement dans la partie est du gisement d'In Abeggui (feuille In Abeggui).

**✓ Membre supérieur**

Les dépôts de ce membre sont composés de grés pélitiques (siltstones), méta grés, schistes argilo-pélitiques, schistes argilo gréseux, cornéennes et grauwarckes. Ils affleurent tout au long du secteur, alternés par les termes du membre inférieur. Les roches du membre supérieur recouvrent en concordance les roches du membre inférieur.

**II.2.2.2.2 Les formations volcaniques (Pr3 V)**

Les formations volcaniques dans le secteur d'étude sont représentées par des rhyolites et des andésito-basaltes.

Les formations du Néo-protérozoïque sont recouvertes en discordance angulaire par les terrains du Paléozoïque.

### II.2.2.3 Paléozoïque

Les formations du Paléozoïque affleurent tout au long de la partie est du terrain étudiée. Les dépôts de cette formation sont attribués au Silurien. Ils reposent nettement en discordance angulaire sur l'ensemble des terrains du Protérozoïque. Ils sont composés essentiellement de poudingues et micro-poudingues (microconglomérats) à éléments de quartz peu ou pas arrondis qui constituent un horizon de base net. La coupe lithologique des Tassilis est formée par des grés, à quartz et feldspath, intercalés de rares lentilles de siltstone gris foncé et de grés fin ferrugineux.

Les roches des Tassilis ne sont guère métamorphisées. Elles montrent un très faible pendage (5° environ) dirigé vers le Sud-est.

### II.2.2.4 Le Quaternaire

Il est largement représenté par des dépôts d'alluvions fluviales et des dépôts éoliens.

- ✓ **Les dépôts alluvionnaires:** Ils forment les terrasses alluvionnaires le long des oueds. Ce sont des dépôts de crues anciennes et récentes, constituées essentiellement de sables et de graviers.
- ✓ **Les dépôts éoliens:** Ils sont observés sous forme de dunes de sable très fin

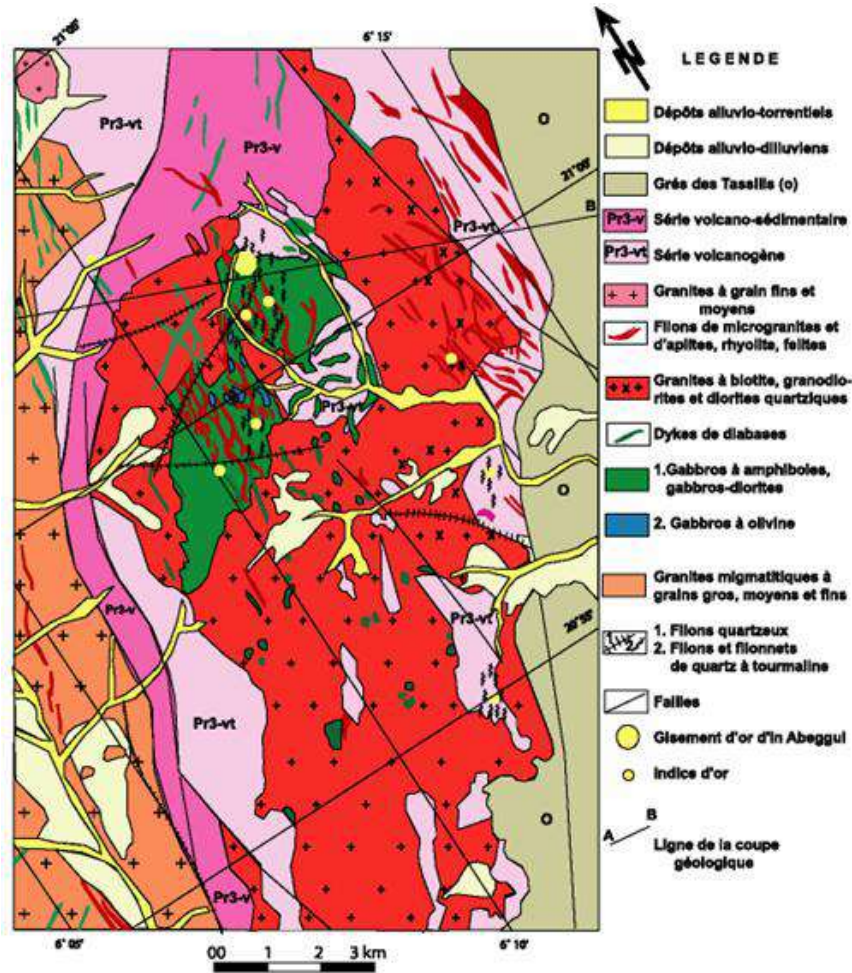


Fig. II.1: Carte géologique schématique de la région d'In Abeggui d'après Alexandrov., 1972/ Bouttrika. 2006. (Modifier ).

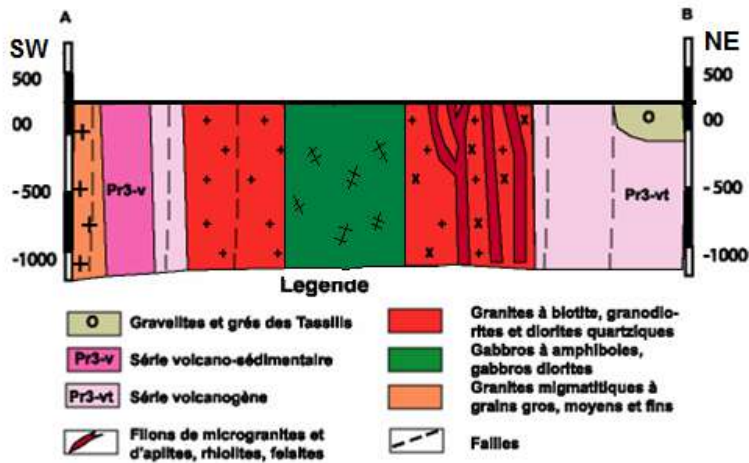


Fig. II.2. Coupe géologique selon la ligne AB

### II.2.3 Roches intrusive

Les manifestations magmatiques sont nombreuses dans le territoire d'In Abeggui. On subdivise ces manifestations en deux grands complexes recoupant les formations volcanosédimentaires du Néo-protérozoïque. Par endroits on rencontre des enclaves de l'encaissent (xénolites) volcano-sédimentaires.

Ces complexes magmatiques se rapportent aux cinq ensembles suivants: granites d'anatexie du Paléoprotérozoïque; gabbros diorites subintrusives, grano-diorites et granites du Néoprotérozoïque; les Taourirts et dykes (Fig. II.1).

**II.2.3.1 Les granites d'anatexie du Paléoprotérozoïque** sont associés à une grande faille méridienne très nette, dans la partie ouest de la région. Au Sud-ouest, les granites passent progressivement aux granito-gneiss. Sur la carte géologique (Fig. II.1), ces granites sont associés aux granito-gneiss intermédiaires qui étaient préalablement marqués en tant que granites migmatitiques.

**II.2.3.2 Les gabbros et gabbro-diorites sub-intrusifs du Néo-protérozoïque** constituent deux affleurements isométriques isolés dont les diamètres atteignent 4 -5 km. Dans sa partie SO le massif est faillé en blocs et recoupé par de nombreux filons de quartz à tourmaline et des filons de granites, d'aplites et microgranites.

