

UNIVERSITÉ ABOU BEKR BELKAID DE TLEMCCEN



**Faculté des sciences de la Nature et de la vie
et des Sciences de la terre et de l'univers
Département des Sciences de la Terre et de
l'Univers**

Laboratoire de recherche n°25
« PROMOTION DES RESSOURCES HYDRIQUES, PEDOLOGIQUES ET
MINIERES. LEGISLATION DE L'ENVIRONNEMENT
ET CHOIX TECHNOLOGIQUES »

Et

Laboratoire de Métallurgie et Magmatisme de l'Algérie.
« USTHB-FSTGAT »

MÉMOIRE

présenté par

KHEDOUDJA NEDJRAOUI

en vue de l'obtention du

Diplôme de MASTER

En Géologie

**ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE
DES CORNEENNES A GRENAT ET TELEDETECTION
DE LA REGION D'IDDELEH.
(SILET, HOGGAR OCCIDENTAL, ALGERIE)**

Soutenu le : 29/06/2017

Devant le jury :

Président Mr. ADACI MOHAMMED

Maitre de conférences B UAB Tlemcen

Encadreur Mme. AZZOUNI ABLA

Professeur UAB Tlemcen

Co-encadreur Mr. KAZI TANI LOTFI

Maitre de conférences B UAB Tlemcen

Examineur Mr. HEBIB HAKIM

Maitre de conférences B UAB Tlemcen

Année universitaire: 2016-2017

Dédicaces

A la mémoire de mes grands parents qui ont été toujours dans mon esprit et dans mon cœur. Que Dieu le miséricordieux les accueille dans son éternel paradis

A mon très cher père qui m'a conseillé de choisir la géologie, ses encouragements et ses conseils ont toujours guidé mes pas vers la réussite.

A ma très chère mère pour ces sacrifices et pour les grands efforts qu'elle a fait pour notre éducation et pour nous préparer à un meilleur avenir.

A mes sœurs, Imane et Yousra et mon petit frère Abd Rahman qui ont toujours été à mes côtés.

A mon fiancé Faouzi pour son soutien permanent et son aide.

A ma cousine et meilleure amie Meriem, en souvenir des meilleurs moments passés à l'université.

Remerciement

Je tiens d'abord à remercier Dieu le tout puissant qui m'a donné la force et la patience d'accomplir ce modeste travail.

En second lieu, j'exprime mes profonds remerciements à mon encadreur Mme Azzouni d'avoir accepté de m'encadrer ainsi que pour ses bonnes explications qui m'ont éclairé le chemin. Son orientation ficelée et sa confiance ont constitué un apport considérable sans lequel ce travail n'aurait pas pu être mené au bon port.

Je tiens à remercier très chaleureusement mon co-encadreur Mr Kazi Tani pour sa disponibilité, pour l'aide et le temps qu'il a bien voulu me consacrer et sans qui ce mémoire n'aurait pas vu le jour.

Mes vifs remerciements vont également aux membres du jury Mr Adaci et Mr Hebib pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre recherche en examinant notre travail et à Mr Benramdane d'avoir accepté de le lire et de l'enrichir par ses propositions.

Je n'oublie pas de remercier les enseignants du Laboratoire de Métallogénie et Magmatisme de l'USTHB d'Alger en particulier Mr Seffari de m'avoir accueillie et m'aider à l'apprentissage du logiciel Temrmocalc.

J'adresse aussi mes sincères remerciements à Mr Kacemi pour la documentation qu'il m'a fournie et les remarques qu'il m'a fait.

Un grand merci à Mr Hebib pour son soutien, sa disponibilité et ses encouragements, qui m'ont aidé à surmonter tous les obstacles durant mes années d'étude.

Enfin, j'exprime toute ma reconnaissance et gratitude à tous mes enseignants depuis la première année jusqu'au Master II pour leurs grands efforts, la richesse et la qualité de leur enseignements.

Sommaire

| | |
|--|-----------|
| Chapitre I : Généralités sur le Hoggar | 7 |
| I.1. Cadre géologique et structural général..... | 8 |
| I.1.1. Introduction..... | 8 |
| I.1.2. l'orogénèse panafricaine | 9 |
| I.1.3. Afrique de l'Ouest..... | 9 |
| I.1.4. Le Hoggar | 11 |
| Chapitre II : CADRE GEOLOGIQUE DU BLOC DE SILET..... | 17 |
| II.1. Cadre géologique du bloc de Silet | 17 |
| II.1.1. Pharusien I | 18 |
| II.1.2. Pharusien II..... | 18 |
| II.2. Magmatisme panafricain tardif du terrane d'Iskel..... | 19 |
| II.3. Les Taourirts de Silet..... | 20 |
| Chapitre III : APPORT DE LA TELEDETECTION..... | 22 |
| III.1. NOTIONS DE BASE..... | 23 |
| III.1.1. Définition et processus de la télédétection | 23 |
| III.1.2. Bases physiques de la télédétection..... | 24 |
| III.1.3. Acquisition de données de télédétection | 26 |
| III.1.4. Exploration des images de télédétection | 27 |
| III.2. Apport de la télédétection à l'étude du massif d'Iddeleh (Hoggar occidental) | 30 |
| III.2.1. Le traitement des images satellites de la région d'étude | 30 |
| III.2.2. Les compositions colorées..... | 31 |
| III.2.3. Calcul des indices | 33 |
| III.2.4. Les rapports de bandes ou bandes ratios | 35 |
| III.2.5. Investigation de la lithologie par l'analyse en composante principales (ACP) et l'application des filtres texturaux | 38 |
| Chapitre IV : GEOLOGIE DU MASSIF D'IDELLEH..... | 42 |
| IV.1. Situation géographique et géologique du massif d'Idelleh | 43 |
| IV.2. Iddeleh Nord..... | 44 |
| IV.3. Iddeleh Sud..... | 47 |

| | |
|---|-----------|
| IV.4. Pétrographie du massif d’Iddeleh..... | 47 |
| IV.5 Géothermométrie du massif d’Iddeleh..... | 48 |
| IV.6 Géochimie du massif d’Iddeleh..... | 48 |
| Chapitre V : ETUDE DES METAPELITES A GRENAT | 49 |
| V.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES METAPELITES DU PHARUSIEN I..... | 50 |
| V.1.1: Les métapélites à biotites..... | 51 |
| V.1.2: Les métapellites à grenat..... | 52 |
| V.1.3. Etude microscopique de la lame ID 38..... | 52 |
| V.1.4. Etude microscopique de la lame ID 32..... | 58 |
| V.2.ETUDE MINERALOGIQUE..... | 63 |
| V.2.1. Chlorite..... | 64 |
| V.2.2. Micas Blancs | 65 |
| V.2.3. Plagioclases | 67 |
| V.2.4. Grenat | 68 |
| V.2.5 GEOCHIMIE DE LA METAPELITE ID 16 | 71 |
| V.3.GEOTHERMOBAROMETRIE | 72 |
| V.4. DISCUSSION ET SYNTHÈSE | 79 |
| Conclusion générale | 82 |
| Références bibliographiques..... | 87 |
| Annexes | 93 |

Liste des figures

CHAPITRE.I

| | |
|--|----|
| Figure.I. 1.Coupe Nord-Sud montrant les principales unités structurales de l'Algérie (in Moulay Charaf 2015)..... | 8 |
| Figure.I. 2. Carte géologique schématique de l'Afrique de l'Ouest montrant notamment les relations entre le craton ouest-africain et le bouclier touareg (d'après Black, 1984, redessinée par Lawali 2015). | 11 |
| Figure.I. 3. Carte structurale du bouclier Touareg montrant les 23 blocks (d'après Black et al., 1994)12 | |
| Figure.I. 4.Schéma retraçant l'évolution géodynamique du Hoggar central et occidental pendant la période allant de 900 Ma à 520 Ma(Caby, 2003)...... | 14 |
| Figure.I. 5.Bloc diagramme dans le Hoggar central et oriental (Azzouni-Sekkal et al., 2003)..... | 15 |

CHAPITRE.II

| | |
|--|----|
| Figure.II. 1.Carte géologique des zones centrales et occidentales du Hoggar (Caby 2003) | 17 |
| Figure.II. 2.Carte géologique de la région de Silet (F.Bechiri-Benmerzoug, 2009) | 20 |
| Figure.II. 3.Carte géologique du Hoggar central avec la localisation des plutons Taourirts (Boissonnas, 1974 in Azzouni et al., 2003). | 21 |

CHAPITRE.III

| | |
|--|----|
| Figure.III. 1. Processus de la télédétection spatiale..... | 24 |
| Figure.III. 2.Onde électromagnétique monochromatique | 25 |
| Figure.III. 3.Spectre du rayonnement électromagnétique solaire..... | 26 |
| Figure.III. 4.La scène Landsat 7 ETM ⁺ (Path 193, Row 45) et la zone d'étude (à découper) | 30 |
| Figure.III. 5.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193-R45) en couleurs réelles RGB 321, le cercle discontinu montre les pointements du massif d'Iddeleh | 31 |
| Figure.III. 6.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193-R45), (A) en couleurs réelles RGB 321, (B) en composition colorée 731, (C) en composition colorée 753 et (D) en composition colorée 754 | 32 |
| Figure.III. 7. Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193-R45) en indice de rougeur, à gauche le massif de Tiouine, à droite les flèches montrent les pointements du massif d'Iddeleh. | 34 |
| Figure.III. 8.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R 45) en Clay index (Indice de la présence d'argiles), les flèches rouges montrent les pointements du massif d'Iddeleh en noir. | 35 |
| Figure.III. 9 .(A) Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R45) en couleur vrai (B) : Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R45) en bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2 montrant le massif d'Iddeleh avec son auréole de métamorphisme. | 37 |
| Figure.III. 10.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R45) en bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2, l'image de détail (a) montre le massif d'Iddeleh avec son auréole, les pyroxénites sont en rouge foncé, les gabbros en bleu foncé et les métapellites en violet. (b) le granite d'Ahambatou en bleu claire. (c) le complexe mafique en rouge clair. | 38 |

| | |
|---|----|
| Figure.III. 11.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R45), « a » en filtre directionnel 0° ; « b » en filtre directionnel 45°, « c » en filtre directionnel 90° et « d » en filtre Sobel | 39 |
| Figure.III. 12.Extrait de l'image Landsat 7 ETM ⁺ (P 193- R45) en filtre directionnel 0°, l'image de détail montre en cercle discontinu le recoupement du granite d'Ahambatou à l'auréole de métamorphisme d'Iddeleh | 40 |
| Figure.III.13: Carte géologique du massif d'Iddeleh (Silet, Hoggar occidental)..... | 38 |

CHAPITRE.IV

| | |
|--|----|
| Figure.IV. 1. localisation du complexe d'Iddeleh (photo, à partir de google earth) | 43 |
| Figure.IV. 2.Carte géologique interprétative des différents faciès du complexe d'Iddeleh (KHELOUI,2009)..... | 44 |

CHAPITRE.V

| | |
|---|----|
| Figure .V.1 : Image satellite montrant la position d'échantillonnage des lames étudiée..... | 52 |
| Figure.V. 2.Apparence de grenat « en atoll » par pseudomorphose partielle des grenats (selon Rast, 1965)..... | 53 |
| Figure.V. 3.Diagrammes AFM (en proportion moléculaire) des chlorites dans l'auréole métamorphique d'Iddeleh..... | 64 |
| Figure.V. 4.Classification des chlorites de l'auréole métamorphique d'Iddeleh selon le diagramme de Hey (1954)..... | 65 |
| Figure.V. 5.Projection des micas blancs de l'auréole métamorphique d'Iddeleh sur le diagramme (Fe+Mg)-Al IV- Al VI. | 65 |
| Figure.V. 6.Diagrammes Triangulaires Mg-Ti-Na de muscovites (Miller et al.1981)..... | 66 |
| Figure.V. 7.Diagrammes A'KF montrant les compositions des différentes muscovites de l'auréole métamorphique d'Iddeleh..... | 67 |
| Figure.V. 8.Diagrammes Or- Ab- An des plagioclases de l'auréole métamorphique d'Iddeleh selon J.V. SMITH (1974) (modifié)..... | 68 |
| Figure.V. 9.Variation de composition des grenats dans le diagramme Mg- Ca – (Fe+Mn)..... | 69 |
| Figure.V. 10.Composition des grenats dans le diagramme almandin+spessartine- pyrope- grossulaire +andradite..... | 69 |
| Figure.V. 11.Profils de zonation d'un genat de la lame ID 38. | 70 |
| Figure.V. 12 .Profils de zonation d'un grenat de la lame ID 32..... | 70 |
| Figure.V. 13.Projection de la composition chimique de la roche du socle sur les diagrammes ACF et A'KF de (S.R.NOCKOLDS (1954) et A.B.RONOV et Z.V.KHLEBNIKOVA (1957))..... | 72 |
| Figure.V. 14.Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur un diagramme ACF A'KF. Noter la vaation considérable des valeurs K des argiles sur le diagramme A'FK.(S.R.NOCKOLDS (1954) : Bull.Geol.Amer.66,1007-1032) (A.B.RONOV et Z. | 72 |
| Figure.V. 15.Représentation de Wiewiora and Weiss (1990) : projection des compositions chimiques des chlorites de l'auréole d'Iddeleh corrigées de la teneur en Fe ³⁺ dans le système MASH (Mg-Al-Si-H ₂ O)..... | 77 |
| Figure.V. 16.Diagramme présentant la teneur en aluminium tétraédrique en fonction de la température de formation estimée. | 77 |

Liste des Tableaux

CHAPITRE III

| | |
|---|----|
| Tableau.III. 1 .les caractères spectraux et spatiaux du capteur ETM ⁺ | 27 |
| Tableau.III. 2.les combinaisons colorées utilisées en géologie | 31 |
| Tableau.III. 3.Les indices utilisés en télédétection géologique | 33 |
| Tableau.III. 4.les différentes bandes ratios simples et normalisées utilisées en géologie | 36 |

CHAPITRE V

| | |
|---|----|
| Tableau.V.3. 1.Données de géobarométrie du massif d'Iddelah (Khéloui, 2009) | 73 |
| Tableau.V.3. 2 .Résultats d'estimation des températures de la lame ID 32 | 74 |
| Tableau.V.3. 3.Résultats d'estimation des températures de la lame ID 38 | 74 |

Liste des Planches

CHAPITRE IV

| | |
|--|----|
| Photographie.IV. 1.Détail de la partie sommitale d’Iddeleh Nord occupée par les clinopyroxénites à Olivine..... | 45 |
| Photographie.IV. 2.à gauche,la série volcano sédimentaire plissée du Pharusien I. Sur la photo de droite : Au fond le Tioueine, la dernière butte d’Iddeleh et au 1 ^{er} plan le contact avec le pharusien I schistose (photos Azzouni-Sekkal)..... | 45 |
| Photographie.IV. 3.Le contact entre le complexe mafique-ultramafique d’Iddeleh avec la granodiorite d’Ahambatou(photos Azzouni-Sekkal) | 46 |
| Photographie.IV. 4.les métapelites à grenat (les taches noires correspondent aux grenats)..... | 47 |

CHAPITRE V

| | |
|---|----|
| Photographie.V. 1.Texture grenue granoblastique légèrement orientée des métapelites ; échantillon ID20, Gss. 30X5..... | 51 |
| Photographie.V. 2.Texture grenue granoblastique légèrement orientée des métapelites, avec des muscovites et feldspaths alcalins ; échantillon ID40’ (En L.P.A, Gss. 30X11). | 51 |
| Photographie.V. 3. Texture granoblastique hétérogranulaire, à tendance lépidoblastique(a) LP (b) LPA (Gr×10) | 55 |
| Photographie.V. 4.Plage de quartz xénomorphe, (a) LP (b) LPA (Gr×10). | 56 |
| Photographie.V. 5.Deux plagioclases avec macles polysynthétique (Gr×10)..... | 56 |
| Photographie.V. 6.Muscovite en aiguille et en paillettes (LPA)(Gr×10)..... | 56 |
| Photographie.V. 7.Chlorite en baguette allongée, (a) LP (b) LPA (Gr×10)..... | 57 |
| Photographie.V. 8.Grenat à aspect craquelait avec inclusions de quartz, de plagioclases et de minéraux opaques en LP et LPA (Gr×10)..... | 57 |
| Photographie.V. 9.Deux grenats présentant une pseudomorphose partielle, des agrégats de chlorite et de muscovite remplissent les fractures en LPA (Gr×10)..... | 58 |
| Photographie.V. 10.Minéraux opaques subautomorphes à xénomorphes en LP(Gr×10). | 58 |
| Photographie.V. 11.Plagioclase avec macle polysynthétique et Phengite en aiguille (LPA) (Gr×10).. | 60 |
| Photographie.V. 12 .Texture granoblastiquehétérogranulaire qui tend vers la texture « lépidoblastique » (LP) (Gr×10). | 60 |
| Photographie.V. 13. (a) et (b) : Quartz sub automorphe à inclusions de plagioclases en LP et en LPA (Gr×10)..... | 61 |
| Photographie.V. 14.(a) et (b) Grenat subautomorphe fracturé en LP et en LPA (Gr×10). | 61 |
| Photographie.V. 15.Chlorite en lumière polarisée (Gr×10). | 62 |
| Photographie.V. 16.Phengite en aiguilles blanchâtres en lumière polarisée (Gr×10). | 62 |
| Photographie.V. 17.Apatite en lumière polarisée analysée (Gr×10)..... | 62 |
| Photographie.V. 18.Minéral opaque allongé(Gr×10)..... | 62 |

Avant propos

Le sujet de ce mémoire est la continuité d'un travail réalisé en 2009 sur le complexe mafique à ultramafique d'Iddelah situé dans le bloc d'Iskel à 30 km au Nord-Ouest du village de Silet (Hoggar Occidental, Algérie). Ce dernier est composé de deux grandes intrusions et d'une vingtaine de stocks mis en place vers 800 Ma, suite à une période de rifting suivi par une subduction connue dans le Pharusien I de la région de Silet.

L'objectif de ce mémoire est :

1. l'étude pétrographique des cornéennes,
2. l'étude minéralogique des espèces minérales pour déterminer les conditions de formation de ces minéraux (Géothermobarométrie) et étude minéralogique détaillée à la microsonde électronique (détermination de la composition chimique des minéraux sur deux lames ID 38 et ID 32) a été réalisée
3. géochimie de la cornéenne ID16 pour déterminer le protholite et l'origine des cornéennes étudiées
4. mettre en évidence l'auréole de métamorphisme de contact engendrée par la mise en place du massif d'Iddelah .Pour cela nous avons fait une étude détaillée par télédétection de l'extension et de la zonation des auréoles et leurs limites avec le granite d'Ahambatou et les séries encaissantes du Pharusien I,
5. Enfin l'établissement d'une carte de la région d'étude montrant les auréoles de métamorphisme de contact.

Résumé

Le complexe mafique - ultramafique d'Iddeleh est situé dans le bloc d'Iskel à 30 km au nord-ouest du village de Silet (22 °42 ' Nord, 4 °24 ' Est), localisé au Sud de l'oued Amded et constitué de deux unités Iddeleh Nord et Iddeleh Sud. Il est recoupé au sud-ouest et à l'ouest par le batholite granodioritique d'Ahambatou daté à 651±6 Ma (Béchiri, 2010) et il recoupe la série volcano-sédimentaire plissée du Pharusien I au Sud-Est et à l'Est où il induit un métamorphisme de contact avec développement de cornéennes à grenat.

Les traitements de télédétection par les rapports de bandes (combinaison des bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2) montrent la zonation des auréoles de métamorphisme (zone à grenat et zone à biotite). L'utilisation des filtres directionnels montre le recoupement par le massif d'Ahambatou à l'ouest d'Iddeleh Nord.

La projection sur le diagramme ACF et A'KF confirme que la roche du socle est de nature pélitique (argiles schisteuses).

L'étude minéralogique montre que les grenats de l'auréole métamorphique d'Iddeleh sont riches en Fe et Mn, représentés par le pôle Almandin+ Spessartine avec $X_{Alm} = (50-70\%)$ et $X_{spess} = (15-24\%)$ les chlorites sont des ripidolites. Les autres minéraux présents sont la muscovite (primaire et secondaire) les phengites ainsi que les plagioclases de type oligoclase avec des teneurs en anorthite comprises entre ($An_{20} - An_{30}$) et le quartz.

L'application du géothermomètre Grenat Muscovite de Wu .C et Zhao.Y (2002) donne des températures variant entre 637°C et 916°C pour le grenat .La projection des compositions chimiques des chlorites sur la représentation de Wiewiora and Weiss (1990) couvrant les modèles thermodynamiques (Washé, Inoue et al, et Vidal et al) et le géothermomètre empirique d'Hillier et Velde (1991) montre deux types de chlorites, des chlorites diagénétiques (moins de 100° C) et des chlorites métamorphiques (Plus de 300°C) *ce qui a mis en évidence le métamorphisme régional postérieur au métamorphisme de contact et qui cloture l'orogénèse panafricaine.*

Les analyses des minéraux ont défini deux subfaciès : *Subfaciès à biotite (+Quartz+feldspath+muscovite+chlorite) et subfaciès à almandin (+Quartz+feldspath+muscovite- phengite+chlorite).*

Le passage de la zone 1 à grenat à la zone 2 à biotite s'est fait selon la réaction :

grenat+muscovite1+Quartz → Muscovite2+biotite+quartz suite à la diminution de la température lorsqu'on s'éloigne du massif d'Iddeleh.

Il correspond au passage entre le faciès albite épidote hornfels faciès et hornblende hornfels faciès du métamorphisme de contact.

Abstract

Iddeleh's mafic-ultramafic complex is located in the Iskel block at 30 km north-west of the village of Silet (22° 42' North, 4° 24' East), located to the south of the Ameded Wadi and contain two units IddelehNorth and Iddeleh South. It is intersected to the southwest and west by the granodioritic batholith of Ahambatou dated to 651 ± 6 Ma (Béchiri, 2010) and intersects the folded volcano-sedimentary series of the Pharusian I in the South- East where it induces a contact metamorphism with development of garnet in the corneal rocks.

Remote sensing treatments using band ratios (combination of 5/7, 4/3, 5/2 ratios) show the zonation of metamorphic aureoles (garnet zone and biotite zone). The use of directional filters shows the over lap by the Ahambatou massif in the west of Iddeleh Nord.

The projection on the diagram ACF and A'KF confirms that the rock of the base is of pelitic nature (schistous clays).

The mineralogical study shows that the garnet of the metamorphic aureole of Iddeleh is rich in Fe and Mn, represented by the pole Almandin + Spessartine with $X_{Alm} = (50-70\%)$ and $X_{spess} = (15-24\%)$ the chlorites are ripidolites. Other minerals present are muscovite (primary and secondary) phengites as well as oligoclase type plagioclases with anorthite contents between ($An_{20}-An_{30}$) and quartz.

The application of the Geotometer Grenat Muscovite by Wu .C and Zhao.Y (2002) gives temperatures varying between 637 ° C and 916 ° C for garnet. The projection of chlorite chemical compositions on the representation of Wiewiora and Weiss (1990) and the empirical geothermometer of Hillier and Velde (1991) shows two types of chlorites, diagenetic chlorites (less than 100 ° C) and metamorphic chlorites (More than 300 ° C), which has revealed the regional metamorphism posterior to the contact metamorphism and which closes the panafrican orogeny.

The mineral analyzes have defined two sub facies : biotite subfacies (+ quartz + feldspar + muscovite + chlorite) and subfacies with almandine (+ Quartz + feldspar + muscovite-phengite + chlorite).

The transition from zone 1 to garnet to zone 2 with biotite was carried out according to the reaction:

Garnet + muscovite₁ + Quartz → Muscovite₂ + biotite + quartz due to the decrease in temperature when moving away from Iddeleh massif.

It corresponds to the passage between the facies albite epidote hornfels facies and hornblende hornfels facies of contact metamorphism.

But du travail

Le but essentiel de ce travail est :

- ✓ Initiation à la géologie du Hoggar et du bloc d'Iskel.
- ✓ Comprendre les résultats obtenus par Khéloui (2009) afin de pouvoir compléter ses travaux par les nôtres.
- ✓ Apprendre à traiter les données brutes d'analyses chimiques (ID32, ID 38 et ID 16).par le logiciel Excel et Thermocalc
- ✓ Apprendre à faire les calculs de géothermobarométrie
- ✓ Etude des lames minces au microscope polarisant.
- ✓ Faire et interpréter les diagrammes obtenus par les logiciels XIStat et Excel.
- ✓ Manipuler le logiciel de télédétection et interpréter les résultats obtenus par ce dernier.
- ✓ Etablissement d'une carte lithologique de la région d'étude.

Pour ce faire nous avons utilisé: les images satellites, Google Earth, Envi, Autocad, XIStat, Excel.

Ce travail a été réalisé en collaboration avec le Laboratoire Métallogénie et Magmatisme de l'Algérie. « USTHB-FSTGAT ».

Chapitre I

Généralités sur le Hoggar

Située dans la partie nord de l'Afrique, l'Algérie est bordée au nord par la mer Méditerranée (1200 Km de côtes), à l'est par la Tunisie et la Libye, au sud-est par le Niger, au sud-ouest par le Mali et la Mauritanie, à l'ouest par le Maroc et le Sahara Occidental.

L'Algérie s'étale sur une superficie de 2 381 741 Km², les distances y sont très grandes, environ 2000 Km de la côte méditerranéenne au massif du Hoggar et 1800 Km d'In Amenas à l'est jusqu'à Tindouf à l'ouest.

D'un point de vue géologique, l'Algérie est divisée en deux grands domaines (fig. I.1)

1. Domaine cratonique

Localisé dans le Sahara algérien, ce domaine est stable depuis 550 millions d'années. Il est constitué de deux boucliers où affleurent des roches métamorphiques et magmatiques et qui représentent les témoins de deux anciennes chaînes de Montagnes, et d'une plateforme appelée plateforme saharienne, structurée en bassins sédimentaires remplis de sédiments du Néoprotérozoïque et du Phanérozoïque.

1.1 Le bouclier Reguibat :

Il affleure dans le sud-ouest algérien. Sa partie est qui affleure en Algérie est connu sous le nom du massif Yetti-Eglab. Il représente le témoin de l'orogénèse éburnéenne qui se termine vers 2 Ga.

1.2 Le bouclier Targui :

Il affleure dans l'extrême sud algérien où il est connu sous le nom du massif du Hoggar. Il représente le témoin des orogénèses panafricaine et mourzoukienne qui l'ont structurées et dont l'édification s'est terminée il y a 550 millions d'années.

1.3 La plate-forme saharienne

Les boucliers précédents sont entourés de bassins sédimentaires, remplis de sédiments du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque pour la couverture du bouclier Reguibat, et du Paléozoïque et Mésozoïque pour la couverture du bouclier Targui. Cette couverture sédimentaire a subi les contrecoups des orogénèses hercynienne et alpine, notamment par la reactivation des grands accidents NS qui ont été ressenti même au Hoggar.

2-Domaine orogénique du Nord de l'Algérie :

Le Nord de l'Algérie fait partie d'un domaine orogénique instable depuis le Cénozoïque. C'est le domaine de la chaîne alpine dont la structuration n'est pas encore terminée, et qui est due au rapprochement des plaques africaine et européenne. Un accident tectonique majeur appelé : accident sud-atlasique, sépare le domaine cratonique de la plateforme saharienne du domaine orogénique du Nord de l'Algérie.

l'Algérie du Nord comprend deux sous-domaines :

2.1. Le sous-domaine des nappes de charriage ou allochtone :

Appelé chaîne des Maghrébides, est constitué d'unités allochtones charriées sur la marge africaine.

2.2. Le sous-domaine atlasique :

Constitué de matériel autochtone d'âge Mésozoïque, et où s'est édifié au Cénozoïque une chaîne intracontinentale représentée par l'Atlas saharien à l'Ouest et au centre et par les Aurès à l'Est.

Entre ces deux sous-domaines s'étend à l'Ouest de l'Algérie la zone tabulaire des Hautes Plaines, constituée de terrains méso-cénozoïques tabulaires qui reposent sur un socle paléozoïque plissé et métamorphisé durant l'orogénèse hercynienne.

La figure 1 représente un schéma structural qui résume les différents domaines et unités structurales de l'Algérie

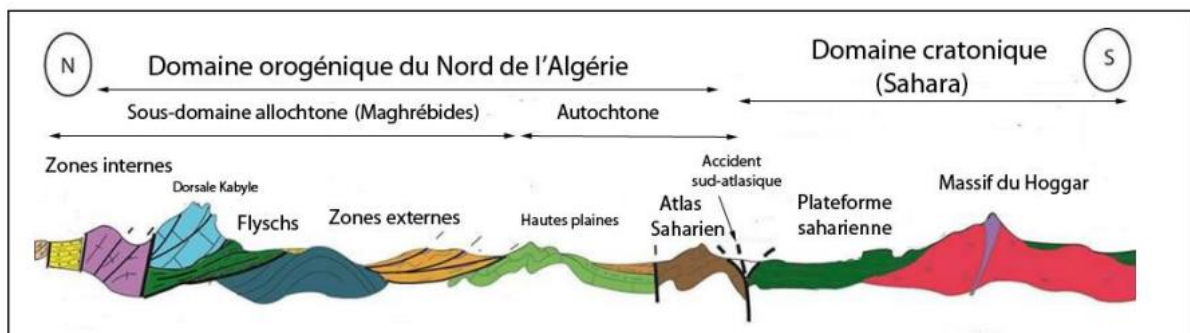


Figure.I. 1. Coupe Nord-Sud montrant les principales unités structurales de l'Algérie (in Moulay Charef, 2015)

I.1. Cadre géologique et structural général

I.1.1. Introduction

Les principaux événements responsables de la formation du continent africain ont été récapitulés par Clifford (1970, in Azzouni-Sekkal, 1995) comme suit :

- Orogénèse à 3000 Ma (Archéen ?)
- Orogénèse à 2500 - 2800 Ma (orogénie shamvienne)
- Orogénèse à 1850 ± 250 Ma (orogénie éburnéenne et épisode orogénique hualien)
- Orogénèse à 1100 ± 200 Ma (orogénie kibarienne)

- Orogénèse à 550 ± 100 Ma (orogénie damarienne, katangienne et pan africaine)
- Orogénèse acadienne et hercynienne
- Orogénèse alpine de l'Atlas.

Pour Clifford, le résultat des différentes orogénèses a été la cratonisation progressive du continent africain dont les principaux cratons stabilisé avant l'orogène pan-africain sont : le craton de Kalahari, le craton du Congo, le craton du Nil, le craton de Mourzouk et le craton Ouest Africain.

Le reste du continent est occupé par la chaîne pan-africaine si l'on excepte la bordure nord (Chaîne atlasique) et ouest (chaîne des Mauritanides).

