

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou
جامعة مولود معمري
FACULTÉ DES SCIENCES BIOLOGIQUES ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES
DÉPARTEMENT DES SCIENCES GÉOLOGIQUES



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de
MASTER EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
Option : Ressources Minérales, Géomatériaux et Environnement

Par : **MEDELLEL Imed Eddine**
et

BERZIG Oussama

Thème :

**Pétrographie et minéralisations associées de la coupole de
Sédis, teranne de Laouni (Hoggar central).**

Soutenu publiquement le 13/10/ 2022 devant le Jury composé de :

Mme. IZRI D.
M. HAMIS A.
Melle. GACI N.

Maître assistante (A) à l'UMMTO
Maître de conférences (B) à l'UMMTO
Maître assistante (A) à l'UMMTO

Présidente
Encadreur
Examinatrice

Remerciements

Au terme de ce travail, nous remercions tout d'abord **ALLAH**, le tout puissant maître des cieux et de la terre, de nous avoir aidé et donné la patience, le courage pour mener à terme ce modeste travail.

Nous remercions en suite notre encadreur **Mr Hamis A.** qui nous a guidé dans ce travail. Nous le remercions également pour ses encouragements, sa disponibilité, et pour ses conseils avisés.

On tient à remercier **Mme. Izri** de nous avoir fait l'honneur d'accepter de présider la commission du jury et son enseignement durant ces longues années d'étude.

Nos remerciements vont à **Mlle. Gaci N.** pour avoir accepté de juger et examiner ce travail.

Nos profonds et sincères remerciements vont à **Mr. Sami, Mr. Makhlouf, Mr. Boukhdimi, Mr. Zeghouane, Mr. Brahmi** et à tous les enseignants qui ont contribué à notre formation, notamment ceux de l'**U.M.M.T.O** et surtout ceux de la spécialité Ressources Minérales et Environnement.

N'oublions pas, **Tarik Aziz** (SONATRACH : Division Exploration) pour les analyses minéralogiques au MEB.

Nos profonds et sincères remerciements et respects toujours à l'équipe de **I'A.S.G.A**, pour leur soutien et leur aide.

Un grand merci à tous les amis et les étudiants de notre promotion à l'**U.M.M.T.O** pour leurs aides, pour leurs nombreuses marques d'amitié et leur fidélité.

SOMMAIRE

Introduction générale

I Introduction	1
II But du travail	1
III Méthode de travail	1
IV La problématique	2

Chapitre I : Géologie régionale

I Généralités sur la géologie du Hoggar.....	3
I.1 Introduction.....	3
I.2 Structure du Hoggar	3
I.2.1 Le Hoggar Occidental	4
I.2.2 Le Hoggar Central.....	4
I.2.3 Le Hoggar Oriental.....	5
I.3 La théorie des terranes	5
I.4 Le concept de la LATEA et le terrane de Laouni	6
I.5 La géologie du terrane de Laouni	7
I.6 Géodynamique de la région de Laouni	10
I.7 Granites post-orogéniques de Laouni.....	10
I.8 Conclusion	12

Chapitre II : Description du massif et étudepétrographique de la coupole de sédis.

I Introduction	13
II La géologie du massif.....	14

III pétrographie.....	16
III.1 L'Encaissant ' Le granite régional'	16
III.1.1 Caractères macroscopiques	16
III.1.2 Caractères microscopiques	16
III.2 Le granite de sédis	18
III.2.1 Caractères macroscopiques	18
III.2.1.1L'exogranite.....	18
III.2.1.2L'endogranite.....	18
III.2.1.3 Le stockscheider	19
III.2.1.4 Les greisens.....	19
III.2.1.5 Les filons de quartz.....	19
III.2.2 Caractères microscopiques.....	19
III.2.2.1 L'exogranite.....	19
III.2.2.2L'endogranite.....	22
III.2.2.3 Le stockscheider.....	24
III.3 Compositions modales de l'exogranite et de l'endogranite.....	25
IV. Comparaison pétrographique entre exogranite et endogranite de sédis.....	33
V. Conclusion.....	34

Chapitre III : Géochimie

I. Géochimie des granites du massif Sédis	35
I.1-Introduction	35
I.2-perte au feu	35
II. Caractères révélés par les éléments majeurs.....	35
II.1Evolution des éléments majeurs avec la silice.....	37
III. Caractères révélés par les éléments traces.....	38
IV. Conclusion	39

Chapitre IV : Minéralisation

Introduction	40
I.Généralités sur le tungstène (ou wolfram)	40
II.Les gisements de tungstène	40
II.1 Gisements en Algérie.....	40
II.2 Indices et gisements du Hoggar.....	41
II.3 Autres gisement au monde	43
III.Minéralisation du massif Sédis	44
III.1Localisation	44
III.2 observation macroscopique	45
III.3 observation microscopique.....	45
III.3.2 Cartographie au MEB.....	50
IV.Conclusion	51

Conclusion générale

Conclusion générale	52
---------------------------	----

Liste des figures

Chapitre I

- Figure 1:** Carte de situation du bouclier Touareg et du terrane de Laouni (Black et al, 1994)..3
- Figure 2 :** Carte des principales subdivisions et des principaux domaines structuraux du Hoggar (Caby et al ;1981).....5
- Figure 3:** Subdivision du bouclier Touareg en 25 terranes (Liégeois. 2019).....6
- Figure 4:** Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).....7
- Figure 5 :** Carte schématique structurale des terranes du Hoggar central :
(Latouche et al.,2000).....9
- Figure 6 :** Carte des répartitions des granites post-orogéniques tardifs dans le Sud du Hoggar central (Boissonnas, 1973).....11

Chapitre II

- Figure7 :** Massif de Sédis vu par satellite (image Google)13
- Figure8 :** carte géologique de sédis (d'après Boissonnas,et Bonnici,1961).....14
- Figure 9 :** Muscovite recoupe la biotite renfermant des inclusions de zircons à auréoles pléochroïques.....21
- Figure 10 :** La muscovite recoupe le quartz et le feldspath potassique.....23
- Figure 11 :** Le plagioclase recoupe les micas et le quartz, Muscovite2 en inclusions dans le plagioclase.....25

Chapitre III

- Figure 12 :** Granites de Sédis dans le digramme Hughes SiO₂ versus LOI.....35
- Figure13 :** Place des granites de Sédis dans le diagramme de Cox et al (1979)35
- Figure14 :** Diagramme d'irvine et bagar 1997.....36
- Figure15 :** Place des granites de Sédis dans le diagramme de Batchelor et Bowden (1985)...36
- Figure 16 :** Diagramme A/NK VS A/CNK (Maniar et Picoli, 1989, utilisant les paramètres de shand, 1929).....36
- Figure17 :** Diagramme de variation des majeurs en fonction de SiO₂ des roches du massif Sédis.....38

Figure 18 : diagramme triangulaire Rb-Sr-Ba (El Bouseily et El Sokkary, 1975).....39

Chapitre IV

Figure 19 : Les gîtes à Sn-w du district El Karoussa – Almeda (30Km à l’Est de Tamanrasset).....42

Figure 20 : Principaux indices et gisements à Sn-w du Hoggar.....43

Figure 21 : Localisation des principaux gisements mondiaux de tungstène et des mines en production (mars 2012) (BRGM, 2012 ; BGS, 2011 ; USGS-MRDS, 2012 ; RMD, 2012)...44

Figure 22: Cristaux de wolframite encaissé dans le quartz.....45

Figure 23 : Observation au MEB de la scheelite remplaçant la wolframite sur les bordures et dans les fractures.....48

Figure 24: spectre caractéristique de la Hubnérite ($MnWO_4$) au MEB.....48

Figure 25 : Cartographie minérale de la wolframite au MEB.....50

Figure 26 : Variations des oxydes de la bordure vers le centre duminéral

(a : Mn, b : Fe.,c : Ca).....51

Liste des planches et tableaux

Tableau 1 : compositions modales des granites de Sédís (Benazzouz-Fezoui, A., 1989).....	26
Tableau 2 : caractères pétrographiques principaux de l'exogranite et de l'endogranite de Sédís (Benazzouz-Fezoui, A., 1989).....	33
Tableau 3 : Résultats quantitatifs de la wolframite au MEB.....	49
Planche I : Aspect macroscopique des roches de Sédís.....	27
Planche II : Aspect microscopique des roches de Sédís.....	29
Planche III : Aspect microscopique de la wolframite dans le quartz.....	46

Abréviations

A.S.G.A : Agence du Service Géologique de l'Algérie

O.R.G.M: Office de la Recherche Géologique et Minière

E.R.E.M : Entreprise de la Recherche et de l'Exploitation Minière

C.R.D :Centre de Recherche et de Développement.

CETIM : Centre d'Etudes et de Services Technologies de l'Industrie des Matériaux de Construction.

B.R.G.M: Bureau de la Recherche Géologique et Minière

U.M.M.T.O : Université Mouloud Mammeri Tizi Ouzou.

M.E.B : Microscope Electronique à Balayage

LATEA:Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré, Aouilène et Afara

Ppm: partie par million

LN: Lumière Naturelle.

LM : Lame Mince.

LPA : Lumière polarisée Analyisée

SD: Sédis.

Ech : Echantillon

Les minéraux :

Bio: Biotite

Fk: Feldspaths potassiques

Orth: Orthose

PL: Plagioclase

Q: Quartz

Top: Topaze

Mus: Muscovite

W: Wolframite

Sc: Scheelite

Nb-Ta : Colombo-tantalite

Zr: Zircon

Résumé :

La région de Laouni dans le Hoggar Central est caractérisée par son essaim de granites évolués formant de petites coupoles alignées Nord Est- Sud Ouest. Celles-ci sont espacées de 20 à 35 km entre-elle. Sédis y occupe une position frontière.

Le massif de Sédis est constitué de deux intrusions (exogranite et l'endogranite) encaissées dans un granite régional, limité par le stockscheider.

Les pegmatites sont de deux types. Un stockscheider qui sépare les deux intrusions, et une seule pegmatite de type filonienne dans l'encaissant.

Les granites de Sédis sont des granites post-orogénique à anorogénique, subalcalins peralumineux et fortement différenciés ; Riche en SiO_2 , pauvres en Fer et enfin pauvres en phosphore.

Les minéralisations de Sédis est de type hubnérite (MnWO_4) riche en manganèse (Mn) et très rare ferbérîte (FeWO_4) riche en fer. La wolframite subit une altération en Scheelite dans les bordures et les fractures du minéral.

Mots clés : Laouni, Sédis, Hoggar Central, Granite, pegmatite, Stockscheider, Wolframite.

Abstract:

The Laouni region in the Central Hoggar is characterized by its swarm of evolved granites forming small cupolas aligned North East-South West. These are spaced 20 to 35 km apart. Sédis occupies a frontier position there.

The Sédis massif consists of two intrusions (exogranite and endogranite) hosted in a regional granite, bounded by the stockscheider.

The pegmatites are of two types. A stockscheider which separates the two intrusions, and a single vein-type pegmatite in the host rock.

The Sédis granites are post-orogenic to anorogenic, peraluminous subalkaline and highly differentiated granites; Rich in SiO_2 , poor in Fe and finally poor in phosphorus.

The mineralization of Sédis is of hubnerite type (MnWO_4) rich in manganese (Mn) and very rare ferberite (FeWO_4) rich in iron. Wolframite undergoes alteration to Scheelite in the edges and fractures of the mineral.

Keywords: Laouni, Sédis, Hoggar Central, Granite, pegmatite, Stockscheider, Wolframite.

Introduction Générale

I. Introduction :

Le Hoggar central est constitué d'un ensemble de massifs granitiques riches en métaux rares (Li, Be, Ta, Nb, Sn, W). Beaucoup d'études ont été faites pour la prospection de ces métaux. Le massif de 'SEDIS' qui se situe dans la région de Laouni a attiré notre attention car il n'a pas fait l'objet de beaucoup de travaux.

II. But du travail :

Ce modeste travail a été réalisé dans le cadre de la préparation du mémoire de master en Sciences de la Terre et de l'Univers, option Ressources Minérales et Environnement sur la Pétrographie et minéralisations associées de la coupole de Sédís, teranne de Laouni (Hoggar central). Le but est de souligner les particularités pétrographiques et géochimiques de ce magmatisme tardif ainsi que sa liaison éventuelle avec une minéralisation à métaux rares ou à tungstène.

Pour ce faire nous nous proposons de réaliser :

- Une étude macroscopique et microscopique sur des échantillons de roches des différents faciès que nous avons récupéré de la part de M.Hamis car on n'a pas fait une mission de terrain.
- Une étude minéralogique à partir des analyses du Microscope Electronique à balayage sur des wolframites échantillonnées dans les filons accompagnant le granite.
- Une étude géochimique des échantillons de roches à partir des analyses chimiques (deux échantillons réalisés à CETIM et les autres des travaux de M.Chalal 2002) des éléments majeurs sur roche totale.

III. Méthode de travail :

1. Synthèse bibliographique :

- Repérage de la coupole sur carte et photo satellite.
- Consultation de thèses et mémoires relatives à la géologie du Hoggar.
- Consultation de publications sur les granites « Taourirt » et les minéralisations associées.
- Consultation de rapports internes de l'ASGA (Alger), ORGM (Boumerdès).

2. Travaux de laboratoire :

Introduction Générale

- Confection de six lames minces au niveau du CRD et cinq lame au niveau du l'ORGM (Boumerdès).
- Etude des lames minces pour nous permettre de faire une description microscopique de chaque faciès composant le massif, ainsi que l'établissement de la succession paragenétique des minéraux observés

- Broyage des échantillons de roches (S11 et Sb2) pour obtenir des poudres fines afin d'effectuer des analyses chimiques au niveau de CETIM (Boumerdès).

3. Travaux de bureau avec utilisation de plusieurs logiciels :

- Microsoft Office Excel pour établir des tableaux.
- Minpet 2.02 pour traiter les données de géochimie et tracer les différents diagrammes
- bitmap :Le dessin de la carte géologique et les figures de la coupole de Sédís (Chapitre II).

IV. La problématique :

La problématique est d'essayer d'une part de comprendre les processus d'évolution magmatique des granites du massif Sédís et de comprendre d'autre part la mise en place de la minéralisation à wolframite (Fe, MnWO_4) qui leur est associée.

Chapitre I :
Cadre
Géologique Régional

I. Généralités sur la géologie du Hoggar

I.1 Introduction

Le Hoggar fait partie du vaste bouclier Touareg, représentant la partie algérienne avec deux extensions vers le Mali (Adrar des Iforas), et vers le Niger (l'Aïr) (figure 1). Formé pendant l'orogénèse panafricaine (750-550 Ma), il est constitué principalement de roches précambriennes avec une couverture formée de grès ordoviciens, complètement érodée lors de la phase de surrection du bouclier Touareg, seules deux parties subsistent au Nord et au Sud : Les Tassilis.

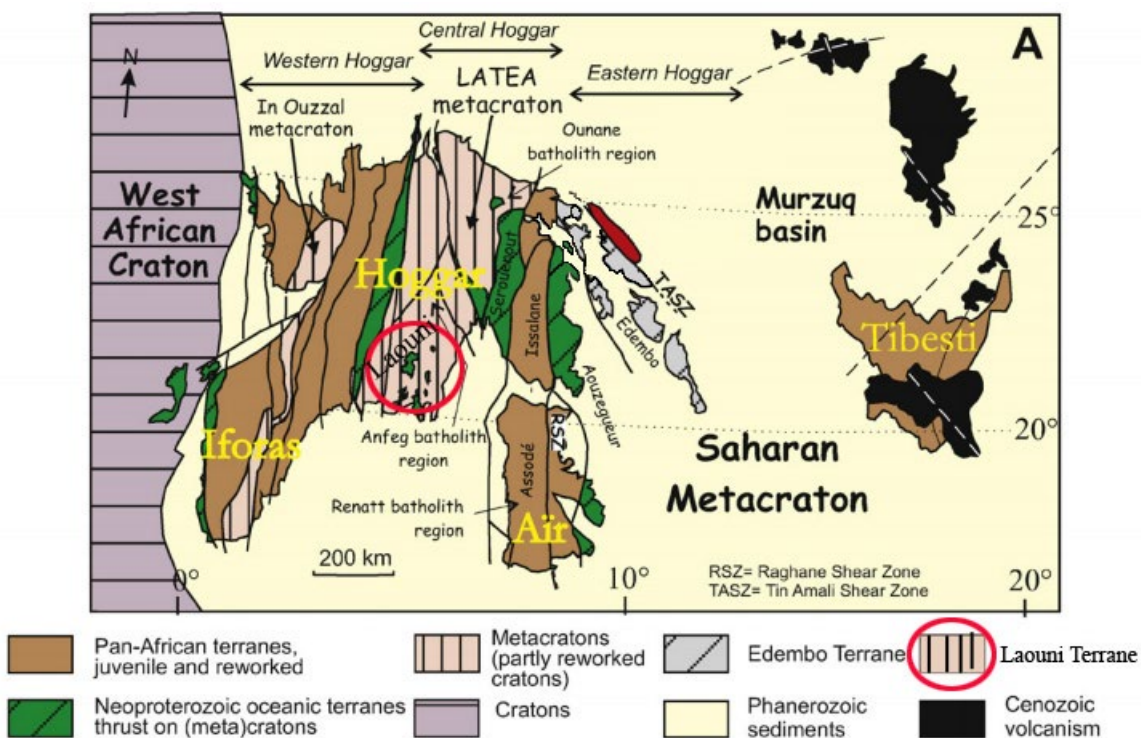


Figure 1: Carte de situation du bouclier Touareg et du terrane de Laouini (Black et al, 1994)

I.2 Structure du Hoggar :

Le Hoggar est structuré au cours de deux phases majeures de l'orogénèse panafricaine :

1- La première phase est caractérisée par des plissements et des nappes de charriage, plus marquée dans l'Est par une hypercollision entre les terranes Est du bouclier Touareg et le Craton Est Saharien (750-660 Ma), avec développement d'une zone de subduction, vers l'Ouest, donnant lieu à une importante délamination lithosphérique.

2- La deuxième phase est marquée par une collision oblique entre le craton ouest africain et l'ensemble bouclier Touareg- craton est saharien (650-550 Ma). Il y eut ensuite l'apparition des megashear-zones subverticales avec manifestation d'un magmatisme typique de post-collision

qui marque la fin de l'orogénèse panafricaine. Elle se traduit par une compression et un raccourcissement E-W, responsable de la migration générale des blocs vers le nord.

La fin de l'orogénèse panafricaine est soulignée par la mise en place d'un magmatisme alcalin post-orogénique le long des shear zones. De petits bassins molassiques contrôlés par des accidents tectoniques recevraient un matériel détritique contemporain des dernières manifestations magmatiques. La couverture sédimentaire constituée de grès ordoviciens du Tassili, recouvre en discordance les terrains précambriens du Hoggar. Elle affleure essentiellement dans la partie nord et sud; seules quelques reliques subsistent encore dans le môle d'Issalane. Cette couverture sédimentaire a subi une intense érosion vers la fin du jurassique probablement liée à une phase distensive lors de l'ouverture de l'océan atlantique. Son érosion s'est accentuée durant le cénozoïque-quadernaire, période où le Hoggar a connu un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure accompagné d'un volcanisme tholéiitique à alcalin intense (Girod, 1976 ; Dautria, 1988). Ce volcanisme serait lié à un rift continental avorté, cette hypothèse a été abandonnée au profit d'un hot spot (Ait-Hamou et Dautria, 1994).

Classiquement, le Hoggar est subdivisé en trois grands domaines séparés par les accidents 4°50' et 8°30'. Ceux-ci sont différents du point de vue structural, litho stratigraphique, et géochronologique (Bertrand et Caby 1978), (Figure 2) :

I.2.1 Le Hoggar Occidental :

Appelé également la chaîne pharusienne, il est divisé en deux rameaux datant du Protérozoïque supérieur terminal. Ils sont constitués de deux séries volcano-sédimentaires, la série à stromatolithes à la base, et la série verte au sommet. Celles-ci sont séparées par une discordance stratigraphique, la discordance infrapharusienne (Lelubre, 1952 ; Caby, 1970 ; Haddoum, 1992).

Ces deux rameaux sont séparés par l'unité granulitique d'In Ouzzal constituée de terrains archéens représentant la partie inférieure de la croûte continentale ayant subi une tectonique compressive contemporaine du métamorphisme granulitique éburnéen (Haddoum, 1992).

I.2.2 Le Hoggar Central :

Il constitue un exemple de région précambrienne polycyclique. Il a été jusqu'à récemment présenté comme regroupant quatre régions : l'Aleksod (Bertrand, 1974 ; Bertrand & Lassere, 1976), l'Oumelalen-Temassint (Latouche, 1978 ; Latouche & Vidal, 1974), le Tefedest-Atakor (Vitel, 1979 ; Vialette & Vitel, 1979) et l'Issalane (Bertrand & Caby, 1978), qui, même si elles ne présentaient pas d'inter-corrélations très sûres, elles constituent une même entité.

Ces régions comportent un socle granulitique éburnéen presque entièrement remobilisé sous les effets conjugués d'une tectonique tangentielle profonde et d'une granitisation syntectonique massive (615-580 Ma) (Bertrand *et al.*, 1986 ; Barbey *et al.*, 1989). Le découplage crustal vers 600 Ma provoque la formation des éclogites.