Dans l'ensemble, les roches du massif sont représentées par des variétés lithologiques très différenciées qui renferment toute la gamme comprise entre les diorites mélanocrates et les gabbros à olivine. Le bloc NE est constitué essentiellement par des diorites et gabbros-diorites mélanocrates à grain fin et moyen, tandis que le bloc SO est formé des gabbros grossiers à pyroxènes (hyperstène), hornblende et olivine.

Les contacts NE du massif sont intrusifs. La périphérie SO n'est en contact qu'avec les granites qui les traversent. La série de roches volcaniques basiques localisées autour des gabbro-diorites susmentionnées, est caractérisée par la même composition que ces dernières.

**II.2.3.3 Les granitoïdes du Néo-protérozoïque:** Ils sont composés des granites, microgranites, aplites, grano-diorites et diorites à quartz dont l'extension est très large. Ils entourent le massif gabbroïque.

**II.2.3.4 Les Taourirts:** Ils forment un petit massif de 1.2 Km de diamètre, dans la partie nord de la région étudiée. Il s'agit de granites fins porphyroïdes à biotite. Ils recourent les granites du Paléo-protérozoïque, les formations volcano-sédimentaires et les dykes acides et basiques du Néo-protérozoïque.

**II.2.3.5 Les dykes:** Ils sont très abondants dans les formations du Néo-protérozoïque: aplites, aplo-pegmatites, microgranites, diorites, diabases ainsi que des filons de quartz, avec ou sans tourmaline et sulfures d'origine hydrothermale.

Le complexe de dykes les plus anciens, comprend ceux des diorites et de diabases de puissance faible, et d'orientation NE-SO.

Par contre, les faciès associées aux dykes qui traversent les granites, sont très différents, ce sont des granites fins, aplites (A), aplo-pegmatites (Ap), ainsi que des rhyolites, felsites et granodiorites-porphyles qui se localisent au-delà des massifs granitiques. Les puissances des dykes du 1er groupe varient de 1 à 20 m. Leurs orientations, essentiellement subméridienne, coïncide avec les fracturations tectoniques.

## II.2.4 Tectonique

Le territoire du gisement d'In Abeggui se situe dans les limites d'un bloc tectonique qui a appartenu à la partie marginale du Hoggar central. Constitué de roches Néo-protérozoïques, le bloc est délimité à l'Est et à l'Ouest par des grandes failles.

Il existe deux types de tectonique: une tectonique souple ou plicative, et une tectonique cassante.

### ✓ La tectonique plicative (souple)

Elle est représentée par des plis à axe subméridien, mais comme le terrain est affecté par un métamorphisme très intense, il est difficile de définir la nature et le type de plissement.

### ✓ La tectonique cassante

La tectonique cassante joue un rôle très important dans le comportement du terrain de même que dans la répartition des indices des minéraux utiles. Les accidents cassants sont classés en deux groupes majeurs.



➤ **Les failles du premier ordre**

Le territoire prospecté est fortement affecté par de nombreuses failles dont la plus importante est celle qui le délimite du côté occidental. Au Sud-ouest, les structures de ces failles sont bien nettes car elles sont accompagnées par des zones développées de bréchification et de mylonitisation. La largeur de celle-ci varie de 5 à 50 m. Du côté Est aussi, le bloc Néo-protérozoïque est limité par une grande faille qui passe à 3-4 Km plus à l'Est de la région, en affectant les séries continentales de Tassilis. A la surface du sol, elle a une largeur de 100 à 500 m et représente une zone de fissuration et de ferruginisation. Il faut noter qu'au Sud-est, les Tassilis sont aussi affectés par de faibles failles subméridiennes.

➤ **Les failles de deuxième ordre**

Ce type de failles affecte intensément le secteur. Elles sont généralement orientées NE, NO et NS, elles sont caractérisées par des filons et filonnets de quartz. Aux alentours de ces failles, on remarque des fissures d'ordre centimétrique remplies de quartz blanc laiteux ou des brèches de quartz, postérieures aux filons de quartz à tourmaline.

**CHAPITRE**

**\*III\***

**GITOLOGIE DU GISEMENT D'IN ABEGGUI**

**III. GITOLOGIE DU GISEMENT D'IN ABEGGUI****III.1 Introduction**

Le gisement d'In Abeggui est représenté par un système des filons de quartz à tourmaline et de zones d'altérations hydrothermales étendu sur une superficie de 2.5 Km<sup>2</sup> environ, et recoupant les formations du Néo-protérozoïque, encaissés dans un massif gabbroïque, lui-même cerné par une formation volcano-sédimentaire du Protérozoïque supérieur.

Ce massif de gabbro présente une certaine zonalité: la partie centrale est un gabbro à olivine, tandis que la périphérie est un gabbro-diorite. De nombreux dykes de composition diverse (aplites, microgranites, diabase) recoupent sous différentes directions ce massif.

Les roches les plus anciennes qui forment les structures géologiques dans la partie NE du gisement, sont celles de la série volcano-sédimentaire d'âge Néo-protérozoïque. Ce sont des séricito-schistes porphyriques métamorphisés dans le faciès des schistes verts.

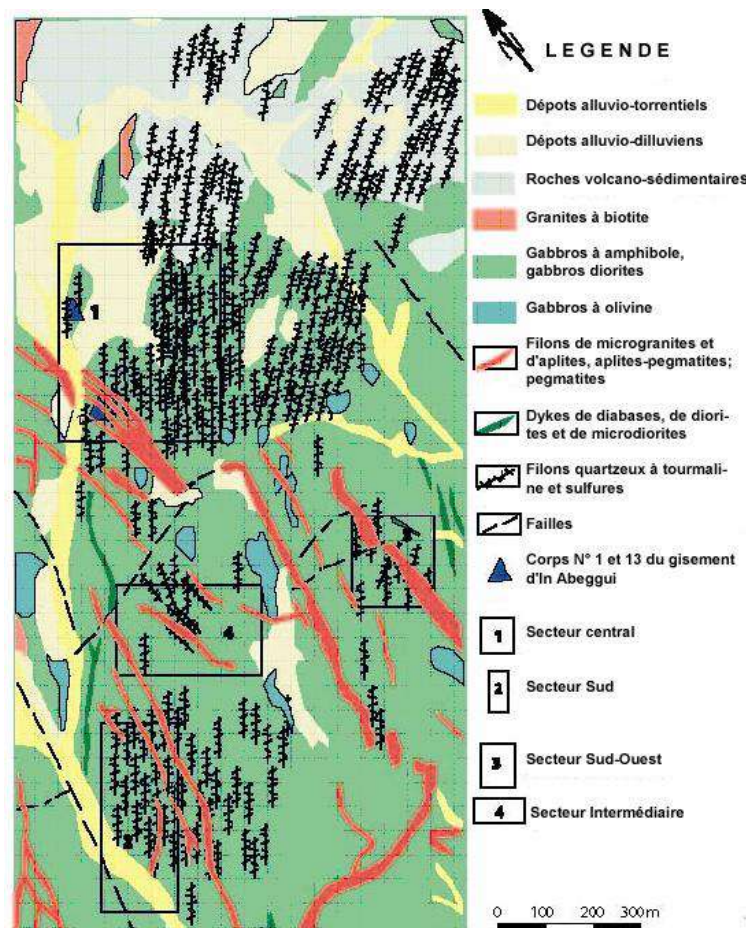
La position du gisement sur le plan structural est influencée essentiellement par les grands accidents subméridiens qui ont joué un rôle important dans la mise en place des filons d'aplites.