I.1.2. l'orogénèse panafricaine

Le panafricain, terme proposé pour la première fois par Kennedy (1964) a été utilisé pour caractériser un important et vaste épisode thermo-tectonique ayant évolué à la fin du Précambrien et au début du Paléozoïque (550 ± 100 Ma) et qui structuré toute l'Afrique en cratons et zones mobiles.

De nombreux travaux effectués dans diverses régions d'Afrique (Burké et al., 1976 ; Shackleton, 1979 ; Kröner, 1977 ; Caby et al 1981 ; Cahen et al., 1984) ont permis de caractériser le panafricain en terme tectonique de plaques, comme étant une succession de cycles complets de Wilson s'étendant chronologiquement entre 900 et 630 Ma, donnant naissance à l'orogénèse panafricaine au sens large.

Actuellement le terme « Panafricain », correspond à un cycle orogénique complet situé entre 870-630 Ma, c'est-à-dire au Néoprotérozoïque.

En Afrique de l'ouest, deux grandes zones sont différentes dans l'histoire au panafricain : le Craton Ouest Africain et le bouclier Touareg dont la majeure partie représente le Hoggar algérien. Ce bouclier se prolonge vers le sud-ouest dans le Mali en formant l'Adrar des Iforas, et vers le sud dans le Niger où il forme l'Aïr.

I.1.3. Afrique de l'Ouest

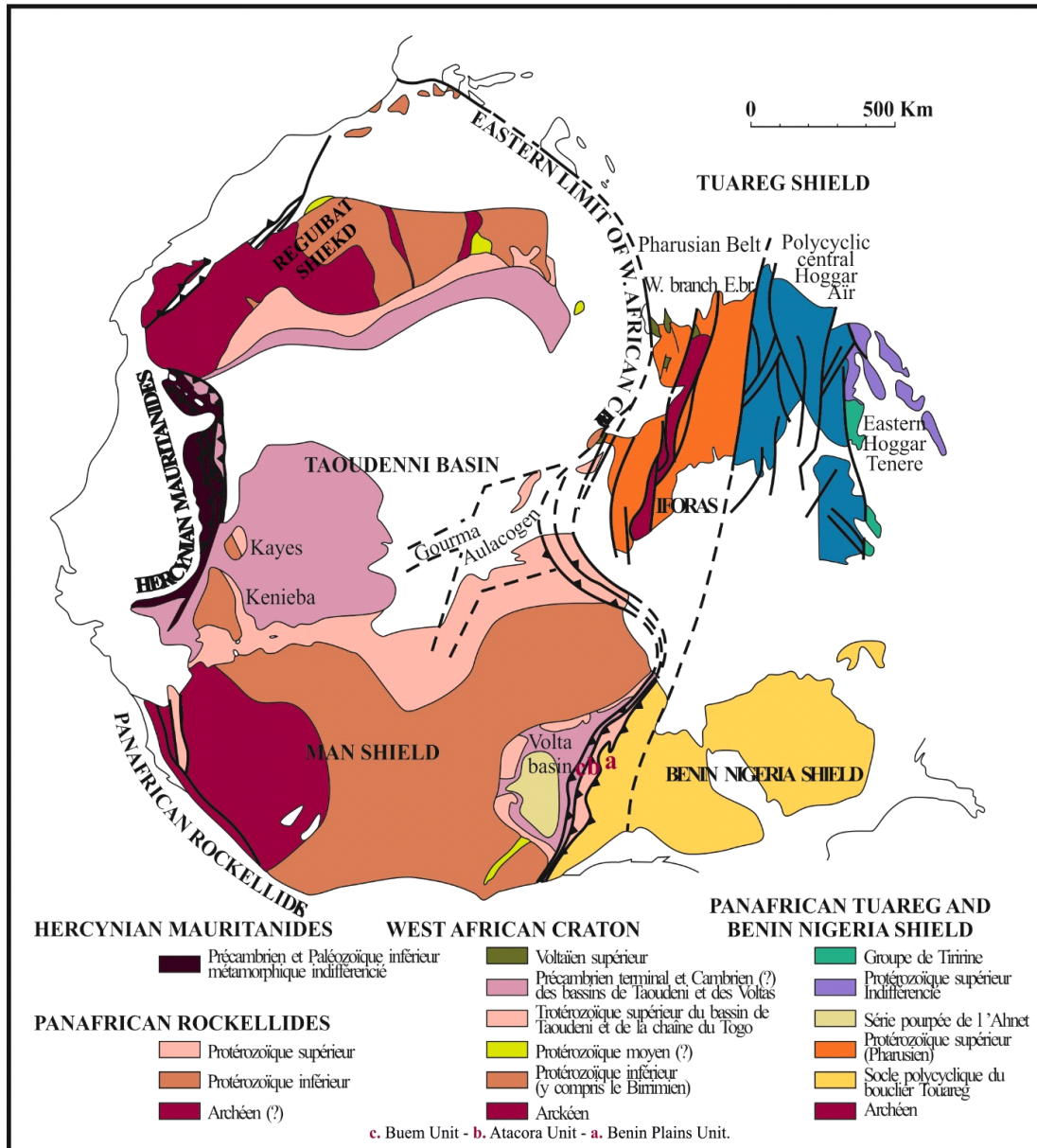
Cette partie de l'Afrique est composée de deux (02) grandes zones dont l'histoire au panafricain est différente (**fig. I. 2**) :

- **Le craton ouest africain** est composé d'un socle stabilisé après l'orogénèse éburnéenne (2 000 Ma, dorsale Réguibat, fenêtres de Kayes et Keniéba, dorsale de Man) recouvert par des bassins cratoniques légèrement subsidents (bassin du Taoudeni, de Tindouf et des Voltas). La bordure orientale du craton comporte une zone très subsidente au Protérozoïque supérieur, le bassin du Gourma (Reichelt, 1972).

Ce dernier, plissé et métamorphisé au cours de l'orogénèse panafricaine, est interprété comme un aulacogène constituant le bras avorté d'un point triple (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978). Il est chevauché à l'Est par des nappes (Caby, 1979). Le craton ouest africain s'est comporté comme un bloc rigide lors de sa collision, vers 600 Ma (Bayer et Lesquer, 1978) avec le bouclier touareg ;

- **Le bouclier touareg** appartient à la zone mobile panafricaine, affectée par l'événement thermo-tectonique panafricain défini par Kennedy (1964). Cette

orogénèse panafricaine affecte des terrains d'âge Protérozoïque supérieur et terminal (800-600 Ma) et reprend des terrains plus anciens. Il comprend les massifs du Hoggar, de l'Adrar des Iforas et de l'Air.



1-Archéen (?). 2- Protérozoïque inférieur. 3- Protérozoïque supérieur. 4- Précambrien et Paléozoïque inférieur métamorphique indifférencié. 5- Archéen. 6- Protérozoïque inférieur (y compris le Birrimien). 7- Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudeni et de la chaîne de Togo. 9- Précambrien terminal et Cambrien (?) des bassins de Taoudeni et des voltas. 10-Voltaïen supérieur. 11- Archéen. 12- Socle polycyclique du bouclier touareg. 13- Protérozoïque supérieur (Pharusien). 14- Série pourpée de l'Ahnet. 15- Protérozoïque supérieur (?) indifférencié. 16- Groupe de Tiririne.

Figure.I. 2. Carte géologique schématique de l’Afrique de l’Ouest montrant notamment les relations entre le craton ouest-africain et le bouclier touareg (d’après Black, 1984, redessinée par Lawali ,2015)

I.1.4. Le Hoggar

Partie centrale du bouclier Targui, couvrant une superficie de 556 000 Km², il s’étend approximativement entre le 12^{ème} et 25^{ème} parallèle de l’hémisphère nord et les 3 ° et 6 ° du méridien de Greenwich. C’est un massif formé de roches cristallines et cristalloyphylles dont les sommets vertigineux dépassent 3000 m d’altitude (le Tahat 3003 m, point culminant en Algérie), la diversité de ces formations géologiques révèle des formes morphologiques très variées et spéciales qui ont fait de lui un univers géologique unique au monde.

I.1.4.1. Cadre structural du Hoggar

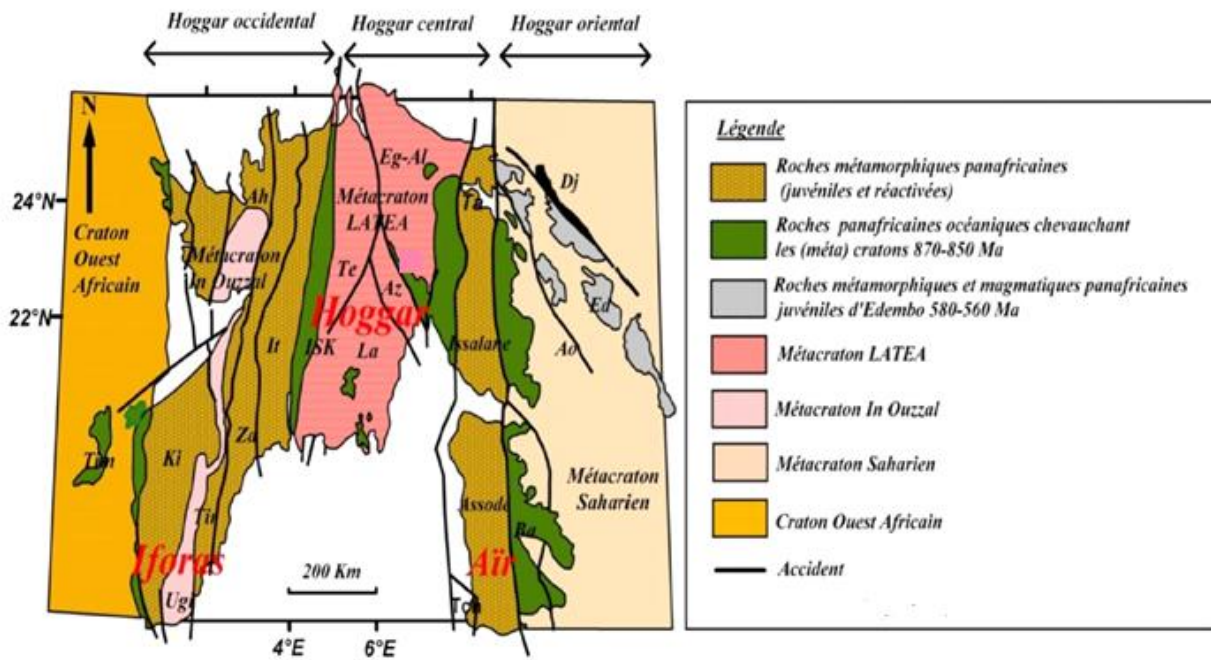
La structure du Hoggar est caractérisée par un ensemble de grands décrochements Nord-Sud d’échelle continentale (Caby, 1968) qui lui confère sa physionomie morcelée. Le jeu de ces accidents est essentiellement d’âge pan-africain , bien que leurs premières manifestations sont décelées dès la fin du Protérozoïque inférieur et qu’ils ont contrôlé, au Phanérozoïque, la formation des bassins sédimentaires (Rognon, 1967 ; Beuf et al. 1968 ; Ball, 1980) ainsi que le volcanisme quaternaire (Girod, 1971 ; Black et al.1985, Dautria, 1988)

Bertrand et Caby (1978) ont subdivisé le Hoggar en trois (03) grands domaines structuraux séparés par des cisaillements majeurs d’orientation N-S. Ces domaines ont des histoires tectono-métamorphiques, géochimiques et magmatiques totalement différentes. Il s’agit d’Ouest en Est du (**Fig. I.3**) :

- Hoggar occidental (Lelubre, 1952 ; Gravelle, 1969 ; Caby, 1970),
- Hoggar central polycyclique (Bertrand, 1974)
- Hoggar oriental-Ténéré (Bertrand et *al.*,1978)

La structuration du Bouclier Touareg en 23 blocs a été définie par Black et *al.* (1994) (**fig. I. 3**), elle s’est faite en deux phases :

1. Durant l’**orogénèse panafricaine (870-630 Ma)** : ou la collision entre la marge passive du craton Ouest africain et la marge active du bouclier touareg s’est terminée vers 630 Ma. Le stade tardif est marqué par une fracturation N-S d’importantes méga-shear zones communes à tout le bouclier Touareg permettant la mise en place de nombreux complexes granitiques appelés « Taourirts » (Boissonnas , 1971 ; Azzouni-Sekkal, 1989;Azzouni-Sekkal et al, 2003).
2. L’**orogénèse mourzoukienne (575-550 Ma)** (Fezaa et al, 2010) au Hoggar oriental qui a été le siège d’un événement orogénique suite à la collision intracontinentale entre le Hoggar oriental et le craton de Mourzouk.



On distingue d'Est en Ouest : Djanet (Dj) ; Edembo (Ed) ; Aouzegueur (Ao) ; Baghot (Ba) ; Assodé-Issalane (As-Is) ; Tchilit (Tch) ; Tazat (Ta) ; Sérouénout (Se) ; Egéré-Aleksod (Eg-Al) ; Azrou-n-Fad (Az) ; Tefedest (Te) Laouni (La) ; Iskel (Isk) ; In Tedeini (It) ; Tin zaouatene (Za) ; Tirek (Tir) ; Ahnet (Ah) ; In Ouzzal (Ou) ; Iforas granulitique unit (Ugi) ; Tassendjanet (Tas) ; Kidal (Kid) ; Tilemsi (Til) ; Timetrine (Tim).

Figure.I. 3. Carte structurale du bouclier Touareg montrant les 23 blocks (d'après Black et al., 1994)

I.1.4.1.1 Hoggar Occidental ou Chaine Pharusienne

Limité à l'Ouest par le craton Ouest Africain, et à l'Est par l'accident subméridien 4°50'. Au Hoggar occidental, l'orogénèse panafricaine est la plus complète. Elle est interprétée comme un cycle de Wilson complet (Black et al., 1979 ; Caby et al., 1981).

Le Hoggar occidental comprend deux rameaux, un rameau oriental et rameau occidental séparés par le mole granulitique d'In Ouzzal qui est constitué de formations archéennes, structurées et métamorphisées à l'éburnéen.

- Le rameau occidental comprend les terranes Inouzzal-Iforas, Kidal-Tirek, Tassendjanet et Ahnet.
- Le rameau oriental comprend deux unités principales, antérieurement assimilées à deux cycles orogéniques distincts : Pharusien I et Pharusien II, correspond respectivement aux terranes d'Iskel et d'In Teidini.

I.1.4.1.2 .Hoggar central (polycyclique)

C'est un socle archéen et éburnéen qui a été réactivé au panafricain, prolongé vers le sud est par l'Aïr.

Sa configuration actuelle correspond à la juxtaposition de quatre terranes qui ont les mêmes caractéristiques géologiques, désignés par l'acronyme LATEA (Laouni, Azrou-n-fad, Téfédést et Egéré-Aleksod), et d'un bloc oriental (terrane d'Assodé-Issalene), séparé par le terrane juvénile à ophiolites de Serouénout.

I.1.4.1.3. Hoggar Oriental

Le Hoggar oriental se trouve à l'Est de l'accident 8°30', il comprend d'Est en Ouest quatre terranes distincts : Barghot (Aïr), Djanet, Edembo et Aouzegueur.

I.1.4.2 Evolution géodynamique du bouclier Targui

Le massif du Hoggar a connu une évolution orogénique liée à la collision d'une part entre le Craton Ouest Africain (COA) à l'ouest et la zone mobile Targui à l'est (Caby, 2003 ; Bertrand et Caby, 1978 ; Bayer et al., 1978 ; Caby et al., 1981), et d'autre part à l'Est entre le craton de Mourzouk et le méta-craton LATEA (Fezaa et al., 2010).

Il est interprété comme le résultat de l'accolement de plusieurs arcs insulaires, durant l'orogénèse panafricaine, accrétés à des blocs continentaux (zones stables comme le bloc d'In Ouzzal ou le méta-craton LATEA).

Trois épisodes majeurs, liés à ce cycle, ont été identifiés (Caby, 2003) (Figure.I.4).

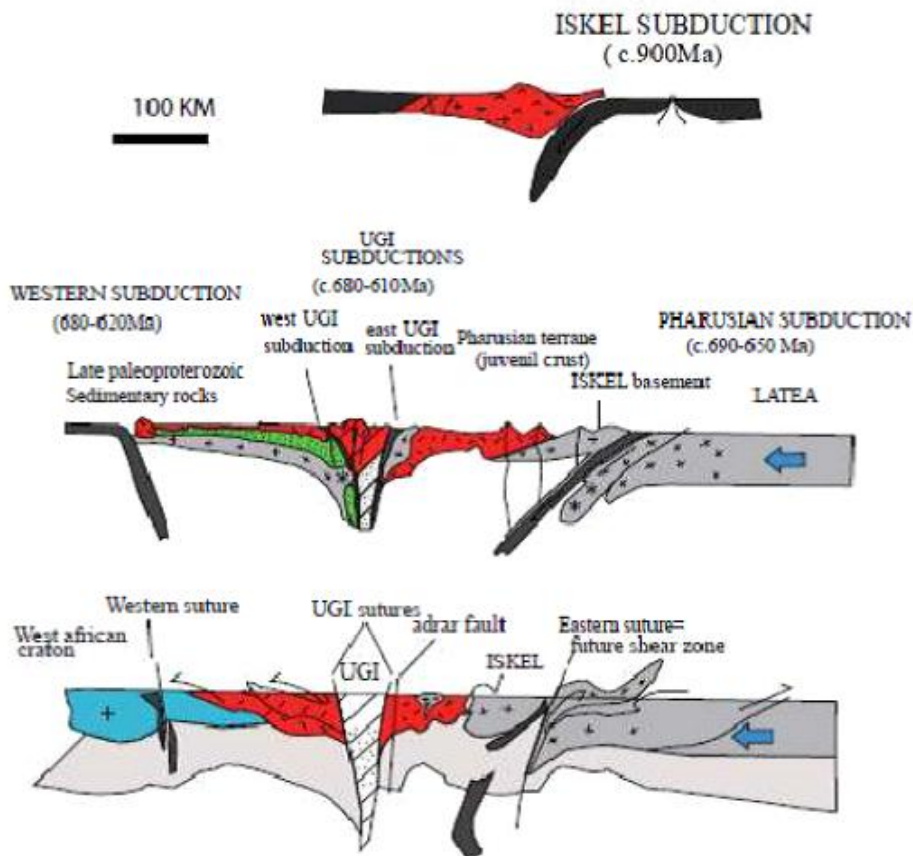


Figure.I. 4.Schéma retraçant l'évolution géodynamique du Hoggar central et occidental pendant la période allant de 900 Ma à 520 Ma(Caby, 2003).

- Rifting intracontinental et ouverture océanique le long de la bordure orientale du craton Ouest Africain (COA). Il est marqué au Néoprotérozoïque (840-700 Ma) par l'édification à l'Ouest de l'accident 4° 50', de système d'arcs associant des séries volcano-sédimentaires et volcanisme calco-alcalin.
- Convergence de plaques, dominée par la subduction vers l'Est du domaine océanique néoprotérozoïque qui séparait le COA du bouclier Targui. Elle génère un volcanisme de type arc insulaire ou cordillère et le dépôt pénécemporain dans les zones bordières très subsidentes de sédiments immatures à greywackes volcaniques dominants (série verte).
- Accrétion de blocs continentaux par collision oblique ou frontale, suivie de la collision oblique dextre avec le COA, vers 630-620 Ma.

Depuis 580 Ma, LATEA a été réactivée, sporadiquement, le long des mêmes zones de cisaillements. Certains de ces épisodes de réactivation ont permis la mise en place de

nombreux plutons formant la province magmatique des Taourirts (Boissonnas, 1971 ; Azzouni-Sekkal, 1989 et 1995 ; Azzouni-Sekkal *et al.*, 2003)

L'analyse ci-dessus indique que LATEA s'est comporté comme un craton au cours des périodes du Tonien et Cryogénien sans aucun événement orogénique collisionnel marqué, excepté l'accolement d'arcs insulaires n'affectant pas le socle de LATEA et la présence de terranes et de nappes allochtones bien préservées.

Pendant le Cénozoïque, le méta-craton LATEA a été affecté par un soulèvement du socle accompagné par un volcanisme asthénosphérique, le volcanisme alcalin cénozoïque du Hoggar (Liegeois *et al.*, 2005 ; Azzouni-Sekkal *et al.*, 2007 ; 2013 ; Yahiaoui *et al.*, 2014 ; 2017 ; Benhallou *et al.*, 2016 ; Ben el Khaznadj *et al.* ; 2017). En plus, il est probable que ces zones de cisaillement aient commandé la sédimentation du Paléozoïque (Beuf *et al.*, 1971).

. La montée du volcanisme asthénosphérique a été facilitée par la réactivation (mouvement principalement vertical) des méga-cisaillements panafricains en réponse à la collision de l'Afrique et de l'Europe (Figure. 1.5), (Liegeois *et al.*, 2005).

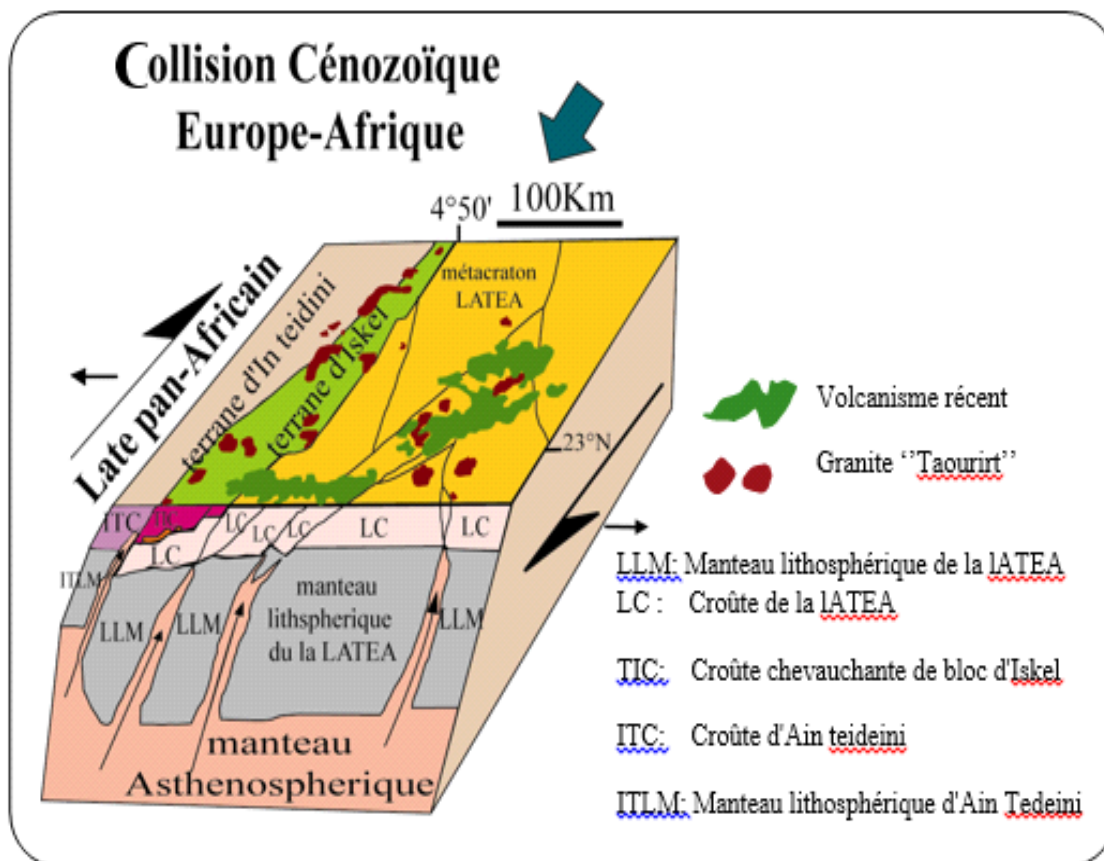


Figure.I. 5. Bloc diagramme dans le Hoggar central et oriental (Azzouni-Sekkal *et al.*, 2003)

Deux cycles magmato-tectono-métamorphiques (Pharusien I et II), séparés par une discordance majeure (interprétée aujourd'hui comme une zone de suture entre les blocs de Silet et d'In Tedeini), ont été mis en évidence dans la région de Silet dans les formations du protérozoïque supérieur par Bertrand et al., (1966).

II.1.1. Pharusien I

Le Pharusien I repose sur le socle d'âge éburnéen probable (Gravelle et Lellubre, 1957). Il est composé en grande partie par des marbres, des quartzites, et des schistes chloriteux, associés à des méta-basaltes en pilows (Gravelle, 1969). Ces formations sont regroupées en deux grands ensembles qui sont : La série de Timesselarsine et le complexe de l'Oued Edjedjou. Cet ensemble métamorphisé (Epi à méso-zonal) très déformé, est affecté par une phase de plissement (F1) donnant des plis couchés d'axe NE-SW puis repris par une phase de déformation (F2) engendrant des plis subméridiens d'âge panafricain (Gravelle et Chikhaoui, 1976). Ces terrains sont recoupés par des batholithes calco-alcalins plurikilométriques associés à des stocks mafiques à ultramafiques.

Le terrane de Silet (auparavant Iskel) est considéré comme un arc insulaire accrété au métacraton LATEA (Black et al., 1994 ; Liégeois et al., 2003).

- **La série de Timsselarsine :**

Contemporaine d'un volcanisme tholeiitique, est aussi recoupée par des complexes mafiques et ultramafiques, le cortège volcanique et volcano-détritique y est plus développé.

Elle est localisée entre les apophyses de diorite quartzique et la faille de l'Oued Timesselarsine. Elle se présente sous forme monoclinale à pendage NO.

Les terrains sédimentaires sont des calcaires versicolores, des quartzites micro-conglomératiques, des schistes chloriteux-sériciteux et de rares siléxoides rubanés roses ou verts.

Les terrains volcaniques sont représentés par deux entités distinctes (basaltes en coussin et des méta basaltes) interstratifiées dans les sédiments de plates forme et possédant des caractères géochimiques transitionnels à faiblement alcalins.

- **Le complexe de l'Oued Edjadjou :**

Correspond à une association volcanique (laves dacitiques, andésitiques et basaltiques) et volcano-clastique (brèche et tufs de lapilli) métamorphisée dans le sous faciès à chlorite. Ces méta-volcanites sont recoupées par le batholite granodiritique de Tin-Tekadiouit (Fabriès et Gravelle, 1977), par le complexe Taourirt de Tin Erit (Bechiri-Benmerzoug et al., 2001) et par les complexes cumulatifs à caractère tholéiitique d'Edjedjou (Bechiri, 2005).

II.1.2. Pharusien II

Les formations du Pharusien II sont représentées au Nord par la série d'Amded et le complexe volcanique d'Irellouchem et au Sud par la série grésopélitique. Ces séries à dominance détritique montrent des faciès épizonaux (Gravelle, 1969 ; Fabriès et Gravelle, 1977 ; Caby et al., 1982). Elles reposent en discordance sur le « Pharusien I ». Elles sont peu déformées et ne sont affectées que par une seule phase de déformation liée à l'orogénèse pan-africaine qui s'exprime par une schistosité (S2) subverticale.

- **La série d'Amded :**

Elle est transgressive sur les formations du Pharusien I (Bertrand et al., 1966 ; Gravelle, 1969). Localisée au Nord, elle débute par des bancs de calcaires ou des conglomérats polygéniques à gros galets étirés de jaspes et de quartzites, surmontés par une épaisse série pélitique à intercalation de microconglomérats, de grès et de tufs. La série est traversée au sommet par des sills doléritiques à caractère tholéiitique (Dupont, 1987).

La série grésopélitique peut constituer un équivalent latéral de la série d'Amded.

Elle commence par des conglomérats grossiers, des Arkoses, des pélites gréseuses à intercalations volcaniques surmontées par des niveaux carbonatés. La série est injectée de plusieurs générations de roches intrusives acides et basiques (gabbro-diorite d'Iskel et granites d'Imezzarène, Iskel et Tihoyarine).

- **La série d'Irrellouchem :**

Affleure dans l'Oued de Tin-Tékadiouit. Elle comprend de bas en haut des brèches, des basaltes andésitiques, des rhyodacites et des ignimbrites. Ces roches ont une affinité mixte tholéiitique à calco-alcaline (Dupont et al., 1986) . Les affleurements exclusivement volcaniques de l'Adrar Irrellouchem ont un caractère calco-alcalin (Chikhaoui, 1981 ; Dupont, 1987).

Les roches volcaniques de la série d'Irrellouchem (Pharusien II) définissent une isochrone Rb/Sr à 680 ± 36 Ma. Celles de la série d'Amded se placent sur la même isochrone (Dupont, 1987) (in.F.Bechiri-Benmerzoug, 2009).

II.2. Magmatisme panafricain tardif du terrane de Silet

La période post-collisionnelle génère un plutonisme important (**Figure II.2**) dont l'âge et les caractéristiques pétrographiques et géochimiques varient selon les terranes. La mise en place de granites évolués, type « Taourirts », en pluton évolué et à affinité alcaline (Azzouni-Sekkal, 1989) clôturait cet épisode plutonique.

Ces suites post-orogéniques sont souvent alignées le long des failles décrochantes de la collision panafricaine. Elles apparaissent dans tout le Hoggar et se concentrent de part et d'autre de l'accident $4^{\circ}50'$ à savoir les terranes d'Iskel et d'In-Tedeiini à l'Ouest et le terrane de Laouni à l'Est.