Dés lors, l'épaississement de la croûte explique la rareté des intrusions ultrabasiques et basiques dans ce domaine (Bertrand *et al.*, 1986).

I.2.3 Le Hoggar Oriental :

Il est situé entre l'accident 8°30' et la limite Est du Hoggar. C'est la partie la moins connue du bouclier touareg, il comporte deux domaines structuraux:

- Tafassasset-Djanet
- Tiririne

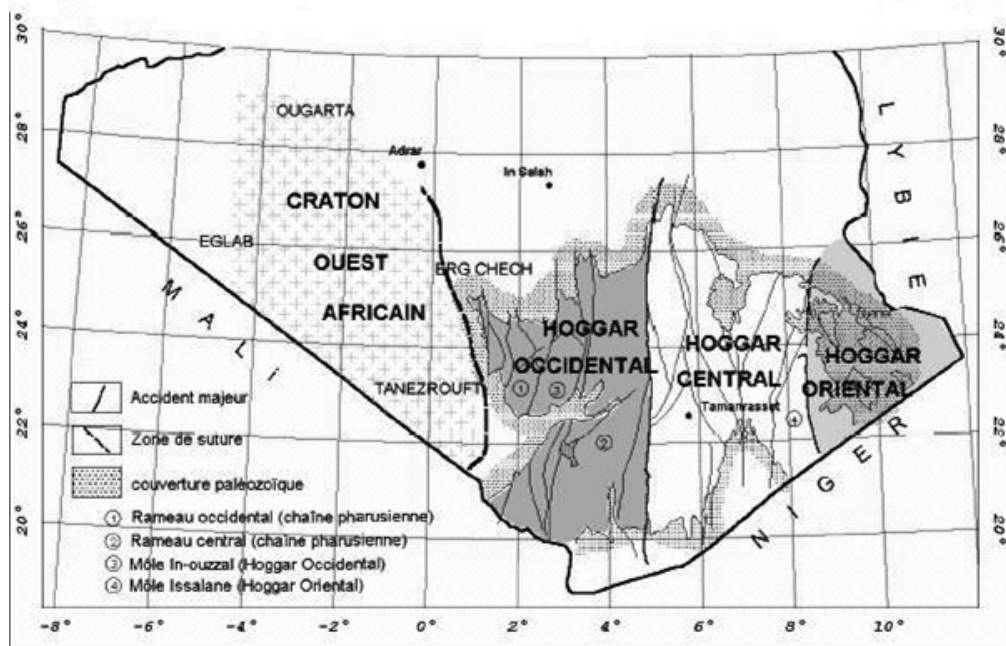


Figure 2 : Carte des principales subdivisions et des principaux domaines structuraux du Hoggar (Caby et al ; 1981)

I.3 La théorie des terranes

Après des études plus poussées dans les différentes régions du Hoggar, un autre modèle géodynamique a été proposé afin d'expliquer les hétérogénéités observées sur le terrain, c'est la théorie des terranes.

Le Hoggar est constitué d'un assemblage de blocs exotiques avec des caractéristiques lithologiques et géochronologiques différentes. Vingt-trois (23) terranes ont été définis (figure3), ils ont été déplacés et charriés pendant l'orogénèse panafricaine le long des zones de cisaillement, puis assemblés au cours de la seconde phase (650-550 Ma)(Black et al. 1994, Liégeois *et al.* 1998).

Les difficultés à établir des corrélations entre les différents blocs d'un même domaine géologique ont amené Black et al., 1994 à subdiviser le bouclier touareg en 23 terranes par extrapolation avec les travaux réalisés en Air, au Niger. Liégeois (2019) a ajouté deux terranes "Aouilène et Afara", ce qui ramène le bouclier touareg à 25 terranes(Figure3).

Ces terranes, différents du point de vue lithologique, métamorphique, magmatique, tectonique et géochimique ont été assemblés durant l'orogénèse panafricaine qui a connu deux périodes majeures (Black et al., 1994) :

- une période précoce de collision intense à l'Est, avec le métacraton Est Africain, entre 750-660 Ma (Black et Liégeois, 1993 ; Liégeois et al, 1994).
- une période tardive de collision oblique, avec le craton Ouest Africain, entre 650-550 Ma.

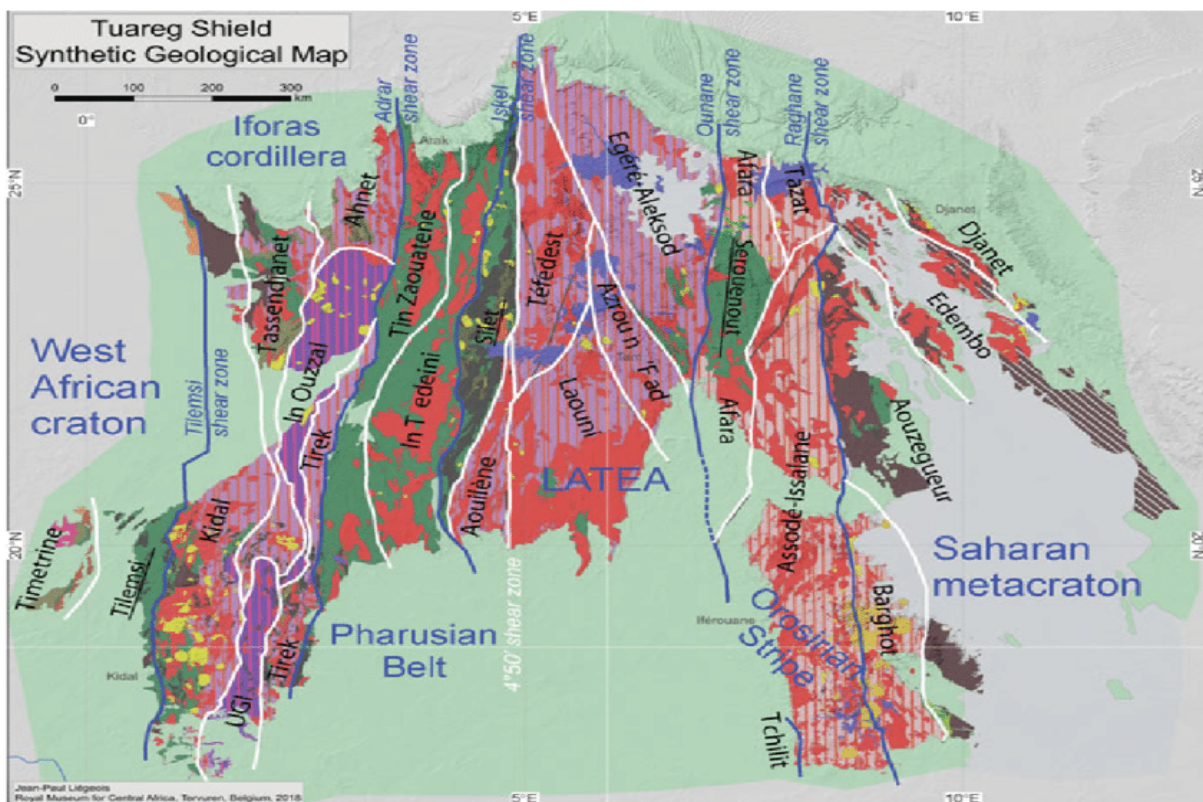


Figure 3: Subdivision du bouclier Touareg en 25 terranes (Liégeois. 2019).

I.4 Le concept de la LATEA et le terrane de Laouni

Le terrane de Laouni constitue avec les terranes d'Azrou'nfad, Tefedest, Egéré AleksodetAouilèneun bloc ayant en commun un socle archéen et éburnéen (Figure4). Ces cinq terranes sont rassemblés sous l'acronyme de "LATEA" (Liégeois et al., 2003; Liégeois 2019). Ce dernier s'est comporté comme un petit craton au cours de la première phase de l'orogénèse panafricaine. Durant la période post collisionnelle (620Ma-520 Ma), ce petit craton a subi une remobilisation partielle (Liégeois et al., 2003). Le métacraton "LATEA" est caractérisé par l'abondance des granitoïdes d'anatexie panafricains associés aux formations gneissiques polystructurées du socle paléoprotérozoïque, à faciès amphibolite et granulite souvent frais (Belhai et Ouzegane 2000 et Ouzegane et al 2001) et datés à 2000 Ma (Peucat, 2003). Ce socle contient des reliques d'âge Archéen (Gour Oumellalen, Latouche 1974) et des bassins panafricains restreints formés d'assemblages volcano-sédimentaires à faciès des schistes verts. Deux grands ensembles métamorphiques d'âge paléoprotérozoïque, plus ou moins distincts et séparés par une discordance tectonique sont reconnus (Bertrand, 1978)

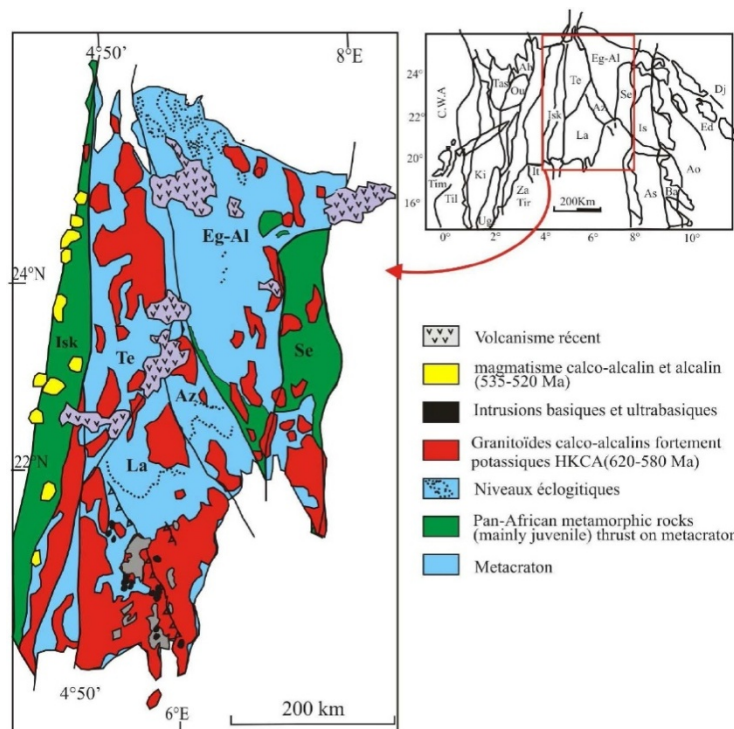


Figure 4: Carte géologique du microcontinent LATEA (Liégeois et al., 2003).

I.5 La géologie du terrane de Laouni

Le terrane de Laouni est situé au sud de la ville de Tamanrasset et s'étend principalement sur quatre coupures du 1/200 000 : Tamanrasset, In Ateï, Laouni et Tin Bégane. Ce terrane est caractérisé par une région à collines basses sans reliefs marqués, à l'exception des crêtes formées de quartz en dragon qui soulignent les accidents.

70 % de la surface d'affleurement est formée de granites panafricains syntectoniques de nature calco-alcaline localement migmatitiques (Cottin *et al.* 1990).

Le terrane de Laouni est subdivisé en quatre domaines distincts (Latouche et al. 2000) (Figure 5).

Domaine 1 :

Il est situé au Nord du terrane dans la région de Tin Bégane et caractérisé par un empilement de nappes panafricaines en forme de dômes et de bassins. Les antiformes sont à dominance orthogneissique et amphibolitique séparés par des synformes de formations para-dérivées.

Cette région est caractérisée par une mégastructure en « front de chevauchement » long de 100 Km de direction NW-SE souligné par des serpentinites, péridotites, roches ultramafiques-mafiques, et des black shales, des micaschistes à grenat et des nodules de manganèse, interprétés comme des traces d'ophiolites (Latouche *et al.*, 2000).

Domaine 2 :

Ce domaine est situé au Sud du terrane dans la région de Laouni*. Il est presque entièrement granitisé avec apparition de roches métamorphiques au sein de cette masse granitique.

L'ensemble est intrudé de roches mafique-ultramafiques (Cottin et al., 1990) qui jalonnent le domaine des bassins juvéniles panafricains de Laouni (Cottin et al., 1998).

* La région de Laouni est une vaste zone qui porte le même nom que le terrane, située au Sud de ce dernier, limitée au Nord par la région de Tin Bégane et Tin Amzi, à l'Est par la région de In Ebbegui-In Atteï (Figure 4). Cette région a la réputation d'une région touristique avec un puits (Hassi) qui porte le nom de Laouni situé sur la route d'In-Guezzam.

Domaine 3 :

C'est le domaine des bassins juvéniles panafricains de Laouni. Il est formé de matériaux para-dérivés très différents de celui des domaines voisins.

Il est caractérisé par une association constante de schistes noirs graphiteux, d'anciens tufs basiques ou andésitiques et des niveaux lenticulaires de dunités plus ou moins serpentinisés.

Ces unités forment un alignement NW-SE, donc de même direction que celle de la trace ophiolitique de la région de Tin Bégane et des intrusions ultramafiques-mafiques de la région de Laouni.

Domaine 4 :

C'est la zone de In Ebbegui-In Ateï, caractérisée par un groupe de 3 synformes alignés le long de la limite Est du terrane de Laouni. On y trouve des roches acides à grains fins, des gneiss mylonitiques à amphibolite et des minces niveaux de quartzites dont l'attribution est encore inconnue (Latouche *et al.* 2000).

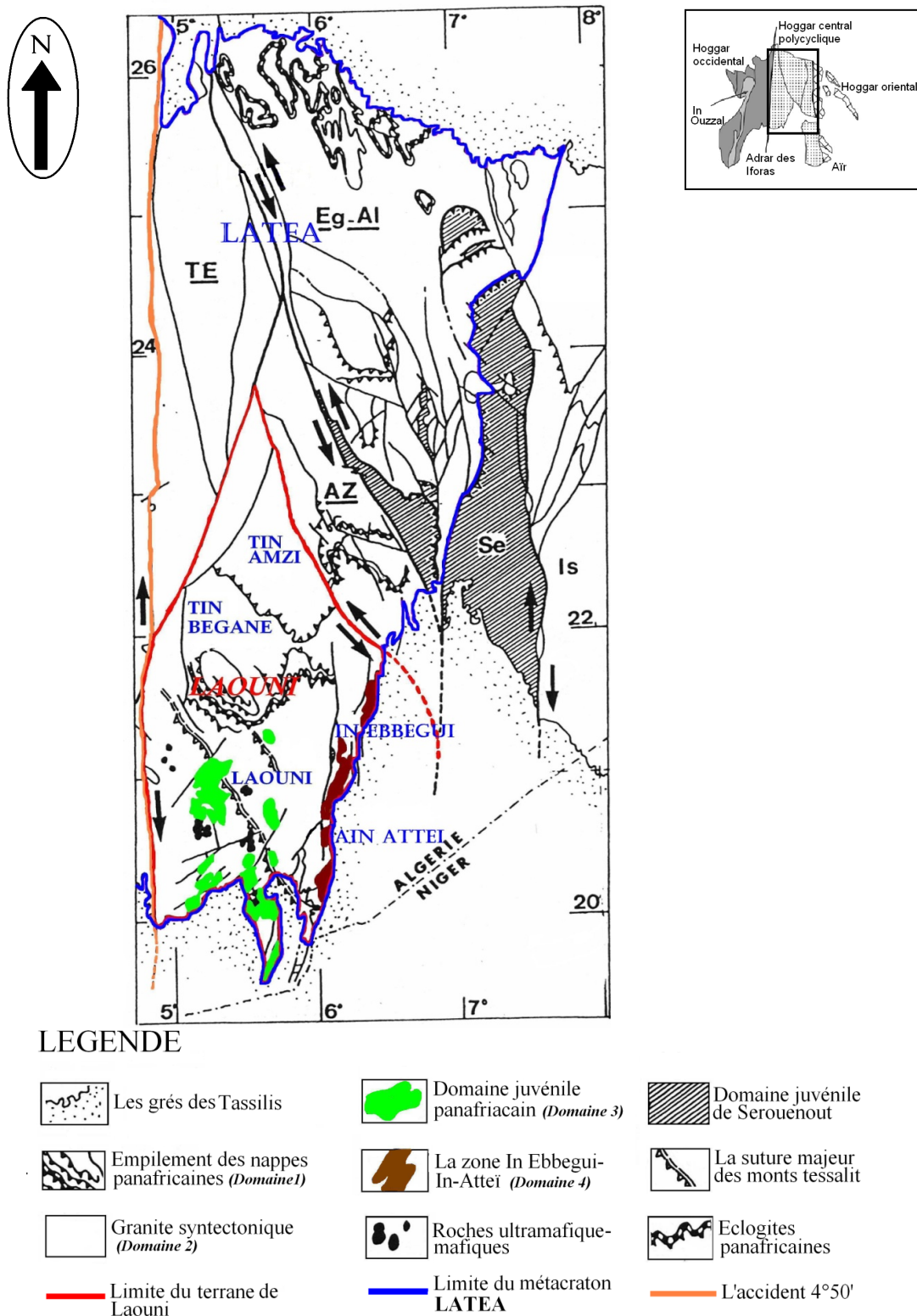


Figure 5 : Carte schématique structurale des terranes du Hoggar central :

(Latouche et al., 2000).

I.6 Géodynamique de la région de Laouni :

Le modèle géodynamique général appliqué sur l'ensemble du Hoggar central proposé par Liégeois *et al.* (1998) qui décrit une collision et post-collision est difficilement compatible dans la région de Laouni.

Des études pétrographiques récentes, faites sur les intrusions mafique-ultramafiques de la région de Laouni, ont montré que leur mise en place est faite par un processus de différenciation magmatique à partir d'un magma primitif mantélique très magnésien et très faiblement contaminé par la croûte continentale, ce qui ne peut être expliqué que par un régime tectonique en extension dans cette partie du Hoggar central (Cottin *et al.*, 1990).

I.7 Granites post-orogéniques de Laouni :

La mise en place des granites post-tectoniques, est le dernier événement enregistré dans la région de Laouni, en relation direct avec la phase de collision entre le bouclier Touareg et le craton ouest africain. Ces granites sont aussi définis comme étant des granites postérieurs aux plissements panafricains. Ils forment les massifs de Hakoune, Tessalit, Nahda, Tamazaror, Tit-N-Enir, Rechla, *Sédis*, Guerioune, Tillik, Adrar Marie Louise et le groupe des Baouinet (Figure 6). Plusieurs de ces massifs forment un alignement NE-SW soulignant un accident courbe (Hakoune, Tessalit, Nahda, Tit-N-Enir, Tamazaror, Alous Ouan Rechla, et *Sédis*).

Ces granites ont fait l'objet de plusieurs études géologiques, pétrographiques, et gîtologiques par de nombreux ingénieurs et chercheurs (B.R.G.M., 1963, Boissonnas, 1973 ; Armine-E.R.E.M., 1976 -1977, Benazzouz, 1989 ; Djadoune, 1993 ; Chalal, 2002 ; Kesraoui, 2005). Des minéralisations à métaux rares (Sn, W, Ta, Nb, Be, Li, ...) sont associées à ces granites. Les minéraux porteurs sont dans des filons ou en disséminations dans des greisens, pegmatites ou bien dans les granites eux même.

Ces massifs ont une structure en dôme ou en coupole parfois concentrique. Ils sont intrusifs avec une affinité sub-volcaniques et circonscrits (Boissonnas, 1973). Ils recourent l'ensemble des granites encaissants, roches métamorphiques et les intrusions ultramafique-mafiques de la région de Laouni (Cottin *et al.*, 1990). Le granite à albite topaze forme l'essentiel de ces intrusions et semble constant dans son aspect (Benazzouz, 1989).