Les mouvements tectoniques ont favorisés la formation de plusieurs blocs et failles diagonales (40-45° par rapport aux failles principales). Celles-ci représentent les éléments structuraux essentiels qui renferment les minéralisations de ce gisement.

Elles montrent aussi que le champ minier du gisement est caractérisé par une structure tectonique en blocs dont l'unité la plus élevée et celle du NO.

Les traits caractéristiques des accidents tectoniques consistent dans leur orientation essentiellement subméridienne et leur nature de failles décrochantes. Par exemple, la zone faillée qui passe par le centre de la région d'In Abeggui recoupe en deux le massif de gabbro-diorites (Fig. III.1). Cette faille décrochante ayant joué à plusieurs reprises, représente vraisemblablement une structure qui contrôle la mise en place des minéralisations du champ minier d'In Abeggui. Des mégafentes de tensions en liaison avec les grands cisaillements décrochants sont également le siège de minéralisations.

Le massif est recoupé par des granites à biotite dont un grand pluton occupe une partie importante, au S, E et O du secteur prospecté au 1/10 000.



**Fig. III.1:** Carte géologique du champ minier d'In Abeggui d'après Alexandrov., 1972/ Boutrika. 2006. (Modifier).

Sur le champ minier d'In Abeggui (étudié au 1/1000) affleurent essentiellement des filons de microgranites et d'aprites, ils représentent une phase filonienne tardive du magma granitique (Fig. III.1).

Le gisement d'In Abeggui est représenté par des filons de quartz à tourmaline minéralisés en sulfures et or. Les roches encaissantes sont, dans la plupart des cas, des gabbros. Néanmoins un nombre important des filons se localisent dans les cornéennes et les filons d'aprites.

Les filons et filonnets de quartz minéralisés (une centaine) qui constituent les corps de minerai, sont disposés en relais de direction NE-SO ou parfois subméridiens. Leurs pendages sont (70-90°) NO. La longueur moyenne varie de quelques mètres à 100 m, la puissance de 1-3 cm à 5-6 m.

La majorité des filons sont localisés dans quatre secteurs: Central, Sud, Sud-ouest et intermédiaire qui ont été prospectés en détail.

III.1.1 Secteur Central

Ce secteur (600 X 370 m<sup>2</sup>) occupe essentiellement la partie NE du massif de gabbros. Il comprend la plupart des zones étudiées en détail par l'O.R.G.M (Alexandrov et al 1972), (n°1 à 10) (Fig. III.2).

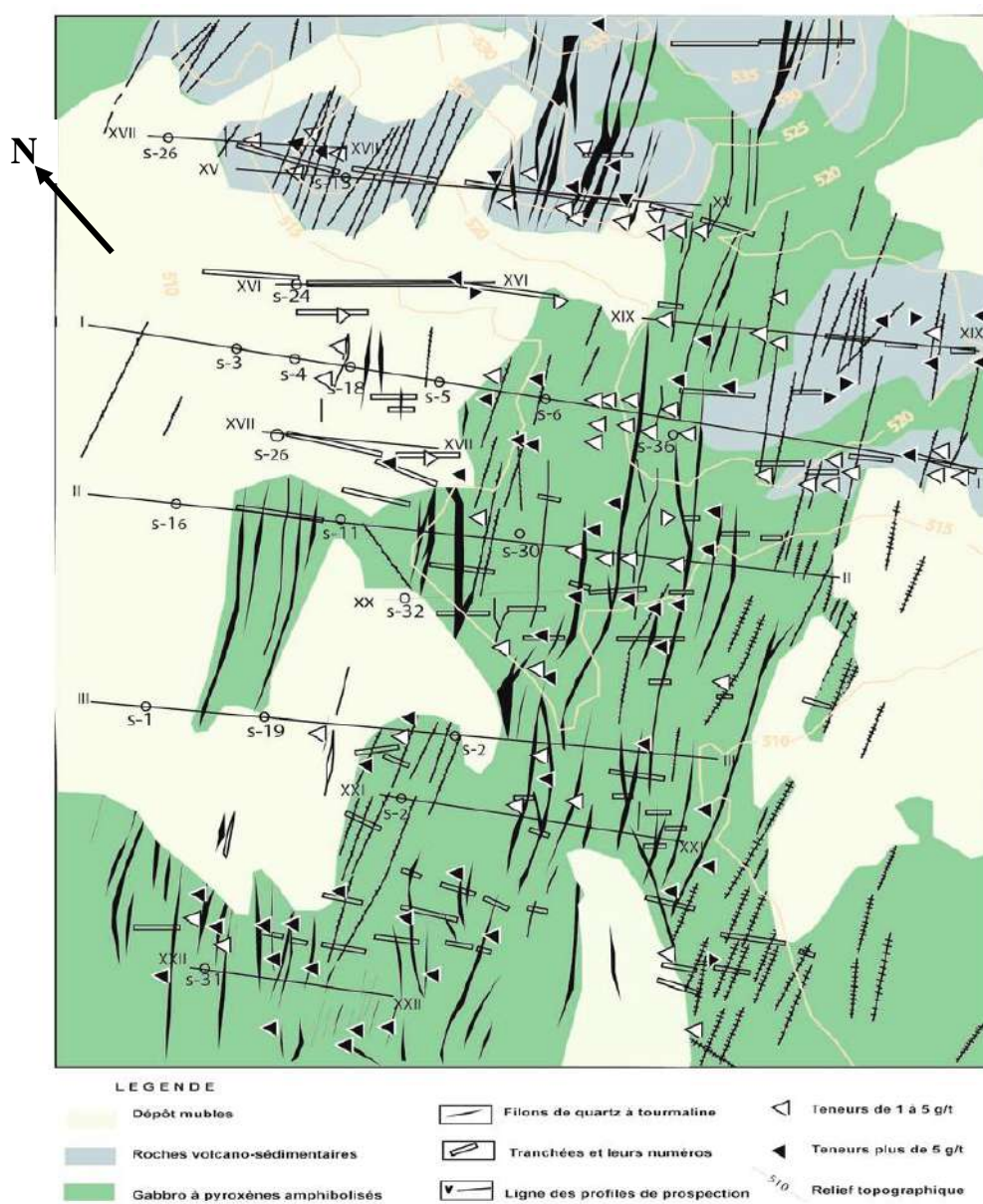


Fig. III.2: Carte géologique du secteur central du gisement d'In Abeggui d'après Alexandrov., 1972/ Boutrika. 2006. (Modifier).

**a. La zone minéralisée n°1** (Fig. III.3) située dans la partie centrale du secteur est localisée, dans une zone de gabbros schistosités. La largeur maximale de celle-ci atteint 50-60 m. Sa moitié Nord représente un indice constitué de quelques filons ou corps lenticulaires (fentes d'extension) NE-SO disposés en relais ( $L=30$  m,  $l=0.3-1.5$  m). Certains sont reliés entre eux par des apophyses intermédiaires. Vers le sud (centre de la zone minéralisée) l'orientation des filons ou corps se rapprochent de celle subméridienne, la morphologie du corps de minerais devient très complexe.

Plus au Sud il y a un filon (dit «principal») dont l'épaisseur varie de 1 à 3 m. Du côté toit celui-ci est en contact direct avec un dyke de diabase. Du côté mur, sur toute l'étendue du filon, il y a beaucoup d'apophyses ramifiées d'orientation  $200-220^\circ$  SO, et de puissance de 10 cm à 2 m, pour une longueur 10 à 40 m.