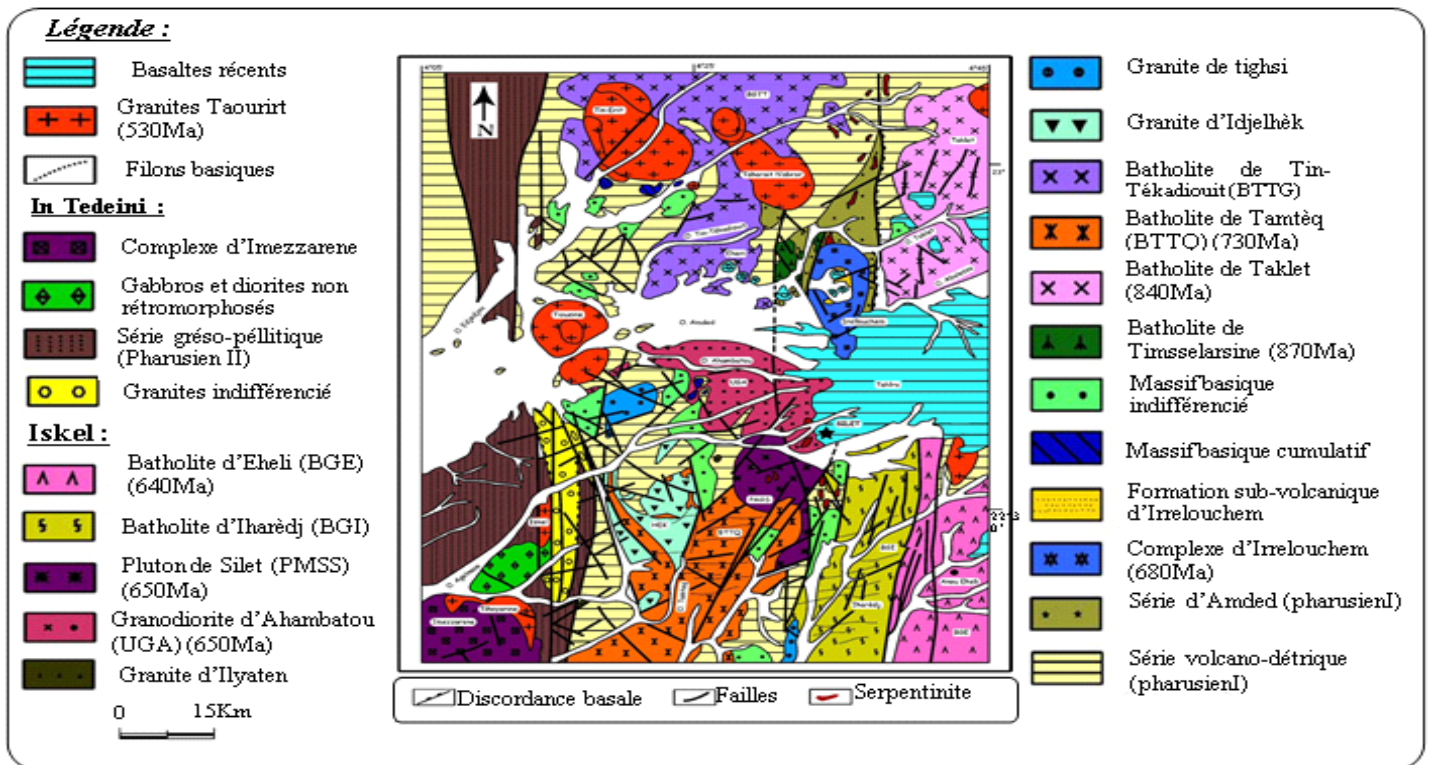
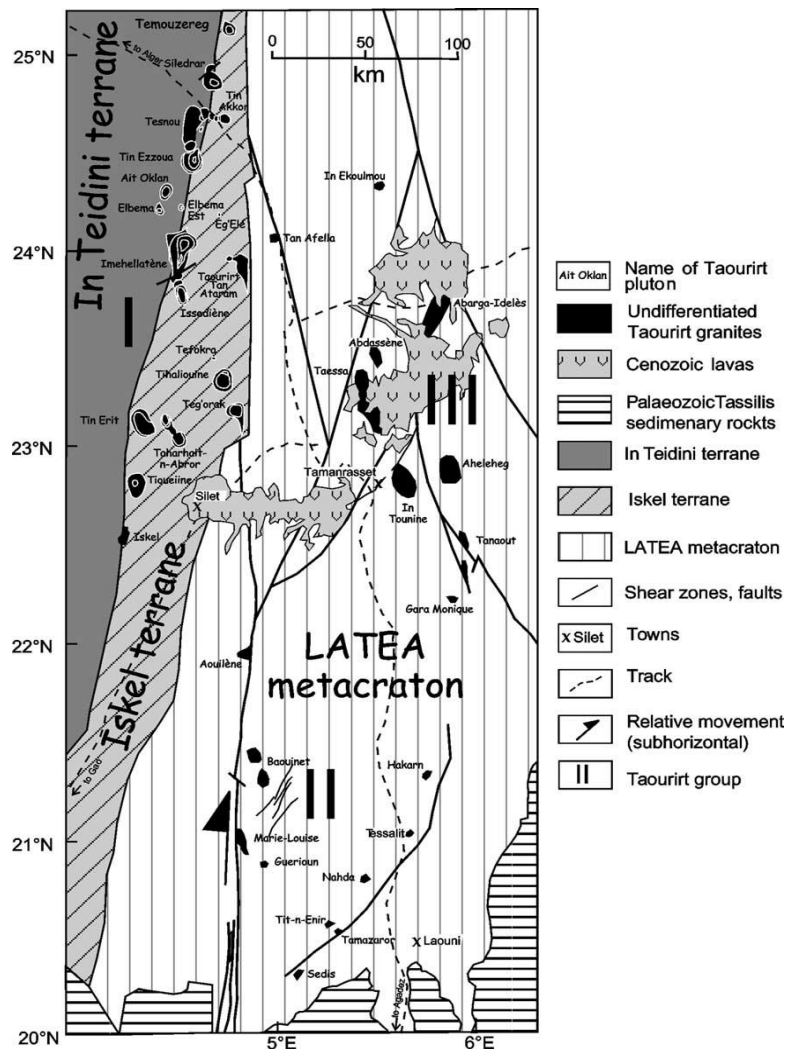


Figure.II. 2. Carte géologique de la région de Silet (Bechiri-Benmerzoug, 2009)

II.3. Les Taourirts de Silet

Les Taourirts de Silet (Azzouni et al., 2003) recourent le terrane de Silet et celui d'In Tedeini. Ils sont alignés le long des méga-zones de cisaillement (**Figure II.3**). Ils sont parfois associés à des complexes mafiques-untramafiques comme le groupe Iskel-Aguelmam-Tihoiariène (Azzouni et al 2014). Ces deux terranes (Silet et In Tedeini) sont limités par une méga-zone de cisaillement (anciennement appelée discordance Pharusienne) le long de laquelle des lambeaux d'éclogites sont intercalés (Bertrand et al., 1986).



I. les Taourirts de Silet , II. Les Taourirts de Laouni , III. Les Taourirts de Tamanrasset

Figure.II. 3. Carte géologique du Hoggar central avec la localisation des plutons Taourirts (Boissonnas, 1974 in Azzouni et al., 2003).

Chapitre III

APPORT DE LA TELEDETECTION

Chapitre III

APPORT DE LA TELEDETECTION

INTRODUCTION

La télédétection est un moyen récent de prospection de la surface de la Terre qui remonte au XIX^{ème} siècle avec la mise au point de la photographie en 1839 par le français J. DAGUERRE et AIME LAUSSEDAT (1949) qui a donné naissance à la photogrammétrie (technique permettant de réaliser des mesures spatiales à partir de la photographie ou d'autre type d'images).

Le lancement réussi de plusieurs satellites en particulier le satellite Landsat de la NASA (Etats Unis) en 1972 a permis l'application civile des techniques de la télédétection avec divers capteurs optiques et radars ; également une variété de plates formes ont été développées pour différentes applications dans le domaine de la télédétection géologique ; cartographie géologique, prospection pétrolière et minière et aussi prospection d'eau.

En géologie, la télédétection est une méthode indirecte de prospection régionale, offrant une image de la surface terrestre, qui révèle des indices dépendant de phénomènes géologiques plus profonds. Toute la science du géologue réside dans l'interprétation de ces indices (O.Jaquet).

III.1. NOTIONS DE BASE

III.1.1 Définition et processus de la télédétection

La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, « d'observer » et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible : géométrique (position, forme, dimensions), optiques (réflexion, transmission, absorption, etc...) et physico-chimiques (température, teneur en eau, matière organique dans le sol...), etc. (Girard, Robin, Jensen)

Dans la plupart des cas la télédétection implique une interaction entre le rayonnement incident et la cible (Télédétection passive), mais elle peut également impliquer le rayonnement émis et utiliser des capteurs non imageurs « Radar, Lidar » (Télédétection active) (Girard, Robin, Jensen).

Le processus de la télédétection au moyen des systèmes imageurs comporte sept étapes :

1. **Source d'énergie ou d'illumination (A) :** A l'origine de tout processus de télédétection se trouve nécessairement une source d'énergie pour illuminer la cible.
2. **Rayonnement et atmosphère (b) :** Durant son parcours entre la source d'énergie et la cible, le rayonnement interagit avec l'atmosphère. Une seconde interaction se produit lors du trajet entre la cible et le capteur.
3. **Interaction avec la cible (C) :** Une fois parvenue à la cible, l'énergie interagit avec la surface de celle-ci. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface.
4. **Enregistrement de l'énergie par le capteur (D) :** Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance (par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible) pour être enfin enregistrée.
5. **Transmission, réception et traitement (E) :** L'énergie enregistrée par le capteur est transmise, souvent par des moyens électroniques, à une station de réception où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
6. **Interprétation et analyse (F) :** Une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
7. **Application (G) :** la dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible.

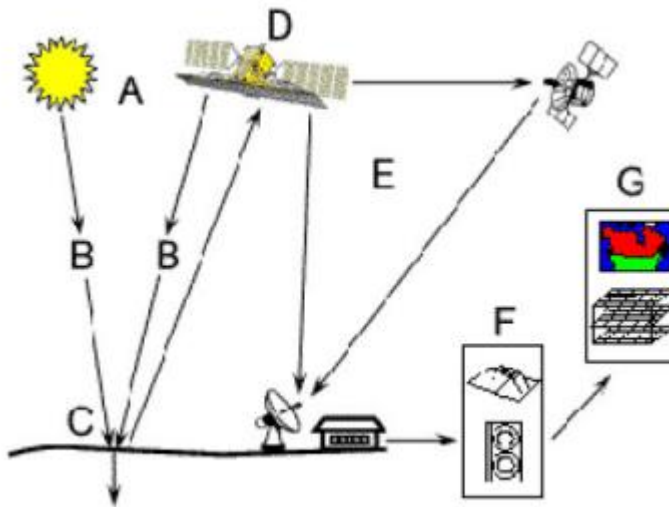


Figure.III. 1. Processus de la télédétection spatiale

III.1.2. Bases physiques de la télédétection

III.1.2.1. Rayonnement électromagnétique

Selon la théorie corpusculaire de la lumière, le rayonnement électromagnétique peut être considéré comme étant un flux de particules élémentaires appelées photons. Selon la théorie ondulatoire, le rayonnement électromagnétique est composé de deux vecteurs champ

électrique et magnétique perpendiculaires et se déplacent à la vitesse de la lumière (dans le vide $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$) (figure III.2), (K.Soudani).

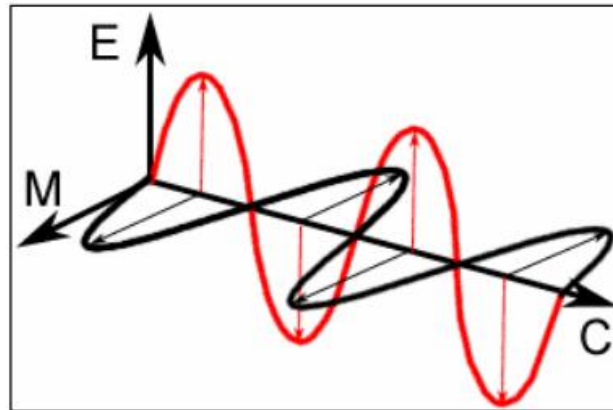


Figure.III. 2.Onde électromagnétique monochromatique

(Source : Centre Canadien de Télédétection)

Deux propriétés principales caractérisent une onde électromagnétique : sa longueur d'onde et sa fréquence.

La longueur d'onde est la distance entre deux points homologues (deux crêtes ou deux creux) qu'on note λ (m)

La fréquence est le nombre d'oscillations par unité de temps qu'on note ν (nombre d'oscillations/s ou Hertz HZ).

La relation reliant ces deux propriétés est :

$$C \text{ (m s}^{-1}\text{)} = \lambda \text{ (m)} \nu \text{ (Hz)}$$

Les différentes longueurs d'ondes sont données dans la figure suivante :

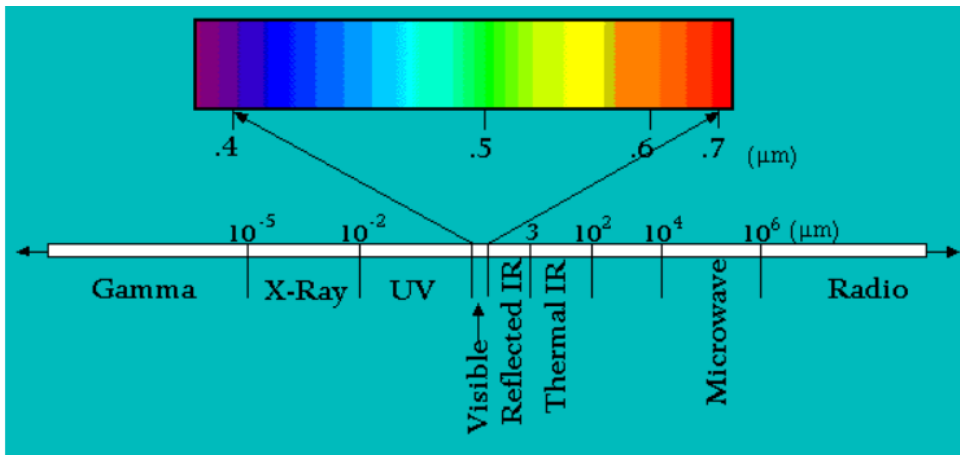


Figure.III. 3.Spectre du rayonnement électromagnétique solaire

III.1.2.2. Réflectance solaire

La réflectance solaire se définit comme le rapport entre l'énergie solaire réfléchie et l'énergie solaire incidente sur une surface. (Energie solaire réfléchie/ Energie solaire incidente). Par exemple, une réflectance de 100% signifie que la surface en question réfléchit toute l'énergie solaire dans l'atmosphère et n'en absorbe aucune fraction.

Le rayonnement solaire atteint les objets (E), ces objets peuvent en absorber une partie (A), en transmettre une autre (T), et en réfléchir une autre (R) :

$$\text{Réflectance : } \rho = R/E$$

$$\text{Absorptance : } \alpha = A/E$$

$$\text{Transmittance : } \tau = T/E$$

$$\rho + \alpha + \tau = 1$$

III.1.3. Acquisition de données de télédétection

Les plates formes utilisées en télédétection sont diverses (au sol, ballons, avions et satellites). La télédétection est dite passive lorsque la source illuminant la cible est indépendante du capteur. Généralement cette source est le soleil.

C'est le cas des satellites SPOT (satellite pour l'observation de la Terre), LANDSAT (Land satellite), METEOSAT (Meteorological satellite).

LANDSAT 7 :

Avant dernier satellite de la famille LANDSAT, possède à son bord le capteur multispectral ETM⁺ (Enhanced Thematic Mapper Plus).

Ce capteur enregistre la réflectance de la surface terrestre dans sept bandes spectrales (Tableau 1) : quatre dans le visible et proche infrarouge, deux dans l'infrarouge moyen, une dans l'infrarouge thermique et une bande en mode panchromatique (l'image panchromatique est obtenue à partir de données acquises dans une seule bande spectrale, correspondant à la

partie visible du spectre à l'exception du bleu, la bande couvre la région du spectre comprise entre 0.52 et 0.90 μm).

Les bandes spectrales de Landsat, particulièrement la bande 5 du moyen infrarouge peut être utilisée pour représenter les variables environnementales prédictives telles que la roche mère.

Ainsi, l'analyse des bandes spectrales 1, 5,7 fait la différenciation des réponses spectrales des assemblages minéralogiques.

| Bandes de fréquence de l'instrument ETM ⁺ | Bandes spectrale de | Résolution spatiale | Longueur d'onde |
|--|-----------------------|---------------------|-------------------------|
| Bande 1 | Bleu (visible) | 30 m | 0.45-0.5 μm |
| Bande 2 | Vert (visible) | 30 m | 0.52-0.6 μm |
| Bande 3 | Rouge (visible) | 30 m | 0.63-0.69 μm |
| Bande 4 | Proche IR | 30 m | 0.75-0.9 μm |
| Bande 5 | IR moyen | 30 m | 1.5-1.7 μm |
| Bande 6/1 | IR Thermique lointain | 60 m | 10.4-12.5 μm |
| Bande 6/2 | | 120 m | |
| Bande 7 | IR moyen | 30 m | 2.08-2.35 μm |
| Bande 8 | Panchromatique | 15 m | 0.52-0.9 μm |

Tableau.III. 1 .les caractères spectraux et spatiaux du capteur ETM⁺

(Source : <http://landsat.usgs.gov>)

III.1.4. Exploration des images de télédétection

III.1.4.1. L'image satellite

Les images satellites sont toutes en mode Raster, l'espace est divisé en unités spatiales élémentaires, « pixels », dont la taille de ce pixel définit la résolution spatiale de l'image.

L'image couleur en mode RVB (rouge, vert, bleu) contient 3 plans de couleurs. En 8 bits, chaque plan de couleur correspond à des teintes variant de 0 à 255. 0 étant du noir et 255 est la couleur pure (blanche).

Les images satellites peuvent contenir de nombreux plans chaque plan image correspond à une bande spectrale précise, c.-à-d. à une longueur d'onde définie dans le tableau 1, du paragraphe précédant, dans laquelle l'image a été acquise.

III.1.4.2. Description du logiciel utilisé dans ce travail

Présentation du logiciel ENVI :

ENVI est un logiciel complet de traitement d'images en télédétection, optique et radar. Toutes les méthodes de traitement d'images, de corrections géométriques et radiométriques, de classification et de mise en page cartographique sont présentes. D'autres outils relatifs à la visualisation et à la modélisation de données topographiques sont aussi disponibles.

ENVI permet d'extraire rapidement l'information pertinente des images géospaciales.

L'ensemble de ses outils et modules spécialisés permettent de lire, explorer, analyser les données et partager l'information.

Le traitement des images a fait par le logiciel ENVI, suit une certaine méthodologie dont le but est de ressortir une bonne qualité et en quantité appréciable les informations numériques pour une meilleure interprétation.

Les traitements à faire sont les suivant :

1 – Découpage de la scène :

Avant tout traitement d'image, avec le logiciel ENVI nous devons réaliser le découpage de la scène donnée, pour avoir exactement la zone d'étude. Pour effectuer ce travail nous devons d'abord créer une image contenant les six bandes autrement le traitement ne prendrait en charge qu'une seule bande à la fois.

2- L'affichage en fausses couleurs : composition colorées

L'affichage en fausses couleurs consiste à attribuer des couleurs fictives aux bandes spectrales.

L'image résultante est dite composition colorée et se compose de 3 plans de couleurs.

Dans une composition et comme pour toute image couleur la formation de la couleur est basée sur les trois couleurs primaires rouge, vert et bleu. En mode dit synthèse trichromatique additive, on part du noir (absence de couleurs), on ajoute dans des proportions variables les trois couleurs primaires pour former de la couleur. Par exemple le blanc est formé par les trois couleurs R, V, B à intensités maximales (255).

D'une manière générale, sur une composition colorée, les sols nus apparaissent dans des teintes bleu clair, l'eau sur une teinte bleu foncé ou pratiquement noir, la végétation herbacée en rouge clair.

3- Les rapports de bandes et les indices :

Cette analyse se base sur la notion de réflectance. Elle consiste donc à la division du DN (digital number ou valeur radiométrique d'un pixel) dans une bande par le DN d'une autre bande (nous rappelons qu'un pixel correspond à une valeur entre 0 et 255, correspondant à l'intensité du gris, avec 0= le noir et 255= le blanc). Il s'agit d'un procédé multispectral très

utilisé pour mettre en évidence les différences entre canaux et permettre de s'affranchir des variations d'éclairement des pixels, donc de réduire les effets de la topographie (valable principalement pour les indices normalisés) et d'augmenter le contraste entre les surfaces minérales.

Les propriétés spectrales des organismes, du sol ou des matériaux peuvent être exploitées en utilisant les bandes ratios simples et normalisée (Jensen, 2005).

- Les bandes ratios simples sont les ratios de reflectance représentant le pourcentage de reflectance ou Digital number « valeur numérique » d'une bande spectrale à une autre dont l'équation est de la forme suivante : $\frac{\text{Bande A}}{\text{Bande B}}$

- Les bandes ratios normalisées aident à la réduction de l'effet de l'illumination solaire intense et des variations de pente et d'aspect de la topographie, l'équation prend la forme suivante : $\frac{\text{Bande A} - \text{Bande B}}{\text{Bande A} + \text{Bande B}}$

La valeur du ratio doit être entre -1 et +1.

Les indices font partie des bandes ratios normalisées, le calcul consiste à faire la combinaison de trois bandes possédant le maximum de variance et le minimum de redondance, sont sélectionnées en calculant le facteur de l'indice optimum (OIF : Optimum index factor) introduit la première fois par Chavez et al. (1982).

4- Analyse en composante principale (ACP) :

La méthode d'ACP consiste à définir, dans l'espace multi-spectral de nouveaux canaux résumant l'information contenue dans l'image, ce procédé vise donc à minimiser (statiquement) la quantité d'information des données originales dans un nombre restreint de composantes. De plus, les données de bandes multi-spectrales différentes ont souvent une corrélation très élevée et contiennent de l'information similaire, l'ACP fait condenser les données originales en de nouvelles images qui ne présente pas de corrélation entre elle et par suite moins de redondance de l'information.

La première image contient 80 à 90% de l'information spectrale de toutes les images originelles, la deuxième image contient 10 à 20%, les autres sont négligeables.

L'intérêt de l'ACP est de permettre une compréhension lorsqu'on dispose de données multi spectrales ou même hyper-spectrales et d'améliorer sensiblement la discrimination entre les types d'objets. (Girard, Robin, Jensen).

5- les filtres :

Le filtre est un outil permettant de décomposer un signal complexe en composantes simples, ce qui permet la séparation des composantes utiles du signal à d'autre qui ne le sont pas.

L'application des différents filtres texturaux (Sobel, directionnels...) permet de mettre en évidence de nombreuses discontinuités images. Sur ces images, les linéaments sont matérialisés par les limites formées par les zones sombres et claires. (N.Imessaoudene, 2012)

III.2. Apport de la télédétection à l'étude du massif d'Iddeleh (Hoggar occidental)

III.2.1. Le traitement des images satellites de la région d'étude

III.2.1.1 : Découpage de la scène

Notre zone de travail est couverte par la scène Landsat ETM⁺, Path 193 et Row 45 suivant le système WRS-2, disponible gratuitement sur internet, la date d'acquisition est le 21 mars 2005.

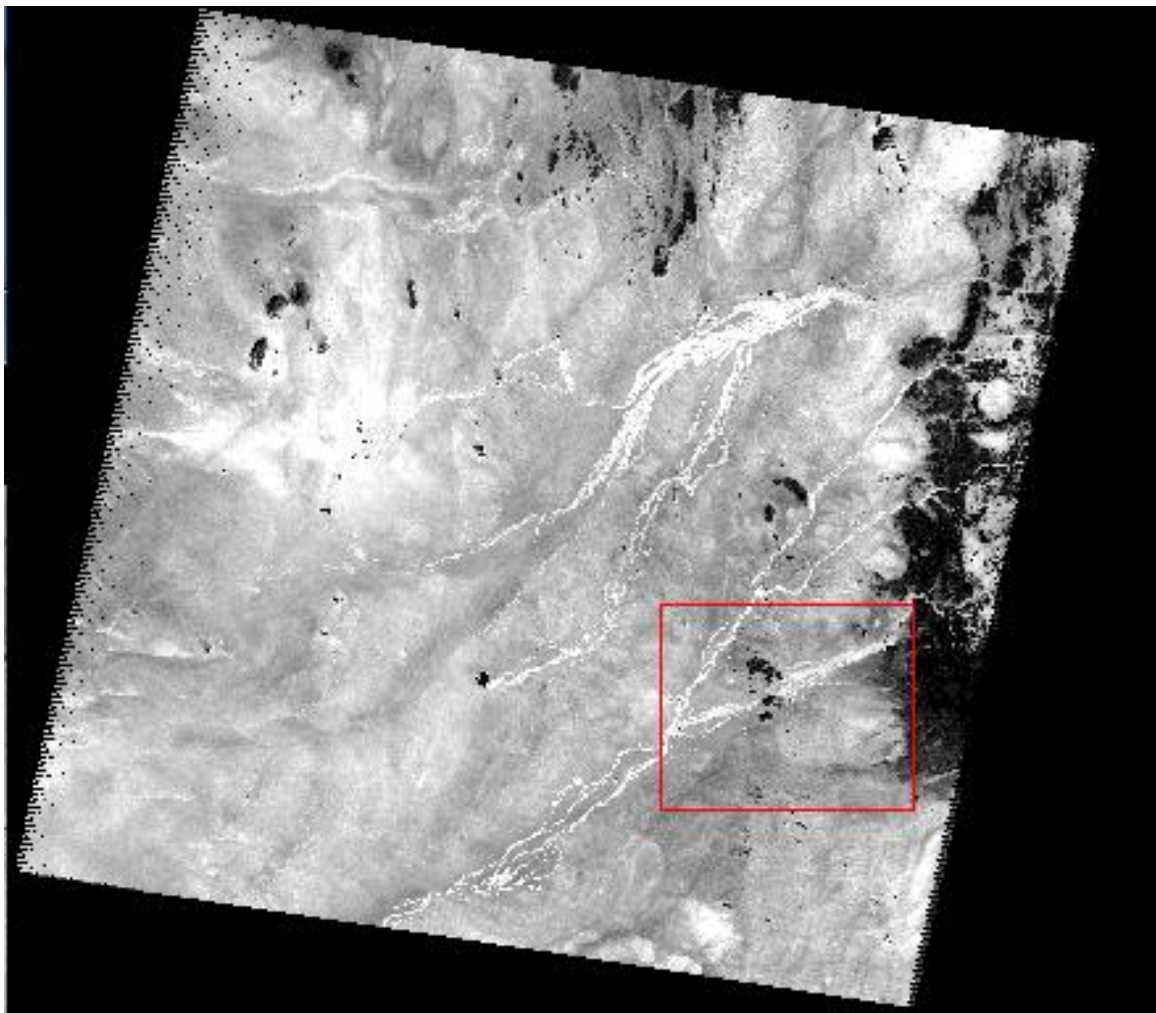


Figure.III. 4.La scène Landsat 7 ETM⁺ (Path 193, Row 45) et la zone d'étude (à découper)

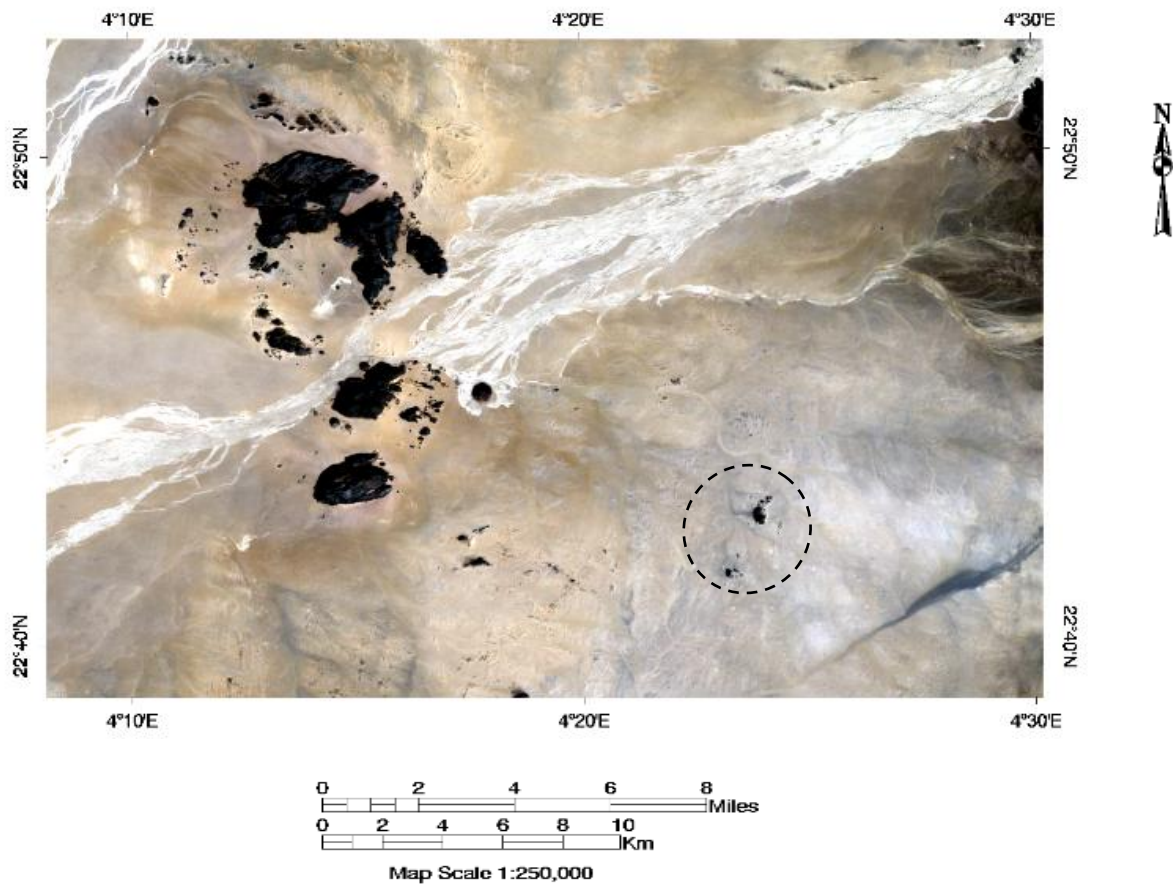


Figure.III. 5.Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193-R45) en couleurs réelles RGB 321, le cercle discontinu montre les pointements du massif d'Iddeleh

III.2.2. Les compositions colorées

On a utilisé trois compositions colorée, connues en géologie, présentées dans le tableau suivant :

| RGB | Description |
|-----|--|
| 321 | Image en couleur vraie. |
| 753 | Combinaison souvent utilisée en géologie. Le sable, le sol et les minéraux montrent une multitude de couleurs. |
| 754 | Très utiles en géologie. Fournit la meilleure pénétration dans l'atmosphère. La végétation apparaît en bleu. |
| 731 | Combinaison bonne en géologie. Les roches apparaissent dans une multitude de couleurs. |

Tableau.III. 2.les combinaisons colorées utilisées en géologie

Chapitre III : Apport de la télédétection

Ces compositions colorées ont montré une bonne discrimination lithologique entre les différents faciès de la zone d'étude, mais elles n'ont pas apporté un bon résultat concernant le contour et la zonation de l'auréole métamorphique du massif d'Iddeleh.