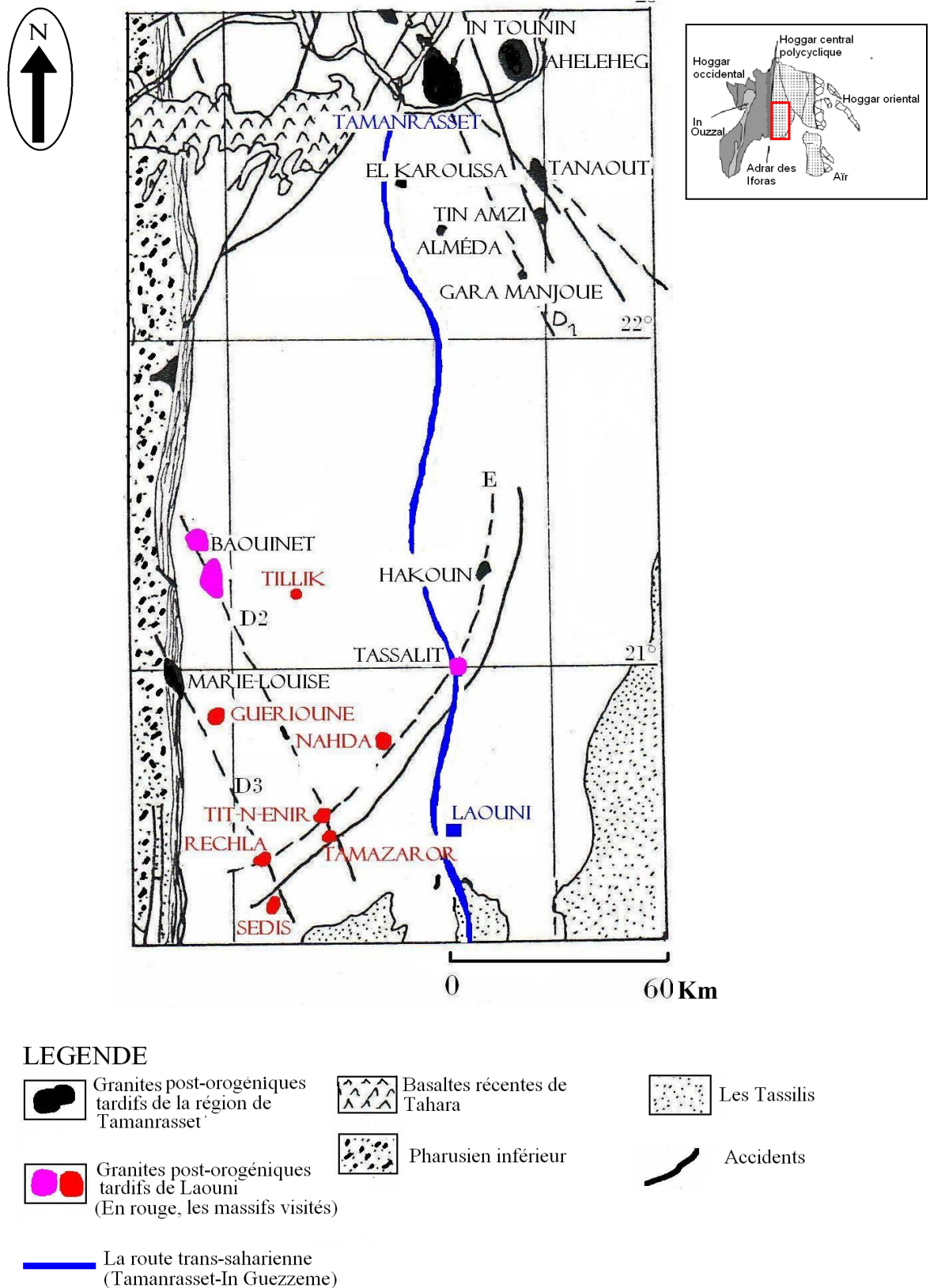


Figure 6 : Carte des répartitions des granites post-orogéniques tardifs dans le Sud du Hoggar central (Boissonnas, 1973).

I.8 Conclusion

• La géologie du terrane de Laounimontre une diversité très complexe des faciès pétrographiques. La région de Laouni qui se situe au sud du terrane est caractérisée par une évolution géodynamique différente de celle des autres régions du Hoggar central. Avec une phase de compression de d'extension qui a permis la mise en place des roches ultramafiques-mafiques dans cette région.

• La mise en place des granites post-orogéniques du Hoggar central, est le dernier événement panafricain enregistré dans cette région. Les termes les plus évolués apparaissent dans le terrane de Laouni dont fait partie le massif de **Sédis**. Et tous ces massifs referment des minéralisations à métaux rares (W, Sn) dans la région de Tamanrasset, et (Nb-Ta, Li, Be) dans la région de Laouni.

*Description Du Massif Et
Etude Pétrographique De La
Coupole De Sédis*

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

1. Introduction :

Le massif de Sédis est situé à une trentaine de kilomètres au sud-ouest de Tamazazort ; c'est un granite « Taourirt » appartenant au groupe de Laouni. (Voir, Figure 6) Sa forme est subcirculaire avec un axe d'allongement de direction NNE. Il est formé de deux parties une première partie Nord de diamètre 500 m et une partie Sud plus large emboitant la première partie. Ces deux zones sont séparées par une formation aplo-pegmatitique ou stocksheider. La plus grande partie de la coupole de ce massif a été érodée ; il ne subsiste de ce massif que quelques mètres au-dessus du reg (Figure 7 et 8).

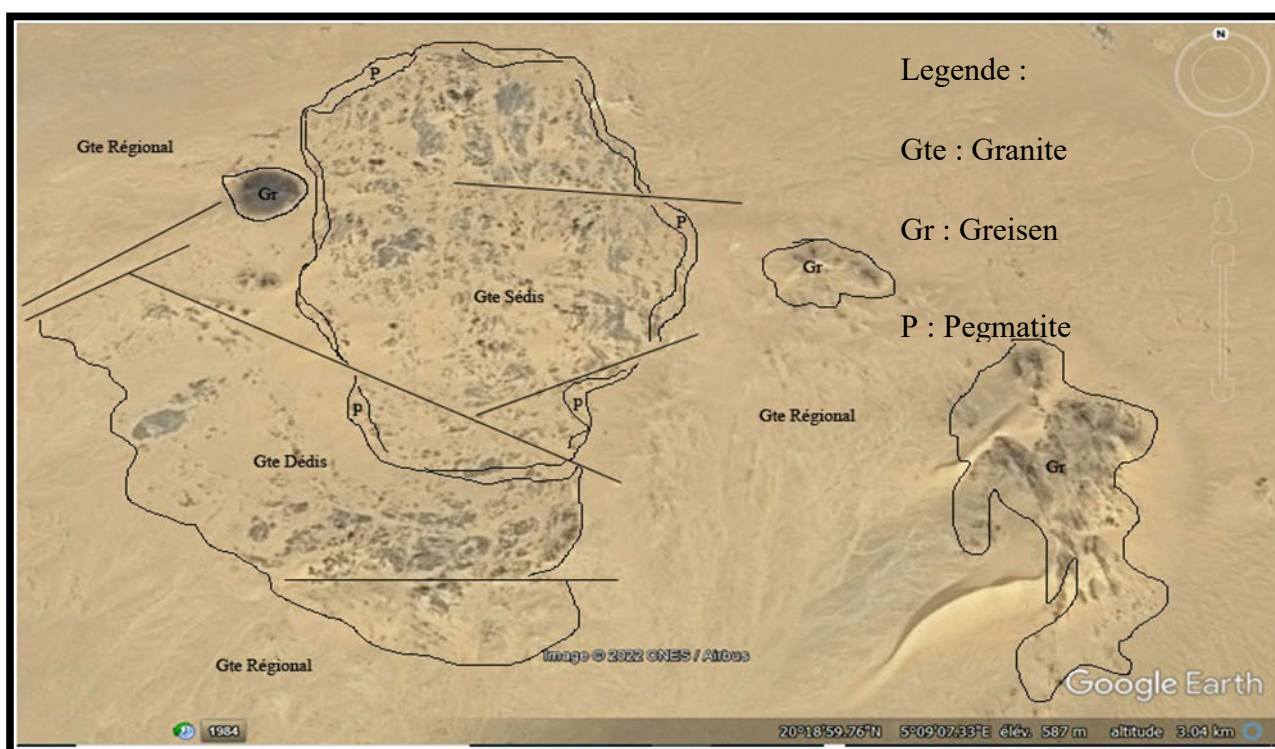


Figure 7 : Massif de Sédis vu par satellite (image Google).

Les coordonnées du centre du massif sont : Long=5°09' Est = Lat.=20°19' Nord. Côte 648m, altitude 3.04 Km sur la feuille de Laouni de l'IGN au 1/200 000ème. En tamahaq, « Sédis » = le chiffre 6 : six prospecteurs du B.R.G.M. ont découvert l'intrusion et ses indices.

Boissonnas (1973) a suggéré une parenté possible entre les masses de greisens à l'extérieur du massif (principaux reliefs) et le granite de Sédis. Il a pensé que la disposition de ces greisens

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

délimitait un axe NW-SE pour ce massif. Cette hypothèse selon (Chalal, Y ; 1989) ne serait valable que si ces gneiss étaient à relier aux granites **Taurirt** ; ce qui n'est pas le cas. Ces masses de gneiss sont liées au granite 'régional'. Les principales directions de fracturation sont principalement NNE et NNW. Les filons de cette région sont généralement verticaux à sub-verticaux. Une deuxième direction E-W moins importante concerne uniquement certains filons.

II –La géologie du massif

Sédis a une forme elliptique et mesure environ 1,8 Km × 1,6 Km. Il est composé de deux intrusions encaissées dans un granite régional syntectonique à tendance porphyroïde, recoupé par de nombreux filons d'aplite, de pegmatite et de quartz(Figure8).

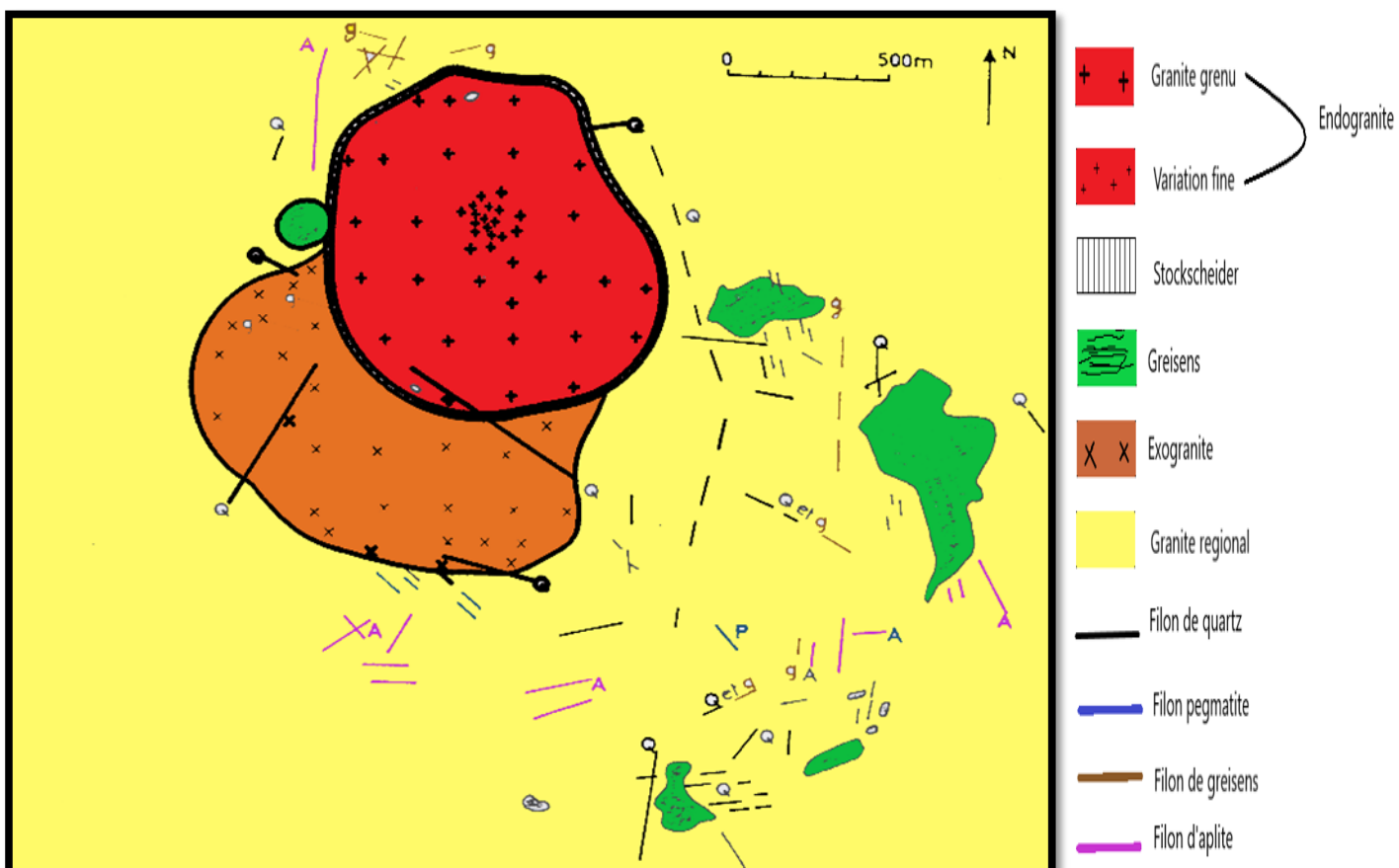


Figure8 : carte géologique de sédis (d'après Boissonnas, et Bonnici, 1961).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Ce massif est constitué de deux faciès qui s'organisent en deux ensembles distincts :

- ✓ une intrusion subcirculaire (ou exogranite) composée d'un seul type de granite.
- ✓ une intrusion interne circulaire (ou endogranite), légèrement en relief, qui recoupe la partie Nord de la première intrusion (figure 8).

Ses contacts sont pentés de 15° à 20° vers l'extérieur du massif ; elle forme ainsi une petite **coupole** dans le paysage. Le contact entre les deux intrusions est souligné systématiquement par un niveau de pegmatite particulière appelée « **stockscheider** » Pour sa position structurale. Sa composition minéralogique et sa structure sont originales (aplite à phénocristaux de feldspaths potassiques palmés). Sa puissance varie de 5 à 10 mètres. Ses bords sont pentés comme ceux du granite interne. Le débit des granites est en boules.

Quelque poche et filonnets de greisens sont disséminés dans le massif. Des filons de quartz recourent le granite externe.

Ces auteurs utilisent la terminologie d'endogranite et d'exogranite qu'ils définissent ainsi :

Exogranite : ce ou les différents granites qui forment l'encaissant de l'endogranite.

Endogranite : la dernière intrusion du complexe limitée par un stockscheider et qui présente très souvent une forme de coupole ainsi qu'un caractère évolué et spécialisé en minerais (Sn, W, Be,...).

III. pétrographie

III.1 L'Encaissant : ' LE GRANITE REGIONALE'

III.1.1 Caractères macroscopiques

Porphyroïde La taille des grains varie de 2 à 4 mm. Elle est de teinte rosâtre principalement à cause des feldspaths qui peuvent atteindre des tailles importantes (Jusqu'à 1.5 cm). Ce granite est caractérisé par un quartz globuleux (3 à 6 mm) et par une orthose de couleur rose ainsi que par la présence de biotite légèrement oxydée.

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

III.1.2 Caractères microscopiques

Le quartz

Il se présente sous forme de phénocristaux de 2 à 3 mm avec de nombreuses cassures et une extinction roulante ; on rencontre dans ce minéral des inclusions de biotite de plagioclase et de minéraux opaques.

L'orthose

Elle apparaît sous forme de phénocristaux montrant la macle de Carlsbad. C'est une orthose *perthitique* et ses perthites ont la forme de flammèches.

Le microlite

Comme l'orthose, il se présente sous forme de grandes plages *perthitiques*. Tous les cristaux des feldspaths alcalins présentent un aspect trouble dû à une légère altération (kaolinisation et séricitisation). En inclusion dans ces minéraux on trouve des minéraux opaques, des plagioclases, des micas et la chlorite.

La biotite

Elle est relativement abondante, souvent en plages sub-automorphes de 1 à 2 mm de longueur, à pléochroïsme net (incolore à marron verdâtre). Elle est associée à de nombreux minéraux opaques. Le phénomène de chloritisation est assez étendu.

On peut y rencontrer de la fluorine sous forme d'inclusion.

La muscovite

C'est un minéral rare et sa taille est généralement réduite.

Le plagioclase

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Il se présente en grandes lattes maclées albite. La séricitisation est surtout marquée au centre des cristaux. Cette altération du centre seulement implique deux générations de plagioclases ; la première étant plus calcique et présentant une altération plus importante (Lettrier, 1972), présente aussi des traces de contraintes (cristaux 'tordus').

La chlorite : Elle provient de l'altération de biotite ; elle a tendance à remplacer toutes les biotites.

La hornblende verte : Peu importante.

Minéraux accessoires :

Le sphène : On le rencontre en Inclusion dans les feldspaths, il présente des sections losangique caractéristiques.

L'apatite En Inclusion dans les biotites.

L'épidote : Souvent associé au chlorite.

Zircon : En inclusion dans les biotites.

Une des caractéristiques essentielles de ce granite est la présence de nombreuses *myrmékites* qui sont de fins vermicules de quartz à disposition boissonante contenu dans un cristal de feldspath ; leur formation est expliquée par de nombreuses hypothèses (Phillips, 1974).

Cristallisation simultanée.

- ✓ Remplacement du feldspath potassique par plagioclase.
- ✓ Remplacement du plagioclase par le feldspath potassique.
- ✓ Solutions solides.
- ✓ Recristallisation du quartz.

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Course de cristallisation

L'ordre de succession des minéraux peut être déterminé en identifiant les grandes étapes d'émergence des différents minéraux. Certains minéraux accessoires (apatite, sphène et les minéraux opaques) ont été cristallisés en premier (comme en témoignent leurs formes automorphes et leurs inclusions dans d'autres minéraux). Ils sont suivis par le plagioclase qui doit avoir une histoire complexe, relativement à son 'zoning' et au fait qu'il présente deux régions différentes. Parallèlement ou juste après l'apparition de la première génération de biotite (on la retrouve en inclusion dans le cœur du plagioclase). Ces minéraux sont suivis par les feldspaths alcalins et par la deuxième génération de biotite associée à un peu de muscovite. Ces minéraux primaires vont donner lors des phases post-magmatiques, de la chlorite par déstabilisation de la biotite, et de la séricite par altération des feldspaths (Chalal, Y ; 2002).

III.2 LE GRANITE DE SEDIS

III.2.1 Caractères macroscopiques

III.2.1.1 L'exogranite :

Le granite est à grain grossier à tendance porphyroïde de couleur rose (Planche I.4). Il est constitué de grands cristaux de feldspaths potassiques, de quartz globuleux, de biotite et de micas blancs. Le feldspath potassique devient particulièrement abondant au contact du stockscheider.

III.2.1.2 L'endogranite :

Le granite est grenu équi-granulaire à feldspath potassique en cristaux trapus, à plagioclases également trapus de couleur verdâtre et à micas blancs en disques aplatis. Là encore, le feldspath potassique devient abondant au contact du stockscheider (Planche I.3).

Vers l'intérieur du massif, l'endogranite présente des variations locales sans limites nettes : le grain est plus fin, le mica blanc est abondant (Planche I.1).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

III.2.1.3 Le stockscheider : ou « rand pegmatite » ; stock= qui sépare. Scheider=deux roches différentes. Il s'agit d'une aplite (matrice) à grain fin dans la quelle se développe des phénocristaux de feldspaths potassiques qui au fur et à mesure que l'on s'approche de l'endogranite. Sa puissance varie de 5 à 10 mètres, ses bords sont pentés de 15 à 20° vers l'extérieur du massif (Planche I.2).

III.2.1.4 Les greisens :

Quelques poches et filons de greisens disséminés dans l'endogranite, exogranite et dans l'encaissant régional.

Ces greisens, sur le terrain, se distinguent des granites par leur patine noire, et sont des greisens les plus volumineuses du Hoggar (Benazzouz-Fezoui, A., 1989).

III.2.1.5 Les filons de quartz :

L'exogranite et l'endogranite est traversés essentiellement par deux filons de quartz (Figure 8) :

- ✓ Un filon NW-SE qui recoupe les deux intrusions
- ✓ Un filon NE-SW qui ne recoupe que l'exogranite.

L'essentiel des filons de quartz les plus minéralisés sont situés dans l'encaissant.

III.2.2 Caractères microscopiques

III.2.2.1 L'exogranite :

Ce granite présente une texture grenue hétéro granulaire. Il est constitué de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite, de chlorite, de muscovite et de minéraux accessoires.

III.2.2.1.1 Les minéraux

Le quartz représente environ 30% du volume total de la roche. Il apparaît sous deux formes cristallines différentes :

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

- ✓ en petites sections subcirculaires à automorphes isolées ou en inclusions dans le feldspath potassique, le plagioclase, et les micas,
- ✓ en grandes plages xénomorphes, interstitielles, leur taille est supérieure à 2 mm. Les cristaux contiennent des intrusions de feldspath potassique, de plagioclase et de micas.

Le feldspath potassique est le minéral dominant de l'exogranite et représente 33% du volume de la roche et se montre sous trois habitus(PlancheII.3) :

- ✓ En grands cristaux à contours xénomorphes, souvent maclés Carlsbad.
- ✓ En petits cristaux rares, subautomorphes à automorphes d'aspect trouble, absence du quadrillage du microcline.
- ✓ En fuseaux (rares) remplissant les clivages de la chlorite.

Le plagioclase est une albite ($An < 10\%$) représentant 30% du volume total de la roche. Il apparaît le plus souvent sous forme trapue. La taille des cristaux est de 1 à 3 mm. La macle de l'albite est constante, celle de Carlsbad est très rare.

La biotite (0,34%) est le seul minéral ferromagnésien présent dans le granite. Elle apparaît en grands cristaux subautomorphes, brun sombre avec de nombreuses inclusions de zircons(Figure9). La biotite présente une décoloration (en brun très clair) et une transformation en chlorite. La biotite se retrouve en inclusion dans le plagioclase et la muscovite (PlancheII.7).

La muscovite (7%), plus abondante que la biotite(PlancheII.10)se présente sous plusieurs formes distinctes :

- ✓ Une muscovite en grandes sections (taille des cristaux de (3 à 6 mm) xénomorphes subautomorphes d'aspect trouble.
- ✓ Une muscovite dentelliforme, souvent en association symplectique avec du quartz.
- ✓ Une muscovite en paillettes très fines frangeant les grandes muscovites et les dentelles.

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

- ✓ Une muscovite également en paillettes limpides mesurant entre 0,01 et 0,05 mm se développe uniquement sur le plagioclase.