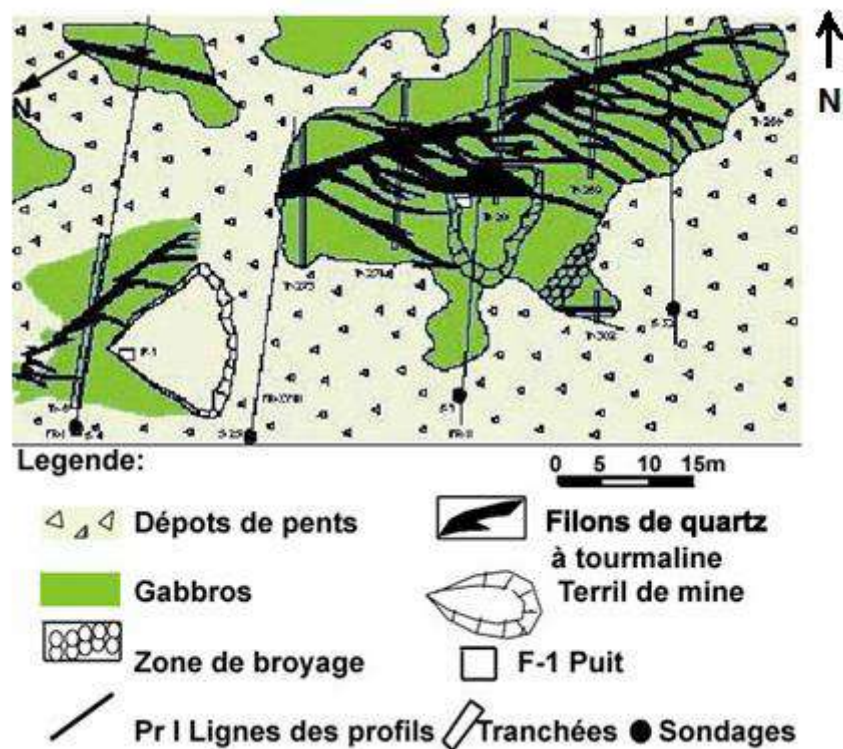
En plan (Fig. III.3), on a une structure en « queue de cheval ». Les apophyses susmentionnées recoupent la zone schistifiée qui les encaisse, tandis que le filon principal est orienté en concordance avec la zone. Toutes les apophyses s'amincissent et disparaissent occupant la partie centrale de la faille. Les apophyses, très minces peu nombreuses du côté supérieur, ont une orientation NE et recoupent le dyke de diabase.

La zone minéralisée N°1 a une longueur de 150 m, une puissance moyenne de 6.5 m.

En surface, elle a été étudiée par neuf (09) tranchées, qui révèlent le filon principal puissant de 6 m ainsi que toutes les apophyses qui l'entourent.

Dans les profondeurs plus grandes, la zone N°1 a été recoupée par sondages avancés.

En profondeur, au niveau de 20 m, la zone a été prospectée par ouvrages miniers avancés à partir des puits N°1 et N°2 et testée tous les 2-3 m sur toute son étendue.



**Fig. III.3:** Esquisse de la zone N° 1 avec plan d'échantillonnage. Boutrika. 2006,(Modifier).

### III.1.2 Secteur Sud Ouest

Le secteur Sud-ouest est situé à 700 m au SO de la zone centrale. Il comprend deux quartiers séparés constitués de gabbros amphiboliques et chloritisés et recoupés par des filons de quartz à tourmaline (zones n°11, 12 et 13)

### III.1.3 Secteur Sud

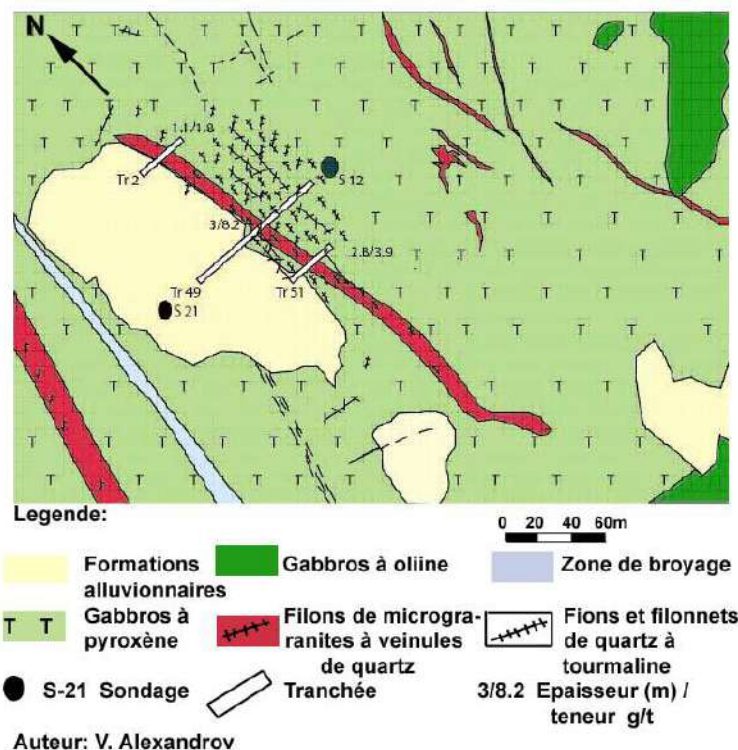
Ce secteur est situé à 300 m au Sud du secteur central. Il est formé de gabbros amphibolitisés, chloritisés et recoupés par deux filons d'aprites (puissance: 30 m). Ces derniers étant sub-parallèles entre eux et d'orientation sub-méridienne se rejoignent, en constituant un seul dyke qui, plus au sud, se continue au delà du secteur sur une distance de 2 Km.

Les corps de minerais y sont disposés en filons lenticulaires transversaux. D'habitude, les filons sont plus puissants dans les aprites et par contre, très peu puissants dans les gabbros, où ils se transforment souvent en minces zones chloritisées associées avec des

veinules de quartz à tourmaline. Leurs paramètres sont négligeables. Les deux zones n°14 et n°15, sont les plus intéressantes.

### III.1.4 Secteur Intermédiaire

Ce secteur situé entre le secteur Central et le secteur Sud-ouest, est représenté par un filon d'aplite (Fig. III.4) orienté N 150°, avec une longueur de ~ 300 m et une puissance variant de 02 à 13 m. En surface, le filon d'aplite a été étudié par trois tranchées (N° 49, 51 et 2).



**Fig. III.4:** Carte géologique schématique du secteur intermédiaire d'In Abeggui d'après Alexandrov., 1972/ Boutrika.2006 .(Modifier).

### III.2 MINERALISATION

Le minerai est caractérisé par l'association minéralogique suivante:

**a. Minéraux de gangue :** Quartz – tourmaline – barytine. Les minéraux de gangue sont essentiellement le quartz et la tourmaline. La tourmaline semble nettement dominer dans les filons encaissés dans les formations volcano-sédimentaires du Néo-protérozoïque. Le quartz est représenté par des agrégats à grain fin à moyen, et de texture « granulaire », se présentant souvent en puzzle.



- ✓ La tourmaline forme de petits agrégats (3-5 mm) ou des cristaux idiomorphes individualisés, en lames minces. La tourmaline est d'habitude de couleur vert-brunâtre, incolore ou brunâtre. La tourmaline plus foncée, se rencontre dans les filons de quartz aux contacts extérieurs des gabbros.