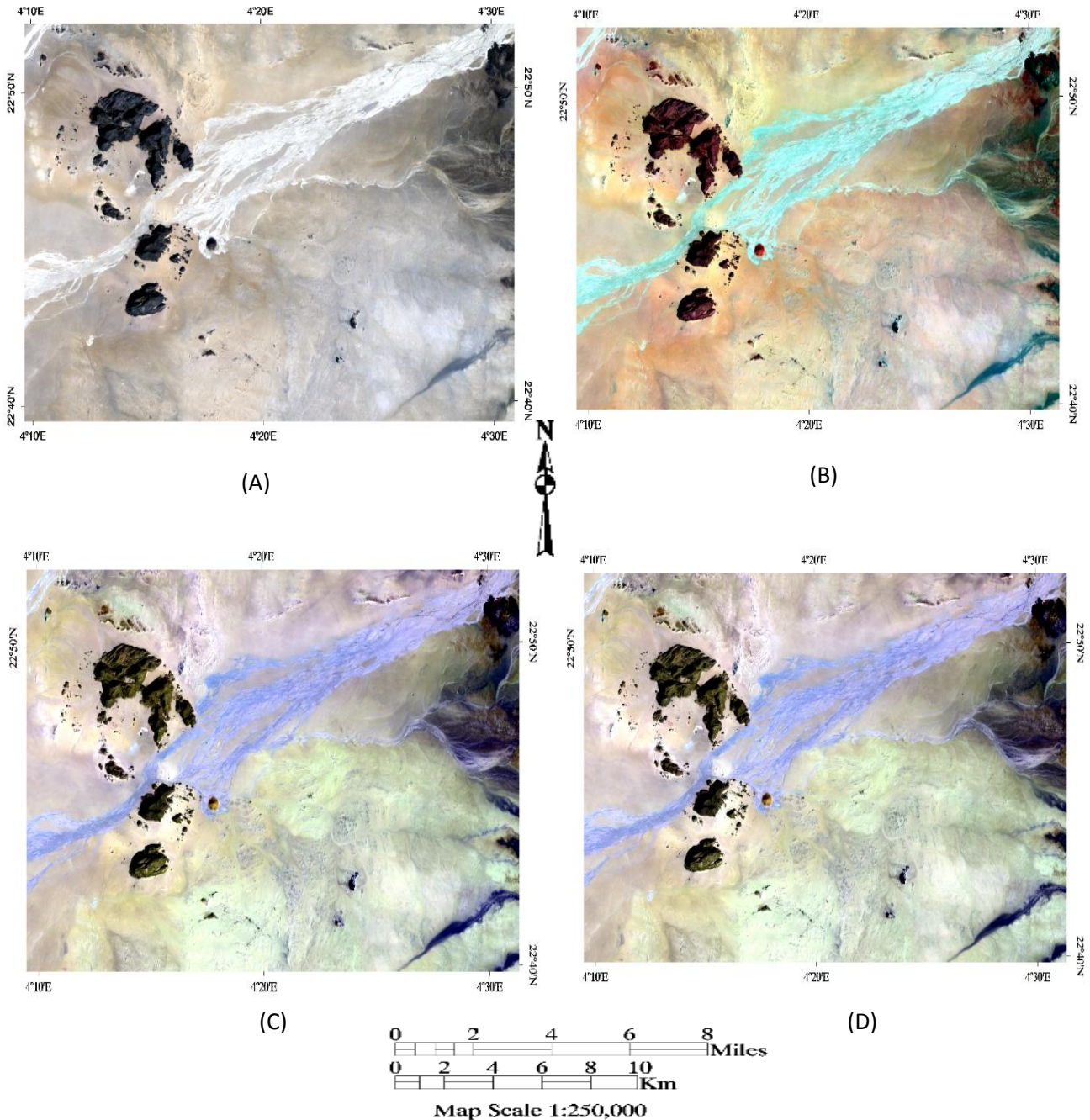


Figure.III. 6.Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193-R45), (A) en couleurs réelles RGB 321, (B) en composition colorée 731, (C) en composition colorée 753 et (D) en composition colorée 754

III.2.3. Calcul des indices

En télédétection géologique des indices spectraux sont élaborées à partir de la courbe de réflectance des sols, ce sont : l'indice de forme (IF) (Escadafal et al,1994), l'indice de brillance (IB) (B.Ferdinand), l'indice de coloration (IC) (B.Ferdinand) et l'indice de rougeur (IR) (Escadafal et Pouget, 1987, Redness Index de Escadafal et Huete,1991), l'indice de la teneur en argile (CI) (Marchitti A et al,2010), l'indice de la présence du sable (GSI) (Xiao et al, 2006), et l'indice de cuirasse (B.Ferdinand) qui est surtout utilisé dans la prospection minière, ces indices sont largement utilisés pour caractérisés l'état de surface des sols dans les régions arides et semi arides, dont la description est dans le Tableau 3.

| L'indice | Formule | Description |
|--|---|---|
| Indice de brillance (IB) | $IB = \sqrt{(B1^2 + B2^2 + B3^2)}$ | Permet de dissocier les surfaces minérales des couvertures végétales. Estimation de la clarté du sol Bâti + sol → surfaces réfléchissantes Eau+ sol très humide → surfaces absorbantes végétation → valeur moyenne d'IB |
| Indice de coloration (IC) | $IC = \frac{B3 - B2}{B3}$ | Indicateur de pédogénèse, utilisé pour les minéraux argileux et les oxydes de fer. L'IC est proche du concept de saturation de la couleur |
| Indice de forme (IF) | $IF_{vis} = \frac{2 B3 - B2 - B1}{B2 - B1}$ | Utilisé pour les sols des régions méditerranéennes et intertropicales, il est lié à la teinte |
| Indice de rougeur (IR) | $RI = \frac{B3 - B2}{B3 + B2}$ | Renseigne sur la saturation d'un sol, il indique la présence de fer (hématite). |
| Grain Size index (indice de la teneur en sable) « GSI » | $GSI = \frac{B3 - B1}{B3 + B2 + B1}$ | Correspond à la fréquence de sable présente dans le sol. (Xiao et al, 2006) |
| Clay index (indice de la teneur en argile) « CI » | $CI = \frac{B5}{B7}$ | Correspond à la teneur en argile présente dans le sol |
| Indice de cuirasse | $Ic = 3 B1 - B2 - 100$ | Exprime bien le contraste d'albédo entre les cuirasses affleurantes des plateaux et les silts argileux accumulés dans les dépressions. |

Tableau.III. 3. Les indices utilisés en télédétection géologique

- **Indice de rougeur (IR)**

La présence de l'hématite dans le massif d'Iddeleh est confirmée par l'indice de rougeur qui met en évidence sa présence. Il a donné une signature spectrale forte c.à.d. elle tend vers le

255 (blanc), tous les pointements du massif apparaissent en blanc en outre les autres affleurements qui contournent le massif montrent un signal faible (tend vers le noir) (Figure III.7). Le grand massif à gauche a donné lui aussi une signature spectrale en hématite assez forte.

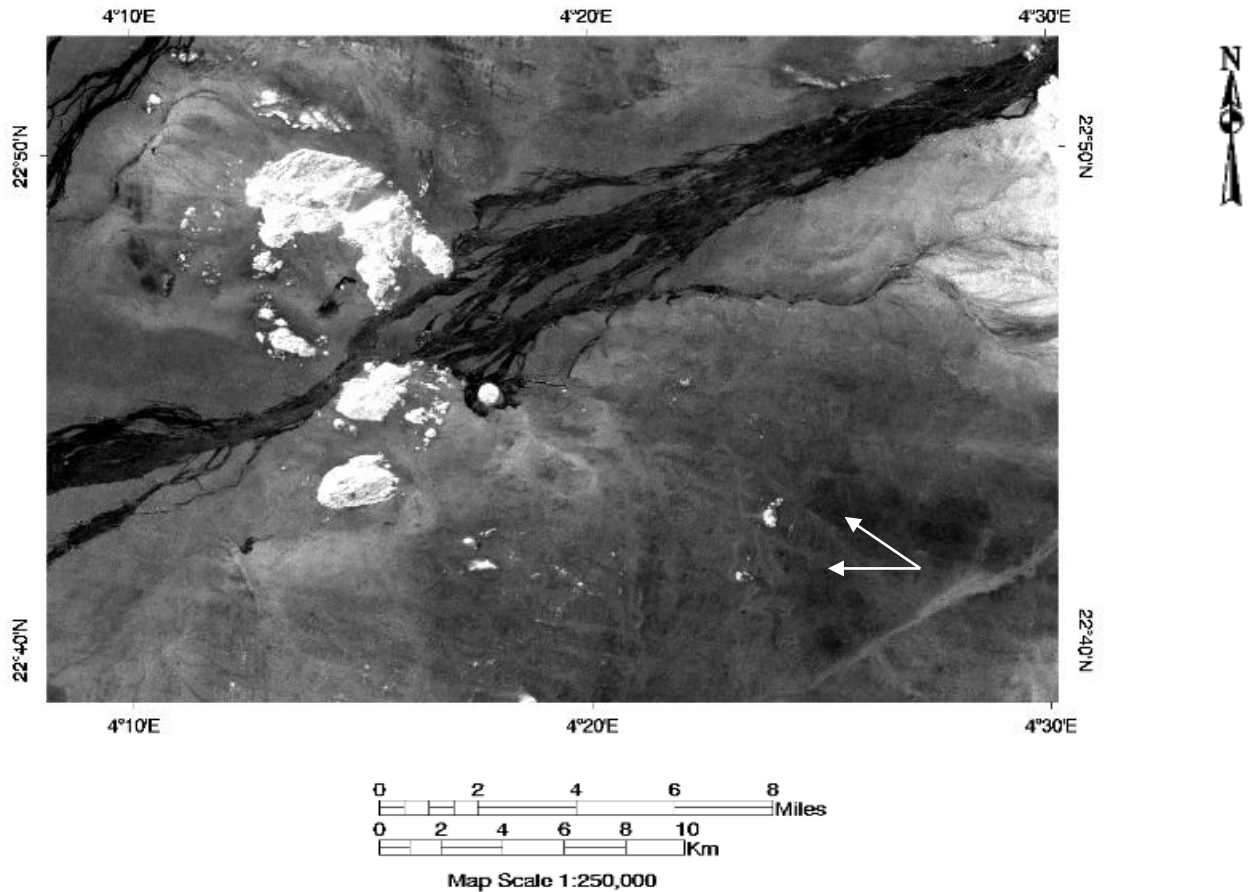


Figure.III. 7. Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193-R45) en indice de rougeur, à gauche le massif de Tiouine, à droite les flèches montrent les pointements du massif d'Iddeleh.

- **Clay index (CI)**

Il met en évidence la teneur en argiles dans le sol. La série Pharusienne et les chenaux montrent une signature spectrale assez forte, ils apparaissent en couleur blanche, quant au métapellites sont en couleur grisâtre indiquant la présence d'une fréquence d'argiles, et les pointements du massif d'Iddeleh donnent une signature spectrale faible, tendent vers le noir (roches non sédimentaires). (Figure III.8).

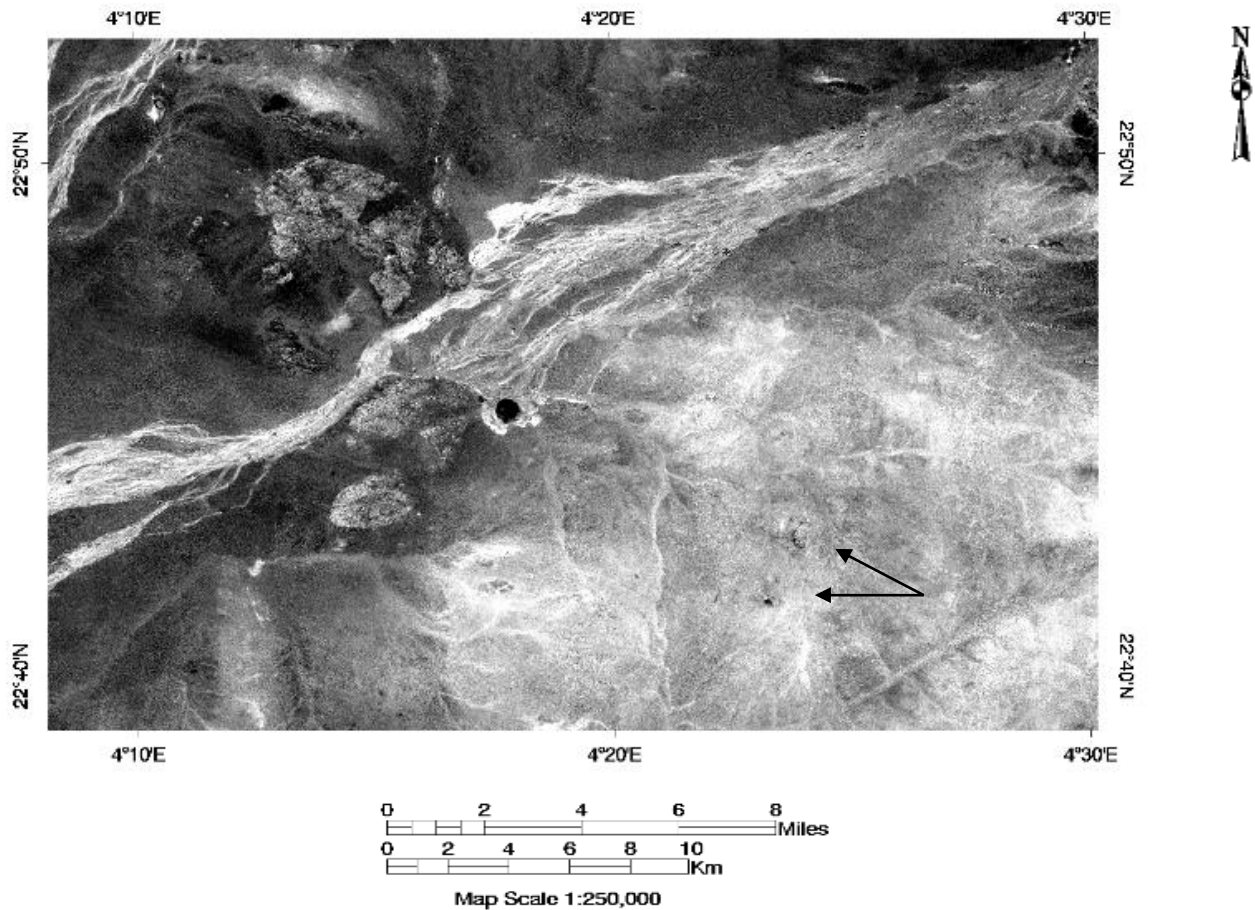


Figure.III. 8.Extrait de l'image Landsat 7 ETM+ (P 193- R 45) en Clay index (Indice de la présence d'argiles), les flèches rouges montrent les pointements du massif d'Iddeleh en noir.

III.2.4. Les rapports de bandes ou bandes ratios

Le bureau de la direction des territoires (The Bureau of Land Management « BLM ») a développé trois bandes ratios utilisé par Landsat et sont les plus utilisées en géologie, connues sous le nom « Les Ratios de Rehaussement du sol », $3/2$, $3/7$ et $5/7$ dont leur caractéristiques sont illustrées dans le **Tableau 4**. (J.L.Boettinger)

Mais ces ratios ne sont pas valables pour tous les sols par exemples pour les zones à climat aride d'autres bandes simples et normalisées ont été développées, voir **Tableau 4**.

| | Bandes Ratios | Caractéristiques |
|-------------------|------------------------------------|--|
| Ratios simples | 3/7 | Détermination de la présence du Fer (Boettinger et al., 2008) |
| | 3/2 | Représente la variation des carbonates (Boettinger et al., 2008) |
| | 5/7, 4/3 | Représente la présence des hydroxydes d'argiles Distinction des andésites des calcaires. Utilisé aussi pour la distinction entre les chenaux récent et autres structures, surfaces stables ou alluviales...(Boettinger et al., 2008) |
| | 5/2 | Distinction de la majorité des roches ignées de formations sédimentaires. (Gesch, 2007 ; Utah GIS Portal, 2009) |
| | 4/5, 3/7, 5/1, 4/7 | Distinction de la végétation du sol |
| Ratios normalisés | $\frac{5-2}{5+2}$ | Fais la distinction des roches ignées des formations sédimentaires |
| | $\frac{5-7}{5+7}$ | Présente l'occurrence du gypse dans le sol. (Nield et al., 2007) |
| | $\frac{4-5}{4+5}, \frac{3-7}{3+7}$ | Origine des matériaux et du sol. (Gesch, 2007 ; Utah GIS Portal, 2009) |
| | $\frac{5-1}{5+1}, \frac{4-7}{4+7}$ | |

Tableau.III. 4.les différentes bandes ratios simples et normalisées utilisées en géologie

- **Combinaison des bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2**

L'utilisation de la combinaison 5/7, 4/3, 5/2, a donné une image avec une très bonne discrimination lithologique comparativement à l'image en couleur réelle, les pyroxénites d'Iddeleh apparaissent en rouge, les gabbros en bleu foncé, les métapellites à grenat en violet et les métapellites de la série pharusienne en rose et le granite d'Ahambatou en bleu clair.

En remarque bien que le granite recoupe dans plusieurs endroits les métapellites ainsi vers l'ouest il recoupe l'auréole de l'intrusion d'Iddeleh Nord.

La bande allongée en rouge clair correspond aux roches du complexe mafique.

La forme de l'auréole de métamorphisme est bien distincte, ces limites apparaissent nettement ce qui permet de la cartographier. (Figure III. 10).

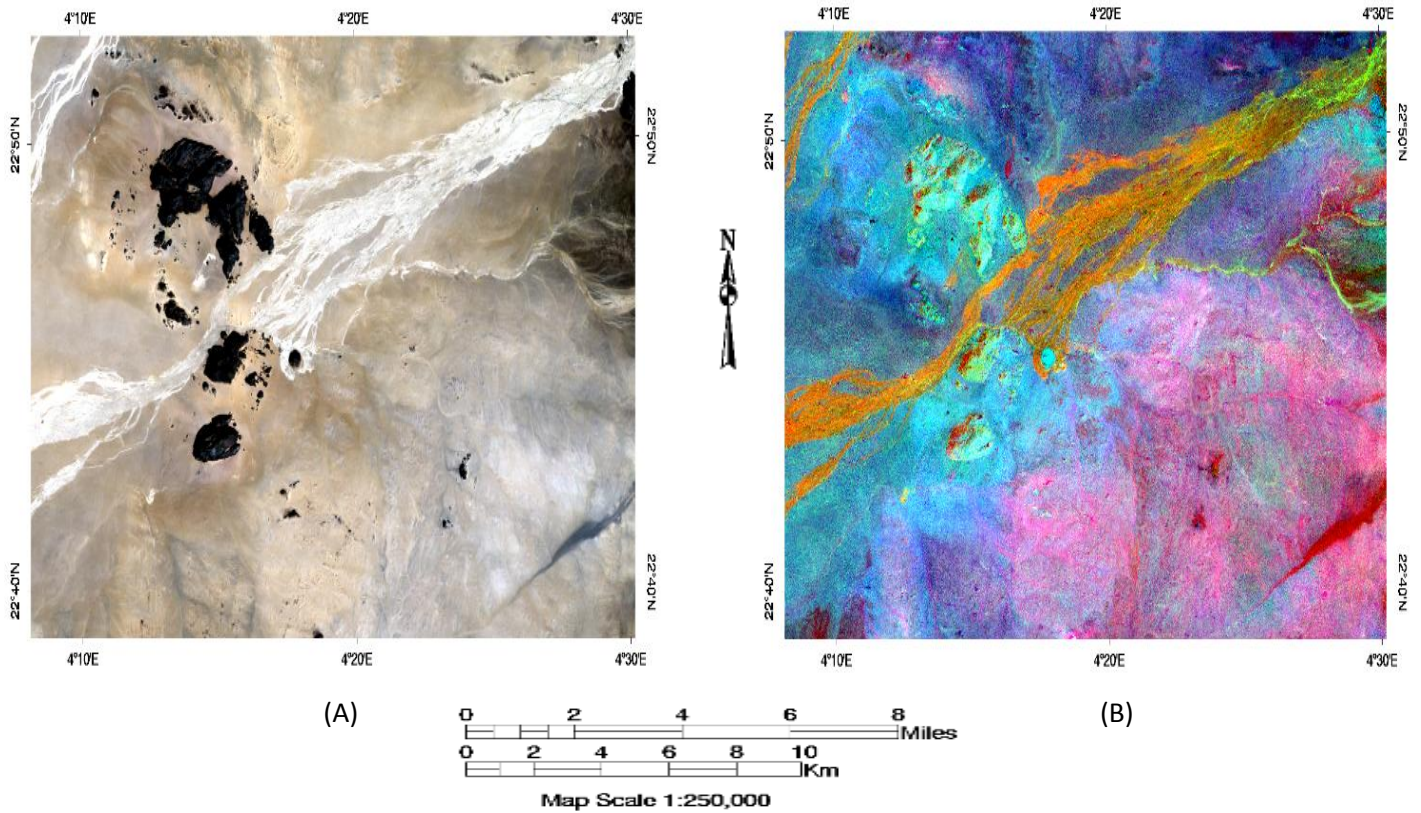


Figure.III. 9 .(A) Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193- R45) en couleur vrai (B) : Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193- R45) en bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2 montrant le massif d'Iddeleh avec son auréole de métamorphisme.

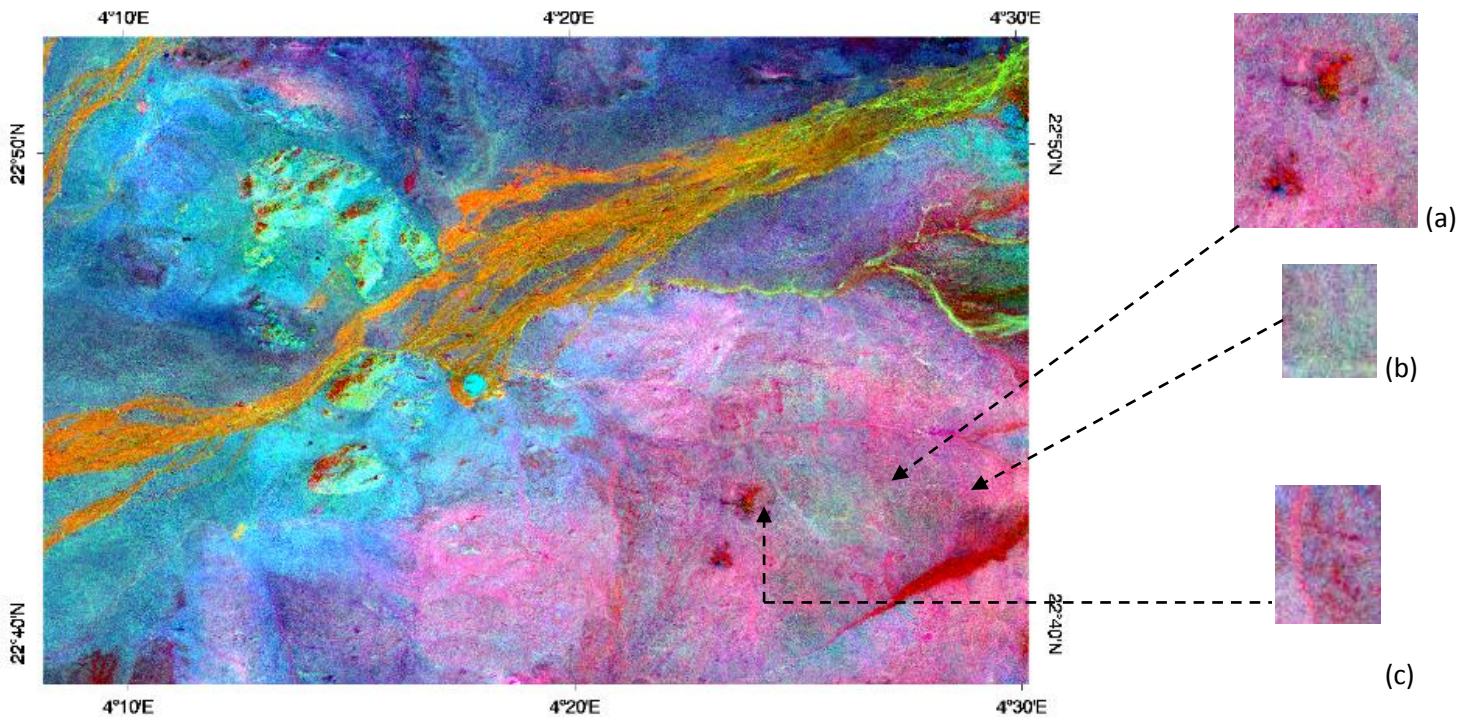


Figure.III. 10.Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193- R45) en bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2, l'image de détail (a) montre le massif d'Iddelah avec son auréole, les pyroxénites sont en rouge foncé, les gabbros en bleu foncé et les métapellites en violet. (b) le granite d'Ahambatou en bleu claire. (c) le complexe mafique en rouge clair.

III.2.5. Investigation de la lithologie par l'analyse en composante principales (ACP) et l'application des filtres texturaux

On a choisit d'appliquer les filtres sur les images d'ACP-1 parce qu'elle contient 80 à 90% d'informations et elle apparait la meilleure pour illustrer nos propos.

Les filtres utilisés dans ce travail sont les filtres directionnels et le filtre Sobel.

- Filtres directionnels : améliorent la perception des linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales en provoquant un effet optique d'ombre portée sur l'image.
- Filtre Sobel : utilisé pour détecter les contours d'objets dans une image, en faisant deux balayages l'un horizontal et l'autre vertical. Il donne souvent de bons résultats pour la détection des linéaments.

En plus de la perception des linéaments, le filtre directionnel 0° (Figure III.11 « a ») a donné une image de très bonne qualité par rapport aux autres filtres (Figure III.11 « b et c », il a fait ressortir certaine caractéristiques spécifiques de l'image liées à la texture.

Les pointements du massif d'Iddelah, le massif de Tiouine à l'Ouest et le complexe mafique, le massif d'Ahambatou à l'Est, présentent tous une texture rugueuse (changement brusque

Chapitre III : Apport de la télédétection

dans les tons de gris), par contre les affleurements de la série pharusienne ont une texture lisse (surface grise uniforme). (Figure III.12)

Quant au filtre sobel, il montre parfaitement les différents pointements du massif d'Iddeleh. (Figure III.11 « d »).

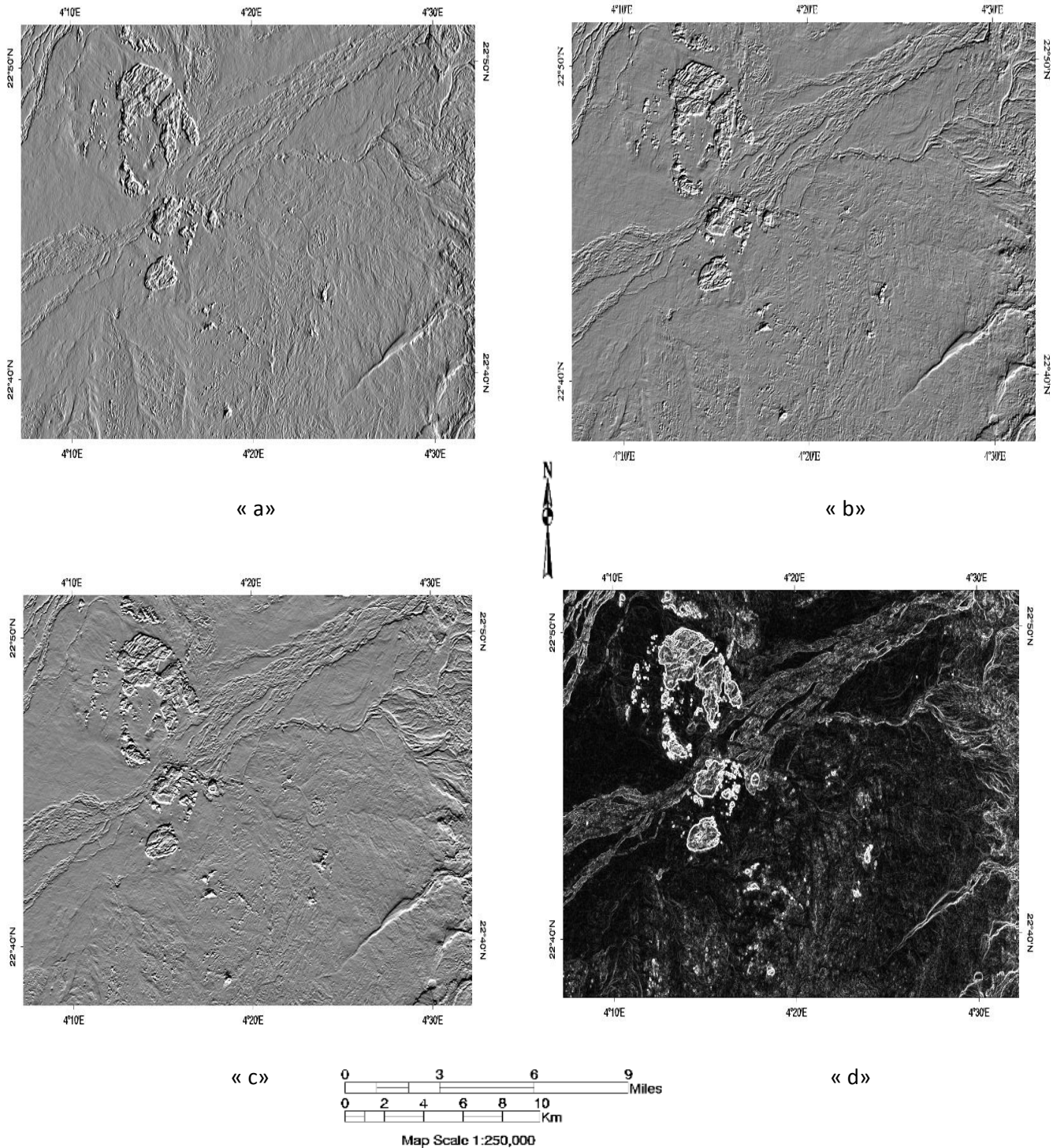


Figure.III. 11.Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193- R45), « a » en filtre directionnel 0° ; « b » en filtre directionnel 45°, « c » en filtre directionnel 90° et « d » en filtre Sobel

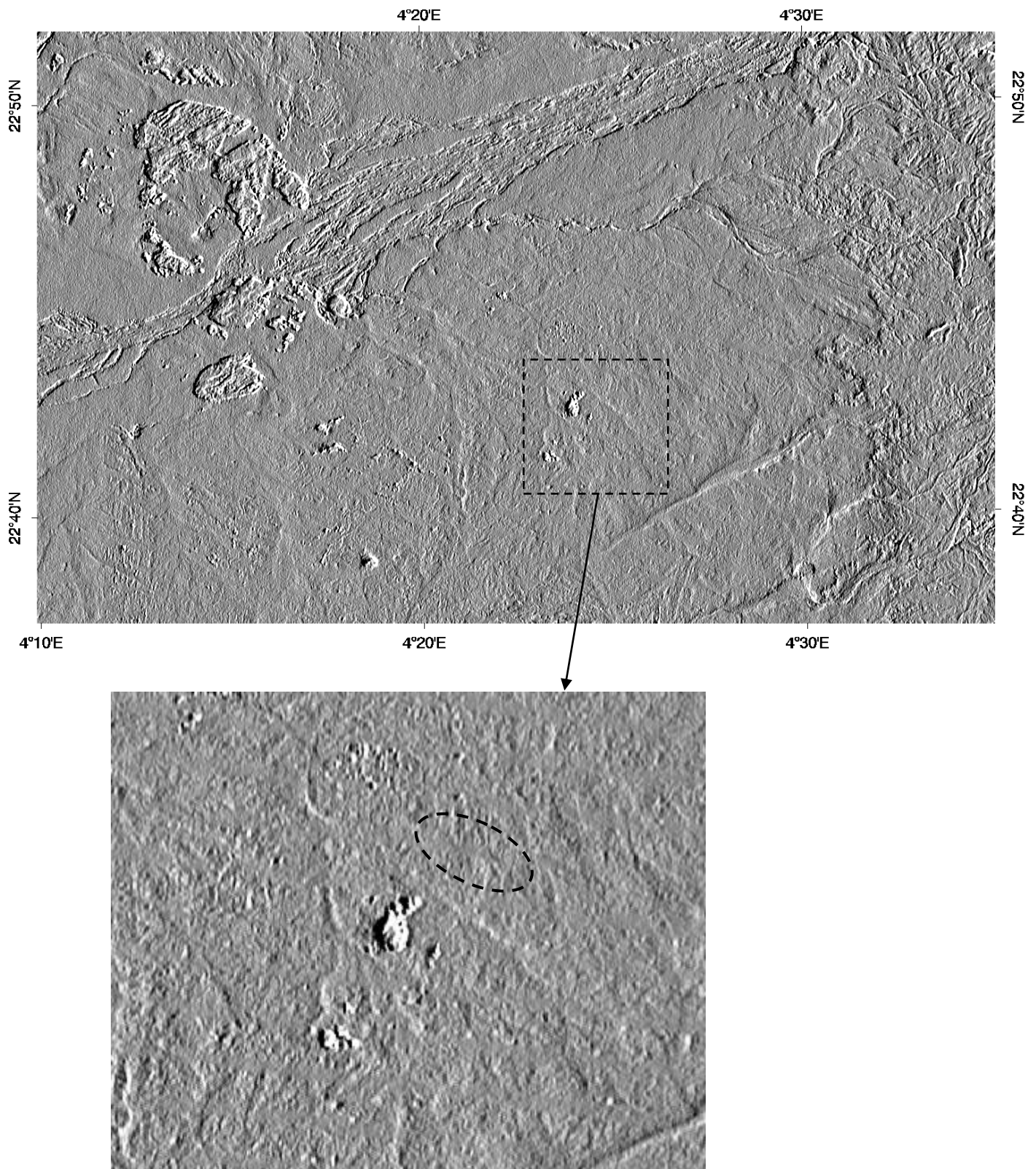


Figure.III. 12.Extrait de l'image Landsat 7 ETM⁺ (P 193- R45) en filtre directionnel 0°, l'image de détail montre en cercle discontinu le recoupement du granite d'Ahambatou à l'aurole de métamorphisme d'Iddeleh

En conclusion :

A l'issue de ce travail nous confirmons l'intérêt de la télédétection en matière de cartographie lithologique et structurale. En Effet l'investigation de la lithologie dans le massif d'Iddeleh par la combinaison des différentes méthodes de traitements numériques à savoir, les rapports de bandes (5/7,4/3,5/2), les indices (indice de rougeur, clay index) et l'ACP, nous a permis de séparer les différentes unités lithologiques ainsi de montrer la zonation de l'aurole de métamorphisme.