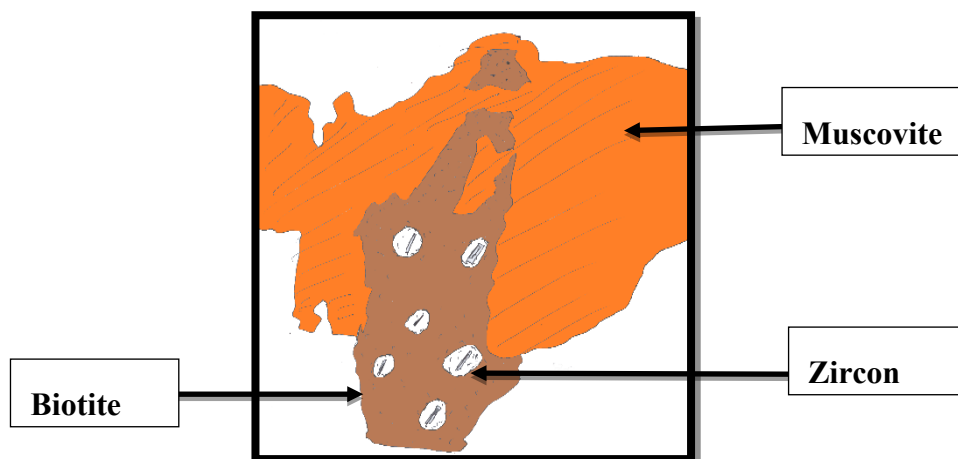


Figure 9 : Muscovite recoupe la biotite renfermant des inclusions de zircons à auréoles pléochroïques (Gr×4).

Les minéraux accessoires apparaissent en petites inclusions dans la biotite, le plagioclase et plus rarement dans les grandes muscovites.

- ✓ La fluorine (0,17) est en petites plages xénomorphes dans les plagioclases uniquement.
- ✓ Le zircon est dans la biotite.
- ✓ L'épidote se développe dans la biotite chloritisée.

III.2.2.1.2 Course de cristallisation

A partir des relations géométriques observées entre les phases minérales, un ordre de cristallisation des espèces minérales peut être dégagé.

Précédée du zircon, la biotite, en inclusion dans les plagioclases a probablement cristallisé en premier avec le quartz subcirculaire. Ils ont été suivis par le plagioclase qui est poélique (inclusion de biotite, quartz).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Le feldspath potassique qui présente des zones troubles et sans quadrillage du microcline laisse supposer qu'il a du cristalliser d'abord sous forme d'orthose. Par des transformations tardi-magmatiques il y aurait eu réorganisation de l'orthose en microcline et apparition des albites perthitiques. Vers la fin de la cristallisation magmatique apparaissent le quartz interstitiel et les grandes muscovites (muscovites 1). Des processus post a tardi-magmatique entraînent la formation des muscovites en dentelles et paillettes (muscovites 2) (Benazzouz-Fezoui, A., 1989). Comme phénomènes accessoires nous avons également la déstabilisation de la biotite avec formation de chlorite et de feldspath potassique en fuseaux, la séricitisation des plagioclases avec inclusion de fluorine.

III.2.2.2 L'endogranite

L'endogranite présente la texture d'un granite porphyroïde avec une matrice de granite à grain fin et des phénocristaux de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase. La taille des phénocristaux est à peu près homogène (4 à 6 mm). La variété locale du centre du massif présente une « matrice » plus fine (Planche II.1).

III.2.2.2.1 Les phénocristaux

Le quartz il est globuleux (Planche II.2), les contours montrent des digitations qui pénètrent la « matrice ». Il est poecilitique mais les inclusions (micas, plagioclases) sont fines et orientées parallèlement aux contours des cristaux de quartz plus rarement quelques inclusions de topaze automorphe sont non orientées.

Certaines plages de quartz sont fracturées et remplies de muscovite.

Le feldspath potassique se présente en plages xsénomorphes, son abondance varie, elle est d'environ 16 % à la périphérie et de 14 % au cœur du massif.

Le feldspath potassique est maclé selon la loi de Carlsbad, l'aspect est trouble, mais avec une tendance à la microclinisation (développement du quadrillage du microcline), le minéral devient limpide.

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Le plagioclase présente deux aspects :

- ✓ Une albite (% An < 5%) semblable à celle de l'exogranite (automorphe et trapue). Elle représente en moyenne 20% du volume total de la roche.
- ✓ Une albite rare en petites plages limpides se développe sur le feldspath potassique.

La muscovite est le minéral caractéristique de ce granite où la biotite est absente. Cette muscovite est assez bien représentée, en moyenne 18% du volume total de la roche (Figure 10).

Le granite du centre du massif (à grain plus fin) est caractérisé par un autre type de muscovite, ce sont de petites sections (0,5 mm) trapues, limpides, jalonnant les joints des grains de quartz et des microfissures (muscovite de type fissurale) (Planche II.1).

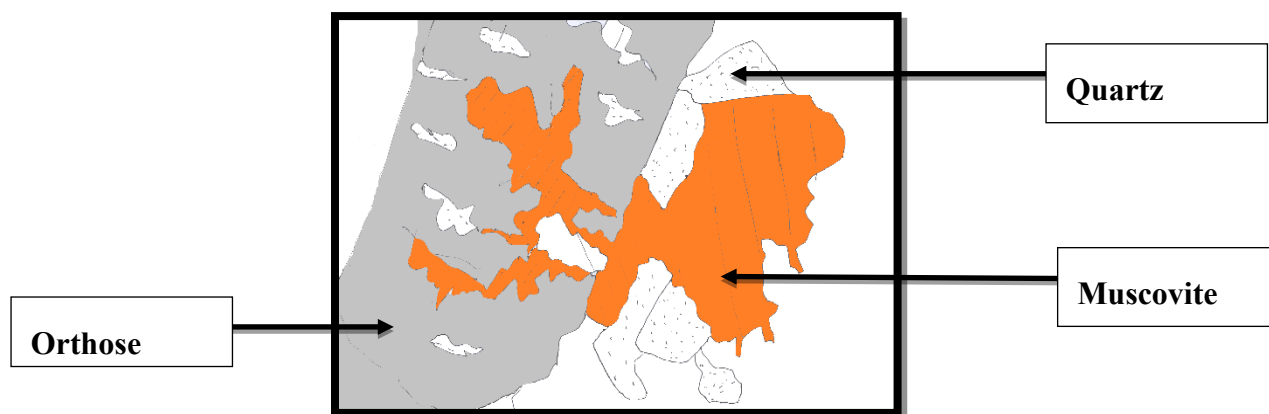


Figure 10 : La muscovite recoupe le quartz et le feldspath potassique (Gr×4).

III.2.2.2 La matrice

La matrice est caractérisée par une association de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Le plagioclase n'est pas toujours trapu, il est limpide et ne présente pas d'inclusion de fluorine.

III.2.2.3 Les minéraux accessoires

La topaze est rare, sous forme de petite section automorphe incluse dans le quartz (Planche II.4).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

L'apatite automorphe et trapue, est incluse dans le plagioclase (Planche II.9).

La fluorine, xénomorphe, est incluse dans le plagioclase.

III.2.2.2.4 Course de cristallisation

La matrice a dû cristalliser en premier (minéraux de la matrice dans les phénocristaux) suivie par une surcroissance des phénocristaux. L'apatite qui se trouve en inclusion dans le plagioclase et la topaze (Planche II.9) ont sûrement cristallisé en même temps que la "matrice".

III.2.2.3 Le stockscheider

Le stockscheider est composé d'une "matrice" fine aplitique dans laquelle se développent des phénocristaux de feldspath potassique

III.2.2.3.1 La matrice

La matrice est constituée de quartz, de plagioclase de feldspath potassique et de micas (peu développés).

Le quartz est souvent de forme amiboïde, le plagioclase est semblable à celui de l'endogranite, le feldspath potassique est xénomorphe d'aspect très trouble et chargé de très fines paillettes de muscovite. Il est non perthitique et corrodé par le quartz.

Les micas sont peu développés. Nous retrouvons comme pour l'exogranite et l'endogranite ;

- ✓ Les grandes muscovites qui corrodent le feldspath potassique et le plagioclase,
- ✓ Les muscovites en dentelles qui ne se développent que sur les phénocristaux de feldspath potassique,
- ✓ Les muscovites en paillettes se développent sur le plagioclase et le feldspath potassique (de l'apatite).

III.2.2.3.2 Les phénocristaux

Les grands cristaux de feldspath potassique sont des microclines (le quadrillage du microcline est constant) maclés Carlsbad (Figure 11). Ils sont très perthitiques (nombreuses taches

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

d'albite) et poecilites. On retrouve les minéraux de l'aplite (quartz, plagioclase, feldspath potassique et grande muscovite en inclusion dans les grands microclines.

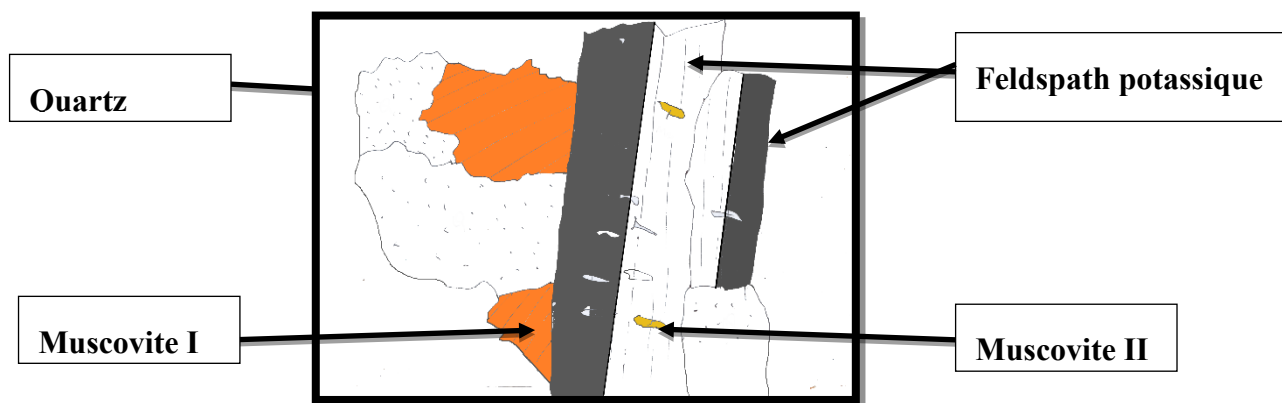


Figure 11 : Le plagioclase recoupe les micas et le quartz, Muscovite2 en inclusions dans le plagioclase (Gr×4).

III.2.2.3.3 Course de cristallisation

La matrice

La cristallisation de la matrice a débuté par le plagioclase puis le feldspath potassique suivi du quartz et en dernier les grandes muscovites (Planche II.8).

Les phénocristaux de microcline

Les observations microscopiques suivantes inclusions des minéraux de l'aplite dans le microcline et les limites irrégulières de ce dernier, sont en faveur d'un développement secondaire des grands cristaux des microclines, développement qui a dû être gêné par la cristallisation de l'aplite.

III.3 Compositions modales de l'exogranite et de l'endogranite

Nous avons reporté les valeurs moyennes des compositions modales mesurée (au compteur de points) sur quelques échantillon dans le tableau 1 (Benazzouz-Fezoui, A., 1989).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

Tableau 1 : compositions modales des granites de Sédis (Benazzouz-Fezoui, A., 1989).

	Exogranite	Endogranite
Quartz	29,95	46,43
Feldspath potassique	32,57	15,53
Plagioclase	29,96	19,51
Biotite, chlorite	0,34	-
Fluorine	0,17	0,30
Muscovite	7,00	18,21
Fraction feldspathique	62,60	34,04
Fraction micacée	07,34	18,21

Il ressort de cette comparaison que l'endogranite est plus siliceux (+ 15 % en moyenne), plus riche en micas (muscovite), par conséquent il est moins feldspathique et le plagioclase (albite) l'emporte sur le feldspath potassique.

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

Planche I

Aspect macroscopique des roches de Sédis

Photo 1 : Echantillon de granite à grain fin.

C'est un granite de couleur grise où baignent des phénocristaux de feldspaths,

Plagioclase et de quartz subarrondis (**Ech.S.04**).

Photo 2 : Granite fin au sud de la pegmatite recoupée par de nombreux filons nets de pegmatites centimétrique.

Granite de couleur rose à grands cristaux de quartz(**Ech.S.05**).

Photo 3 : Endogranite plus près de la pegmatite de sédis.

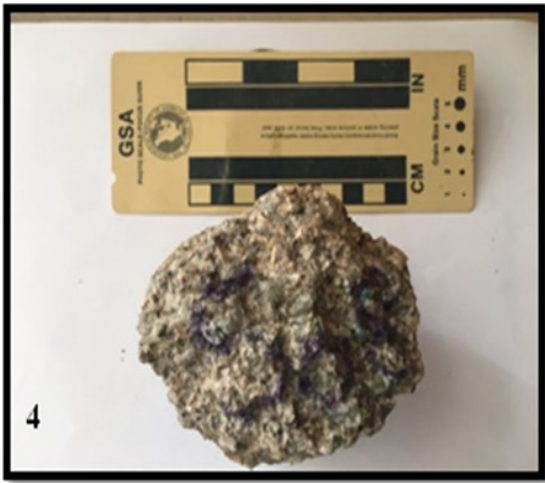
La roche est rose de texture grenue à tendance porphyroïde(**Ech.S.07**).

Photo 4 : Granite extérieur.

Roche de couleur claire à plagioclase et méga-cristaux de quartz(**Ech.S.08**).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Planche I



Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

Planche II

Aspect microscopique des roches de Sédis

Photo 1 : Microgranite porphyrique.

Lame montre une texture microgrenu à quartz, feldspath potassique et mica (muscovite).
(LPA. Gr×20) (L.M.S04).

Photo 2 : Granite grossier porphyroïde à muscovite.

Feldspath très déstabilisé contenant des inclusions de muscovite (LPA. Gr×20) (L.M.S07).

Photo 3 : Microgranite porphyrique.

Texture porphyrique, déstabilisation de feldspath potassique et plagioclase en muscovite ; quartz. (LPA. Gr×20) (L.M.S05).

Photo4 : Granite à topaze-muscovite.

Le topaze apparaisse en grande taille recouper la muscovite, plagioclase, feldspath.
(LPA. Gr×4) (L.M.S07).

Photo5 : Microgranite porphyrique.

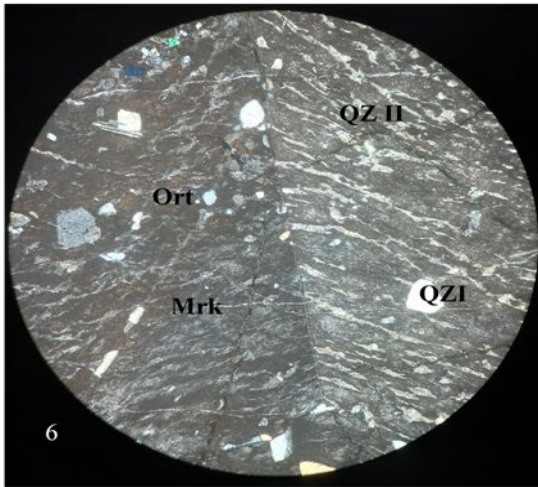
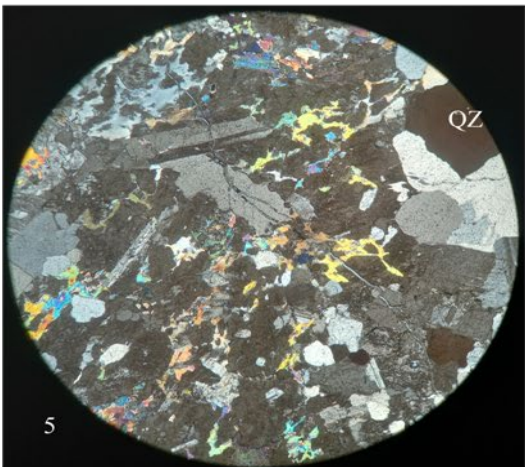
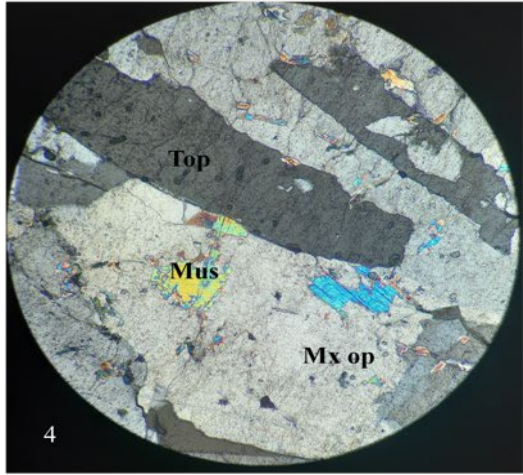
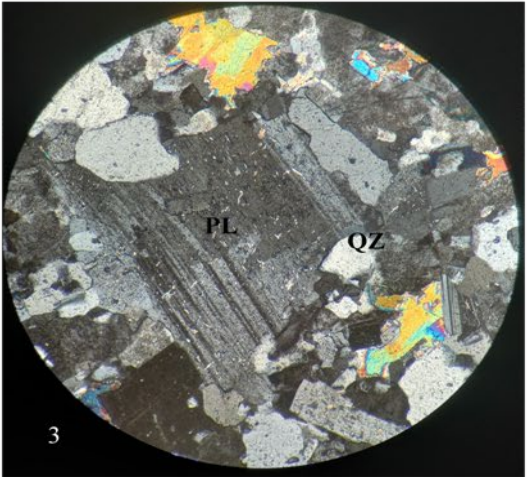
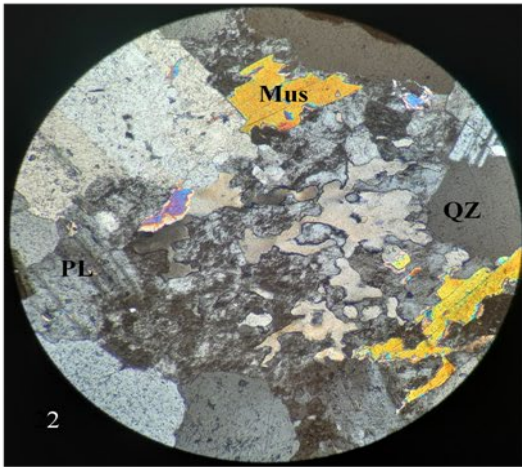
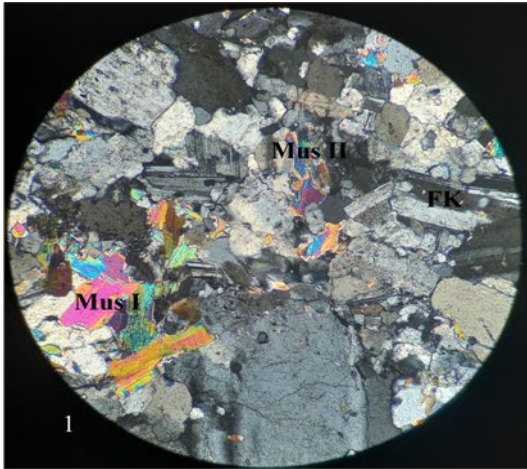
Filon de quartz recouper le granite fin porphyrique à muscovite. (LPA. Gr×20) (L.M.S05).

Photo 6 : Pegmatite.

Mirmékites développée au cœur d'un orthose, avec plume tardive de quartz 2. (LPA. Gr×4)
(L.M.S01).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Planche II



Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Suite planche II

Photo 7 : Granite à biotite-muscovite.

Biotite à auréoles pléochroïques de zircon. (LN. Gr×4) (L.M.S08).

Photo 8 : Granite à biotite-muscovite.

Muscovite de deuxième génération recoupe la muscovite de première génération. (LPA.Gr×4) (L.M.S07).

Photo 9 : Granite porphyroïde à muscovite.

Une colombo-tantalite allongée selon les clivages d'un mica pléochroïques. (LPA. Gr×4) (L.M.S05).

Photo 10 : Granite à muscovite- biotite.

La muscovite recoupe la biotite. (LPA. Gr×4) (L.M.S08).

Photo 11 : Granite grossier porphyroïde à muscovite.