**b. Les minéraux métallifères sont représentés par des sulfures** (chalcopyrite – pyrite – pyrrhotite – arsénopyrite), de l'or, et du bismuth natif.

- ✓ **La pyrite** représente un minéral essentiel des filons de quartz à tourmaline (5 à 30%). On note la présence de deux types de pyrite. Pour le premier, les formes de pyrite les plus caractéristiques sont celles cubiques, de taille de 1-3 mm à 1-2 cm. La pyrite de deuxième type est xénomorphe. Ses grains ont des contours sinueux, irréguliers, et ils contiennent beaucoup d'inclusions de quartz et de tourmaline. Par endroit, on observe des filonnets de pyrite d'épaisseur de 2 cm, qui recoupent les grains de la pyrite de première génération.
- ✓ **La pyrrhotite** est assez répandue dans les minerais frais. Dans les schlichs artificiels, son pourcentage varie de 10 à 80% de la fraction magnétique dont le reste est constitué par de la magnétite, soit 20% par rapport à la concentration de pyrite. Les cristaux xénomorphes remplissent des fissures et des interstices de l'ordre du dixième de mm. Ce minéral lui aussi, n'est pas stable dans la zone d'oxydation.
- ✓ **L'arsénopyrite** Leur concentration dans les schlichs artificiels varie de 1 à 20 par rapport au volume de la fraction lourde, soit de 20 % de la quantité de pyrite. Dans la zone d'oxydation formée dans les conditions de la région d'In Abeggui l'arsénopyrite n'est pas persistant et pour cela il n'est pas décelé dans les schlichs artificiels.
- ✓ Outre les sulfures susmentionnés, dans ces minerais, on rencontre en très faible quantité la chalcopyrite. La galène a été signalée dans quelques échantillons broyés.

Concernant les minéraux subordonnés, on note la présence des minéraux de gangue suivants :

- ❖ **la barytine** gris-blanchâtre dont les grains isolés, de 1 cm, est dispersée dans les gangues.

- ❖ **les carbonates**, associés avec la chlorite sous forme des veinules.
- ❖ **la topaze** a été signalée dans les schlichs artificiels prélevés des corps des minerais localisés dans les granites aplitiques (V. Alexandrov, 1972). Parmi les rares minéraux métallifères rencontrés dans les broyages, on peut citer les grains de minéraux isolés suivants : Stibine, galène, blende. Dans les filons qui recoupent des aplites : Wolframite, molybdénite.

De la wolframite a été observé dans des roches à sulfures (à l'intérieur de la pyrite) (Secteur Central, zone N°1).

**b. Minéraux d'altération supergène : Soufre – orpiment – ocre d'antimoine :**

**Le bismuth natif** est observé sous forme d'agrégats fins complexes.

**Le soufre natif** s'observe dans les minerais oxydés sous forme de petits cristaux, dans les vides des sulfures lessivés, associés avec les hydroxydes de fer.

**L'or natif** représente le composant principal des minerais en question. Dans les concentrés de broyage des minerais frais, l'or est extrêmement rare (seulement par 1-2 grains dans 6 échantillons et ceci dans les échantillons qui ne sont pas les plus riches). Les études des lames polies montrent que la majorité absolue des micro-paillettes d'or a des dimensions très petites (de 0,1 mm; rarement 0.5-1 mm). On note parfois des regroupements des micro-paillettes en nids. On note aussi une liaison assez intime entre l'or et le bismuth natif. En outre, l'or remplit les microfissures dans le quartz, tourmaline et surtout pyrite. En outre l'or « entoure » les surfaces des grains de sulfures.

Le comportement de l'or dans les minerais oxydés est particulier. L'or « s'accumule » en agrégats plus gros que ceux des minerais frais, ce qui permet facilement de le déceler dans les schlichs artificiels.

Dans ce cas les grains d'or ont des formes irrégulières capricieuses, souvent dendritiques, tuberculées, réniformes ou cristallines. Dans les minerais s'observent un peu partout de faibles « traces » de minéraux accessoires : apatite et rutile.

## **II. PARTIE - B -**

1– Quelle est la profondeur du massif de gabbros-diorites ?

2– Quelle est la profondeur des dykes d'aprites ?

3- Quelle est la profondeur des filons de quartz à tourmaline encaissés dans le massif de gabbros-diorites : Exemple la zone n°1 ?

# Chapitre

**\*IV\***

# PARTIE GEOPHYSIQUE

IV.1 LA METHODE GRAVIMETRIQUE

IV.1.1 Introduction

La gravimétrie est une méthode géophysique qui cherche à déterminer d'après les perturbations du champ de la pesanteur en différents points de la surface du sol, la répartition probable, dans le sous-sol, des divers types de roches caractérisées par leur densité. Cette méthode est une technique qui mesure les variations du champ potentiel gravitationnel de la Terre. La détermination des anomalies de densité dans le sous-sol peut être mesurée par des levés gravimétriques, en utilisant des instruments extrêmement sensibles (gravimètres).

IV.1.2 Description des données gravimétriques

La figure IV.1 représente les anomalies de Bouguer (AB) du secteur d'étude qui sont issues du levé gravimétrique réalisé dans le suivant la direction des profils Est-ouest, il est pratiquement perpendiculaire aux principales directions subméridiennes des structures géologiques locales. L'espacement de ces profils sont al'espacement entre les points de mesures.

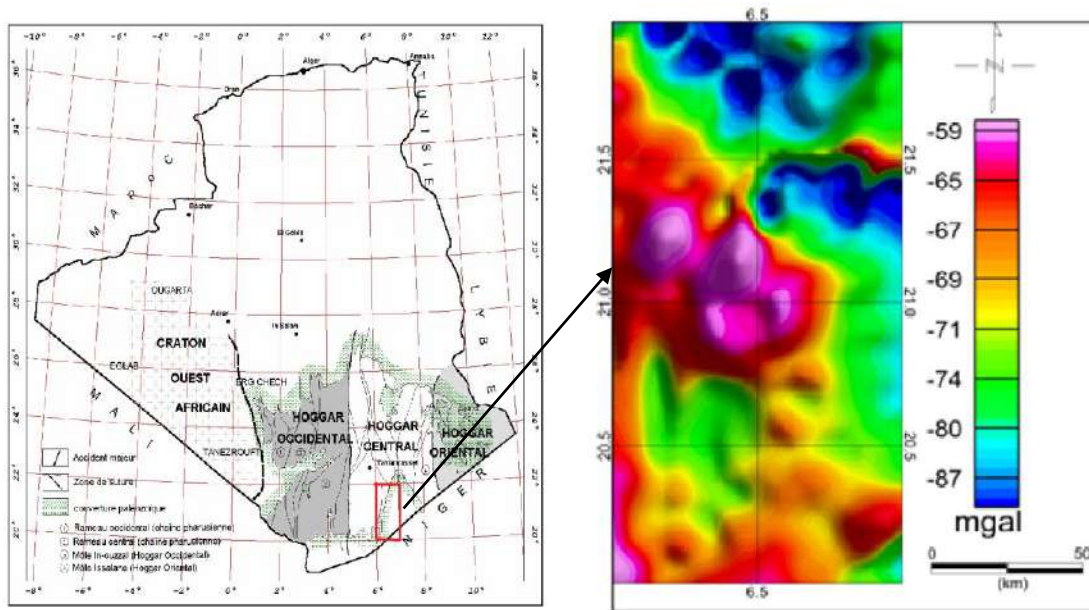


Fig. IV.1: Carte des anomalies de Bouguer de la région d'In Abiggui d'après le logicielle Oasis Montaj Geosoft.