L'application des filtres (directionnels et Sobel) a fait ressortir les discontinuités images qui montrent les discontinuités entre les différentes unités lithologiques et le recoupement de l'aurole par la granodiorite d'Ahambatou.

Chapitre IV

GEOLOGIE DU MASSIF D'IDELLEH

Chapitre IV

GÉOLOGIE DU MASSIF D'IDELLEH

IV.1. Situation géographique et géologique du massif d'Idelleh

Le massif d'Idelleh qui signifie « Scarabée » en langue Targui, est situé dans le bloc d'Iskel à 30 km au nord-ouest du village de Silet (22 °42' Nord, 4 °24' Est), localisé au Sud de l'oued Amded. (Figure IV.1).

Le massif a été signalé (sous l'appellation « Egelé » une seule fois dans une coupe de terrain réalisée par Gravelle (1969). Il a fait l'objet d'une étude complète (pétrographie, minéralogie et géochimie) par R Khéloui (thèse soutenue en 2009). Ce qui suit est un résumé de sa thèse.

Le massif d'Idelleh est recoupé au sud-ouest et à l'ouest par le batholite granodioritique d'Ahambatou daté à 651±6 Ma (Béchiri, 2010).

Il recoupe la série volcano-sédimentaire plissée du Pharusien I au Sud-Est et à l'Est où il induit un métamorphisme de contact avec développement de cornéennes à grenat muscovite

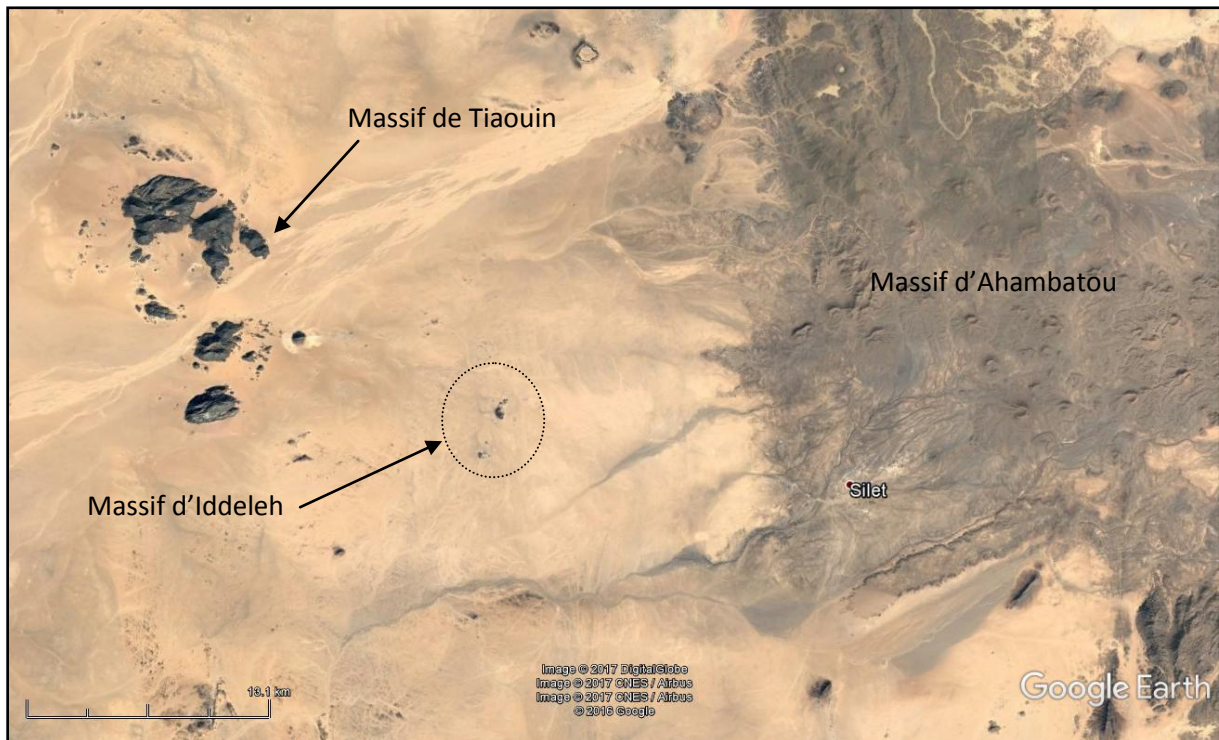


Figure.IV. 1. Localisation du complexe d'Idelleh (photo, à partir de google earth). Le cercle en pointillé montre les pointements du massif d'Idelleh.

Le complexe d'Iddeleh est constitué de deux masses principales, Iddeleh Nord et Iddeleh Sud. D'autres stocks (une vingtaine) de petite taille forment des satellites autour des grandes intrusions (Photo Satellite). (KHELOUI, 2009)

IV.2. Iddeleh Nord

Il comprend la plus grande intrusion du complexe (Fig IV.2) entourée par plusieurs petites buttes formant des satellites.

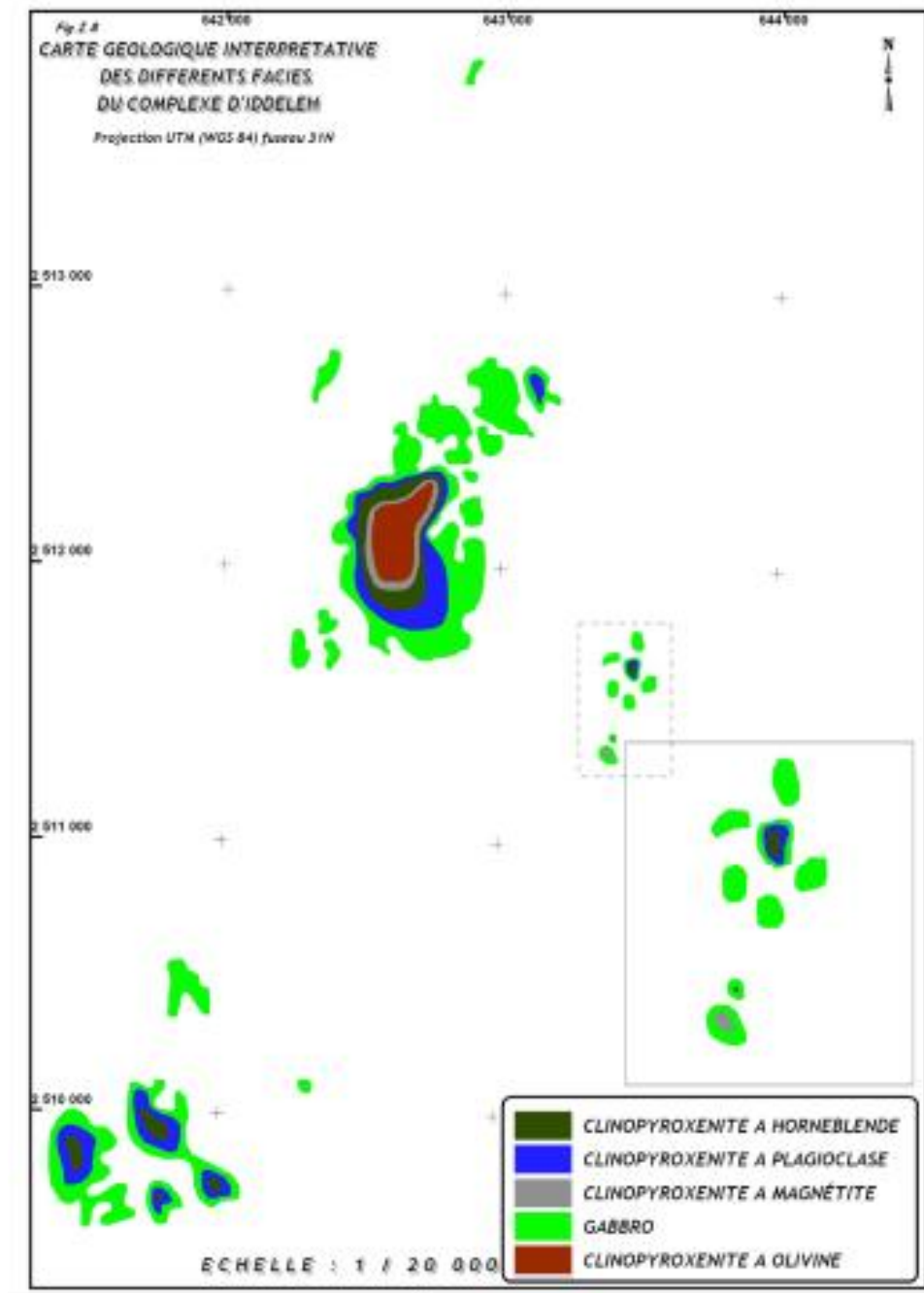


Figure.IV. 2. Carte géologique interprétative des différents faciès du complexe d'Iddeleh (KHELOUI, 2009)

Chapitre IV : Géologie du massif d'Iddeleh

La masse principale mesure 1300 m de long sur 500m de large et culmine à 755 m d'altitude (Fig IV.2). Elle est constituée de plusieurs chapelets de monticules orientés N-S, qui s'élèvent à plus de 500m de haut. A la base, les affleurements débutent par des gabbros massifs, parfois orientés. Ces gabbros sont surmontés par des clinopyroxénites à gros grains (1 à 2 cm) très sombres. Le sommet de l'intrusion qui est coiffé par des roches formant de grandes boules de clinopyroxénites à olivine qui se détachent par altération et glissent sur les gabbros (Photo IV.1). (KHELOUI, 2009)



Photographie.IV. 1.Détail de la partie sommitale d'Iddeleh Nord occupée par les clinopyroxénites à Olivine

Les contacts avec l'encaissant (Pharusien I) ont été observés sur la face Est de la grande butte d'Iddeleh Nord. Il s'agit d'une série grésopélitique plissée et injectée de filons de basaltes. (Photo IV.2). (KHELOUI, 2009)



Photographie.IV. 2.à gauche,la série volcano sédimentaire plissée du Pharusien I. Sur la photo de droite : Au fond le Tioueine, la dernière butte d'Iddeleh et au 1^{er} plan le contact avec le pharusien I schistose (photos Azzouni-Sekkal)

La relation structurale entre Iddeleh Nord et la granodiorite d'Ahambatou a été observée sur le flanc ouest de l'intrusion (Photo IV.3).

En fait, la granodiorite développe des sills à l'intérieur des gabbros qui se trouvent à la base, Ceci suggère que la mise en place du batholite d'Ahambatou est postérieure aux roches mafiques-ultramafiques qui, topographiquement sont plus élevées. (KHELOUI, 2009)



Photographie.IV. 3.Le contact entre le complexe mafique-ultramafique d'Iddeleh avec la granodiorite d'Ahambatou(photos Azzouni-Sekkal) .

- Les satellites d'Iddeleh Nord :

Sont au nombre de dix (10), ils entourent la masse principale et se regroupent parfois pour constituer des chapelets orienté N-S, les pointements isolés sont essentiellement localisés au Nord de l'ensemble principal.

- Les satellites Est :

Forment une ceinture de 400m de long et culmine à 20 mètres de haut.

L'ensemble est constitué par 3 petites buttes orientées NS.

Les roches affleurant à la base des intrusions sont des gabbros à gros grains surmontés par des clinopyroxénites. Le passage entre les différents faciès est graduel, il n'y a pas de limites nettes distinguées.

Le contact entre les gabbros de base et l'encaissant schistosé du Pharusien I (Photo IV.2) est marqué par le développement des cornéennes discontinues, avec apparition du grenat dans les métapélites. (Photo IV.4)(KHELOUI, 2009).



Photographie.IV. 4. les métapelites à grenat (les taches noires correspondent aux grenats).

IV.3. Iddeleh Sud

Localisé à 2 km au Sud-Ouest d'Iddeleh Nord, Iddeleh Sud est constitué d'une intrusion principale mesurant 500m de long sur 350m de large (Photo IV.2). Elle est entourée de six (06) petites buttes ne dépassent pas les 100m de long Comme pour Iddeleh Nord, les affleurements sont facilement repérables grâce à leur couleur sombre typique ainsi que la taille des intrusions. La cassure fraîche montre des roches grenues bleutées à noirâtres. La taille des grains est supérieur à 1 cm, d'où l'aspect très grossier des échantillons.

Un litage magmatique est également observé dans les affleurements d'Iddeleh Sud, il se manifeste à la base par des gabbros surmontés par des clinopyroxénites à plagioclases. Le complexe d'Iddeleh possède une structure stratifiée comprenant des roches gabbroïques à la base surmontées par des cumulâts ultrabasiques. (Figure IV.2)

IV.4. Pétrographie du massif d'Iddeleh

L'étude pétrographique a permis d'identifier deux groupes de roches, mafiques et ultramafiques en se basant sur l'assemblage minéralogique et les textures existantes :

- Groupe des roches ultramafiques : comprend quatre types de clinopyroxénite (à olivine, à magnétite, à hornblende et à plagioclase) à texture cumulative (orthocumulat et adcumulats) montrant l'association minéralogique suivante : olivine (chysolite) +diopside-augite+tchermakite-magnésiohornblende-trémolite-actinote+magnétite+plagioclase+ chromite+apatite+zircon.
- Groupe des roches mafiques (gabbros et gabbrodiorites) présente une texture grenue à grain moyen, parfois hétérogranulaire à passées cumulatives avec l'assemblage minéralogique suivant :

magnésiohornblende+plagioclase+titanite+ilménite+magnétite+rutile+apatite+orthose secondaire.

Le massif d'Iddeleh est affecté par un métamorphisme régional "faciès schistes verts" (épidote+leucoxène+chlorite+actinote) pouvant atteindre parfois le faciès amphibolite. A cause du métamorphisme et de l'altération intense qui ont affecté le massif d'Iddeleh à des degrés différents d'un endroit à un autre, la texture originelle des roches est rarement préservée mais reconnaissable.

L'étude pétrographique et minéralogique est dans le 5^{ème} Chapitre.

IV.5 Géothermométrie du massif d'Iddeleh

Les paragenèses indiquent une pression de 0.9 à 0.6 GPa pour les assemblages ultramafiques et mafiques précoces, soit 25-17 km de profondeur, correspondant à la cristallisation dans une chambre infracrustale, et de 0.48 à 0.18 GPa pour les assemblages rétro-morphiques, soit 14-5 km de profondeur, traduisant un bâti en cours de surrection. Les températures mesurées, très basses (de l'ordre de 540 °C), reflètent une homogénéisation tardive. (KHELOUI, 2009).

IV.6 Géochimie du massif d'Iddeleh

D'après les travaux de Khéloui, 2009, l'évolution des éléments majeurs en fonction de XMg a montré un type de différenciation des faciès ultramafiques aux faciès mafiques typique de la série tholéitique.

Les spectres de REE et les arachnogrammes du massif d'Iddeleh indiquent une série tholéitique d'arc insulaire primitif, peu différencié

Les analyses de la géochimie isotopique réalisée sur le faciès des clinopyroxénites à olivine, le faciès des clinopyroxénites à magnétite et le faciès des clinopyroxénites à hornblende ont confirmé l'origine mantellique et l'absence de la contamination crustale. Le massif d'Iddeleh pourrait représenter la racine d'un arc insulaire dans le bloc de Silet.

Chapitre V

ETUDE DES METAPELITES A GRENAT

Chapitre V

ETUDE DES METAPELITES A GRENAT

V.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES METAPELITES DU PHARUSIEN I

Les roches volcano-sédimentaires encaissant le massif d'Iddeleh comprennent une série, représentée par des métapelites, affectée par un métamorphisme de contact induit par la mise en place du complexe d'Iddeleh. Ce dernier a engendré par endroits, l'apparition de grenats dans les métapelites (photo IV 4). L'ensemble socle +complexe d'Iddeleh a été repris dans un métamorphisme de bas degrés de type schiste vert.

Ces roches présentent toutes les mêmes caractères texturaux, seule la granulométrie et l'apparition et la disparition d'autres minéraux diffère, deux faciès sont déterminés dans l'auréole de métamorphisme :

- Les métapelites à biotite
- Les métapelites à grenats

Les travaux de télédétection (3ème chapitre) nous ont permis de cartographier la zone d'étude (voir conclusion générale), et de mettre en évidence et tracer deux zones dans l'auréole :

1. La zone à biotite
2. La zone à grenat

La cartographie et l'étude pétrographique et minéralogique de ces métapelites font l'objet de ce mémoire.

V.1.1.-Les métapelites à biotite

Elles ont été décrites par Khéloui (2009) sur les lames ID20 ET ID40.

Les métapelites ont une texture granoblastique légèrement orientée, la granulométrie des phases minérales change d'un faciès à un autre, elle peut être finement grenue ou de taille moyenne (Photographie V.2 a et b). La composition minéralogique montre :

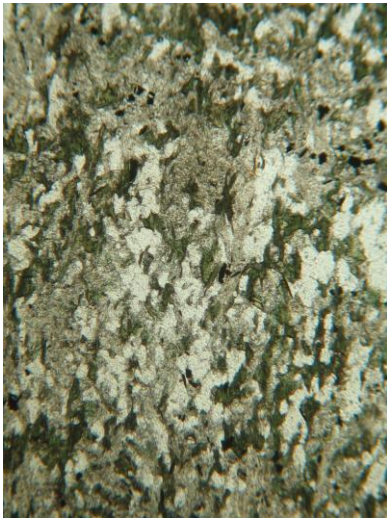
Le **quartz** en petits grains est omniprésent dans les différents faciès. Il est de taille moyenne à petite, isolé. Parfois il construit de longs rubans (Silicification tardive).

Les feldspaths sont représentés par le feldspath alcalin et le plagioclase.

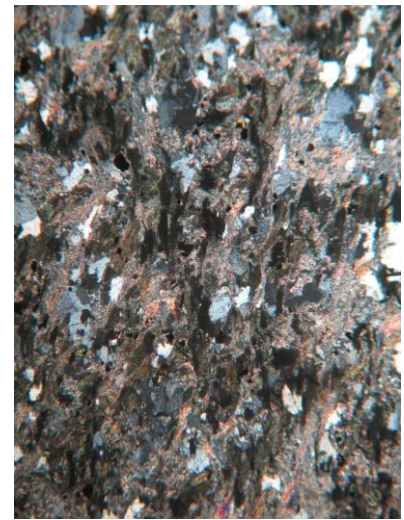
La chlorite, est en petites lattes ou sections allongées ou en aiguilles, est par endroit en gerbes de taille moyenne,

La muscovite se présente en aiguilles et forme des nids. Elle existe aussi très rarement en lattes sub-automorphes. La muscovite peut enregistrer des marques de phases cataclastiques, concrétisées par quelques sections tordues et l'extinction ondulante, fréquemment observée.

La biotite est en baguettes allongées sub-automorphes, elle peut être aussi en fibres, dans quelques échantillons, elle se transforme en chlorite. Les sections basales sont isotropes

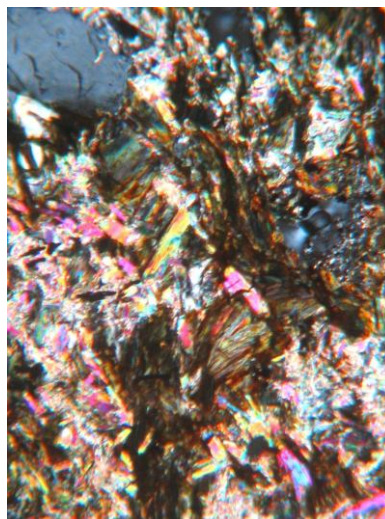


(a) LP



(b) LPA

Photographie.V. 1. Texture grenue granoblastique légèrement orientée des métapelites ; échantillon ID20, Gss. 30X5



Photographie.V. 2. Texture grenue granoblastique légèrement orientée des métapelites, avec des muscovites et feldspaths alcalins ; échantillon ID40' (En L.P.A, Gss. 30X11).

V.1.2. Les métapelites à grenat :

L'étude pétrographique faite sur deux lames ID32 et ID 38 nous a permis de définir les compositions minéralogiques et les textures des métapelites à grenats, ainsi les relations entre les différentes phases minérales.

L'image satellite ci-dessous montre la position d'échantillonnage des différentes lames étudiées :



Figure V.1 : Image satellite montrant la position d'échantillonnage des lames étudiées

L'étude microscopique a révélé une texture granoblastique hétérogranulaire à grains moyen pour les deux lames (**Planche V-1, photo 1**). Cependant le fort développement de la chlorite donne l'aspect lépidoblastique.

- **La lame ID 38** montre un cortège minéralogique composé par des cristaux de quartz et de plagioclases et de muscovite, la phase accessoire est représentée par les grenats. La chlorite représente le produit du métamorphisme dans le faciès schistes verts,

Pour la lame ID 38 les phases sont : Quartz+Chlorite+plagioclase+grenat +muscovite +/-biotite chloritisée.

- **La lame ID 32** montre un cortège minéralogique composé de cristaux de quartz et de plagioclases, la phase alumineuse est représentée par les phengites, les grenats et l'apatite représente la phase accessoire.

Pour la lame ID 32 les phases sont : Quartz+Chlorite+plagioclase+grenat +phengite+apatite

V.1.3. Etude microscopique de la lame ID 38

A. Les minéraux cardinaux :

Quartz : il se trouve sous forme de grandes plages xénomorphes (**Planche V-1, photo 4**) à extinction roulante avec de nombreuses cassures qui ont été remplies par des cristaux secondaires. Il se présente aussi sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes qui se répartissent dans toute la lame (représentent environ 20 % de la lame) et qui remplissent les fractures des grenats et des plagioclases.

Plagioclase : il représente environ 25 % de la lame et montre deux habitus :

- Sous forme de plages et de cristaux subautomorphes à xénomorphes fracturés dont la macle polysynthétique est bien distincte (**Planche V-1, photo 5**)
- En inclusions dans les grenats

B. Les minéraux accessoires :

Grenat : sont très abondant, on remarque deux types de cristaux, des cristaux subautomorphes et xénomorphes qui ont un aspect craquelé (**Planche V-1, photo 8**) et des cristaux automorphes « polygones ». Ils présentent souvent des fractures remplies par d'autres cristaux et des inclusions de plagioclases. Certains cristaux de grenats sont dissous au niveau de leur fractures qui sont remplies par la chlorite. Selon Rast (1965), les grenats « en atoll » de certains métasédiments métamorphiques se présentent avec un habitus en réponse à une rétro-morphose (**Planche V-1, photo 8**). Pour cet auteur des grenats protérogènes automorphes se "dissolvent" rapidement (en particulier au niveau des fractures) et leurs zones de corrosion sont colmatées par des agrégats de néoblastes de chlorite ou de biotite associés à des grains de quartz, de feldspaths et de granules opaques (**Fig.V.2.1**). Ce processus isole des reliques de grenats qui permettent de visualiser la forme de l'ancien cristal ; dans les cas extrêmes, la pseudomorphose est totale et l'on se trouve en présence d'un amas circonscrit, plus ou moins sphérique, de produits essentiellement chloriteux ou biotitique mimétiques du grenat protérogène. Dans nos grenats nous retrouvons les trois premiers cas.

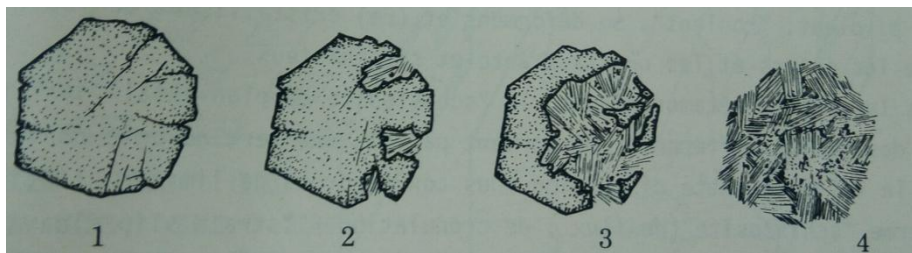


Figure.V. 2 :Apparence de grenat « en atoll » par pseudomorphose partielle des grenats (selon Rast, 1965)

Les minéraux opaques : se présentent sous plusieurs formes et constituent deux générations :

- Ils peuvent être précoces automorphes à subautomorphes inclus dans d'autres minéraux tels que les plagioclases.
- Ou tardifs xénomorphes généralement, en amas (**Planche V-1, photo 7**), résultant d'importants rééquilibrages dus aux variations des conditions thermodynamiques.

C. Les minéraux secondaires :

Chlorite : très abondante et se présente sous forme d'aiguilles allongées (**Planche V-, photo 7**) par endroit en gerbes de taille moyenne, vert en lumière polarisée et en teinte bleu foncé en lumière polarisée analysée, faiblement pléochroïque avec une extinction droite.

Muscovite : Souvent associée à la chlorite, sous forme d'aiguilles allongées ou paillettes blanches en lumière polarisée et teinte du 2^{ème}-3^{ème} ordre en lumière polarisée analysée. L'extinction ondulante est fortement observée. (**Planche V-1, photo 6**).

Planche V-1

Photographies montrant la texture et les associations minéralogiques dans la lame ID 38

Photographie 1 (a) et (b) : Texture de la lame ID 38

Texture granoblastique hétérogranulaire à grains moyens, avec un assemblage de grenats quartz, plagioclases et de chlorite.

Photographie 2 (a) et (b) : Plage de Quartz xénomorphe, avec cassures.

Photographie 3 : Muscovite en lumière polarisée analysée, en aiguilles et en paillettes de teinte très vives (violacée, bleuté, vert, rouge...)

Photographie 4 : Deux plagioclases subautomorphes avec les macles polysynthétiques.

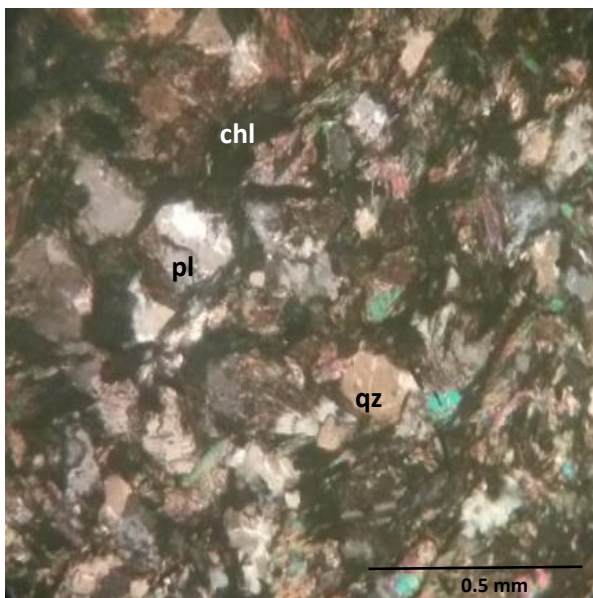
Photographie 5 (a) et (b) : Chlorite en baguettes allongées verdâtres en lumière polarisée et bleu très foncé en lumière polarisée analysée.

Photographie n°6 (a) et (b) : Grenat sub-automorphe à aspect craquelé avec inclusions de quartz, plagioclases et agrégats de minéraux opaques.

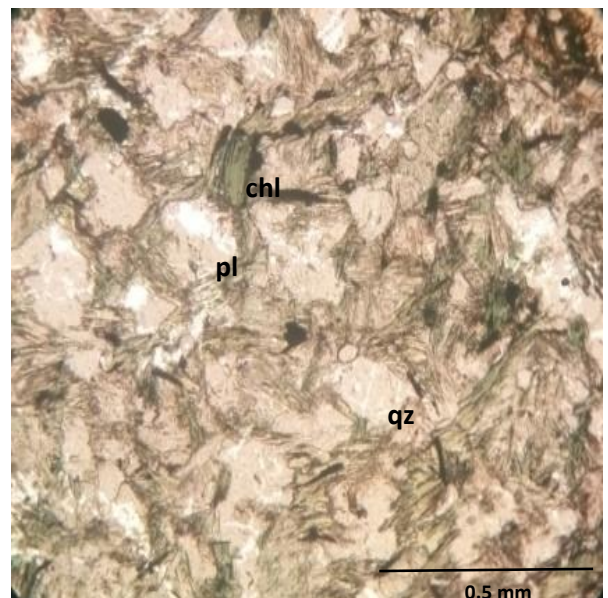
Photographie 7 : Minéraux opaques.