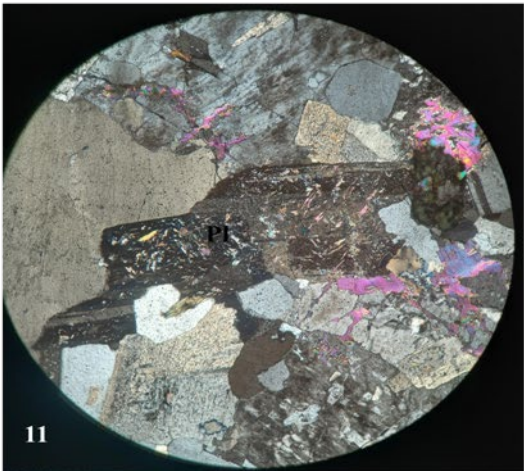
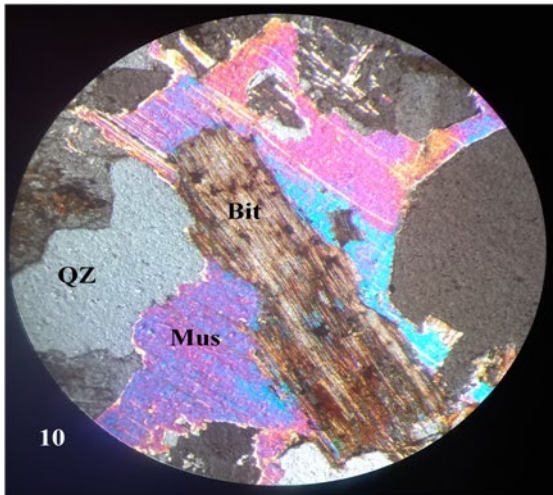
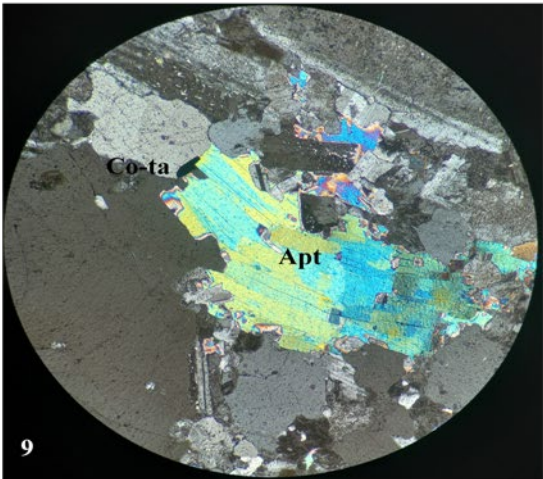
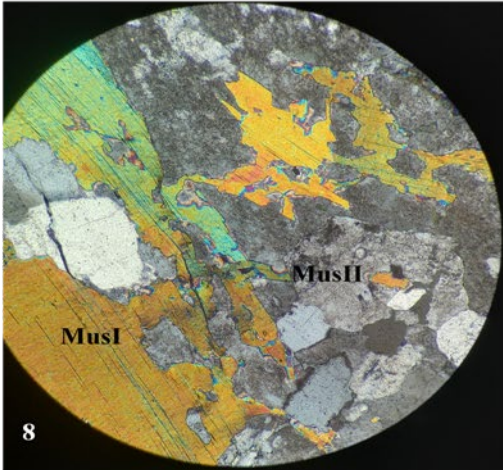
Plagioclase qui va altérée contenant des inclusions de muscovite. (LPA. Gr×4) (L.M.S08).

Photo 12 : Pegmatite recoupe le granite porphyrique à biotite.

Lame montre la limite entre la pegmatite en plume et le granite. (LPA. Gr×4) (L.M.S01).

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sèdis.

Suite planche II



Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

IV. Comparaison pétrographique entre exogranite et endogranite de sédis.

Le tableau 2 résume les caractéristiques pétrographiques essentielles de l'exogranite et de l'endogranite.

Tableau 2: caractères pétrographiques principaux de l'exogranite et de l'endogranite de Sédis (Benazzouz-Fezoui, A., 1989 corrigé).

	Exogranite	Endogranite
texture	grossière, hétéro granulaire	Aplite à phénocristaux à tendance automorphe
Phénocristaux de feldspath potassique	Présents	Abondants très perthitiques
Plagioclases	Trapus, fortement séricitisés (séricite + fluorine)	Trapus fortement muscovitisés (muscovite + fluorine)
Quartz	quartz I = automorphe quartz II = interstitiel	Globuleux
Biotite + chlorite	Présence de biotite, biotite chloritisée et chlorite (chargées d'oxydes)	Absentes

Chapitre II Description du massif et étude pétrographique de la coupole de sédis.

Muscovite	Muscovite I en grandes plage Muscovite II en dentelles sur les feldspaths potassiques Muscovite III en palettes (rares) sur les plagioclases	I en grandes plages II en dentelles sur les feldspaths potassiques III en paillettes, très abondantes sur les plagioclases
Apatite	Très accessoire en petits cristaux inclus dans la biotite	Peu abondante, cristaux automorphes inclus dans le plagioclase
Zircon	Abondant, en grain dans la biotite, plus rare dans la muscovite I	Peu abondant, dans la muscovite I

V. Conclusion :

Le massif de Sédis est un granite Taourirt, encaissé dans un granite régional qui se compose de deux intrusions : exogranite, endogranite limitée par un stockscheider, recoupés par de nombreux filons d'aplite, de pegmatite et de quartz.

L'exogranite est constitué par un granite grossier à tendance porphyroïde de couleur rose, de biotite chloritisé et chlorite, muscovite et du zircon qui est très abondant dans la biotite.

L'endogranite de texture aplice à phénocristaux à tendance automorphe, Phénocristaux de feldspath potassique très perthitiques, le Plagioclases Trapus fortement muscovitisés (muscovite + fluorine) avec l'absence de biotite + chlorite. Le quartz et globuleux, apatite Peu abondante, cristaux automorphes inclus dans le plagioclase, en exogranite le zircon abondant, en grain dans la biotite, plus rare dans la muscovite I.

Géochimie

I. Géochimie des granites du massif Sédis

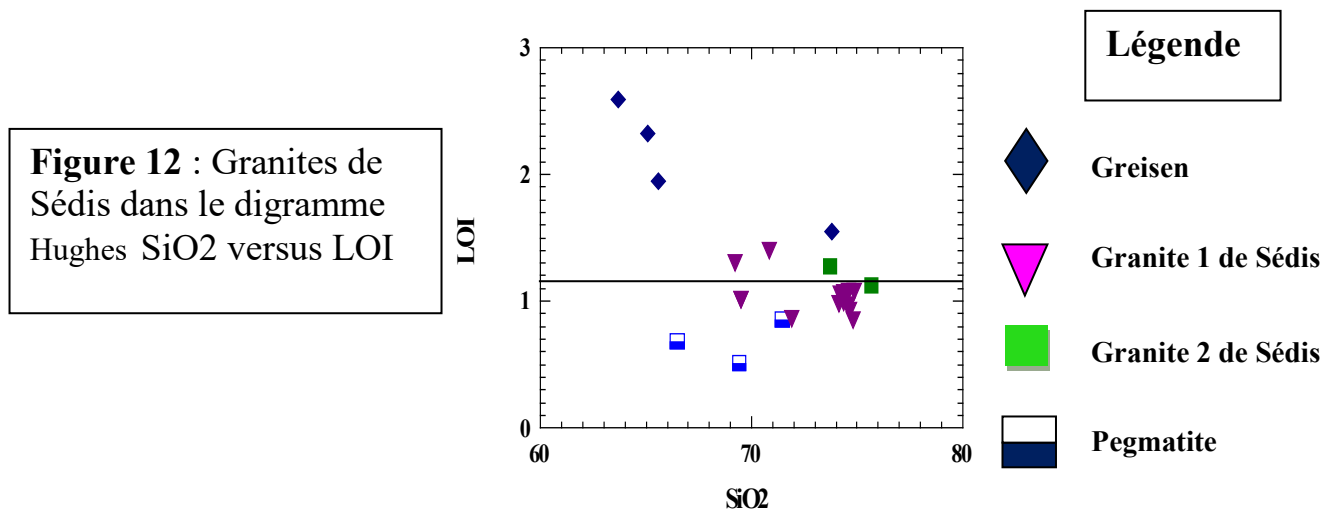
I.1-Introduction

L'étude géochimique porte sur 21 analyses sur roches totales (majeurs) de Chalal, Y., 2002. Et 02 de nos échantillons analysés à CETIM (Boumerdès) (S04 : Ech de granite fin ; et S07 : Endogranite), 14 échantillons sont prélevés dans les granites du centre et dans les exogranite et 3 dans les pegmatites.

Dans le tableau N°1(Annexe A) sont reportées respectivement les compositions chimiques moyennes des éléments majeurs des roches du massif de Sédis.

I.2-perte au feu

Dans le diagramme de Hughes, les pertes au feu (Figure12), sont inférieures à 1% pour l'ensemble des échantillons. Seul les échantillons correspondant aux greisens (losange bleu) dépassent ce seuil et traduisent une forte altération hydrothermale.



II. Caractères révélés par les éléments majeurs

Les faciès du massif Sédis tombent dans le champ des granites du diagramme de la (Figure13) de Cox et al (1979) et se projettent dans le domaine subalcalin dans le diagramme de la (Figure14) d'Irvine et Bagar 1971. Le diagramme de Batchelor et Bowden (1985) place ces granites dans le domaine post-orogénique à anorogéniques (Figure15).

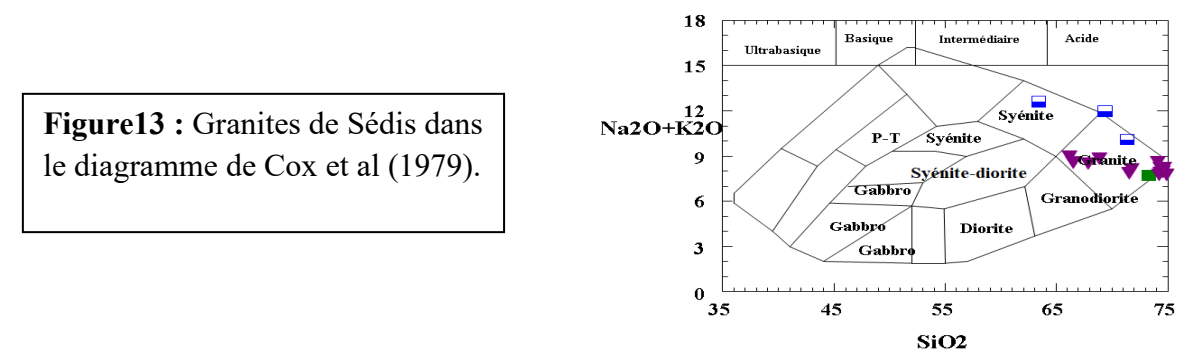


Figure14 : Granites de Sédís dans le diagramme d'Irvine et Bagar 1971.

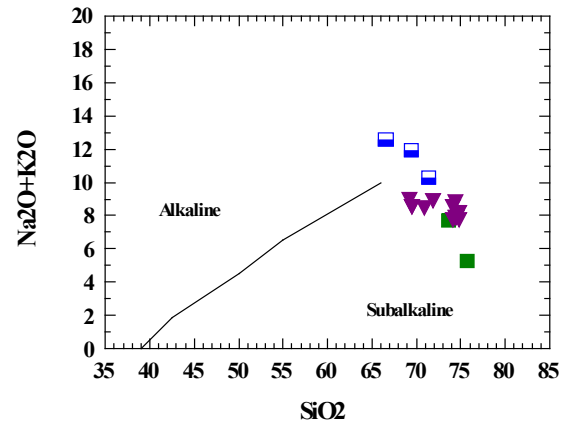


Figure15 : Granites de Sédís dans le diagramme de Batchelor et Bowden (1985).

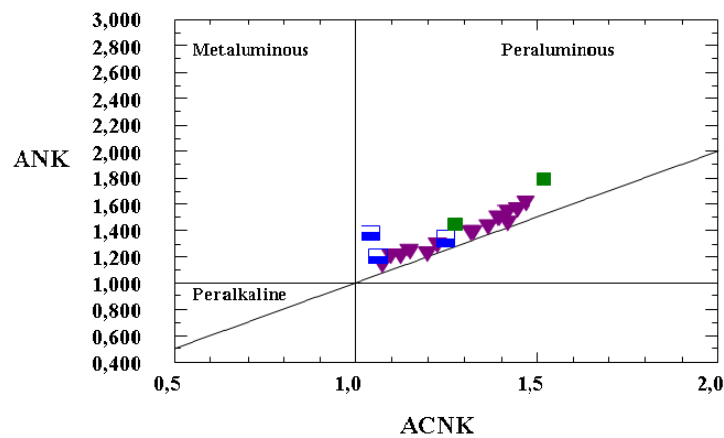
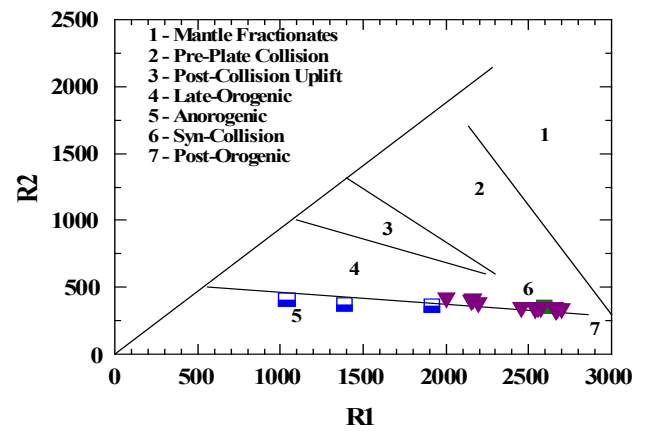


Figure 16 : Diagramme A/NK VS A/CNK (Maniar et Picoli, 1989, utilisant les paramètres de shand, 1929).

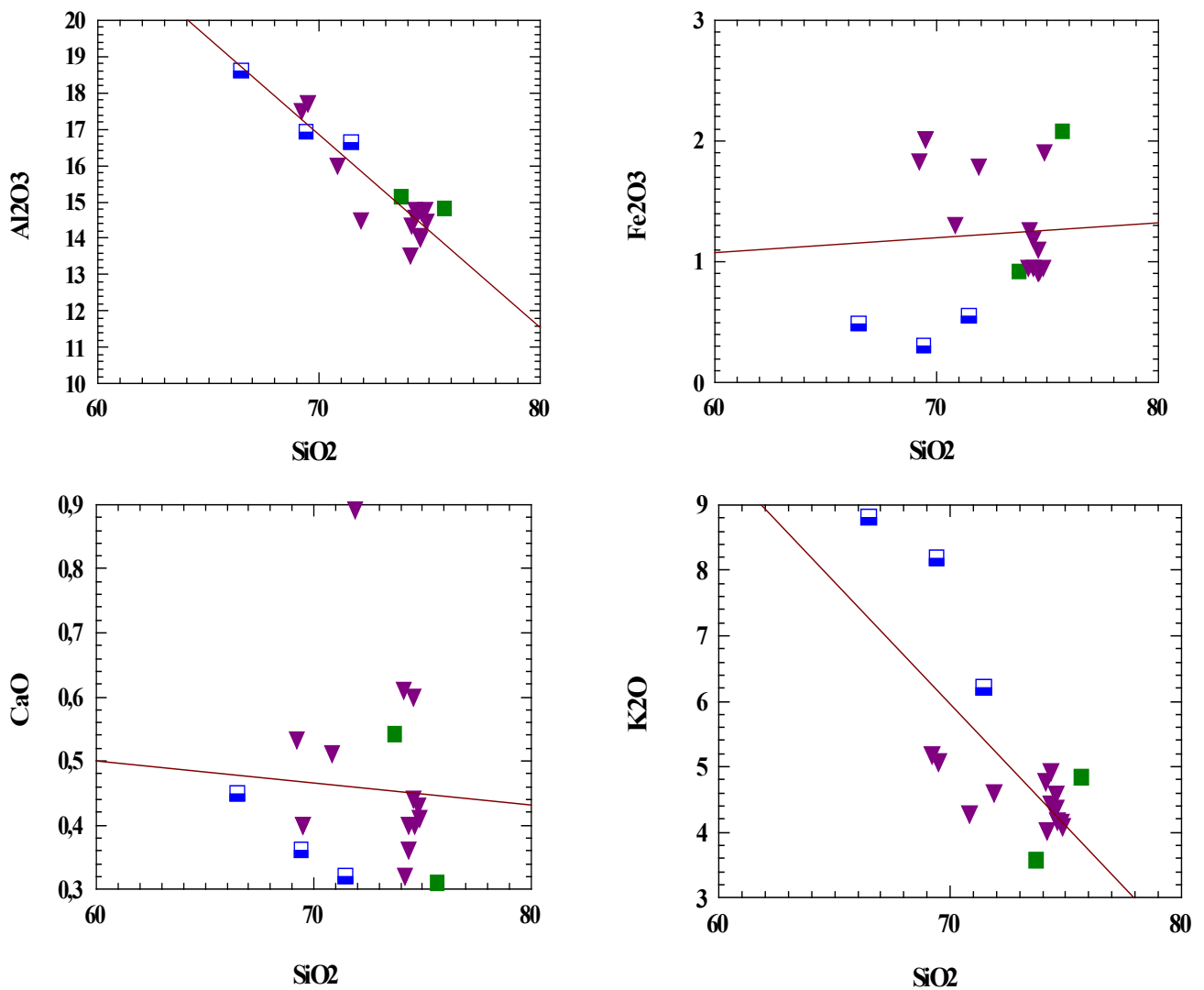


Figure17 : Diagram de variation des majeurs en fonction de SiO₂ des roches du massif Sédís.

III. Caractères révélés par les éléments traces

Dans le diagramme triangulaire Rb-Sr-Ba (El Bouseily, El Sokkary, 1975), tous les granites de Sédís se projettent dans le domaine des granites fortement différenciés (Figure18) à l'exception des granites qui s'approchent du pôle Ba, et ont des teneurs relativement plus élevées en Ba et Sr. Ceux-ci, traduiraient probablement, les termes les moins évolués pour les premiers et représenteraient une empreinte de fluides externes pour les seconds (Kesraoui.2005)

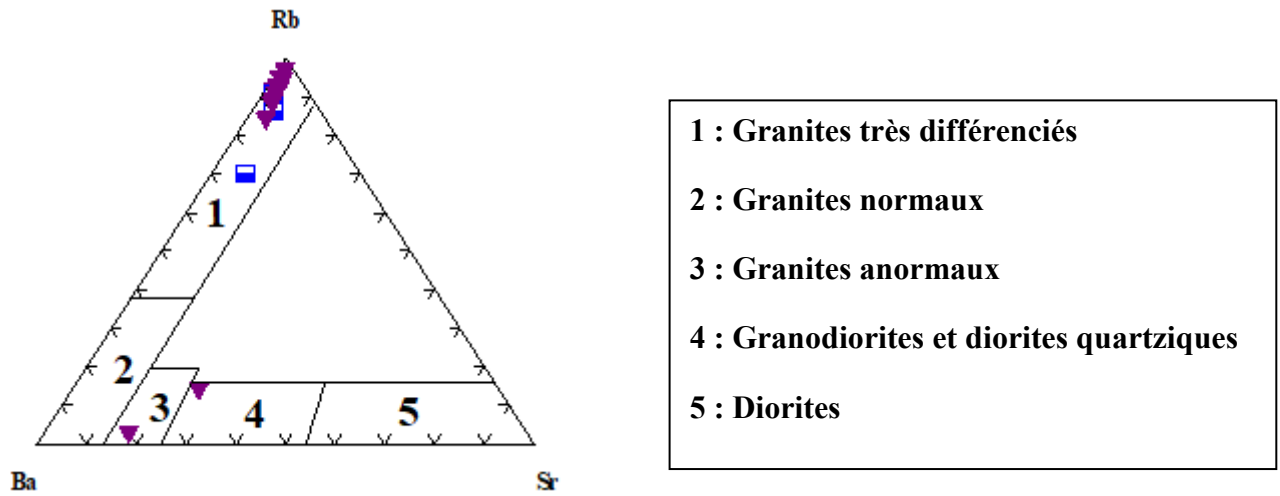


Figure 18 : diagramme triangulaire Rb-Sr-Ba (El Bouseily et El Sokkary, 1975)

IV. Conclusion

L'étude géochimique révélés par les éléments majeurs et les éléments en traces, montrent que le massif de Sédís est composé de granites subalcalins péralumieux pauvres en phosphore. Cette étude montre aussi que ces granites sont très évolués et très différenciés et sont mis en place dans un contexte post-orogénique à anorogénique. Les granites de sédis sont comparables à ceux du terrane de Laouni (guerioune, Tillik, Nhda, Rechla, Tamazaror...).

Minéralisation

Introduction :

Afin de mieux saisir la minéralisation pneumatolytique de la zone d'étude, il est utile de bien connaître les minéraux et les multiples variations qu'ils offrent par leur structure et leur composition chimique.

Pour atteindre cet objectif nous avons utilisé deux méthodes analytiques :

- L'analyse au microscope électronique à balayage (MEB).
- Le traitement des données analytiques en particulier a été réalisé par l'utilisation de l'logiciel EXCELL.

I. Généralités sur le tungstène (ou wolfram) :

Le tungstène est l'élément chimique de numéro atomique 74, de symbole W (de l'allemand *Wolfram*). Son nom en français provient du suédois *tung* (« lourd ») et *sten* (« pierre ») et signifie donc « pierre lourde ». On trouve du tungstène dans de nombreux minerais comme la wolframite et la scheelite. Le corps simple tungstène est un métal de transition gris-acier blanc, très dur et lourd.

Peu abondant dans l'écorce terrestre (14^{ème} position), avec environ 1.4p.p.m, il est exploitable à des teneurs de l'ordre de 1%, probablement 0.5% dans les gites disséminés du type « porphyry tungstène » ou stratiforme.

Très rare dans les roches ultrabasiques (0.1p.p.m) et dans les basaltes (0.5 p.p.m). Les teneurs atteignent 1.3p.p.m dans les granodiorites, 2p.p.m. dans les granites, 1.6 à 1.8 dans les schistes et grès, environ 0.1p.p.m dans les calcaires (**P. Nicolini. 1990**).