### IV.1.3 Séparation des anomalies gravimétriques

L'anomalie de Bouguer (AB) peut être considérée comme étant la somme de l'anomalie régionale (surface polynomiale) et de l'anomalie gravimétrique résiduelle.

Dans le présent travail, nous avons testé deux surfaces polynomiales de degré 1 (Fig. IV.1 et IV.2). Nous avons obtenu les deux cartes des anomalies gravimétriques résiduelles de la région de degré 1 par la soustraction de ce polynôme aux données de l'anomalie de Bouguer.

### IV.1.4 Régionale et résiduelle

L'anomalie de Bouguer  $B$  peut être considérée comme étant le somme de deux termes  $R$  et  $A$  :  $B=R+A$ . dans laquelle  $R$  représente régionale et  $A$  l'anomalie résiduelle. L'anomalie régionale a pour cause une structure profonde ou une vaste structure de surface dont l'influence s'étend a toute une région :la régionale doit donc être la plus régulière possible c'est-à-dire que sa surface représentative doit avoir une faible courburele résiduelle est alors la différence entre la bouguer et la régionale. Il est intéressant de chercher à séparer ces deux types d'anomaliesnaturellement la régionale dépend du problème traité dans une étude de détail, une anomalie qui s'étend sur quelques kilomètres carrés peut être considérée comme régional alors que dans un levé de reconnaissance, comme le notre, la maille élémentaire du réseau des mesures est déjà de plus de 50 Km<sup>2</sup>. L'anomalie régionale doit avoir dimensions supérieures, et de loin, à celles des anomalies qui apparaissent sur Bouguer.

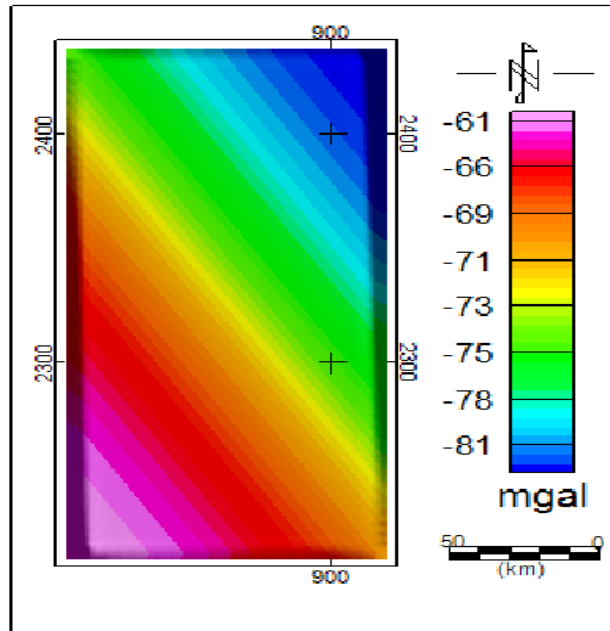


Fig.IV.2: Carte de surface polynomiale de degré 1.

#### IV.1.5 Méthode

La méthode que nous avons adoptée pour la détermination de la régionale est la suivante : nous avons représentée la région par un polynôme en  $x$  et  $y$  de degré donné et passant au mieux par la surface représentative des anomalies de Bouguer c'est-à-dire telle que la somme des écarts quadratiques entre la Bouguer et ce polygone soit minimum. Avec la même notation que précédemment cette condition se traduit par :

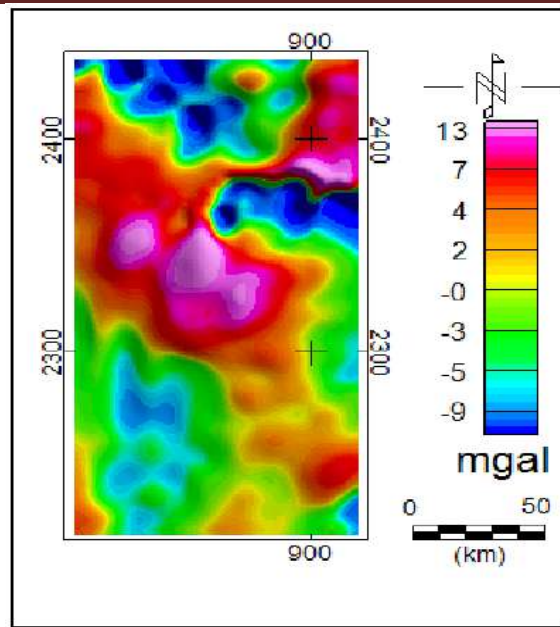


Fig. IV.3: Carte des anomalies gravimétriques résiduelles du secteur d'étude degré 1.

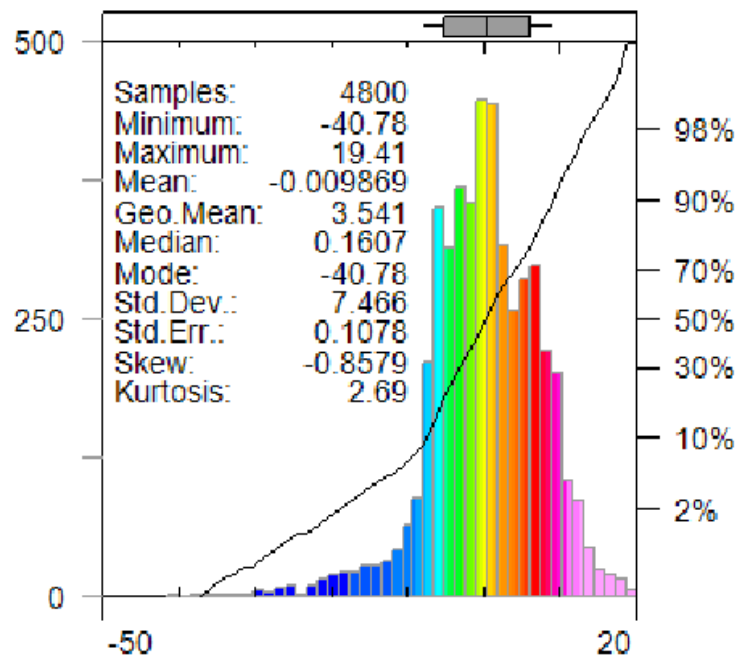


Fig. IV.4: Histogramme des valeurs des données gravimétriques de la figure 5c. Les coordonnées cartésiennes (X et Y) sont données en UTM-zone 31N.



**IV.1.6 La correction de plateau P**

Elle permet de corriger l'effet du terrain situé dans le plan horizontal passant par la station et le niveau de référence. Elle est donnée par la relation suivante :

$$P=0.0419\rho h$$

P: en mgal quand  $\rho$  est exprimé en  $\text{g/cm}^3$  et  $h$  en mètres.

**IV.1.7 La correction normale ou de latitude ( $g_{th}$ )**

Elle permet de corriger la mesure de l'influence de l'aplatissement de la terre. Elle est en fonction de la latitude de la station. La correction normale est donnée par la formule dite LAIGSN71 :  $-g_{th}=978031.85(1+0.0053024\sin^2\varphi-0.0000059\sin^22\varphi)$  : la latitude de la station en degrés.