Photographie 8 : Deux grenats en LPA présentant un habitus en réponse à une rétro-morphose.

Planche V-1

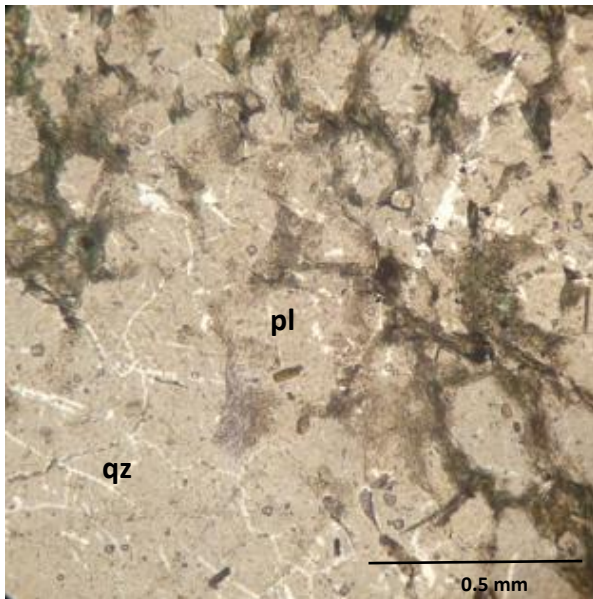


(a)

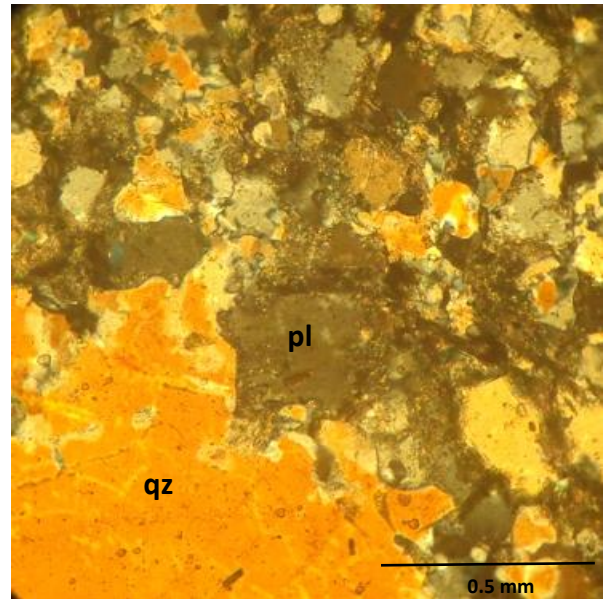


(b)

Photographie.V. 3. Texture granoblastique hétérogranulaire, à tendance lépidoblastique(a)
LPA (b) LP (Gr×10)



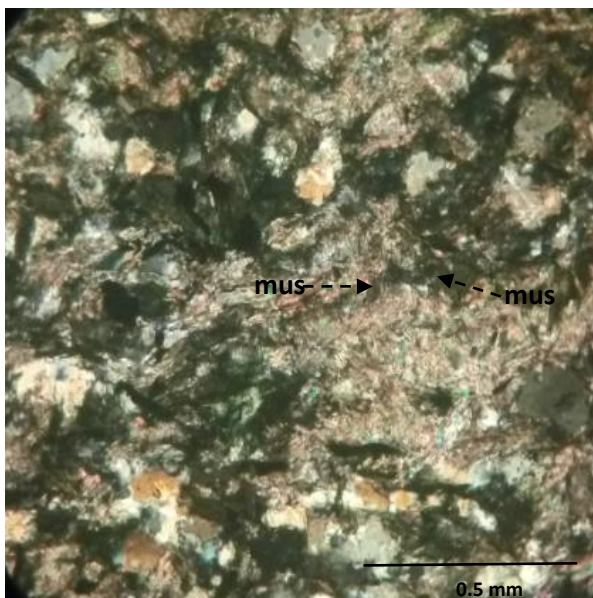
(a)



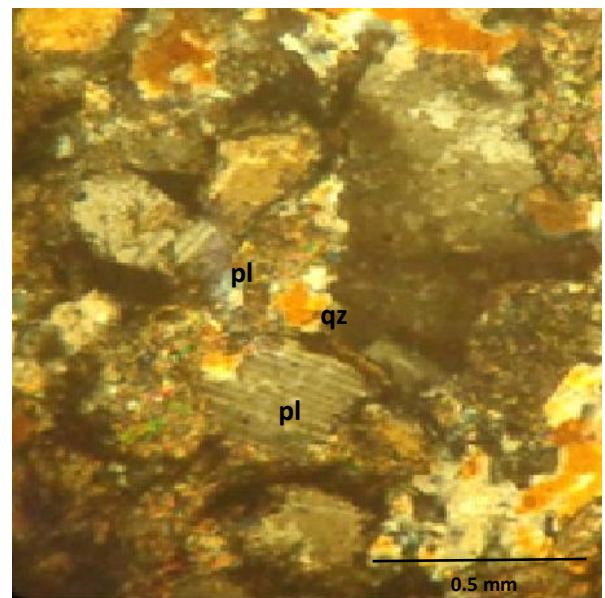
(b)

Photographie.V. 4. Plage de quartz xénomorphe, (a) LP (b) LPA (Gr×10).

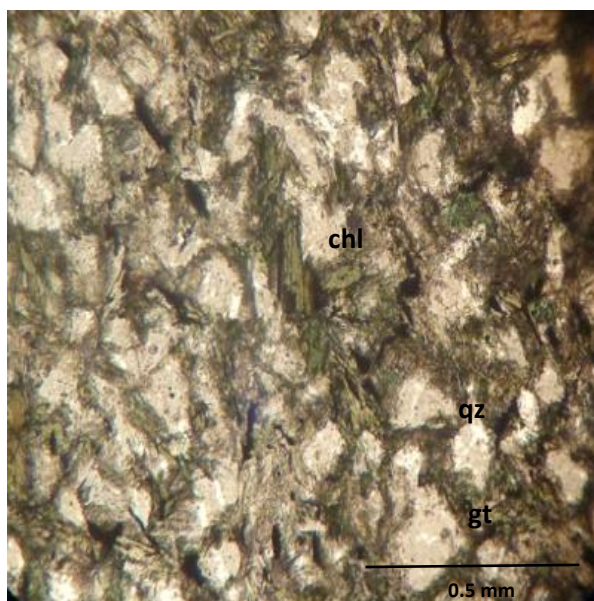
Planche V-1 (suite)



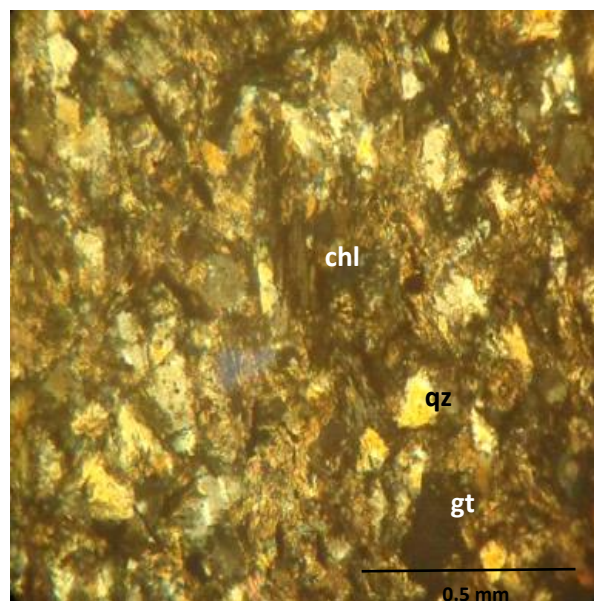
Photographie.V. 6. Muscovite en aiguille et en paillettes (LPA) (Gr×10).



Photographie.V. 5. Deux plagioclases avec macles polysynthétique (Gr×10) en LPA.



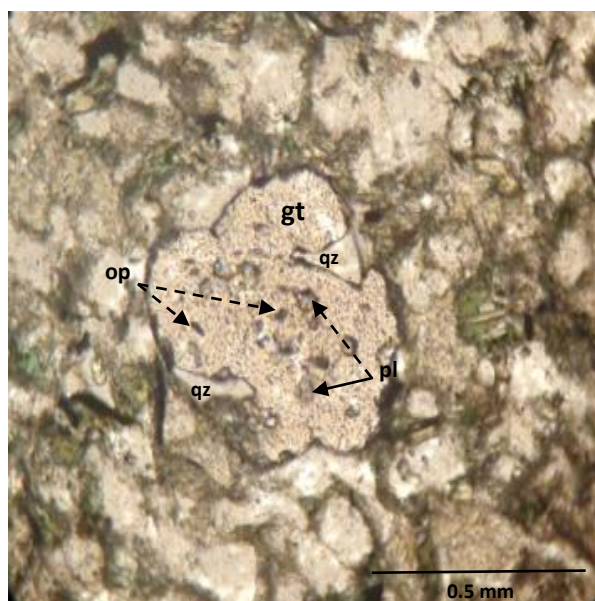
(a)



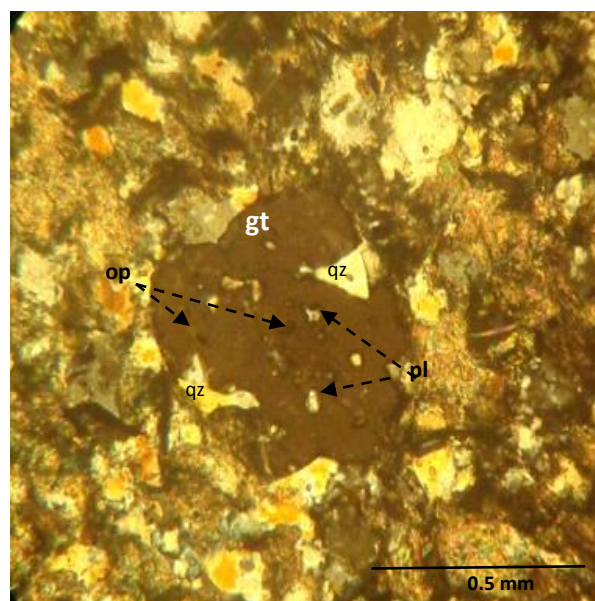
(b)

Photographie.V. 7.Chlorite en baguette allongée, (a) LP (b) LPA (Gr×10).

Planche V-1 (suite) :

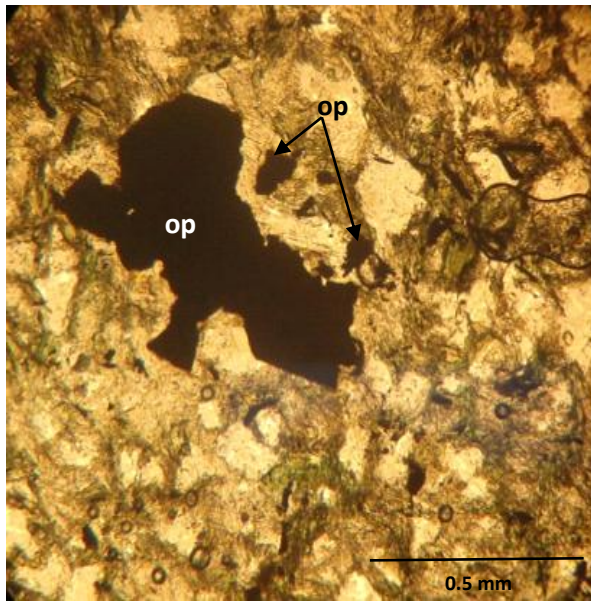


(a)

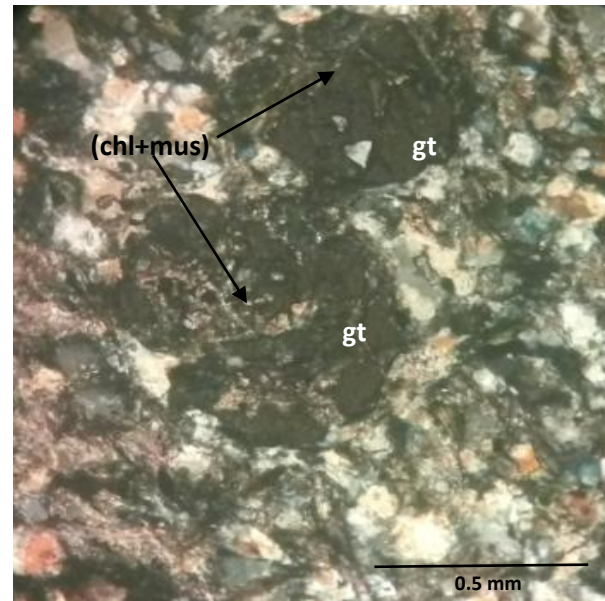


(b)

Photographie.V. 8.Grenat à aspect craquelait avec inclusions de quartz, de plagioclases et de minéraux opaques en LP et LPA (Gr×10).



Photographie.V. 10. Minéraux opaques subautomorphes à xénomorphes en LP(Gr×10).



Photographie.V. 9. Deux grenats présentant une pseudomorphose partielle, des agrégats de chlorite et de muscovite remplissent les fractures en LPA (Gr×10).

V.1.4. Etude microscopique de la lame ID 32 :

A. Les minéraux cardinaux :

Quartz : il représente environ 10 % de la lame, se présente sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes à inclusions de grenat et de plagioclases, cassures fréquentes,

(**Planche V-2, photo 3**) certains cristaux moulent les cristaux de grenats, et remplissent les fractures.

Plagioclases : Présentent environ 20 % de la lame, généralement xénomorphes fracturés à inclusions fréquentes de grenats. Les macles polysynthétiques sont bien distinctes.

(**Planche V-2, photo 2**).

B. Les minéraux accessoires :

Grenat : Ils sont abondants, 10% de la lame, et montrent plusieurs habitus, des cristaux subautomorphes à xénomorphes à aspect craquelé, des polygones... (**Planche V-2, photo 4**) incolores en lumière polarisée analysée, avec cassures et des inclusions de quartz et de plagioclases. Comme dans la lame ID 38 certains cristaux sont envahis par la chlorite.

Apatite : Elle est en trace, généralement de forme automorphe. (**Planche V-2, photo 8**)

Minéraux opaques : Ils sont moins abondants comparativement à la lame ID 38, et s'observent généralement en fuseaux ou en bâtonnets. (**Planche V-2, photo 7**).

C. Les minéraux secondaires :

Chlorite : Elle est très abondante et elle envahit les autres cristaux, sous forme de baguettes ou de petites lamelles allongées vertes en lumière polarisée et de teinte bleu foncée en lumière polarisée analysée. (**Planche V-2, photo 6**)

Phengite : Elle est associée à la chlorite, sous forme d'aiguilles blanchâtres en lumière polarisée et de teinte violacée, vert bleu, rouge en lumière polarisée analysée. (**Planche V-2, photo 5**)

Planche V-2

Photographie montrant la texture et les associations minéralogiques dans la lame ID 32

Photographie 1 : Texture de la lame ID 32

Texture granoblastique hétérogranulaire à grains moyens qui tend vers la texture lépidoblastique.

Photographie 2 : En lumière polarisée analysée, Plagioclase avec macles polysynthétiques et Phengite en aiguilles et paillettes de teintes vives .

Photographie 3 (a) et (b) : Quartz sub automorphe à inclusions de plagioclases.

Photographie 4 (a) et (b), Grenat subautomorphe fracturé (LP) et (LPA).

Photographie 5 : Phengite en aiguilles blanchâtres associée à la chlorite (LP).

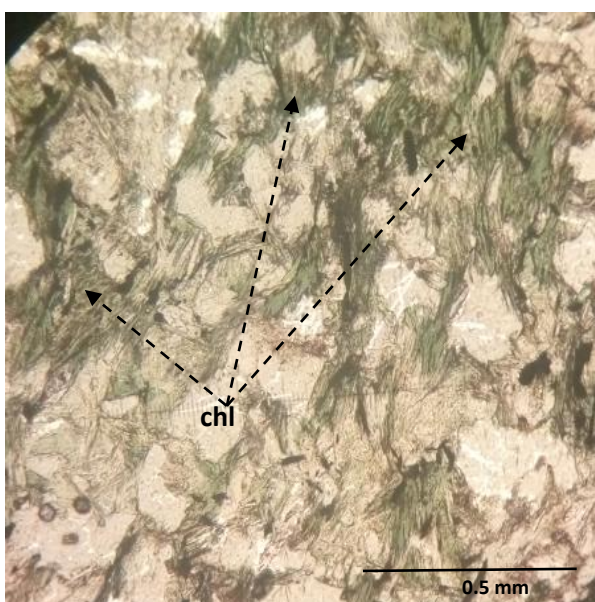
Photographie 6 : Chlorite (LP)

Un assemblage montrant la chlorite en vert, la phengite associée à elle en aiguilles blanchâtres, le quartz et des minéraux opaques sous forme d'aiguilles allongées.

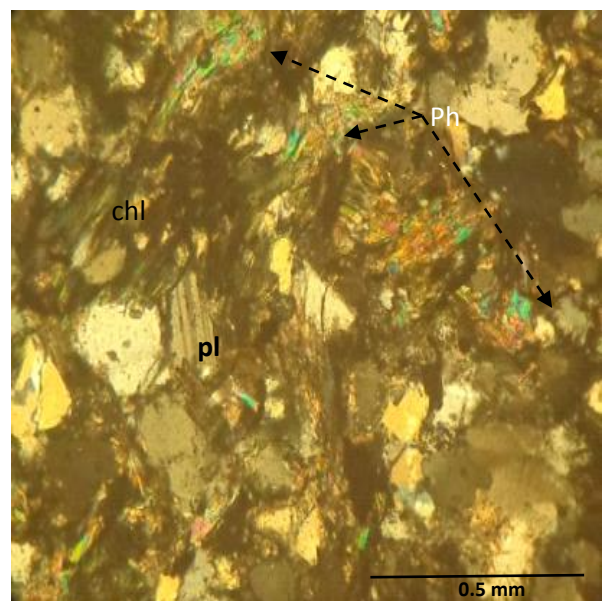
Photographie 7 : Minéral opaque (LP).

Photographie 8 : Apatite (LPA).

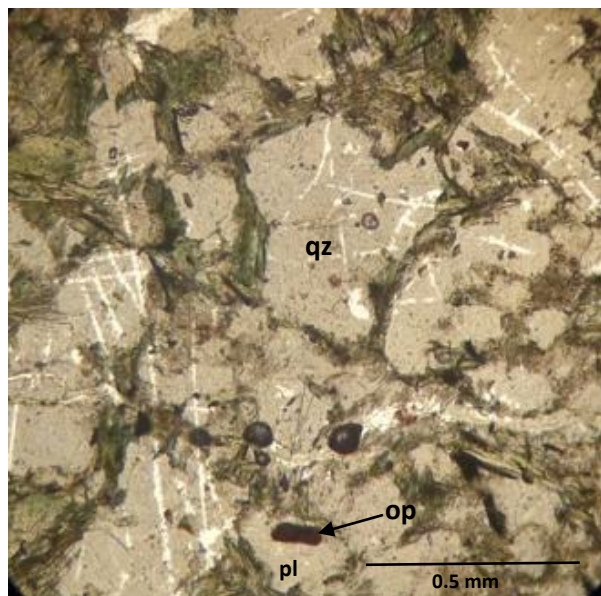
Planche V-2



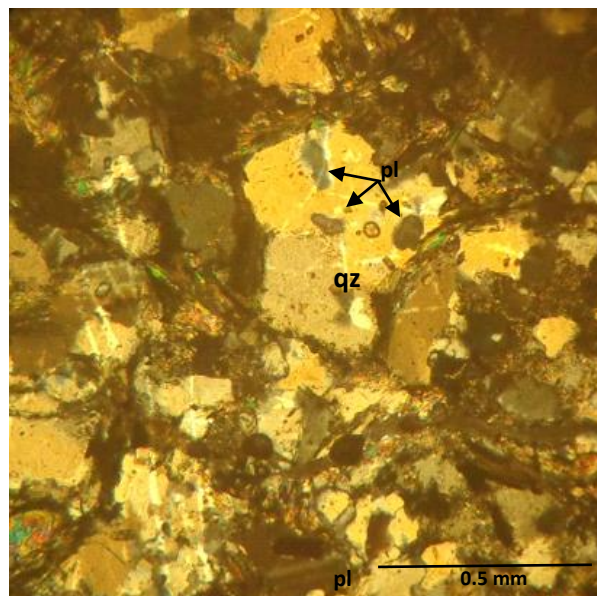
Photographie 1 : Texture granoblastique hétérogranulaire qui tend vers la texture « lépidoblastique » (LP) (Gr×10).



Photographie 2 : Plagioclase avec macle polysynthétique et Phengite en aiguille (LPA) (Gr×10).

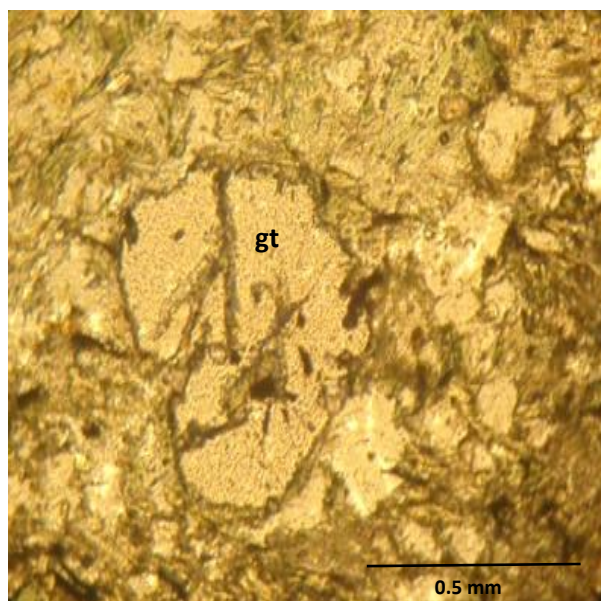


(a)

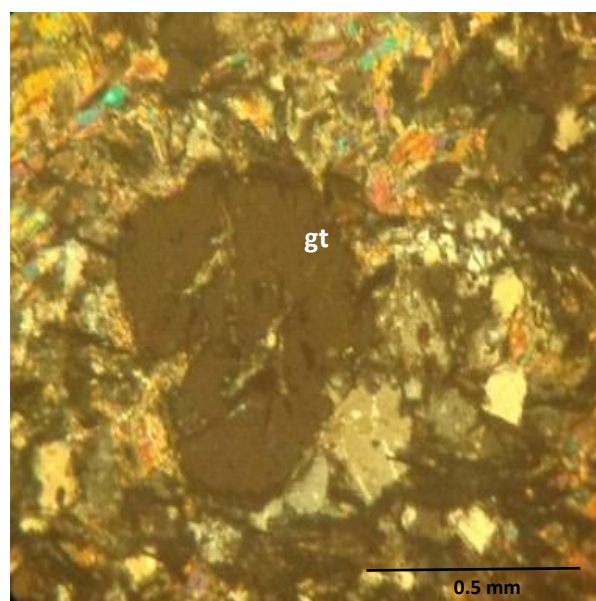


(b)

Photographie 3 : (a) et (b) : Quartz sub automorphe à inclusions de plagioclases en LP et en LPA (Gr \times 10).
Planche V (2) (suite)

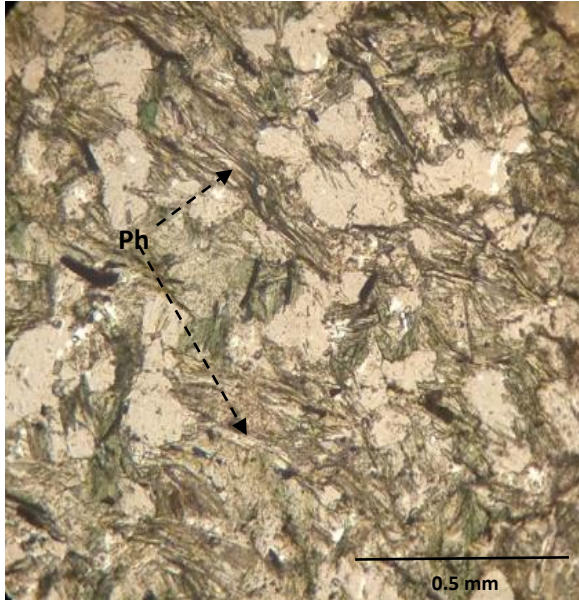


(a)



(b)

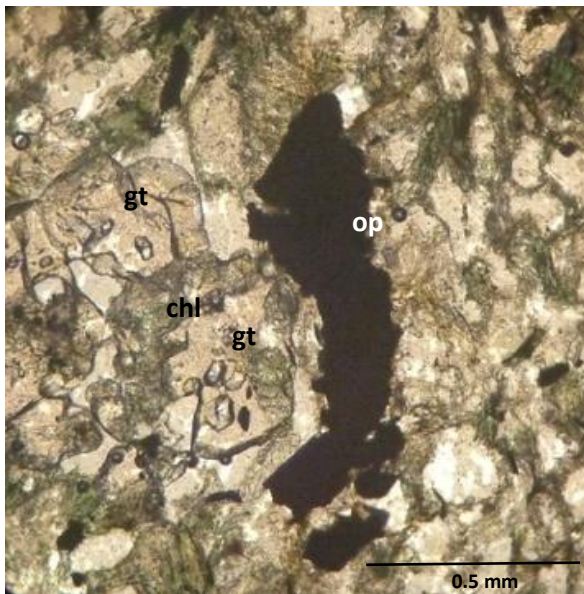
Photographie 4 : (a) et (b) Grenat subautomorphe fracturé en LP et en LPA (Gr \times 10).



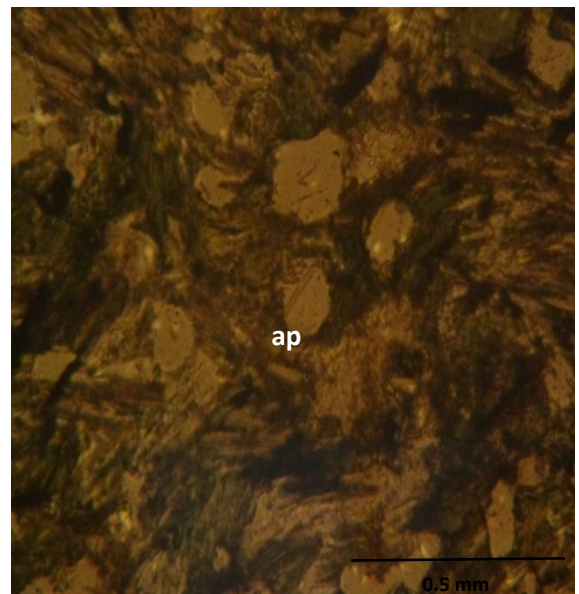
Photographie 5 : Phengite en aiguilles blanchâtres en lumière polarisée (Gr×10).
Planche V-2 (suite)



Photographie 6 : Chlorite en lumière polarisée (Gr×10).



Photographie 7 : Minéral opaque allongé (Gr×10).



Photographie 8 : Apatite en lumière polarisée analysée (Gr×10).

V.2.ETUDE MINERALOGIQUE

L'étude minéralogique consiste à partir des résultats d'analyses à la microsonde à la détermination précise des espèces minérales, la variation de la composition chimique dans un même cristal, ainsi la détermination des phases minérales, les substitutions minérales...etc., dans le but de la compréhension du processus du métamorphisme de contact.

Les analyses chimiques des éléments majeurs effectuées à la microsonde électronique SX 50 (CAMPARIS) de l'Université de Jussieu (Paris VI) ont été réalisées dans les conditions opératoires suivantes :

- Energie d'excitation 15 Kv
- Intensité du courant 10 nano-ampères
- Temps de comptage 10 s
- Faisceau électrique focalisé à 2mm.

Les données analytiques sont traitées par les logiciels XLSTAT, et EXCEL pour le calcul des formules structurales pour l'ensemble des minéraux.

La variation de la composition chimique des minéraux métamorphiques se traduit essentiellement par le comportement de leurs constituants en fonction de la distance à partir du contact pyroxénite-gabbro(complexe d'Iddeleh)-encaissant (série du pharusien I). Pour

plus de clarté dans le traitement de cette partie, les minéraux seront examinés dans l'ordre suivant : Chlorite, Micas blancs, Plagioclases, Grenats.

V.2.1. Chlorite

Les analyses chimiques des chlorites dans les métapelites à grenat et les formules structurales sont reportées dans le **Tableau V.2.1(a) et (b)** (voir Annexe).

Le diagramme triangulaire AFM (en proportion moléculaire A= Al₂O₃, F= FeO, M= MgO) montre la richesse des chlorites de nos métapelites en Fe²⁺ marquée par une proportion d'un ordre supérieur ou égale à 50%. (**Fig V.3**)

Cette richesse relative en Fe²⁺ paraît normale d'après Laird (1988) dans son étude sur les chlorites dans différents types de roches métamorphiques.

La composition des chlorites dépend généralement du grade métamorphique (Labotka, 1980, 1981) ; (Laird, 1988) et de la composition chimique de la roche (Albee, 1965).

Les chlorites des métapelites de l'auréole de métamorphisme de contact du massif d'Iddeleh sont selon la classification de Hey (1954) et Foster (1962) des **ripidolites (Fig V.4)**, à l'exception de deux analyses relativement pauvres en silice qui se rangent une dans les corindophyllites et, une dans les pichnochlorites, et une très riche en silice qui se range dans les diabanites. En règle générale, les ripidolites se rencontrent dans les roches métapelitiques de faible grade métamorphique limité au faciès schiste verts.

De telles chlorites ont été déjà observées ailleurs par plusieurs auteurs dont Mather (1970) dans les roches du Dalradien « DalradienRocks » (Ecosse), Speer (1982) dans l'auréole de contact de l'intrusion Kiglapait (Labrador), et Gibson et Speer (1986) dans les auréoles de contact au nord du Piedmont de l'Alabama (USA).