II. Les gisements de tungstène :

II.1 Gisements en Algérie

Dans le Nord de l'Algérie (socle de Petite Kabylie, Edough), les sites et zones potentiels pour les concentrations en métaux rares - terres rares sont les granites, pegmatites ainsi que leurs produits d'altération hydrothermale.

1- Dans le massif de l'Edough

Ces roches montrent des trends et degrés de fractionnement similaires aux granites à métaux rares européens et montrent de nets enrichissements en F, Li, Be, Rb, Sn, **W**, Nb (Aissa, 1996, Aissa et al.1995).

2- Dans le massif granitique langhien du Filfila (Petite Kabylie)

Affleurent des granites évolués à albite-topaze-protolithionite, montrant des indices minéralisés à Sn -**W**-Nb-Ta (Bouabsa et al. 2010).

II.2 Indices et gisements du Hoggar

La plus part des indices et gisements à W-Sn affleurent dans le terrane de Laouni, dans la région sud de Tamanrasset et dans la feuille de Laouni où se trouve toute une série de massifs granitiques post-orogéniques alignés NE-SO à N-S.

L'alignement N-S de ces gisements laisse supposer une localisation le long des structures disjonctives panafricaines. Localement, ces minéralisations affleurent dans les parties sommitales des coupoles granitiques (voûtes).

Ces gisements sont liés aux granites de type «Taourirt»: granite développés postérieurement aux stades les plus tardifs de l'événement panafricain, granites mis en place à des profondeurs réduites en forme de coupoles ellipsoïdes allongées généralement N-S encaissées en grande partie dans des gneiss (cette forme allongée N-S confirme leur mise en place le long de la structure panafricaine).

La morphologie des corps minéralisés est de type stockwerk et/ou filonienne. Les altérations hydrothermales sont fortement développées dans les parties sommitales des coupoles (au niveau des apex granitiques). Il s'agit de forte greisinitisation avec la formation de la topaze, la fluorine et la tourmaline.

Les minéraux métalliques constituant les corps minéralisés sont essentiellement de la wolframite (Fe, Mn) WO₄, et de la cassitérite SnO₂.

Le mode de dépôt est de nature épigénétique confirmé par le développement de l'altération hydrothermale et le remplissage tardif des fractures, et sont génétiquement hydrothermaux, la source des fluides et des métaux seraient magmatique. L'âge de la mise en place des minéralisations est panafricain tardif.

➤ Région de Tamanrasset

La plupart des massifs "Taourirts" de cette région sont plus ou moins minéralisés en cassitérite et wolframite. Ces minéralisations se trouvent localisées dans les formations suivantes par ordre de fréquence décroissante : filons et filonnets de quartz, amas de greisens et pegmatites. Mais, les minéralisations les plus intéressantes économiquement se trouvent au sud de Tamanrasset à Tin amzi, El karoussa et Bachir (Figure19).

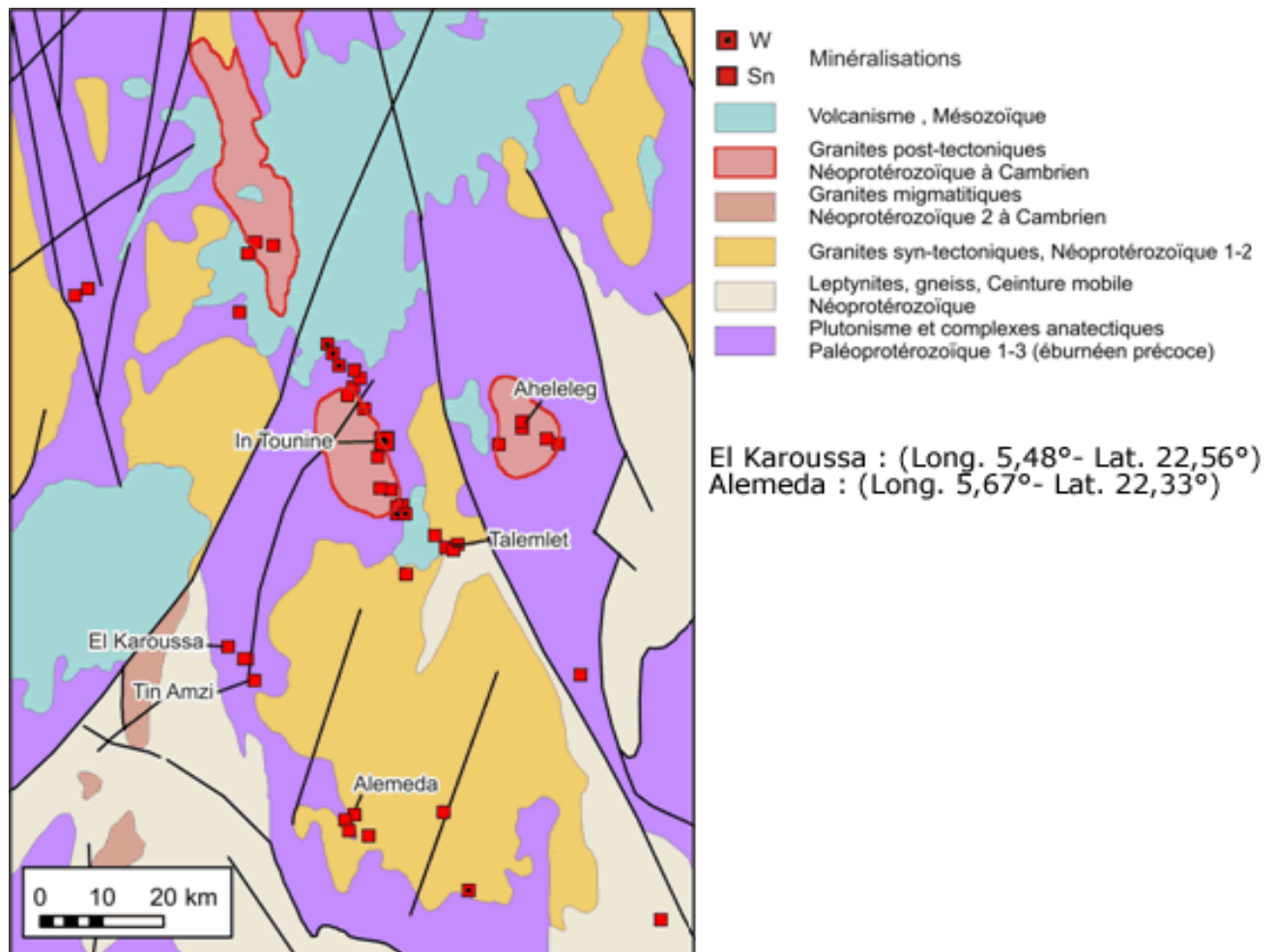


Figure 19 : Les gîtes à Sn-w du district El Karoussa – Almeda (30Km à l’Est de Tamanrasset)

➤ Région de Laouni

C'est dans cette région que se situe l'important gisement de wolframite de Nahda situé à 1,5 km au Nord-Est d'un important massif Taourirt décapé par l'érosion.

Dans cette région, se rencontrent également les pegmatites à béryl et à zinnwaldite d'Oued Rechla et quelques petits filons à Sn-W, les greisens riches en wolframite de **Sédis** ainsi qu'une faible minéralisation en cassérite, wolframite en tantale et niobium à Tamazaror.

De nombreux petits filonnets de quartz greisés à Sn-W sont également observés dans les granites de Tit Enir. Un filon de quartz greisé à Sn-W dans le massif de Tillik ou l'étain est dominant. Dans le massif de Guerioune la wolframite rare a été signalé dans les greisens.

➤ Hoggar Occidental

En dehors d'El Bema Est où il existe un petit gisement d'étain, la plupart des Taourirts de ce compartiment sont faiblement minéralisés. A Ait oklan, des indices de cassitérite sont signalés dans des filons de quartz.

➤ Hoggar Oriental

Le complexe de Djilouet forme une coupole constituée de granites leucocrates associés à des minéralisations Sn - W. Il pourrait représenter le granite à métaux rares (RMG) le plus oriental du Hoggar comparativement à ceux de la province de Taourirt dans le Hoggar central. Le complexe de Djilouet est situé dans le terrane de Djanet, à 12 km au NE de la ville du même nom à l'extrême est du bouclier touareg. La minéralisation à Sn-W consiste en deux systèmes de veines est localisée dans de larges veines de quartz avec le type ferberite et une autre dans des veinules ou stockwercks avec une cassitérite homogène et de la wolframite rare.

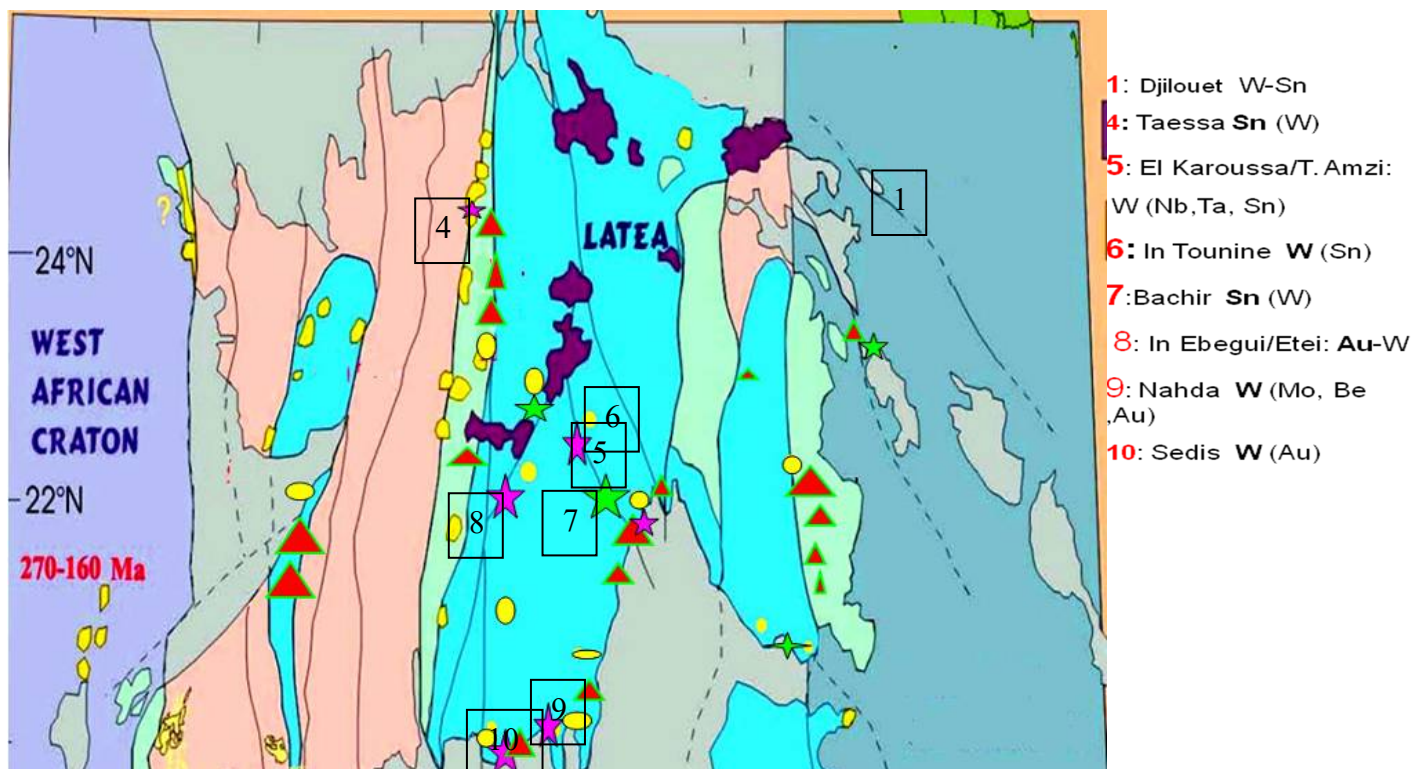


Figure 20 : Principaux indices et gisements à Sn-w du Hoggar

II.3 Autres gisement au monde :

- **Gisements de Chine :**

Gisements nombreux dans la ceinture de Xihuashan-Zongshuk, **Xianglushan** plus gros gisement mondial de tungstène.

Gisements de Yaogangxian, Piaotang ... etc. Tous les gisements sont situés au sud-est du pays.

- **Gisements en Europe :**

Production de 3,4% de wolfram.

1. Gisement **Metersill** en Autriche (skarn à scheelite).
2. Gisement de **Hemerdon** en Angleterre (péri granitiques à wolframite).
3. Gisement de **Los Santos** en Espagne (skarn à scheelite).
4. Gisement de **Panasqueira** au Portugal (filons péri granitiques à wolframite).

- **Gisement du Canada :**
Gisement de **Cantung** dans le territoire Nord-ouest.

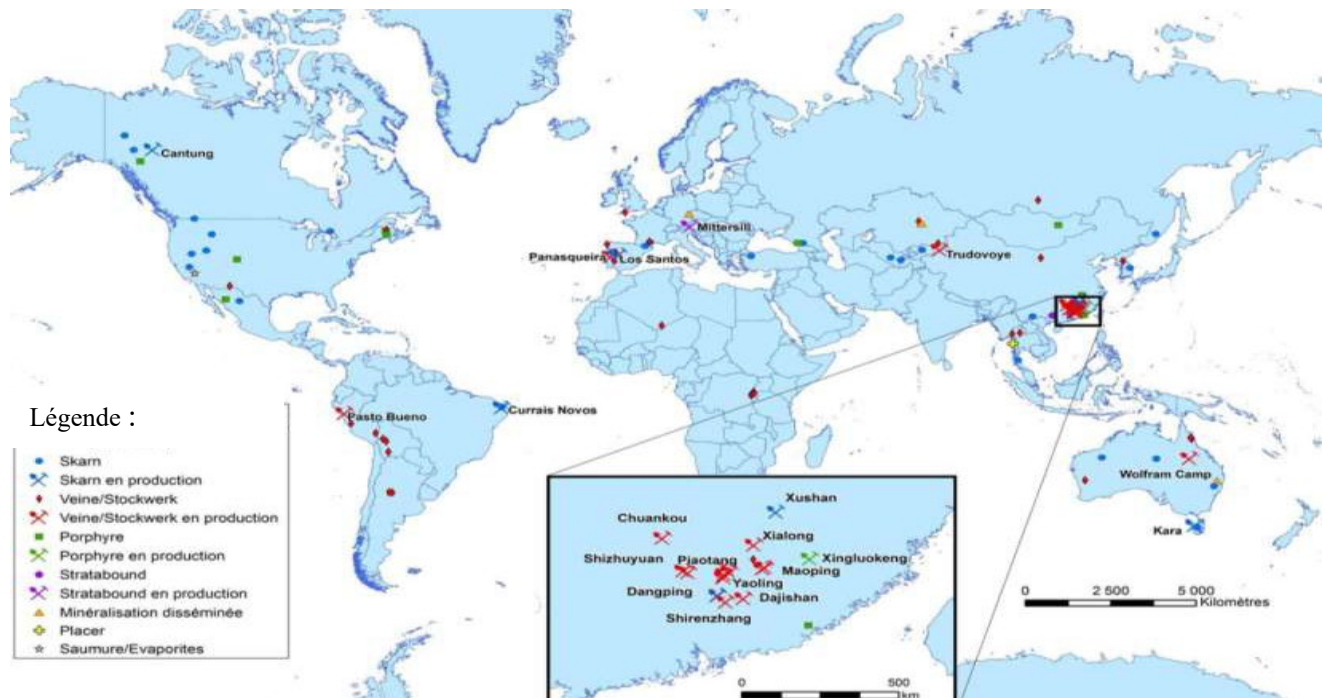


Figure 21 : Localisation des principaux gisements mondiaux de tungstène et des mines en production (mars 2012) (BRGM, 2012 ; BGS, 2011 ; USGS-MRDS, 2012 ; RMD, 2012).

III. Minéralisation du massif Sédis :

La minéralisation clairement exprimée est constituée de wolfram sous forme du wolframite encaissé dans les filons de quartz greisenisé.

III.1 Localisation :

La minéralisation se localise dans certains filons encaissés en partie dans le granite "régional", mais pour l'essentiel, elle est située dans les masses de greisens à proximité du massif. Elle n'est pas directement associée aux greisens, mais elle est liée à des filons, filonnets de quartz présentant un aspect de stockwerk dans la masse de greisens (constituée par deux grands types de greisens apparentés vraisemblablement au granite dit régional).

- A ces amas micacés est liée une proportion relativement faible de wolframite.
- La majeure partie de la minéralisation accompagne des filons et paquets de quartz : certain apparence de liaison aux greisen micacés sont trompeuse (en cassant ces roches, ou s'aperçoit que les cristaux de wolfram sont en relation avec des filonnets de quartz qui ne montrent pas obligatoirement en surface).

- Les filons ont de 1 à 10 cm de large, ils sont pour la plupart orientés N.S, avec un fort pendage EST. Ces filons des deux directions sont contemporains les uns des autres.
- De gros paquets de quartz tardifs se rencontre aux extrémités nord et est de la colline, dans tous les types de greisens (Boissonnas, J ; 1959-60).

III.2 observation macroscopique

La wolframite de Sédís apparait sous forme de petites disséminations ou bien d'agrégats de cristaux allongés, xénomorphes, cimentés par le quartz. Elle a une taille moyenne d'environ 1cm. Cette wolframite est de couleur noire avec un éclat submétallique (Figure 22).

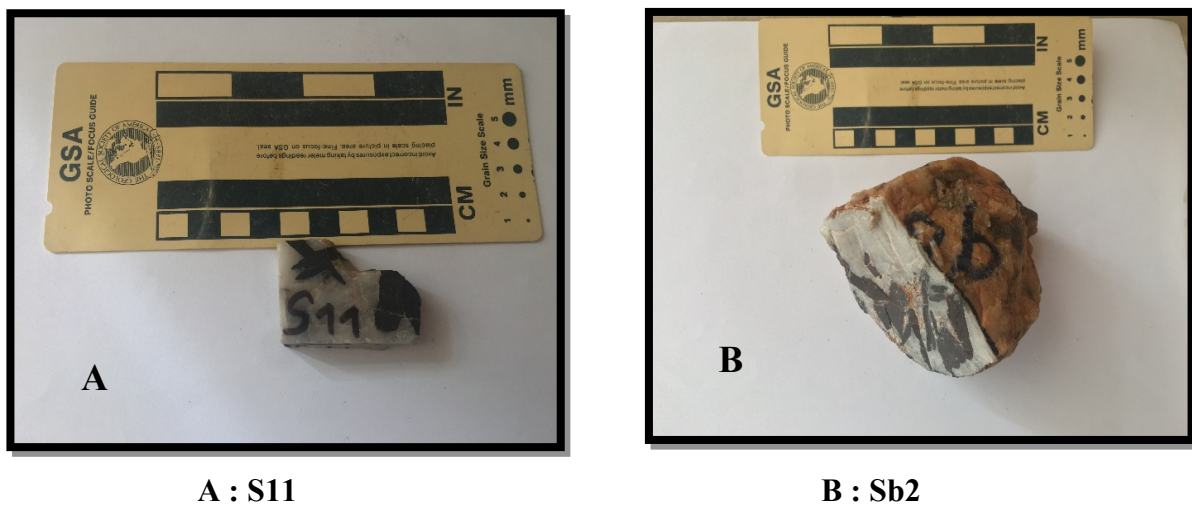


Figure 22: Cristaux de wolframite encaissés dans le quartz

III.3 observation microscopique

Deux lames polies (S11 et Sb2) ont été observées au microscope en lumière « polarisante et transmise » et montrent la présence de phénocristaux de wolframite en grandes plages recoupant le quartz (planche III. 3). La wolframite montre des altérations sur les bordures et dans les fissures par de la scheelite (planche III.1, 2), ces observations ont été confirmées par les analyses au MEB.

La wolframite et le quartz (1) sont recoupés par des fissures tardives à quartz (2) et micas essentiellement de la muscovite (planche III.4, 5).

Des inclusions de minéraux de la colombo-tantalite ont été également observées dans le quartz (1) (Planche III.6).

Planche III**Aspect microscopique de la wolframite dans le quartz**

Photo 1 : lame mince montrant la Wolframite variété hubnérite ($WMnO_4$) recoupant le quartz, la wolframite est remplacé par la scheelite sur les bordures et dans les fractures .Des inclusions de quartz sont également observées dans la wolframite. (LN. Gr x 4) **(L.M.Sb2)**.