**IV.1.8 La correction de relief (terrain)**

On appelle les corrections de terrain (C.T.). L'attraction due au terrain est proportionnelle à la densité du terrain  $\rho$  multipliée par un terme  $T$ . Elle tient compte des variations d'altitudes autour de la station de mesure.

**IV.1.9 Calcul de l'anomalie de Bouguer (AB)**

Par définition, l'anomalie de Bouguer (AB) sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude  $h$  donnée et la valeur théorique modifiée pour tenir compte de la correction à l'air libre et de la correction de plateau et des corrections de terrain (CT). L'AB est donnée sous la forme suivante ;

$$AB=g_m-g_{th}+0.3086h-0.0419\rho h+CT$$

**IV.1.10. La déconvolution d'Euler**

La déconvolution d'Euler, appliquée aux données magnétiques et gravimétriques, permet la localisation et la détermination de la profondeur des sources magnétiques et gravimétriques. Cette méthode est basée sur un procédé mathématique représenté par une équation d'homogénéité d'Euler (Thomson, 1982). Selon la définition d'Euler, toute fonction  $f(x,y,z)$  qui répond à la condition est une fonction homogène de degré  $n$ , et satisfait l'équation suivante (Thompson, 1982) :

Cette équation est appelée : équation d'homogénéité d'Euler ou équation d'Euler. On peut écrire l'expression (4.2.26) sous la forme (Blakely, 1995)

Les fonctions décrivant les champs d'anomalies magnétiques s'écrivent généralement sous la forme où  $\alpha$  est un paramètre indépendant de  $x, y, z$  et  $N=1, 2, 3, \dots$  (indice structural).

Si on considère une source magnétique située au point  $M(x, y, z)$ , l'intensité du champ d'anomalies magnétiques au point de coordonnées  $(x, y, z)$  peut s'écrire sous la forme

L'équation d'Euler est donnée par l'expression suivante (Reid et al., 1990):

L'équation d'Euler est donnée par l'expression suivante (Reid et al., 1990) où,  $N$  est appelé indice structural caractérisant le type de source et  $B$  représente une constante locale qui caractérise le champ régional (Thompson, 1982). Le principe de la déconvolution d'Euler repose sur la résolution de l'équation (4.2.30) qui comporte quatre inconnues :  $x, y, z$  et  $B$ . Pour résoudre un système d'équation à quatre inconnues, on prend quatre points de mesures au moins. Le système d'équation établi est résolu par la méthode des moindres carrés. Les gradients du champ sont calculés par la transformée de Fourier. On considère une fenêtre carrée sur les grilles des gradients et du champ. Cette fenêtre donne un système de  $n$  équations linéaires.

Donc on peut mettre l'équation (4.2.30) sous la forme matricielle

On peut mettre la matrice (4.2.31) sous la forme :

Pour obtenir les solutions ( $S$ ) du système (4.2.32) dans le sens des moindres carrés, Menke (1989) a trouvé une solution pour le système (4.2.32) sous la forme matricielle Les solutions minimales retenues (profondeurs) sont au moins égales au pas de la grille et inférieures à deux fois la taille de la fenêtre de déconvolution (Reid et al., 1990). Les solutions retenues pour la profondeur  $z_0$  sont celles dont la tolérance vérifie la condition suivante (Thompson, 1982) :

Où  $TZ$  est la tolérance et  $\sigma$  représente l'erreur quadratique moyenne de  $z_0$

**IV.1.11 Les méthodes analytiques**

L'avantage de cette méthode analytique réside dans la possibilité d'interprétation, à la fois, de plusieurs anomalies (contrairement aux méthodes graphiques qui sont simples et l'interprétation possible que sur une seule anomalie). En pratique, ces méthodes consistent à approcher au mieux le modèle géologique. Nous effectuons cette approche par la méthode directe et indirecte.

#### IV.1.12 Le signal analytique (SA)

Le signal analytique dans le cas tridimensionnel d'une anomalie magnétique  $M$  définie dans un système de coordonnées  $(x, y, z)$  est donné par l'expression suivante (Nabighian, 1984; Roest et al., 1992, Bournas et al., 2003, Balim et Ates, 2003)

Où  $X, Y, Z$  sont les vecteurs unitaires respectivement dans les directions  $Ox, Oy$  et  $Oz$ . L'amplitude du signal analytique sera définie par (Keating et Sailhac, 2004)

En termes des dérivées verticales ou horizontales, l'amplitude du signal analytique de degré  $n$  peut être exprimée de deux manières (Bournas, 2001)

Les équations (4.2.3) et (4.2.4) sont utilisées pour renforcer la réponse du signal analytique au-dessus des sources magnétiques. La relation qui existe entre la profondeur des sources et l'amplitude du signal analytique est donnée par l'expression suivante (Nabighian, 1974; Hsu et al., 1996, 1998)

Où  $r$  est la distance le long de l'axe horizontal et  $\alpha$  est un facteur dépendant des paramètres du champ magnétique et des paramètres de la source. Nabighian (1972, 1974) et Roest et al. (1992) utilisent la demi-largeur du maximum de l'amplitude du signal analytique de degré nul pour estimer la profondeur des sources.

A partir de l'amplitude du signal analytique de différents degrés (0, 1 et 2), on obtient les relations liant le maximum de l'amplitude du signal analytique et la profondeur des sources. Ainsi, on peut estimer la profondeur des sources à partir des rapports des maximums de l'amplitude du signal analytique calculé pour différents degrés, en utilisant les formules suivantes (Bournas, 2001).

# **CONCLUSION**

### V. Conclusion générale

Le gisement d'In Abeggui est localisé dans un bloc tectonique constitué d'une série volcano-sédimentaire recoupée par un massif lité de gabbro lui-même cerné par des granites et leurs cortèges des dykes de microgranites, aplites et pegmatites.

Les roches encaissantes sont affectées par des failles E-O et subméridiennes, ayant joué successivement à plusieurs reprises. Une fracturation secondaire intense d'orientation NE-SO constitue le site favorable de dépôt des minéralisations à quartz à tourmaline, sulfures et or natif par suite de circulations hydrothermales.

La minéralisation d'In Abeggui correspond à un réseau de veinules de quartz (stockwerk) associées à des halos d'altération potassique (séricite, chlorite, carbonate, tourmaline), très riches en sulfures disséminé et or.

En général les minéralisations aurifères exprimées dans le terrane de Laouni (Hoggar central) sont différentes des autres types du reste du Hoggar, elles ne sont pas liées aux grands accidents lithosphériques subméridiens. Elles sont localisées sur les marges de terranes et sont associées aux accidents lithosphériques de second ordre et montrent des paragenèses minérales qui sont plus variées et complexes.

La solution géophysique montrent une parfaite concordance avec les anomalies de courte et grande longueur d'onde liées aux différents accidents tectonique et formation lithologique.

Dans la partie centrale de notre secteur d'étude nous avons obtenu que le massif de gabbro indique des anomalies très profond.

De même les profondeurs des dykes d'aplite sont aussi probablement profond.

La profondeur des filons de quartz à tourmaline on peu la distinguée en utilisant les sondages.

**REFERONCE BIBLIOGRAPHIQUE**

**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 micro continent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 95-311.

**Alexandrov, V., 1972.** Rapport sur les travaux de prospection et de reconnaissance exécutés sur le gisement d'In Abeggui et dans la région. *E.R.E.M. Rapport inédit n° 172*.

**Allègre, C.J., Caby, R. (1972).** Chronologie absolue du précambrien de l'Ahaggar occidental. *C.R.A.S. Paris. T 275. p. 2095-2098*.