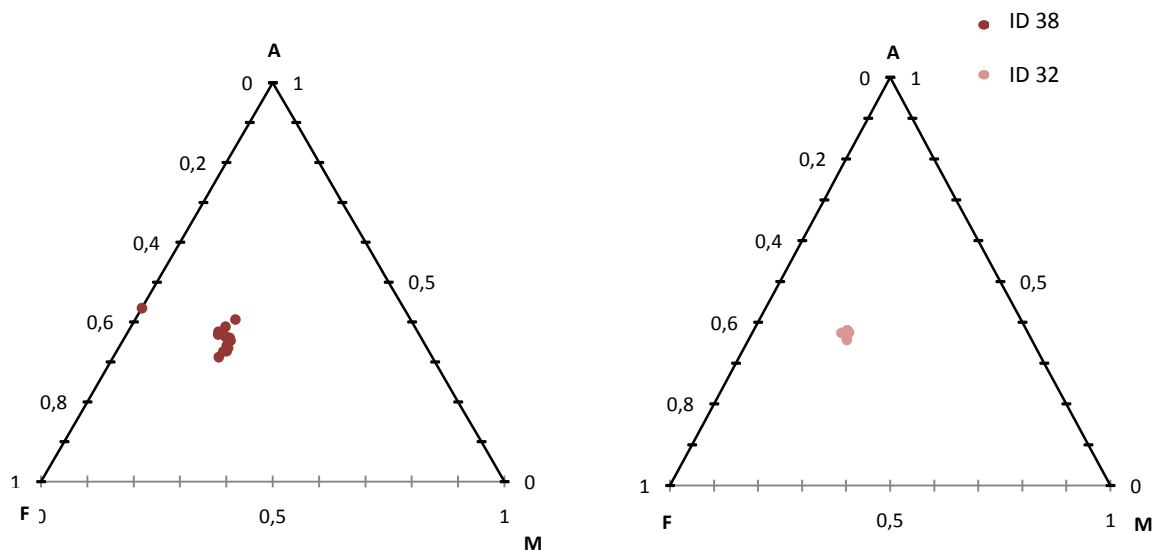


Figure.V. 3.Diagrammes AFM (en proportion moléculaire) des chlorites dans l'auréole métamorphique d'Iddeleh.

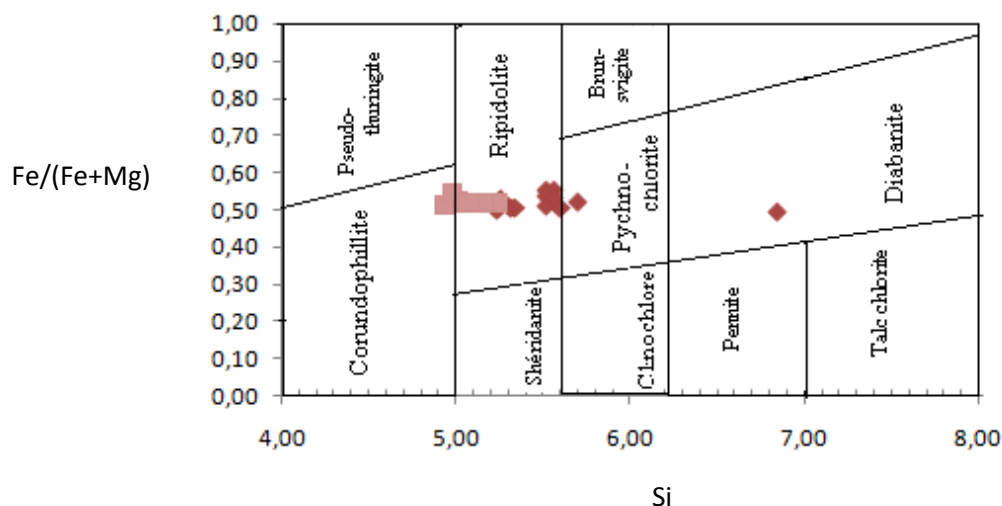


Figure.V. 4.Classification des chlorites de l'aurèle métamorphique d'Iddeleh selon le diagramme de Hey (1954) Carrés : ID 32 ; losanges : ID 38.

V.2.2. Micas Blancs

Les analyses et les formules structurales des muscovites et des phengites de la lame ID 32 et ID 38 sont reportées dans le **Tableau V.2.2 (a) et (b)** (voir annexe).

La projection des données d'analyses de la composition des micas blancs sur le diagramme (mettant en relation (Mg+Fe total), Al IV, Al VI) décrit par Kanehira et Banno (1960), et utilisé plus tard par plusieurs auteurs dont Ernest (1963), Zen (1981) et Guidotti (1984), indique que les échantillons se rangent selon la ligne muscovite-céladonite mais la majorité des micas blancs dans l'aurèle d'Iddeleh sont considérés comme des muscovites qui tendent à s'enrichir en Fe²⁺ et Mg et à se ranger entre ferrimuscovite de Kanehira et Banno (1960) et la phengite. (**Fig V.5**).

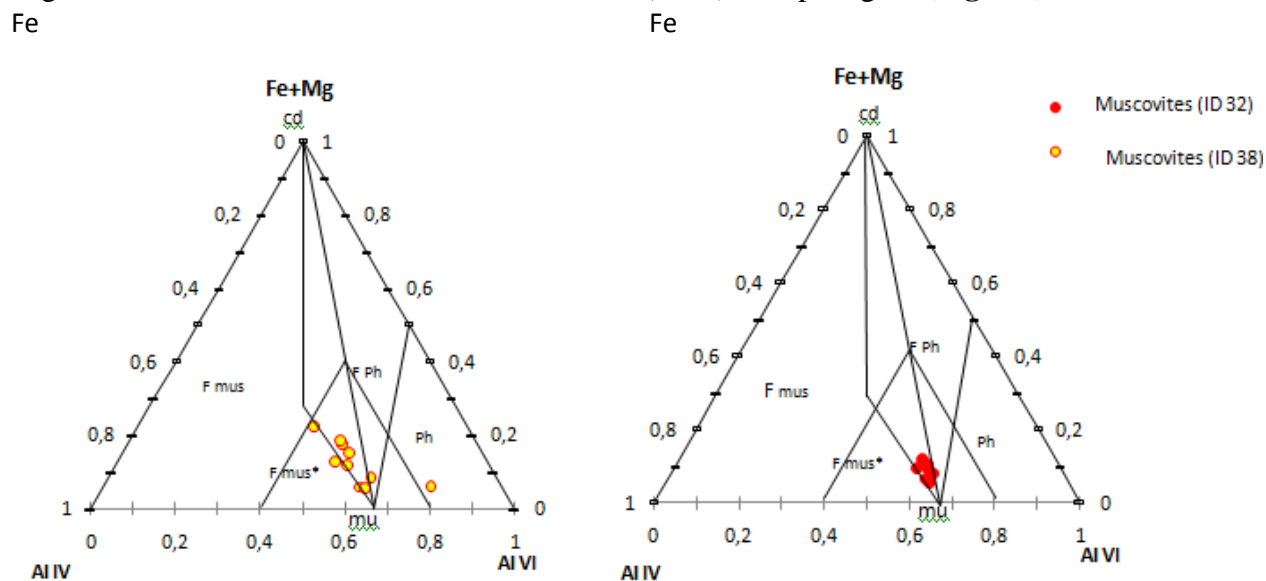


Figure.V. 5.Projection des micas blancs de l'aurèle métamorphique d'Iddeleh sur le diagramme (Fe+Mg)-Al IV- Al VI.

Cd : céladonite, F Ph : ferriphengite, Fmu* : ferrimuscovite de Kanehira et Banno (1960), Ph : Phengite, Mu : muscovite, Lc : leucophyllite, Fmus : ferrimuscovite.

La projection des analyses dans le diagramme triangulaire Ti – Mg – Na de (Miller et al, 1981) montre que les muscovites se répartissent entre dans les champs des muscovites primaires et des muscovites secondaires. (**Fig V.6.1**) montrant que le protolite contenait déjà des muscovites. Ces dernières sont plus riches en Na et Ti., les muscovites secondaires sont plus magnésiennes.

Les teneurs faibles en TiO₂ de certaines muscovites reflètent leurs caractères tardifs (**figure V.6.2**) , elles sont probablement issues d'une activité hydrothermale qui a causé la destruction des minéraux ferromagnésiens. L'altération se traduit par une perte notable de Fe, Mn Mg et Ti ainsi que par une hausse sensible d'Al.

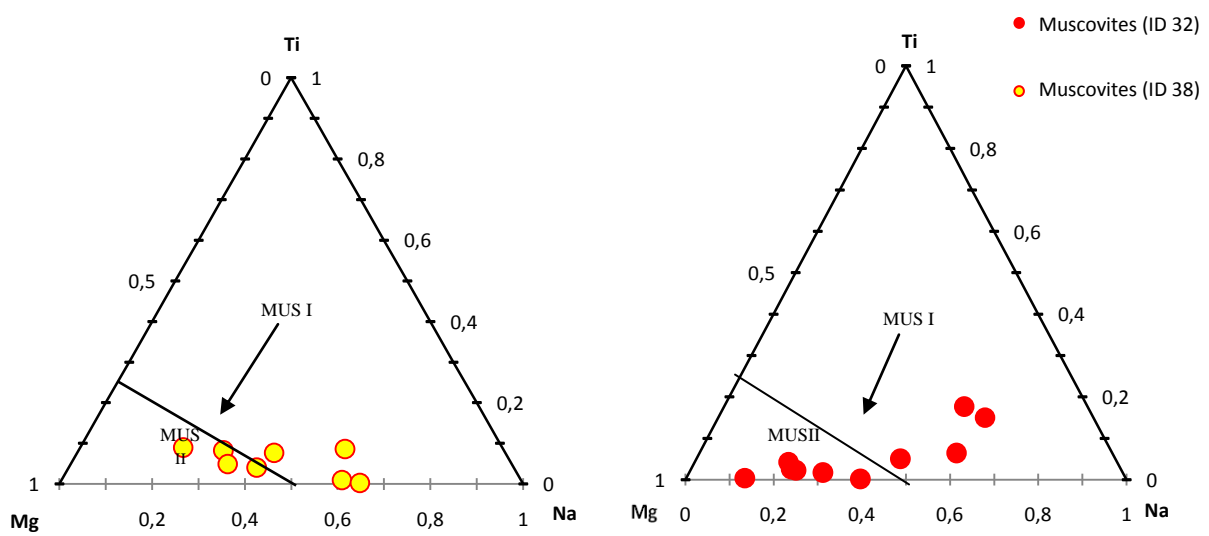


Figure.V. 6.1.Diagrammes Triangulaires Mg-Ti-Na de muscovites (Miller et al.1981).

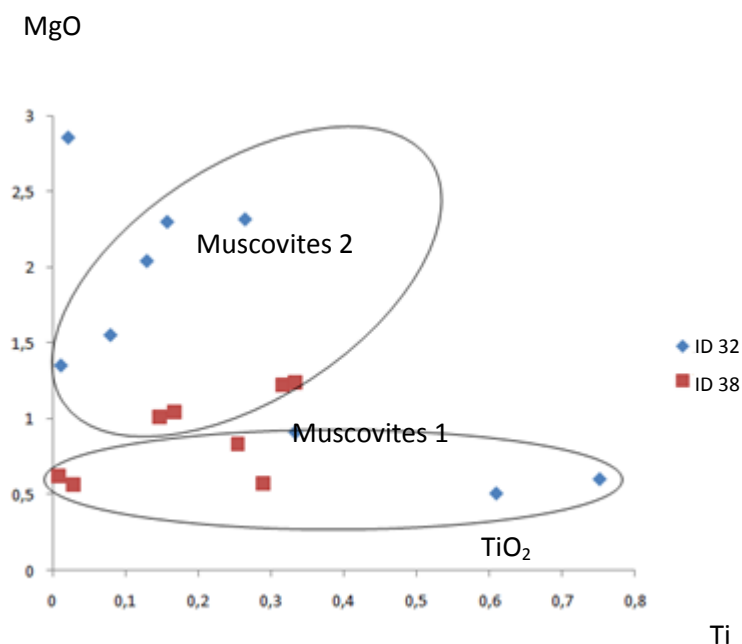


Figure V.6.2 : Diagramme MgO versus TiO₂ montrant les muscovites primaires et les muscovites secondaires : en bleu lame ID 32 et carré rouge ID 38.

Généralement dans le diagramme A'FK, les muscovites se situent sur le côté A'-K du diagramme mais les compositions effectives de la muscovite sont très variables car très souvent une partie de Al est remplacée par Fe et Mg et par suite un peu de biotite se forme lors du métamorphisme de contact (WINKLER H.G.F- (1957)).

Mais dans notre cas, les muscovites ont des teneurs faibles en Fe et Mg (Voir le tableau de la formule structurale), la biotite n'a pas pu se former.

Dans les diagrammes A'KF (**Figure V.7**), les phengites de la lame ID 32 présentent un trend plus important en direction du côté A'-F du diagramme. En effet le rapport XFe des phengites de la lame ID 32 est supérieur à celui des muscovites de la lame ID 38. (Voir le tableau de la formule structurale).

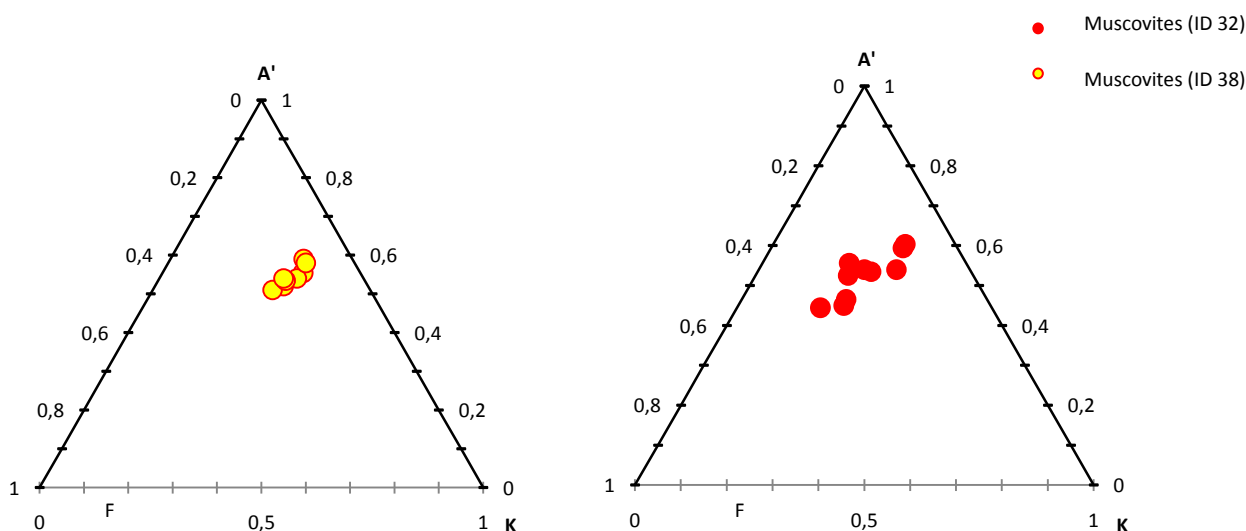


Figure.V. 7.Diagrammes A'KF montrant les compositions des différentes muscovites de l'auréole métamorphique d'Iddelah.

V.2.3. Plagioclases

Les analyses des plagioclases de l'auréole métamorphique d'Iddelah pour les deux lames ID 32 et ID 38 et les calculs de la formule structurale sont présentées dans le **Tableau V.2.3 (a) et (b)** (annexe).

Les analyses montrent que ces plagioclases ont une composition d'oligoclase avec des teneurs en anorthite comprises entre (An₂₀- An₃₀) (**Fig V.8**).

Selon, Evans (1994), Crawford (1966) Turner (1968) Cooper (1972) et Smith (1974) l'oligoclase peut constituer l'isograde limitant les deux faciès amphibolite et schistes verts ce qui est notre cas.

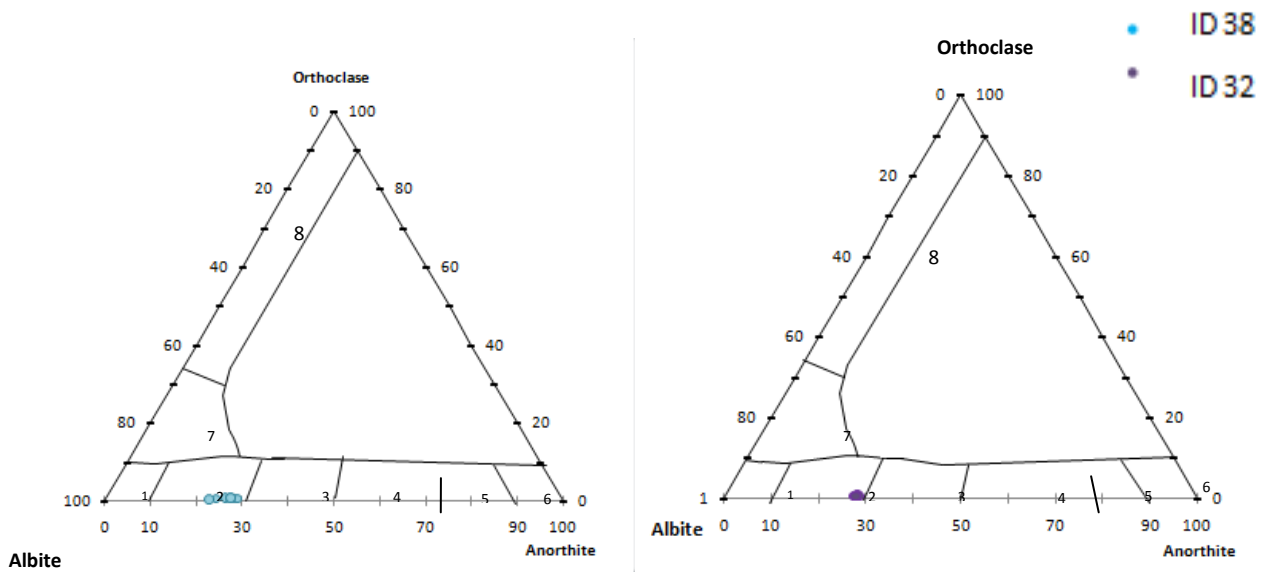


Figure.V. 8.Diagrammes Or- Ab- An des plagioclases de l'auréole métamorphique d'Iddelch selon J.V. SMITH (1974) (modifié).

Plagioclases :

1 :Albite, 2 : Oligoclase, 3 : Andésine, 4 : Labrador, 5 : Bytownite, 6 : Anorthite

Feldspaths sodi-potassiques :

7 : Anorthose, 8 : Sanidine

V.2.4. Grenat

Les analyses des compositions chimiques des grenats de l'auréole métamorphique d'Iddelch ont été nommées en fonction de quatre constituants principaux soit, Fe, Mg, Mn et Ca forment tous des solutions solides variables entre la spessartine ($Mn_3 Al_2 (SiO_3)_3$), l'almandin ($Fe_3 Al_2 (SiO_4)_3$), le grossulaire ($Ca_3 Al_2 (SiO_4)_3$), l'andradite ($Ca_3(Fe^3,Ti)_2 (SiO_4)_3$) et le pyrope ($Mg_3 Al_2 (SiO_4)_3$). Le pourcentage de chacun de ces constituants a été calculé proportionnellement au total des constituants Fe, Mn, Mg, et Ca. Ainsi en additionnant Xpyr, Xalm, Xspess, Xgros dans chaque grenat, le total est de 100%. Les analyses et les calculs de la formule structurale sont représentés dans le **Tableau V.2.4 (a) et (b)** (annexe)

Bien que les grenats ne peuvent pas être présent dans le faciès cornéenne, et ils apparaissent dans le faciès éclogite, mais selon (Spears, 1993), les concentrations élevées de MnO peuvent permettre au grenat de se stabiliser à plus basses températures.

Les grenats de l'auréole métamorphique d'Iddelch sont riches en Fe et Mn (**Fig V.9**), représentés par le pole Almandin+ Spessartine avec XAlm= (50-70%) et Xspess= (15-24%), (**Fig V.10**) et (**Fig V.11**), (**Fig V.12**).

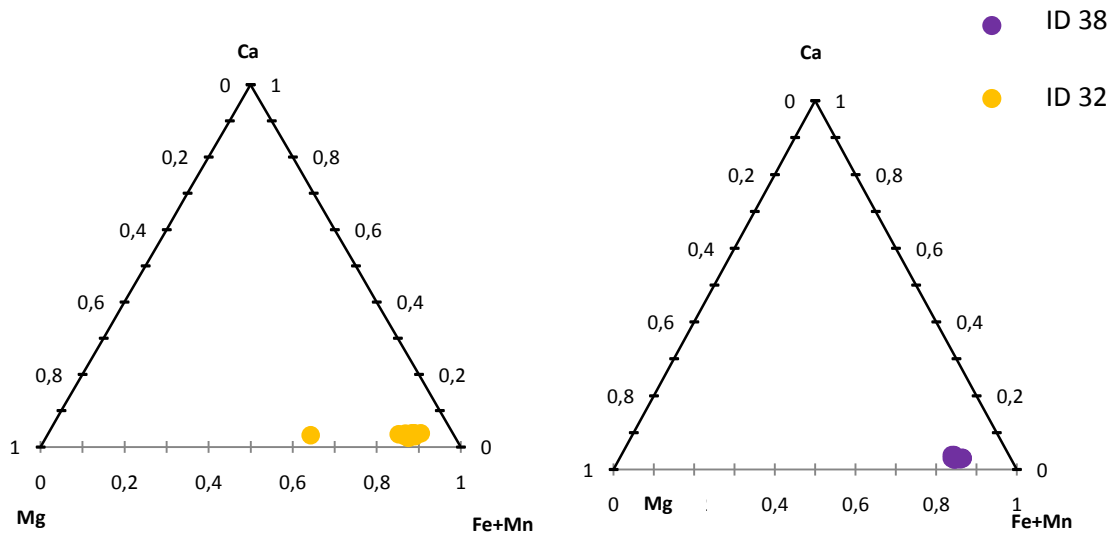


Figure.V. 9.Variation de composition des grenats dans le diagramme Mg- Ca – (Fe+Mn).

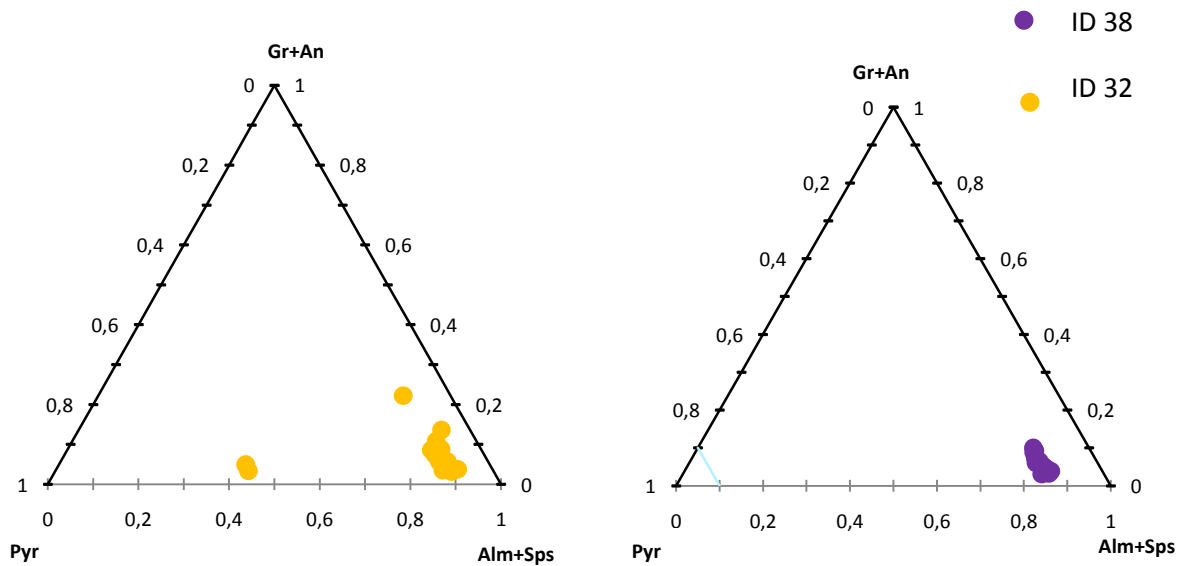


Figure.V.10.Composition des grenats dans le diagramme (almandin+spessartine)- pyrope-(grossulaire +andradite).

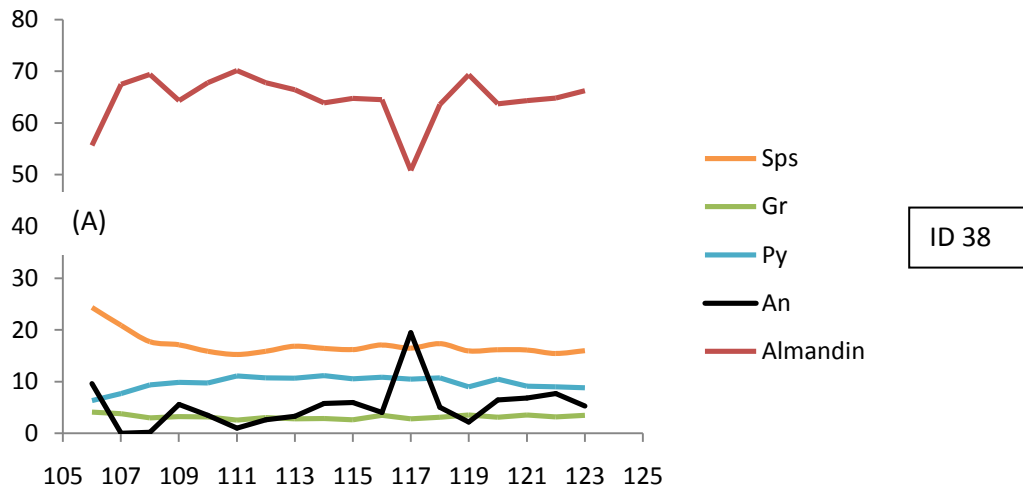


Figure.V. 11. Profils de zonation d'un grenat de la lame ID 38.

Ces profils montrent un enrichissement en Mn et Fe³⁺ en bordure du cristal et appauvrissement en Fe²⁺ et un enrichissement en Ca²⁺ au cœur du cristal souligné par un pic au niveau du composant andradite et une dépression au niveau du composant almandin. Les autres composants restent stables le long de la traversée.

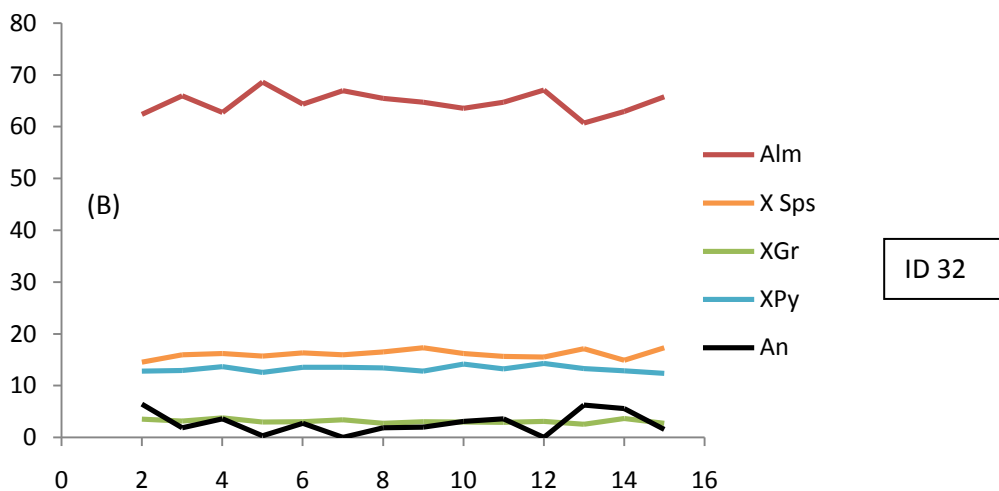


Figure.V. 12 . Profils de zonation d'un grenat de la lame ID 32.

Ces profils montrent, lors de la traversée d'un grenat de la lame ID 32, que les différents composants du grenat restent stables, seules les composants almandin et andradite fluctuent un peu. le long de la traversée.

En conclusion

A partir des analyses sur minéraux nous avons définis deux subfaciès :

1. Subfaciès à biotite (+Quartz+feldspath+muscovite+chlorite)
2. Subfaciès à almandin (+Quartz+feldspath +muscovite- phengite+chlorite)

Ces faciès correspondent au passage entre le faciès albite épidote hornfels faciès et hornblende hornfels faciès du métamorphisme de contact.

A partir des pélites initiales nous avons donc les associations suivantes en nous éloignant progressivement du massif d'Iddeleh :

1. almandin+ Quartz+feldspath +muscovite- phengite +chlorite qui correspond à la première auréole
2. biotite +Quartz+feldspath +muscovite+chlorite qui correspond à la deuxième auréole.

V.2.5 GEOCHIMIE DE LA METAPELITE ID 16 (métapélite de la série Phrusienne)

La nature de la métapélite ID 16 appartenant au pharusien I, a été confirmée par la projection des données d'analyse (Voir le Tableau V.5) sur le diagramme ACF et A'KF et en comparant le résultat avec les diagrammes ACF et A'KF de (S.R.NOCKOLDS (1954) et A.B.RONOV et Z.V.KHLEBNIKOVA (1957)) présentés dans la (**Figure V.14**).

La projection sur le diagramme ACF et A'KF confirme que la roche du socle est de nature pélitique, elle se projette dans le domaine des argiles schisteuses, voir *IB :Argiles et argiles schisteuses soit sans carbonates soit contenant jusqu'à 35% de carbonate, entre les flèches Marnes à 35-65% de carbonates* et cela correspond parfaitement au site géodynamique de la région (dépôts d'approfondissement du plancher marin lors de la phase du rifting).

(**Fig V.13**).

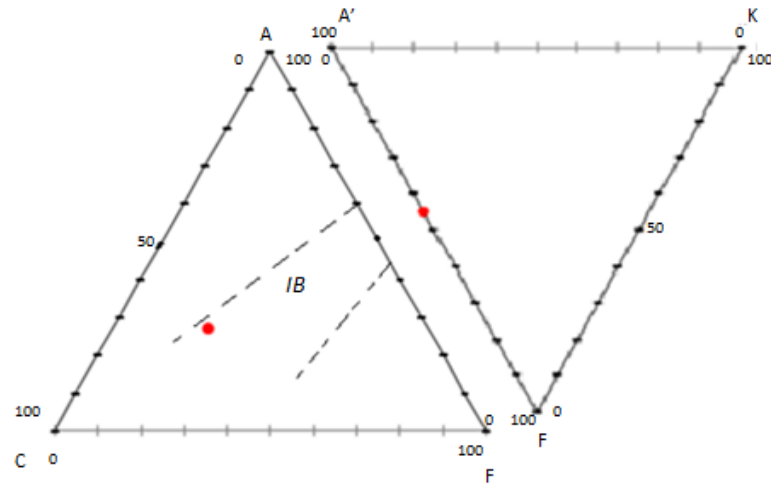


Figure.V. 13.Projection de la composition chimique de la roche du socle sur les diagrammes ACF et A'KF de (S.R.NOCKOLDS (1954) et A.B.RONOV et Z.V.KHLEBNIKOVA (1957)).