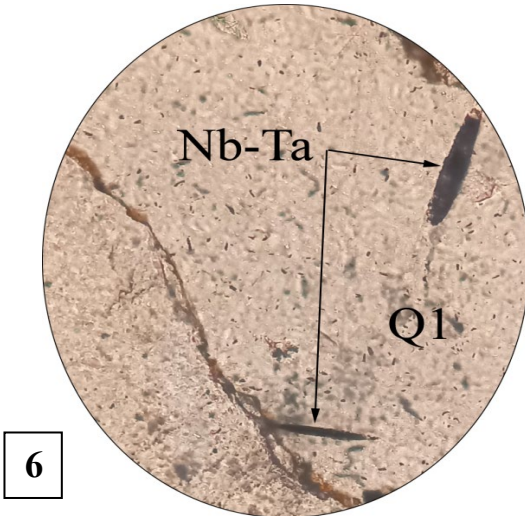
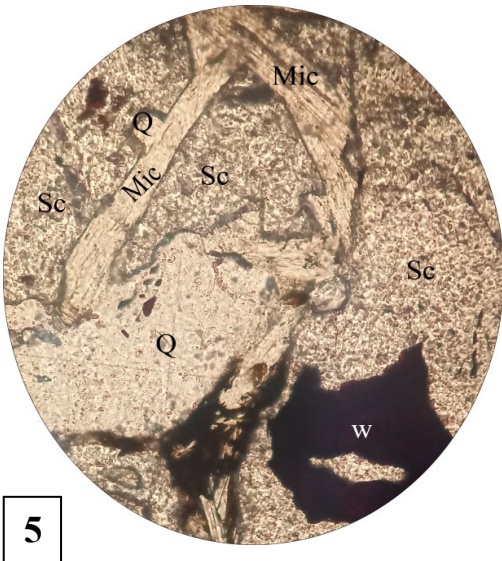
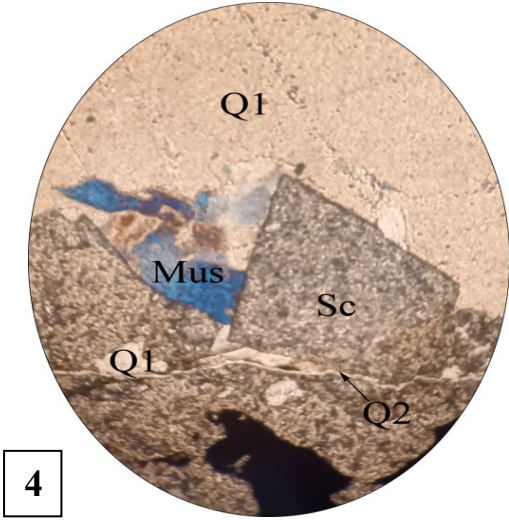
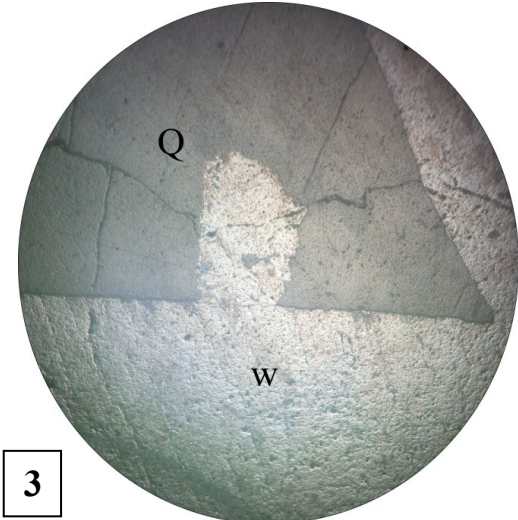
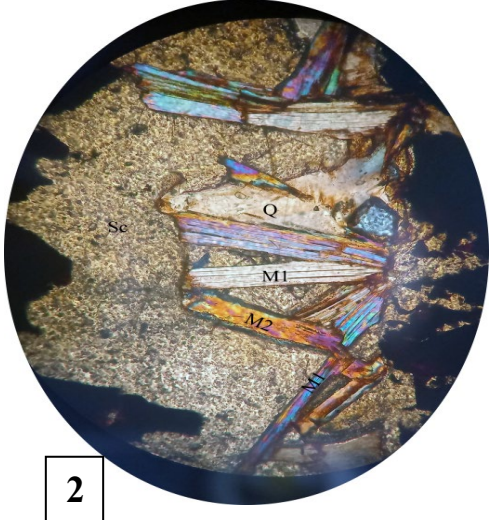
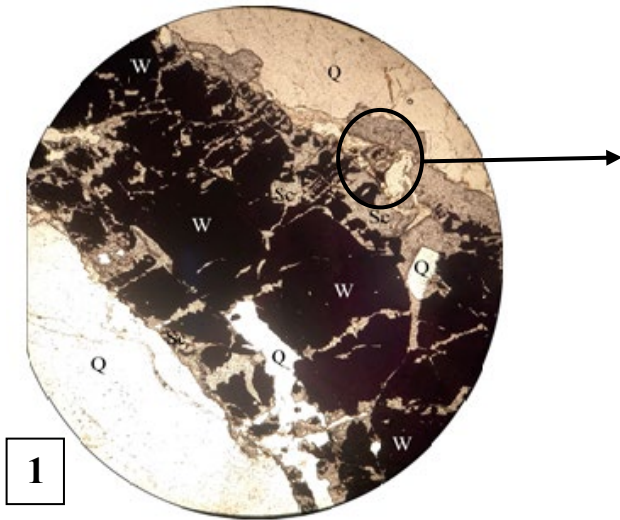
Photo 2 : la scheelite remplace la wolframite dans les fractures, des micas tardifs recoupent la scheelite. On observe deux types de micas (M2) recoupant (M1). (LN. Gr x 20) **(L.M.Sb2)**.

Photo 3 : lame polie montrant la wolframite recoupant le quartz, l'ensemble est traversé par de nombreuses fissures (Gr x 4) **(L.M.S11)**.

Photo 4 : lame mince montrant la fissure tardive de quartz (Q2). (LN. Gr x 10) **(L.M.Sb2)**.

Photo 5 : lame mince montrant le mica recoupant la scheelite et le quartz (Q1). (LN. Gr x20) **(L.M.Sb2)**.

Photo 6 : Minéraux de la colombo-tantalite en inclusions dans le quartz (Q1). (LN. Gr x 20) **(L.M.Sb2)**.



III.3.1 observation au MEB

Les observations des lames polies (S1 et Sb2) au microscope électronique à balayage (MEB) ont été réalisées au laboratoire de la Sonatrach (Division exploration).

La wolframite analysé montre une wolframite de type hubnérite (MnWO_4) riche en manganèse et très rare ferbérite (FeWO_4) riche en fer.

Les analyses de la bordure et dans les fractures montrent une forte altération de la wolframite en scheelite (CaWO_4) (Figure23).

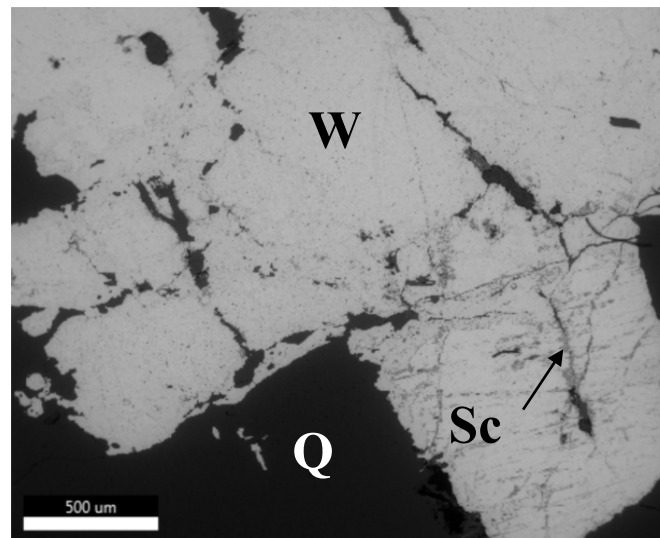


Figure 23 : Observation au MEB de la scheelite remplaçant la wolframite sur les bordures et dans les fractures.

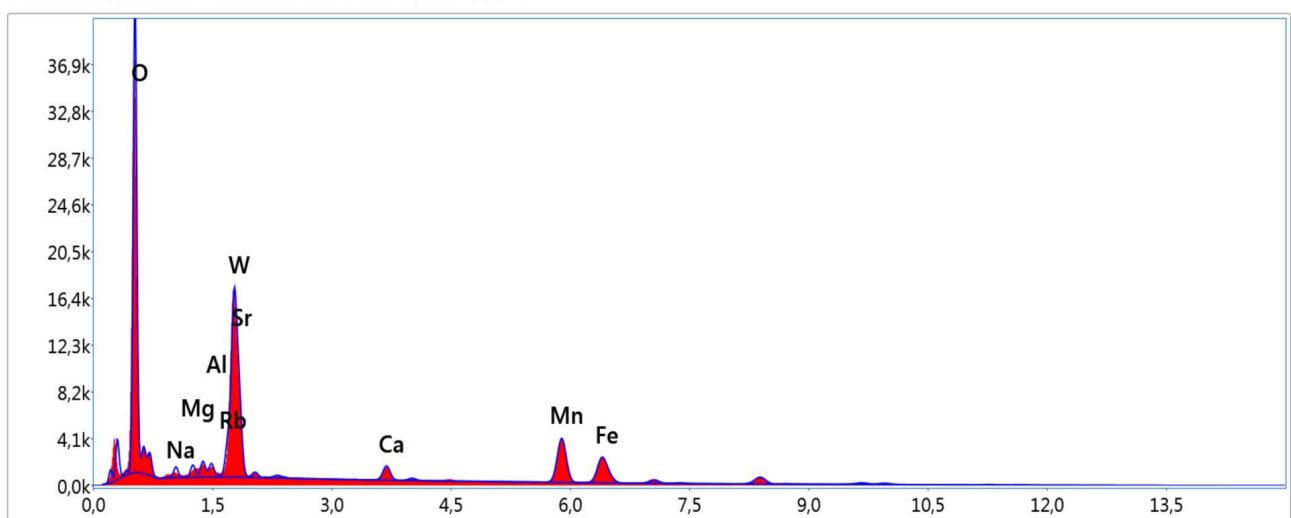


Figure 24 : spectre caractéristique de la Hubnérite (MnWO_4) au MEB

Tableau 3: Résultats quantitatifs de la wolframite au MEB

	Sb2 zone1	W	Mn	Fe	Ca
Périphérie	1	46,54	12,2	6,35	
	2	46,97	11,39	8,61	
	3	46,55	11,52	8,67	
Centre	4	46,5	11,92	8,49	
	5	46,45	11,5	8,67	
	6	46,74	11,2	8,76	
Périphérie	7	45,82	10,49	8,42	
	8	46,72	11,92	8,67	
	9	46,45	11,76	8,32	
Centre	10	46,58	12,45	8,29	
	11	46,53	12,18	8,05	
	12	46,78	12,86	7,16	
Périphérie	13	46,39	13,31	7,2	
	14	46,36	12,43	6,72	0,42
	15	46,06	12,58	6,97	0,44
Périphérie	16	44,66	10,79	6,38	0,6
	17	66,07	3,29	2,38	16,06
	18	45,27	11,27	5,65	0,71
Périphérie des fractures	19	45,68	11,17	6,39	0,47
	20	45,11	12,49	6,46	
	21	45,62	10,07	7,27	
Périphérie des fractures	22	46,2	11,64	7,85	
	23	24,22	17,32	11,42	2,35
	24	29,57	11,69	11,3	1,69
	25	45,83	11,08	7,62	
	26	41,71	11,75	6,34	

Dans le tableau 3 et figure 24, les analyses montrent des teneurs riches en manganèse Mn par rapport au fer (Fe). Il s'agit donc de la wolframite de type Hubnérite.

Cette richesse en Mn est observée presque dans tous les minéraux de la wolframite analysées.

III.3.2 Cartographie au MEB

Un série de cartographie minérale de la wolframite a été réalisée au MEB (Figure 25 et annexes B). Cette étude cartographique du centre vers la périphérie du minéral wolframite montre une richesse en calcium (Ca) à la périphérie qui diminue progressivement vers le centre du minéral (Figure 26).

La concentration du (Ca) est observée également dans les points des fractures du minéral. Cette observation est vérifiée, par rapport à l'observation microscopique dans les lames minces (Planche III.1). La wolframite subit des altérations en scheelite à la périphérie et dans les fractures.

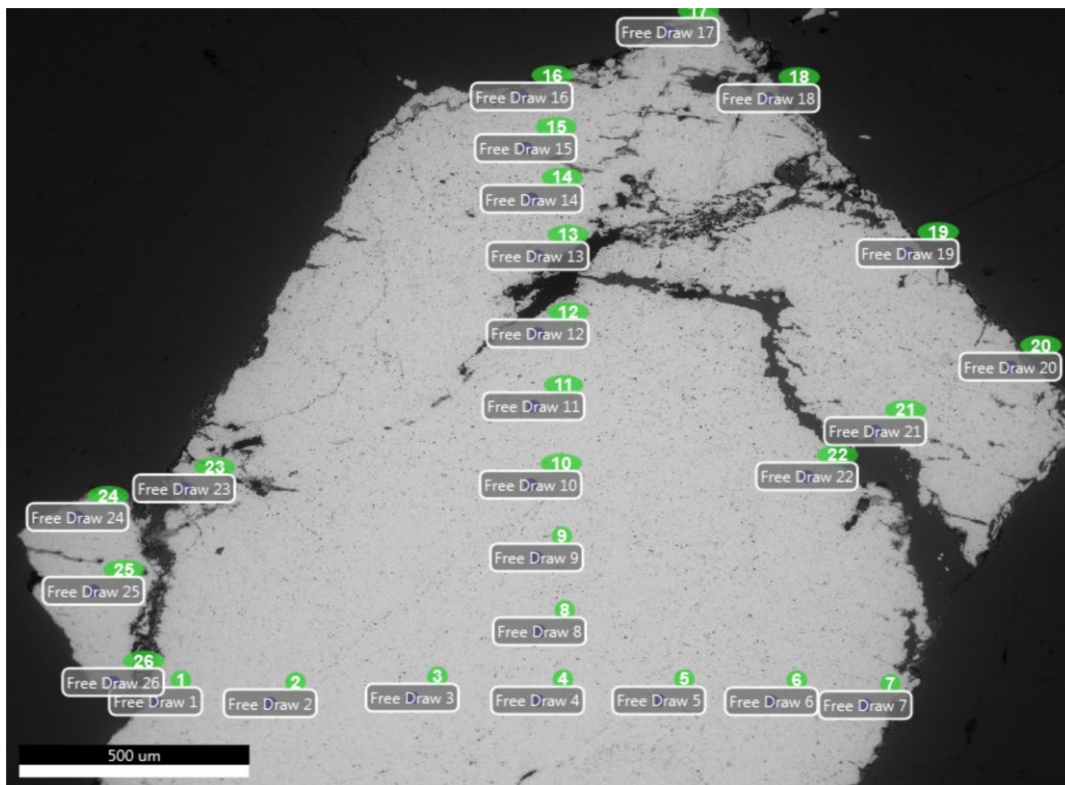


Figure 25 : Cartographie minérale de la wolframite au MEB

Le Mn augmente de l'extérieur vers l'intérieur du minéral (Figure 26) par contre le Fe présente des fluctuations.

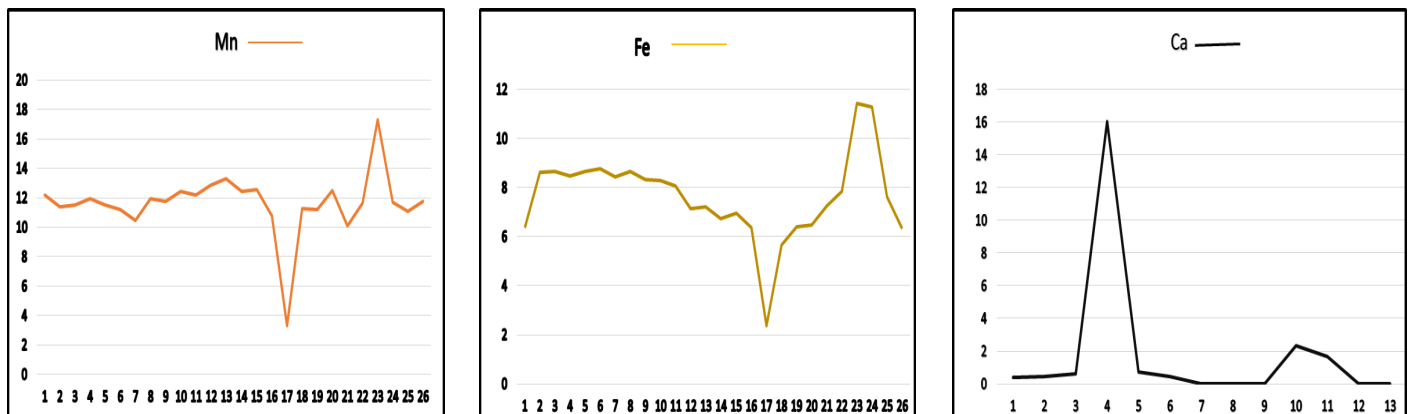


Figure 26 : Variations des oxydes de la bordure vers le centre duminéral (a : Mn,b :Fe.,c :Ca).

IV. Conclusion :

La coupole de Sédis est caractérisée par une minéralisation à wolframite seule de type hubnérite (MnWO_4). On note l'absence de la cassitérite même dans les analyses au MEB, contrairement aux autres massifs du terrane de Laouni. Les observations microscopiques et au MEB montrent que la wolframite est remplacée par de la scheelite (CaWO_4) à partir de la bordure du minéral et suivant les fractures.

La cartographie minéralogique de la wolframite présente une richesse en Ca sur les bordures qui devient nul vers le centre du minéral, par contre le manganèse (Mn) s'enrichit vers le centre. Le fer (Fe) montre de faibles teneurs par rapport au manganèse et présente des fluctuations.

Conclusion générale

Conclusion générale

La coupole de sédis est constituée de deux intrusions encaissées dans un granite régional syntectonique à tendance porphyroïde, recoupé par de nombreux filons d'aplite, de pegmatite et de quartz. Le massif étudié dans le terrane de Laouni (Hoggar central) est mis en place dans un contexte post-orogénique à anorogénique, sous forme d'une petite coupole intrusive dans les formations éburnéennes.

Les granites de Sédis sont peralumineux et fortement différenciés. et se projettent en majorité dans le champ des granites subalcalins. Ils présentent des teneurs élevées en SiO_2 et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$). Par contre, ils sont pauvres en titane, phosphore, fer et calcium. On peut conclure que les granites du massif de Sédis sont très évolués.

Ces granites sont le plus souvent associés aux minéralisations à wolfram, de type magmatique est représentée par les minéraux à wolframite et la scheelite dans les fractures et la périphérie du minéral étudié.

La coupole de Sédis est caractérisée par une minéralisation à wolframite seule de type hubnérite (MnWO_4). On note l'absence de la cassitérite même dans les analyses au MEB, contrairement aux autres massifs du terrane de Laouni. Les observations microscopiques et au MEB montrent que la wolframite est remplacée par de la scheelite (CaWO_4) à partir de la bordure du minéral et suivant les fractures.

La cartographie minéralogique de la wolframite présente une richesse en Ca sur les bordures qui devient nul vers le centre du minéral, par contre le manganèse (Mn) s'enrichit vers le centre. Le fer (Fe) montre de faibles teneurs par rapport au manganèse et présente des fluctuations.

La présence de greisens montre une forte altération hydrothermale et l'origine des fluides minéralisateurs seraient d'origine magmatique (Chalal, Y ; 2002).

*Références
bibliographiques*

Références bibliographiques

- Batchelor, R.A., and Bowden, P., 1985.** Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using a multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S.E., Dautel, D., (1989).** Petrogenesis and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites (Aleksode, central Hoggar, Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 207-219.
- Bertrand, J.M.L., (1974).** Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse Doctorat *es-Sciences*, USTL, Montpellier, 307 p.
- Bertrand, J.M.L., Lasser, M., (1976).** Panafrican and Precambrian history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. *Precambr. Res.* 3, 343-362.
- Bertrand, J.M.L., Caby, R., 1978.** Geodynamic evolution of the Pan- African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau* 67, 357–388.
- Bertrand, J.M.L., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., (1986).** Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955-972.
- Benazzouz-Fezoui, A., 1989.** Pétrologie des granites Taourirts et pegmatites associées de la région de Laouni (Hoggar central méridional). Contribution à l'explication de certains processus tardi et post magmatiques originaux. Thèse de magistère, IST, USTHB, Alger. 195p.
- Black, R., Liégeois, J.-P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal Geological Society London* 150, 89–98.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994.** Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central Sahara). *Geology* 22, 641–644.
- Boissonnas, J., 1959 /1960.** Mission de synthèse géologique S1. Hoggar. Etude géologique des granites wolframifères de la région de Laouni. B.R.G.M. Algérie.
- Boissonnas, J., 1973.** Les granites à structures concentriques et quelques autres granitostardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Thèse Doctorat *esSciences*, Paris VI ; Centre de Recherches sur les zones arides, Série Géologie 16, 662 p.
- Bonnici, J.P., 1960/61.** Mission de prospection systématique et de géologie. Rapport de prospection (Laouni-Tin Begane). B.R.G.M. Direction d'Alger ; O.C.R.S Nord Hoggar.

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

Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas Pan-African segment. In: A. Kröner, (Ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, 407-434 p.

Chalal, Y., 1989. Contribution à l'étude de la greisenisation et des minéralisations wolframifères associées au granite de Tamazaror et de Sédis-Laouni, Hoggar central. Caractérisation pétrographique, géochimique et implications métallogéniques. Thèse de magistère. IST, USTHB, Alger. 252 p.

Chalal, Y., 2002. Magmatisme panafricain à albite topaze, minéralisation Sn-W, Nb-Ta et les fluides associés dans le terranes de Laouni (Hoggar central, Algérie). Thèse Doctorat, USTHB, Alger.