**Attoum, A., 1983.** Etude géologique et structurale des mylonites panafricaines et minéralisations aurifères associées dans le secteur de Tirek (Hoggar, Algérie). *Th. Doc. Ing. U.S.T.L. Montpellier, 98p.*

**Baziz, K., Liégeois, J.P., Azzouni, A., Layachi, L., Zahri A., 1996.** La phase granitique ultime (post 580 Ma) de la région d'Asseo-Issalane (sud-est Hoggar). Pegmatite à columbite associée. *Séminaire de Géologie et Exploration des Ressources Minières, ORGM, Boumerdès. Recueil des résumés, 12-13.*

**Bertrand, J.M.L et Sarfati, J., 1969.** Etude comparative des édifices stromatolitiques de plusieurs horizons calcaires du Précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental (Tanzrouft et Ahnet). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Du Nord ; 60, p. 21-37.*

**Bertrand, J.M.L et Lasserre. M.; 1976.** Pan-Africa and pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. *Precamb. Res., 3, P. 343-362.*

**Bertrand, J.M.L., 1974.** Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). *Thèse Doctorat es-Sciences. Université Montpellier. CNRS. Série Géologie 19; 370 p.*

**Bertrand, J.M.L., Caby, R., 1978.** Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield. *Geologische Rundschau* 67, 2, 357-388.

**Bertrand, J.M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978.** The late Pan-African intercontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology, and tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research* 7, 349-376. *House of the Czechoslovak Acad. of Sci.*, 66 p.

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

**Bilim, F., and Ates, A., 2003,** Analytic signal inferred from reduced to the pole data, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6: 66-74.

**Black, R., Latouche, L., Liégeois, J-P., Caby, R. and Bertrand, J-M. , 1994.** Pan- African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641-644.

**Blakely, R. J., 1995,** Potential theory in gravity and magnetic applications, *Cambridge University Press*, 441p

**Bournas, N., 2001,** Interprétation des données aérogéophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental, *Thèse d'état (USTHB-Alger)*, 250p.

**Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., and Baker, H., 2003:** Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) Using the Euler deconvolution analytic signal and local wavenumber methods, *Journal of African Earth Sciences* 37: 191-205.

**Boissonnas, J., Borsi, S., Ferrara G., Fabre, J., Fabriès, J., Gravelle, M., 1969.** On the early Cambrian age of two late orogenic granites from West-Central Ahaggar (Algerian Sahara). *Can. J. Earth Sci.*, 6, 25-37.

**Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., Baker H., 2003.** Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191-205.

**Boutrika, R. (2006).** Contribution à l'étude des minéralisations aurifères liées aux aplites et microgranites de la région d'In Abeggui et aux rhyolites d'AfraHéouhine (Hoggar Central). *Thèse de magister USTHB.159P.*

**Caby, R. (1970).** La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central) Algérie, sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Thèse d'état Univ. Sc. Montpellier.*

**Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boulier, A.M., 1992.** Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des complexes granitiques panafricains de la région de Tamanrasset (Algérie) : relations avec les minéralisations Sn - W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin Société Géologique France* 163, 6, 733-750.

**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 magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.

**Deschamps, M. (1973).** Etude géologique de la série de l'Arechchoum dans la région de Tamanrasset (Hoggar, Sahara central). *Thèse 3<sup>ème</sup> cyc. Univ. Nancy I. p 139.*

**Ferkous, K. And Leblanc, M., 1995.** Gold mineralization and associated hydrothermal alteration in a late Proterozoic shear zone (Hoggar, Algeria); *Mineralium Deposit* 30, pp. 116-124.

**Ferrara, G et Gravelle, M., 1966.** Radiométrie ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting and eastern limit for the west African craton. *Earth. Plan. Sci. Letters. Hollande, vol. 1, p. 319-324.*

**Jahn, B. M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., 2001.** Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59, 171-198.

**Harouchi, L. (2005).** Cartographie aéro magnétique et gravimétrique du mole d'In Ouzzel (Hoggar Occidental). *Thèse de magister, FSTGAT-USTHB.*



**Hsu, S., Sibuet, J-C., and Shyu, C-T., 1996,** High resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique, *Geophysics*, 61: 373-386.

**Hsu, S-K., Coppens, D., and Shyu, C-T., 1998,** Depth to magnetic source using the generalized analytic signal, *Geophysics*, 63:1947-1957

**Kennedy W.Q., 1964.** The structural differentiation of Africa in the pan-african (+ 500 My) tectonic episode. *8 th Ann. Rep.Sess. (1962-1963) Res. Inst. Afric. Geol. Leeds p 48-49.*

**Kalabachkine. S., Boutrika. R., 1993** Rapport sur la prospection détaillée sur le champ d'In Abeggui (Feuille In Abeggui). *O.R.G.M. Rapport inédit.*

**Keating, P., and Sailhac, P., 2004,** Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes, *Geophysics*, 69:180-190.

**Latouche, L., Vidal, Ph., 1974.** Géochronologie du Précambrien de la région des Gours Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique; *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVI, 195-203.

**Latouche, 1978.** Le Précambrien de la région des Gour Oumelalen (N.E de l'Ahaggar. Algérie). *Thèse Doctorat es-Sciences. Université Paris VII. 225 p.*

**Latouche, L., Boughrara, M., Liégeois, J-P. , Navez, J., Guiraud, M., 2000.** Pan-African thrust sheets and eclogites in the Tuareg area, central Hoggar, Algeria. In: Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Fritz, H., Unzog, W., Mogessie, A., (Eds.), Special abstract issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Sciences*, 30/4 A, Elsevier, p 52.

**Liégeois, J.P, Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994.** Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian. Research* 67, 59-88.

**Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of Earth Sciences* 37,161-190.

**Marignac, CH., Fourcade, S., Boiron, MC. Joronn, J.L., Kienast, J.R. and Peucat, J.J, 1996.** Metallogenesis of the late Pan-African gold East InOuzzal shear zone (Hoggar, Algeria): *Metamorphic Geol.*, pp. 783-801.

**Menke, W., 1989,** Geophysical data analysis : Discrete inversetheory, *Academic Press. Inc.*

**Nabighian, M. N., 1972,**The analytic signal of two-dimensionalmagnetic bodies with polygonal cross-section: Its propertiesand use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, 37:507-517.

**Nabighian, M. N., 1974,** Additional comments on the analyticsignal of two dimensional magnetic bodies with polygonalcross-section, *Geophysics*, 39: 85-92.

**Nabighian, M. N., 1984,**Toward a three-dimensional automaticinterpretation of potential field data via generalized Hilberttransforms:Fundamental relations, *Geophysics*, 49: 780-786.

**Ouzegane, K., 1981.**Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle. Université Paris VI.* 225 p.

**Peucat, J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003.**U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the GourOumelalen granulite basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria.*Journal of African Earth Sciences*, 37, 229-239.

**Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., and Somerton, I. W., 1990,** Magnetic interpretation in threedimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55: 80-91.

**Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992,** Magneticinterpretation using the 3-D signal analytic, *Geophysics*,57:116-125.

**Thompson, D. T., 1982,** EUDPH: A new technique for makingcomputer-assisted depth estimates from magnetic data,*Geophysics*, 47:31-37.

**Vittel. G. 1971.** Interprétation structurale du groupe métamorphique de la partie méridionale de la Tefedest (Ahaggar central). *Bull. serv. Carte géol. Algérie, n°41,* 155-230