Cottin, J.Y., Cuiraud, M., Lorand, J.P., 1990. Le magmatisme et le métamorphisme panafricains témoins d'amincissement crustal dans la région de Laouni (Hoggar Central, Algérie) : *C.R. Acad. Sci. Paris, v.311, p.1345-1351*

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. *Else. Sci. B.V. Lithos 45, 197–222.*

Djadoun, A., 1993. Contribution à l'étude des granites alumineux et des pegmatites associées de la région de Laouni (Hoggar central). A l'exemple des massifs Alous-Ouan Rechla, Tit-NEnir et Tamazaror. Mémoire de Magister USTHB. Alger.

El Bouseily, A.M., El Sokkary, A.A., (1975). The relation between Rb-Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol., 16: 207-219.*

Haddoum, H., (1992). Etude structurale des terrains archéens du mole In Ouzzal (Hoggar occidentale, Algérie). Thèse Doct. Etat, USTHB, Algérie.

Hamis, A., 2021. Le béryl : Géologie, minéralogie et géochimie des gisements dans la région de Laouni (Hoggar central, Algérie). Thèse de doctorat USTHB. Alger.

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

Kesraoui, M., 2005. Evolutions comparées de granites à métaux rares dans le Hoggar Central (Algérie) à travers la pétrographie, la cristallogéochimie des micas et des minéraux à Ta, Nb, Sn, W et la géochimie. Thèse de Doctorat d'état, I.S.T. / U.S.T.H.B, Alger. 263p.

Latouche, L., Vidal, P., 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NordEst de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bulletin Société Géologique France 16, 195–203.*

Latouche, L., (1978). Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région de Gour Oumelalen (NE de l'ahaggar, Algérie). Thèse Doct. Etat. Univ. Paris VII, 255 p.

Latouche, L., Liégeois, J.P., Navez, J., Black, R., 2000. Pan African collision, collapse and escape tectonics in Toureg Shield: relations with the East Saharan Ghost Craton and the West African Craton. In Special abstract issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Science*, 30/4A, Elsevier, pp. 53-54.

Lelubre, M., (1952). Recherches sur la géologie de l'ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bulletin Service Carte Géologique Algérie*, 2ème série, 22, 2 tomes.

Letterier, J., 1972. Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). *Science de la terre. Mém.* 23.300p.

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

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 African Earth Sciences* 37, 161-190.

Liégeois, J.P., 2019. A New Synthetic Geological Map of the Tuareg Shield: An Overview of Its Global Structure and Geological Evolution: Springer Nature. Switzerland AG, p.83-107.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., (1989). Tectonic discrimination of granitoids *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635–643.

Nicolini, P. (1970) :Gîtologie des concentrations minérales stratiformes. Paris. Gauthier Villars, 792p.

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

Phillips, E.R., 1974. Myrmekite one hundred years later. *Lithos.* 181-194.

Shand, S.J., 1927. Eruptive rocks. Wiley and Sons. New York:360.

Vitel, G., (1979). La région Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara) : évolution du complexe granulitique précambrien. Thèse doctorat, Université Paris VII. 324.

Vialette, Y., Vitel, G., (1979). Geochronological data on the Amsinassen Tefedest block (central Hoggar, Algeria Sahara) and evidence for its polycyclic evolution. *Precamb. Res.*, 9, 241-254.

Armine- E.R.E.M., 1976 -1977. Inventaire et prospective des ressources minérales du Hoggar. Rapport interne. 294p.

BRGM., 1963. Etude de la région de l'Adrar Ahnet, Rapport de fin de mission.

B.R.G.M ; 1965. Minéralisations du Hoggar.

BRGM/RP-61341-FR ; 2012. Avec la collaboration extérieure de la Compagnie Européenne d'Intelligence Stratégique (CEIS).

Annexe A : Analyses chimiques de la roche totale.

Tableau N° 1 : Analyse chimiques en éléments majeurs et traces des granites de Sédis.

Ech	S10C	S12C	S16C	S18C	S22C	S25C	S26C	S27C	S6C
SiO2	74.36	74.56	74.62	74.18	74.14	74.87	74.34	74.82	70.86
TiO2	0.03	0.04	0.03	0.06	0.09	0.04	0.03	0.03	0.05
Al2O3	14.76	14.06	14.69	14.34	13.53	14.45	14.56	14.76	15.98
Fe2O3	0.95	0.9	0.91	1.26	0.95	1.09	1.18	0.95	1.3
MnO	0.11	0.11	0.11	0.12	0.04	0.1	0.13	0.06	0.13
MgO	0.05	0.06	0.05	0.08	0.09	0.05	0.04	0.07	0.11
CaO	0.36	0.6	0.4	0.32	0.61	0.41	0.4	0.43	0.51
Na2O	3.92	3.58	4.01	3.71	3.79	3.7	3.45	4.01	4.22
K2O	4.29	4.38	4.17	4.01	4.77	4.07	4.42	4.15	4.27
P2O5	0.28	0.46	0.3	0.28	0.16	0.24	0.33	0.28	0.36
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	0.99	0.97	0.39	1.05	0.98	1.08	1.07	0.85	1.4
Total	100.1	99.72	100.23	99.41	99.12	100.1	99.95	100.41	99.27
Ba	28	42	14	31	153	22	45	30	65
Rb	722	584	630	632	439	608	734	690	719
Sr	12	12	10	21	33	17	18	12	29
Y	6	10	5	12	3	8	7	8	16
Zr	39	40	39	49		41	38	43	47
Nb	38	42	40	37		35	39	37	31
R1	2396	2606	2555	2662	2455	2679	2676	2571	2198
R2	327	337	332	313	329	327	333	371	318
ACNK	1.19	1.18	1.24	1.30	1.08	1.29	1.30	1.24	1.28
ANK	1.25	1.30	1.24	1.30	1.19	1.38	1.39	1.33	1.38
K2O/Na2O	1.09	1.223	1.03	1.08	1.25	1,1	1.28	1.03	1.01
CaO/Na2O+K2O	0.074	0.075	0.048	0.041	0.071	0,05	0.050	0.052	0.060

1. Granite1 de Sédis: S10. S12. S16. S18. S22. S25. S26. S27. S6. S8. SD14. SD16. SD20. SD27.
2. Granite2 de Sédis : S04. S07.
3. Pegmatite: S14. S20. SD28.
4. Greisen: SD12. SD18. SD22. SD35.

Suite1 du Tableau N°1

Ech	S8C	SD14C	SD16C	SD20C	SD27C	S04MB	S07MB	S14C	S20C	SD28C
SiO2	74.56	69.5	69.5	71.9	69.2	73.73	75.72	69.43	71.45	66.5
TiO2	0.06	0.0693	0.0693	0.217	0.074	0.06	0.35	0.01	0.02	0.0201
Al2O3	13.98	17.7	17.7	14.5	17.5	15.13	14.82	16.92	16.62	18.6
Fe2O3	1.1	2.01	2.01	1.79	1.83	0.91	2.07	0.3	0.55	0.483
MnO	0.1	0.0995	0.0995	0.0346	0.103			0.04	0.03	0.0597
MgO	0.08	0.143	0.143	0.344	0.121	0.09	0.23	0.06	0.06	0.067
CaO	0.44	0.4	0.4	0.892	0.533	0.54	0.31	0.36	0.32	0.448
Na2O	3.54	3.49	3.49	4.28	3.79	4.09	0.42	3.72	4.03	3.75
K2O	4.35	5.07	5.07	4.59	5.18	3.56	4.82	8.19	6.2	8.8
P2O5	0.24	0.249	0.249	0.0892	0.303	0.62	0.12	0.3	0.31	0.374
F	0.00	0.035	0.035	0.006	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	1.08	1.01	1.01	0.86	1.03	1.27	1.12	0.51	0.85	0.62
Total	99.53					100.00	100.00	99.84	100.44	
Ba	40	94	94	903	66			77	49	236
Rb	641	654	654	202	670			669	651	718
Sr	21	33	33	384	27			38	17	71
Y	15	83	83	29	79			11	8	83
Zr	55	42	42	105	41			24	26	15
Nb	35	48	48		51			14	31	15
Pb		32	32	41	30					40
Ga		37	37	23	35					30
Zn		42	42	50	118					36
Cu				15	24					
Ni		940	940	1120	930					603
Cr		278	278	360	283					184
R1	2668	2165	2165	2151	2019	2616	3717	1391	1873	1035
R2	318	395	395	390	403	354	330	369	358	408
ACNK	1.23	1.48	1.48	1.06	1.37	1.31	2.29	1.08	1.19	1.13
ANK	1.33	1.58	1.58	1.21	1.48	1.43	2.51	1.13	1.25	1.19
K2O/Na2O	0.95	1.45	1.45	1.07	1.36	0.87	11.47	2.20	1.53	2.34
CaO/Na2O+K2O	0.055	0.046	0.046	0.1	0.059	0.070	0.0591	0.030	0.031	0.035

1. Granite1 de Sédis: S10. S12. S16. S18. S22. S25. S26. S27. S6. S8. SD14. SD16. SD20. SD27.
2. Granite2 de Sédis : S04. S07.
3. Pegmatite: S14. S20. SD28.
4. Greisen: SD12. SD18. SD22. SD35.

Suite2 du Tableau N°1

Ech	SD12C	SD18C	SD22C	SD35C
SiO2	65.6	65.1	73.8	63.7
TiO2	0.0576	0.0744	0.183	0.355
Al2O3	19.4	19.9	15.6	20
Fe2O3	3.51	4.02	2.8	4.9
MnO	0.44	0.392	0.0502	0.0802
MgO	0.114	0.111	0.358	0.484
CaO	0.918	0.462	0.401	0.0495
Na2O	0.188	0.244	0.227	0,411
K2O	6.22	6.47	5	6,77
P2O5	1.06	0.401	0.0629	0.186
F	0.057	0.051	0.039	0.042
LOI	1.95	2.31	1.55	2,59
Total				
Ba	108	94	678	1760
Rb	1100	1400	338	624
Sr	77	21	45	132
Y	149	146	36	73
Zr	37	27	90	195
Nb	47	83		
Pb	33	72	22	17
Ga	44	58	43	32
Zn		300	49	195
Cu	276	20	19	65
Ni	0.121	1050	866	449
Cr	339	269	281	3
R1	2760	2648	3595	2526
R2	480	442	322	416
ACNK	2.23	2.41	2.66	2.67
ANK	2.76	2.69	2.70	2.70
K2O/Na2O	33.08	26.51	22.06	16.47
CaO/Na2O+K2O	0.14	0.068	0.0076	0.068

1. **Granite1 de Sédis:** S10. S12. S16. S18. S22. S25. S26. S27. S6. S8. SD14. SD16. SD20. SD27.
2. **Granite2 de Sédis :** S04. S07.
3. **Pegmatite:** S14. S20. SD28.
4. **Greisen:** SD12. SD18. SD22. SD35.

MB : Nos Granites 2022

C : Chalal 1989

Annexe B : Analyses au M.E.B

A-WolframiteSb2 Zone 1 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	25.39	69.24	1605.25
MnK	11.39	9.05	436.64
FeK	8.61	6.73	283.75
RbL	3.28	1.67	232.98
SrL	4.36	2.17	283.31
W M	46.97	11.14	2676.63

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	0.00	0.00	589.49
CaK	16.06	39.90	233.03
MnK	3.29	5.97	28.25
FeK	2.38	4.25	17.97
RbL	9.24	10.77	154.05
SrL	2.95	3.35	41.75
W M	66.07	35.77	855.98

Sb2 Zone 3 :

Elément	% de masse	% atomique
O K	26.58	72.90
MnK	11.26	8.99
FeK	5.98	4.70
W M	56.18	13.41

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	26.67	71.66	1180.47
MnK	11.73	9.18	310.42
FeK	6.30	4.85	143.79
SrL	5.41	2.66	248.13
W M	49.89	11.66	1977.67

Sb2 Zone 4 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	25.78	71.27	686.78
CaK	0.57	0.62	15.50
MnK	11.39	9.17	177.22
FeK	7.20	5.70	96.67
W M	55.06	13.24	1270.65

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	29.33	72.63	808.01
CaK	13.76	13.59	545.53
MnK	1.63	1.17	36.09
FeK	1.41	1.00	27.27
W M	53.87	11.60	1875.07

Sb2 Zone 5 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	36.24	70.23	1217.55
MgK	0.62	0.79	41.65
SiK	11.17	12.32	941.71
CaK	3.95	3.06	149.87
MnK	5.88	3.32	120.74
FeK	4.24	2.35	74.79
RbL	4.79	1.74	195.38
SrL	3.30	1.17	120.97
W M	29.81	5.02	983.63

B-Hubnérite**Sb2 Zone 1 :**

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	25.54	69.19	851.49
MnK	13.31	10.50	266.18
FeK	7.20	5.59	123.99
RbL	3.47	1.76	128.94
SrL	4.10	2.03	139.05
W M	46.39	10.93	1382.92

Sb2 Zone 3 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	25.88	69.83	1016.84
CaK	0.68	0.74	28.77
MnK	12.53	9.85	296.12
FeK	6.92	5.35	140.92
RbL	5.77	2.92	253.66
W M	48.21	11.32	1692.88

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	37.00	72.34	2376.43
NaK	1.19	1.61	61.01
MgK	0.91	1.17	78.52
AlK	0.79	0.92	81.35
CaK	2.35	1.83	138.68
MnK	17.32	9.86	534.00
FeK	11.42	6.40	299.13
RbL	4.25	1.56	238.68
SrL	0.54	0.19	28.87
W M	24.22	4.12	1125.12

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
C K	9.95	22.14	195.30
O K	35.16	58.73	1706.24
NaK	0.94	1.09	46.09
AlK	0.66	0.65	63.28
CaK	2.17	1.45	114.73
TiK	0.53	0.30	23.66
MnK	13.00	6.33	357.69
FeK	9.53	4.56	222.77
RbL	4.00	1.25	207.66
W M	24.07	3.50	1030.31

Sb2 Zone 4 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
C K	9.95	22.14	195.30
O K	35.16	58.73	1706.24
NaK	0.94	1.09	46.09
AlK	0.66	0.65	63.28
CaK	2.17	1.45	114.73
TiK	0.53	0.30	23.66
MnK	13.00	6.33	357.69
FeK	9.53	4.56	222.77
RbL	4.00	1.25	207.66
W M	24.07	3.50	1030.31

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	26.53	70.19	810.78
CaK	0.95	1.00	31.56
MnK	12.95	9.98	241.61
FeK	6.05	4.59	97.35
RbL	3.34	1.65	116.49
SrL	4.09	1.98	130.43
W M	46.09	10.61	1290.38

C- Scheelite**Sb2 Zone 1 :**

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	0.00	0.00	589.49
CaK	16.06	39.90	233.03
MnK	3.29	5.97	28.25
FeK	2.38	4.25	17.97
RbL	9.24	10.77	154.05
SrL	2.95	3.35	41.75
W M	66.07	35.77	855.98

Sb2 Zone 3 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	33.87	76.47	1195.34
CaK	11.17	10.07	544.52
MnK	1.57	1.03	42.41
FeK	1.07	0.69	25.14
RbL	6.44	2.72	344.42
W M	45.87	9.01	1950.36

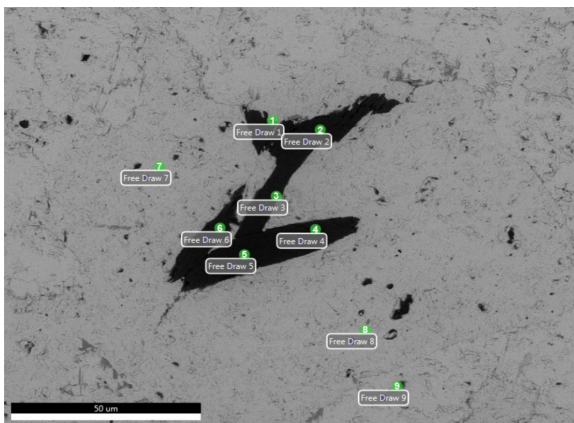
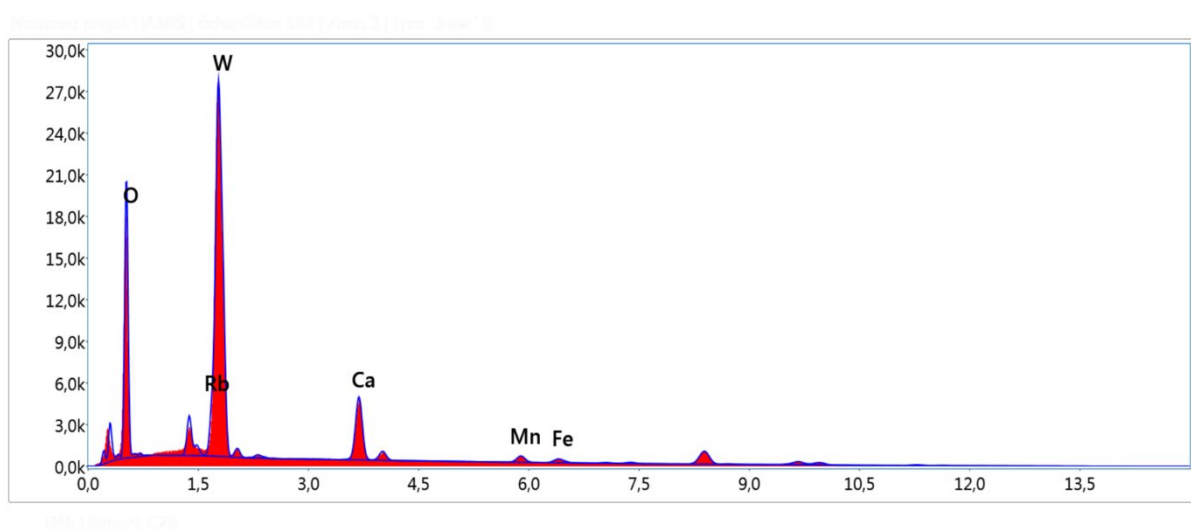
Sb2 Zone 4 :

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	31.12	73.40	880.59
CaK	12.82	12.07	524.87
MnK	2.03	1.39	46.02
FeK	1.71	1.16	33.84
SrL	5.50	2.37	228.54
W M	46.82	9.61	1683.79

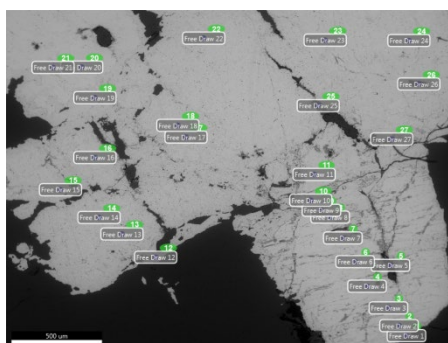
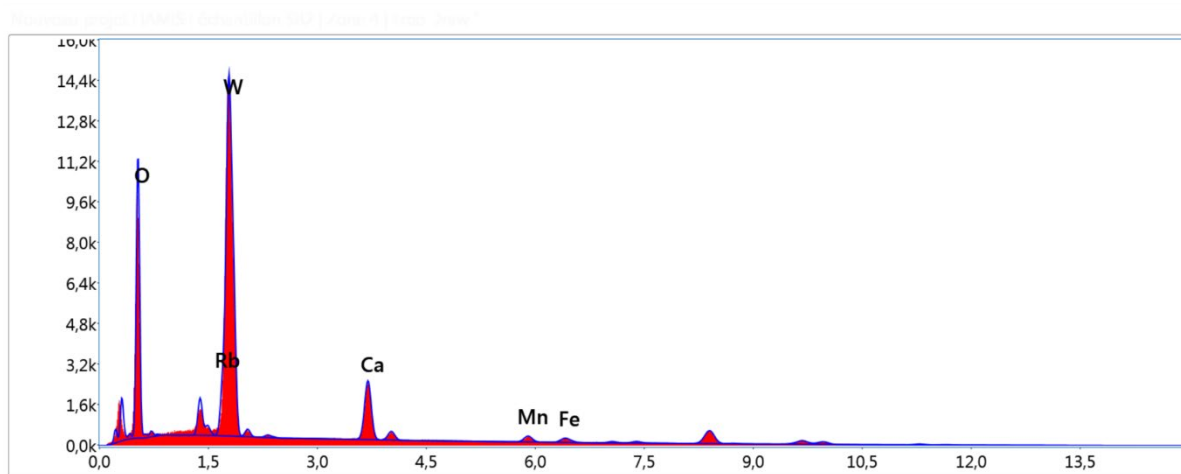
Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	29.33	72.63	808.01
CaK	13.76	13.59	545.53
MnK	1.63	1.17	36.09
FeK	1.41	1.00	27.27
W M	53.87	11.60	1875.07

Suite annexe B : Analyses au M.E.B.

la wolframite : Sb2 zone 7



Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	27.54	70.05	560.66
AlK	1.12	1.69	67.66
CaK	13.02	13.22	378.69
MnK	2.43	1.80	39.58
FeK	1.71	1.24	24.23
W M	54.18	11.99	1372.08

La Scheelite : Sb2 zone 4

Elément	% de masse	% atomique	Intensité totale
O K	34.19	76.67	635.87
CaK	10.34	9.26	258.48
MnK	2.27	1.48	31.47
FeK	1.80	1.15	21.63
RbL	6.24	2.62	169.84
W M	45.16	8.81	979.91