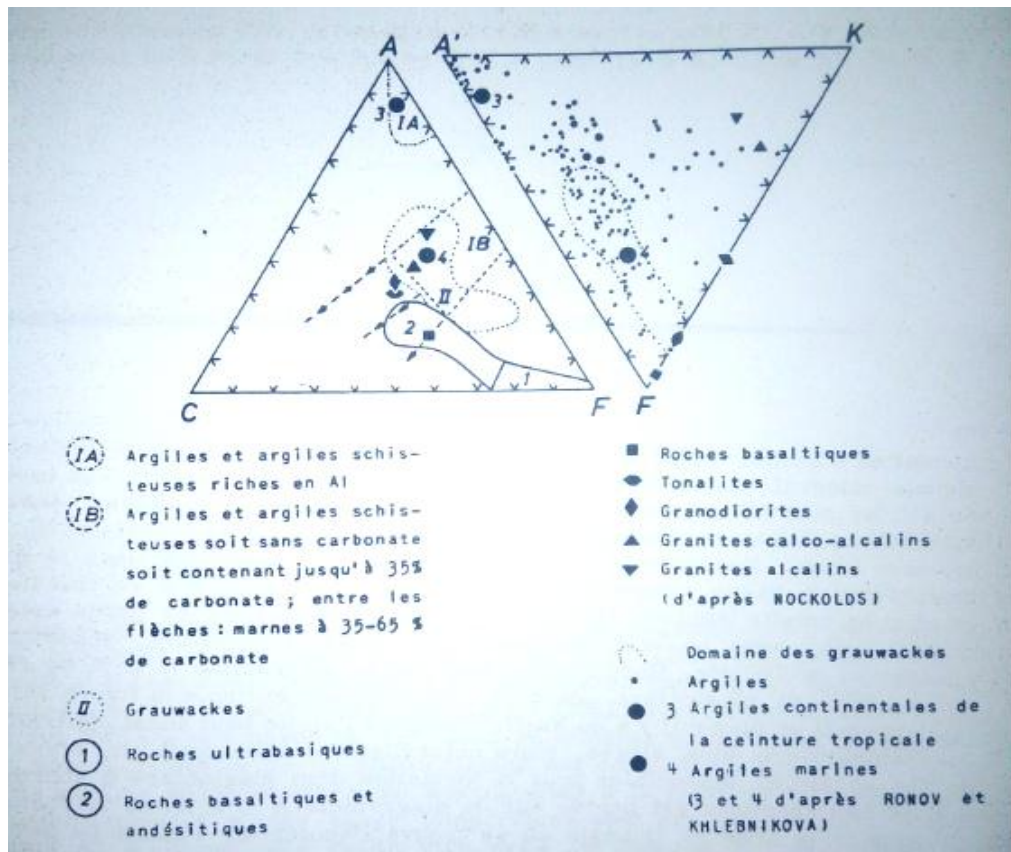


Figure.V. 14.Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur un diagramme ACF A'KF. Noter la variation considérable des valeurs K des argiles sur le diagramme A'FK.(S.R.NOCKOLDS (1954) : Bull.Geol.Amer.66,1007-1032, A.B.RONOV et Z.)

V.3.GEOTHERMOBAROMETRIE

Lorsqu'un massif plutonique s'installe dans des terrains plus froids, la roche encaissante se réchauffe. Le réchauffement est fonction de la taille et de la nature du pluton. A titre d'exemple un magma gabbroïque(notre cas) a une température de l'ordre de 1200° C alors qu'un magma granitique a une température de l'ordre de 750°. Généralement on constate qu'au niveau du contact la température s'élève de 60% de la température de l'intrusion.

Concernant le massif d'Iddelleh , (Khéloui, 2009),

La géothermobarométrie donne:

| Pression | Profondeur | |
|-------------|------------|---|
| 22-18 kbar | 70km-50km | Formation de la chambre magmatique à l'intérieur de la lithosphère. |
| 09-06 kbar | 35km-20km | Cristallisation dans une chambre infracrustale |
| 4,8-18 kbar | 18km-7km | Mise en place dans un bati en surresction |

Tableau.V.3. 1.Données de géobarométrie du massif d'Iddeleh (Khéloui, 2009)

Pour ce qui est des températures :

- Les olivines ont cristallisé autour de 1330°c
- Les pyroxènes ont cristallisé entre 1300 et 600°C
- Les amphiboles comprennent deux groupes :

- Des les amphiboles primaires cristallisées autour de 700°C.

- Des amphiboles secondaires cristallisées autour de 500°C correspondant au métamorphisme du faciès schistes verts qui s'est développé dans toute la région suite à l'orogénèse panafricaine.

1-Géothemomètre Grenat :

1- Calcul de la température

En tenant compte des données ci-dessus nous pouvons calculer la température ayant permis la formation des grenats sachant que le massif d'Iddeleh a cristallisé entre 1330° et 700°C soit :

$$T^{\circ} = (1330^{\circ} \times 60) / 100 = \mathbf{798^{\circ}C}$$
 pour la zone à grenat

2- Géothermomètre Grenat Muscovite de Wu .C et Zhao.Y (2002) :

Wu et Zhao (2002) ont défini le géothermomètre grenat-muscovite par la calibration empirique en utilisant des métapelites qui ont été métamorphosées à des conditions physiques de 238-1306 MPa et 490-700 °C. Les données de température et de pression ont été déterminées par l'application du

géothermomètre grenat-biotite et du baromètre grenat- biotite-plagioclase-quartz en supposant que tout le FeO de la muscovite et du grenat est ferreux .

Ce géothermomètre reflète les changements de température typiques des séquences progrades. Il peut être utilisé dans les roches du métamorphisme de contact de basse et haute pression. La résolution est de +/-50°C. La formule est la suivante :

$$T(K) \{ 1 + 0.16630 \ln[(Fe/Mg)_{grt}/(Fe/Mg)_{mus}] + 0.1255 X_{grs}(1 - X_{sps}) \}$$

$$= 1080.68 - 0.012P(\text{MPa}) - 228.1(X_{Fe\ mus} - X_{Mg\ mus}) - 41.6 X_{pyr}^2 + 127 X_{alm}^2 + 276.14 X_{grs}(1 - X_{sps}) - 170.8 X_{alm} X_{pyr}(1 - X_{sps}) - 84.3 X_{grs}(X_{pyr} - X_{alm}).$$

Dans notre cas on a pris une pression de 1000MPa, les résultats d'estimation de températures pour ID38 et ID32 sont les présentés dans les tableaux suivants :

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 702,452°C | 757,352°C | 637,183°C | 797,895°C | 916,526°C | 757,382°C | 916,001°C | 798,327°C | 810,047°C | 772,653°C |

Tableau.V.3. 2 .Résultats d'estimation des températures de la lame ID 32

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 780,448 | 812,5 | 800,149 | 847,153 | 798,679 | 798,662 | 785,648 | 816,457 |

Tableau.V.3. 3.Résultats d'estimation des températures de la lame ID 38

Les températures obtenues varient entre 637°C et 916°C, ces températures concordent parfaitement avec les températures de formation des grenats.

2-Géothermomètre Biotite :

Les données obtenues par Khéloui (2009) nous permettent de calculer la température ayant permis la formation des biotites soit (en prenant 50% de la température de l'intrusion gabbroïque) :

$$T^{\circ} = (1330^{\circ} \times 50) / 100 = 665^{\circ}C \text{ pour la zone à biotite.}$$

3-Géothermomètre Chlorite :

La variation de la composition chimique des chlorites constitue une source d'information sur les conditions de leur formation.

Pour la géothermométrie des chlorites, on a établi deux diagrammes :

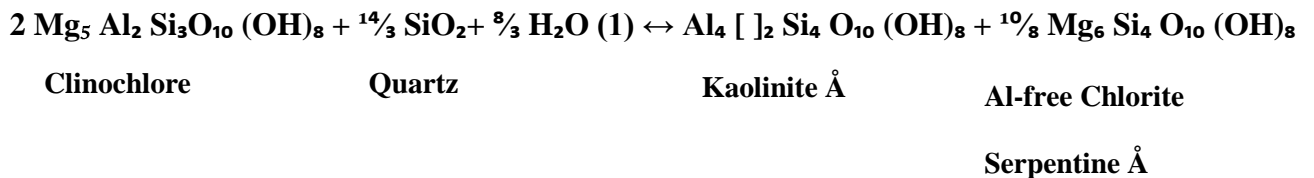
1-Le premier présente l'évolution de la teneur en aluminium tétraédrique en fonction de la température.

2-Le deuxième présente les modèles thermodynamiques basés sur l'existence des solutions solides entre différentes compositions des chlorites.

Les modèles thermodynamiques utilisés sont :

2.1. Modèle de Walshe (1986) :

Dans le système MASH (Mg-Al-Si-H₂O), Walshe a établi son géothermomètre sur l'équilibre entre le quartz, le clinochlore, la kaolinite et la serpentine. Les structures des deux dernières sont considérées à 14 Å :



A partir de chlorite dont la chimie et la température de formation sont connues Walshe a donc pu établir la corrélation suivante entre T et le log K de la réaction :

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1626}{\log K + 6.542} - 273$$

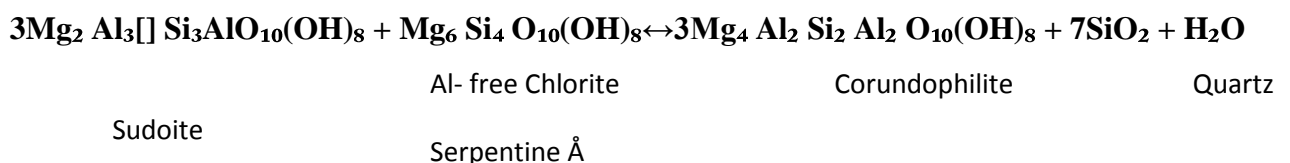
Log K représente la constante d'équilibre de la réaction et s'exprime en fonction de l'activité idéale de chaque composant de la manière suivante :

$$\text{Log K} = \log a \text{ kaolinite} + 10\% \log a \text{ serpentine} - 2\log a \text{ clinochlore}$$

2.2 Modèle de Inoue et al. (2009) :

Inoue et al. (2009) comparent les résultats des modèles thermodynamiques de Walshe (1986) et Vidal et al. (2001) sur les chlorites d'environnements diagénétiques à métamorphiques de faible grade.

Ils définissent un géothermomètre selon la réaction suivante :



Ce nouveau géothermomètre a été établi à partir des données de chimie et de température de Vidal et al (2001), pour lesquelles Inoue a corrélié les températures et le log K de la réaction précédente, considérant une répartition non aléatoire entre les sites tétraédriques, mais aléatoire entre les différents sites octaédriques. (Rigault, 2010)

2.3. Modèle de Vidal et al. (2005) Méthode des multi équilibres :

Un modèle thermodynamique a été établi par Vidal et al (2005) pour les chlorites métamorphiques, qui présentent quasi systématiquement un nombre d'atomes de Si inférieur à 3.00 pour une base de 14 oxygènes. A partir de données tirées de la littérature de chimie, pression et température, les paramètres thermodynamiques ont été calculés pour les différents pôles de chlorites. Pour pouvoir modéliser les différentes substitutions possibles au sein des chlorites (Tschermak, di-trioctaédrique et Fe –Mg), il est nécessaire d'utiliser 4 pôles thermodynamiques : Clinocllore, daphnite, Mg-Sudoite et Mg amésite, ainsi que le pôle Fe amésite pour compléter la substitution Fe-Mg.(Rigault,2010).

2.4 Résultats d'estimations de température de formation des chlorites :

Pour les deux types de chlorites (ID32 et ID38), les analyses chimiques sont projetées dans le diagramme de Wiewiora and Weiss (1990), permettant de visualiser le domaine de variabilité chimique des chlorites de chaque contexte par rapport aux domaines couverts par les modèles thermodynamiques.

Le paramètre le mieux corrélé avec la température de formation des chlorites étant la variation en aluminium tétraédrique (sur lequel est basé le géothermomètre empirique « Hillier and Velde 1991 »), les résultats obtenus par les modèles sont présentes sous la forme de graphiques montrant l'évolution de la teneur en Al tétraédrique en fonction de la température.

Il est impératif de tenir compte de la teneur en Fe^{3+} dans les chlorites.

Selon Rigault (2010) pour ces modèles (Walshe, Inoue...), la prise en compte de la teneur en Fe^{3+} modifie considérablement les résultats proportionnellement à la teneur en Fer. Ainsi les estimations de températures de formation peuvent être surestimées de plus de 200 °C

Selon Rigault (2010) en contexte métamorphique : la teneur en Fe^{3+} varie de 23% à 30% pour les chlorites ferrifères. Dans notre cas on a pris une valeur de 25%.

Les analyses chimiques des chlorites corrigées de la teneur en Fe^{3+} ont été projetées sur la base du diagramme de Wiewiora and Weiss (1990) (domaine Si-Al-Mg) (**Figure V.15**). Le domaine de composition des chlorites de ID 32 n'est essentiellement n'est couvert par aucun modèle thermodynamique publié, pour les chlorites d'ID38 elles se projettent dans les modèles de Vidal (2005) et d'Inoue (2009) « modèles décrits pour les chlorites métamorphiques et diagénétiques ».

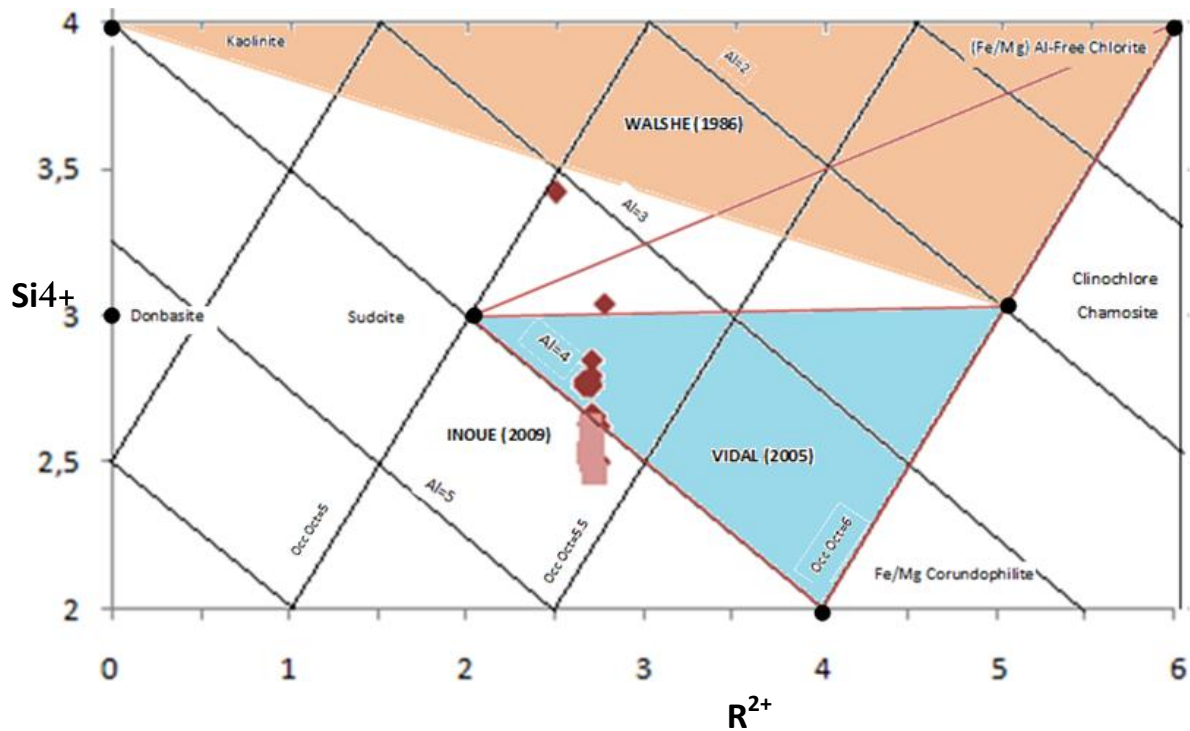


Figure.V. 15.Représentation de Wiewiora and Weiss (1990) : projection des compositions chimiques des chlorites de l'auréole d'Iddeleh corrigées de la teneur en Fe³⁺ dans le système MASH (Mg-Al-Si-H₂O). Losanges rouge (ID38), carrés roses (ID32).

Les résultats d'estimation de la température par le diagramme Al IV en fonction de T° corrélé avec le géothermomètre empirique de Hillier and Velde (1991) sont dans la figure V.16., montrent que seules les températures d'ID38 suivent la tendance du géothermomètre de Hillier et Velde donc les température d'ID 32 ne sont pas prisent en considération. Ainsi l'évolution de Al IV n'est pas linéaire mais logarithmique. La gamme de température va de 50 °C jusqu'à 480°C.

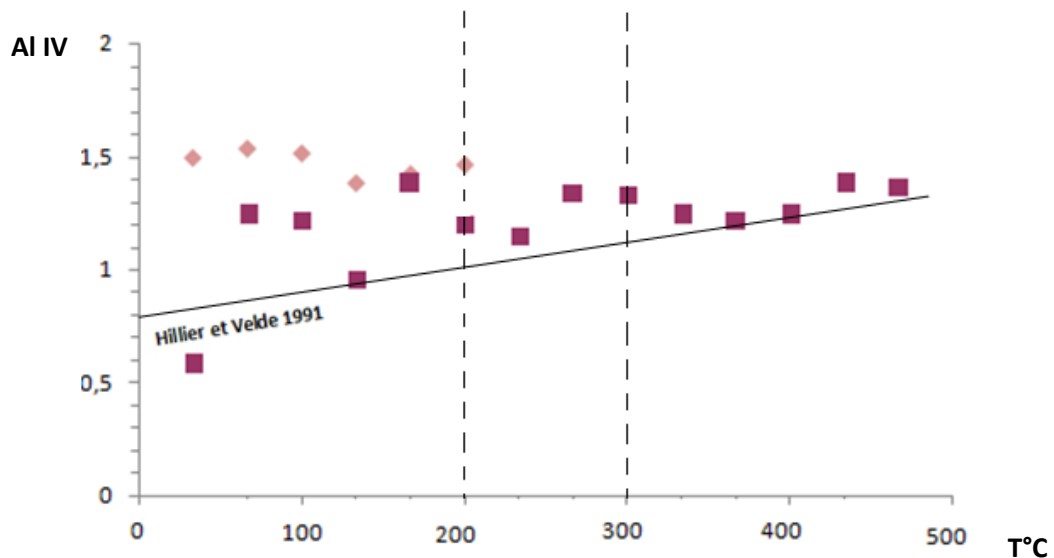


Figure.V. 16.Diagramme présentant la teneur en aluminium tétraédrique en fonction de la température de formation estimée.Losanges roses (ID32), carrés rouges (ID38).

Selon les géothermomètres les températures de formation des chlorites sont : 300°C au minimum pour les chlorites métamorphiques, 200°C à 250 °C pour les chlorites ferrifères et les basses températures 50 °C, 80°C...concordent avec le mode de formation des chlorites diagénétiques.

Donc on peut dire qu'on a trois types de chlorites :

- Des chlorites métamorphiques de températures entre 300 et 480°C.
- Des chlorites diagénétiques de faibles températures.
- Des chlorites hydrothermales (150-250 C°)

V.4. DISCUSSION ET SYNTHESE

Les résultats de l'étude minéralogique ont permis de distinguer deux événements métamorphiques : Régional à faciès schistes verts et de Contact passage entre le faciès albite épidote hornfels faciès et hornblende hornfels faciès.

Le faciès schistes verts a été confirmé par l'étude des chlorites de l'auréole du massif d'Iddeleh. Ce métamorphisme est postérieur au métamorphisme de contact, il est lié à la phase de plissement provoquée par l'orogénèse panafricaine et qui a affectée la série du Pharusien I partout dans la région de Silet.

Il faut noter que le Pharusien II n'affleure pas dans la région étudiée.

Le métamorphisme de contact correspond au métamorphisme de contact qui a affecté le Pharusien I.

La série du Pharusien I correspond à des dépôts typiques d'une sédimentation de mer peu profonde (Haddoum, 1984) qui a été métamorphisée dans le faciès schiste vert.

A Silet a été mis en évidence un métamorphisme de faciès schiste vert profonds (actinote, hornblende bleu vert) synchrone d'une phase de plis couchés d'axe N.S (R.Caby et etal., 1984).

Cette phase de plis couchés serait antérieure à 840Ma et même à 870 Ma (âge des deux batholithes qui recourent la série Timesselarsine (équivalent de la série à Stromatolithes à Timgaouine) (Haddoum, 1984).

Donc, on peut dire que trois événements tectonométamorphiques ont affecté la région d'étude :

1- Un premier métamorphisme général de type schiste vert profond (actinote, Hornblende bleu vert) antérieur à 870 Ma c.-à-d. avant la mise en place du pluton d'Iddeleh, marqué par des plis couchés d'axe N-S. Ce métamorphisme est lié à une phase de rifting (dépôts caractéristiques d'approfondissement du plancher marin) et qui adonne des métapelites dans la région de notre étude.

2- Un métamorphisme de contact provoqué par la mise en place du pluton d'Iddeleh, qui s'est mis en place a peu près à la même période des deux batolithes (Tin Tékadiout, 868 ± 8 Ma à 5 Ma et Taklet, 839 ± 4 Ma (U/Pb) (Caby et al, 1982). Il a affecté le Pharusien I avec apparition des grenats dans les métapelites.

3- Un deuxième métamorphisme général, synchrone de l'événement panafricain, est caractérisé, comme un peu partout dans le Hoggar, par une paragenèse de type schistes verts synchrone de la schistosité de flux subméridienne omniprésente notamment dans les séries sédimentaires (Haddoum, 1984).

Les grenats de l'auréole métamorphique d'Iddeleh sont riches en Fe et Mn, représenté par un pourcentage en spessartine qui va jusqu'à 24% et ce qui a permis leur genèse car le champ de pression et température de formation des grenats riche en Mn est trop vaste pour contraindre des conditions de pression et de température précises. Le grenat spessartine peut être stable à des conditions de pression et de température aussi basse que 415°C et 3Kbars. (Hsu, 1968).

La biotite bien que présente dans la zone des métapelites à biotite est absente dans les métapelites à grenat que nous avons étudié. Seule une biotite chloritisée a été analysée.

Deux hypothèses expliquent l'absence de la biotite dans des roches métasédimentaires à grenat :

1- Sachant que des roches riches en Al peuvent inhiber la formation de la biotite (Vernon 1976), on peut présumer que les protholithes des roches métamorphiques de l'auréole d'Iddeleh étaient enrichis en Al favorisant ainsi la formation de la muscovite plutôt que la biotite dans la zone à grenat. La présence de muscovites 1 en est la preuve.

2- le niveau d'oxydation des protholithes joue un rôle dans les assemblages minéralogiques métamorphiques. (Chinner (1960) démontre qu'un niveau d'oxydation élevé favorise la formation de la muscovite au détriment de la biotite dans les roches métamorphiques. Dans l'auréole d'Iddeleh la présence de Fe³⁺ dans les grenats ainsi que les minéraux opaques (magnétite ?) militent en faveur de cette hypothèse.

Le passage de la zone 1 à grenat à la zone 2 à biotite s'est fait selon la réaction :

grenat+muscovite₁+Quartz → Muscovite₂+biotite+quartz suite à la diminution de la température lorsqu'on s'éloigne du massif d'Iddeleh.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Le complexe mafique- ultramafique d'Iddeleh est situé dans le bloc d'Iskel à 30 km au nord-ouest du village de Silet (22 °42 ' Nord, 4 °24 ' Est), localisé au Sud de l'oued Amded et constitué de deux unités Iddeleh Nord et Iddeleh Sud. Il est recoupé au sud-ouest et à l'ouest par le batholite granodioritique d'Ahambatou daté à 651±6 Ma (Béchiri, 2010) et il recoupe la série volcano-sédimentaire plissée du Pharusien I au Sud-Est et à l'Est

La mise en place du complexe mafique-ultramafique d'Iddeleh a provoqué un métamorphisme de contact qui a affecté les séries du Pharusien I avoisinantes avec apparition de cornéennes à biotites et de cornéennes à grenats.

Les traitements de télédétection par les rapports de bandes (combinaison des bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2) montrent la zonation des auréoles de métamorphisme (zone à grenat et zone à biotite). L'utilisation des filtres directionnels montre le recoupement par le massif d'Ahambatou à l'ouest d'Iddeleh Nord. Ils nous ont permis de cartographier la zone d'étude, et de mettre en évidence et tracer deux zones dans l'auréole :

3. - Les métapélites à biotite (zone à biotite)
4. Les métapélites à grenats (zone à grenat)

Ces roches présentent toutes les mêmes caractères texturaux, seule la granulométrie et l'apparition et la disparition d'autres minéraux diffère, deux faciès sont déterminés dans l'auréole de métamorphisme :

L'étude pétrographique de ces métapélites montre que :

Les métapélites à biotite ont une texture granoblastique légèrement orientée, la granulométrie des phases minérales change d'un faciès à un autre, elle peut être finement grenue ou de taille moyenne. La composition minéralogique donne : biotite+Quartz+oligoclase +muscovite+chlorite

Les métapélites à grenat ont une texture granoblastique hétérogranulaire à grains moyen. Cependant le fort développement de la chlorite donne l'aspect lépidoblastique. La composition minéralogique donne : almandin+ Quartz+oligoclase +muscovite- phengite +chlorite

L'étude minéralogique montre que les grenats de l'auréole métamorphique d'Iddeleh sont riches en Fe et Mn, représentés par le pole Almandin+ Spessartine avec $X_{Alm} = (50-70\%)$ et $X_{Spess} = (15-24\%)$ les chlorites sont des ripidolites. Les autres minéraux présents sont la muscovite (primaire et secondaire) les phengites ainsi que les plagioclases de type oligoclase avec des teneurs en anorthite comprises entre ($An_{20} - An_{30}$) et le quartz.

Conclusion générale

La projection sur le diagramme ACF et A'KF confirme que la roche du socle est de nature pélitique (argiles schisteuses).

La géochimie des métapelites (roche de la série du pharusien I ID 16) montre qu'il s'agit de dépôts de type argiles schisteuses d'approfondissement du plancher océanique (phase de rifting lors du Pharusien I).

A partir des pélites initiales suite à l'intrusion du massif d'Iddeleh, nous avons donc

les associations suivantes dans les cornéennes en nous éloignant progressivement du massif d'Iddeleh :

1. almandin+ Quartz+foligoclase +muscovite- phengite +chlorite qui correspond à la première auréole
2. biotite +Quartz+oligoclase +muscovite+chlorite qui correspond à la deuxième auréole.

L'application du géothermomètre Grenat Muscovite de Wu .C et Zhao.Y (2002) donne des températures variant entre 637°C et 916°C pour le grenat .La projection des compositions chimiques des chlorites sur la représentation de Wiewiora and Weiss (1990) couvrant les modèles thermodynamiques (Washe, Inoue et al, et Vidal et al) et le géothermomètre empirique d'Hillier et Velde (1991) montre deux types de chlorites, des chlorites diagénétiques(moins de 100° C) et des chlorites métamorphiques(Plus de 300°C) *ce qui a mis en évidence le métamorphisme régional postérieur au métamorphisme de contact et qui cloture l'orogénèse panafricaine.*

La combinaison des études pétrographiques et minéralogiques de l'auréole de métamorphisme de contact, nous a permis de ressortir les caractères suivants :

- Un métamorphisme régional mis en évidence par l'étude minéralogique des chlorites et qui a donné des métapelites dans notre région d'étude.
- Un métamorphisme de contact antérieur au premier, signalé par l'apparition des grenats et des biotites dans les métapelites.

Conclusion générale

La combinaison des études pétrologiques et minéralogiques, associée à la télédétection de la région d'étude ont abouti à la confection de la carte géologique ci-dessous, réalisée par le logiciel Autocad et qui propose des modifications à la carte géologique actuelle.

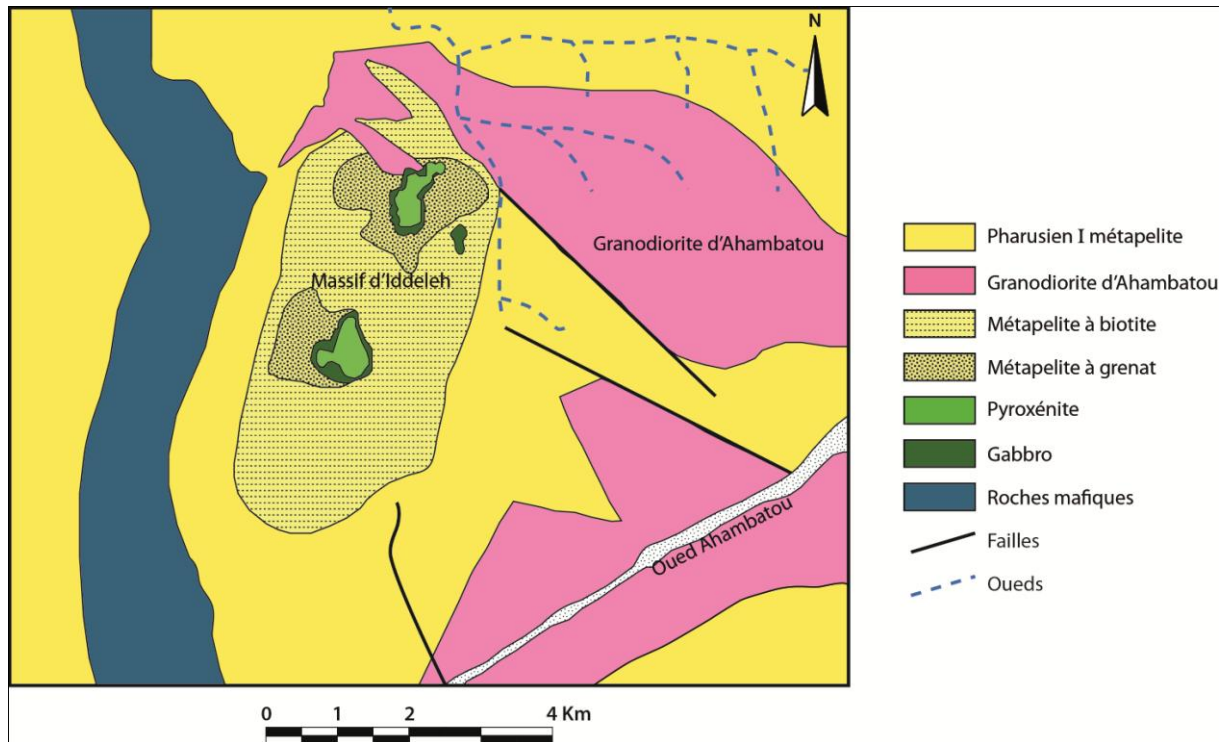


Figure.III.13 : Carte géologique des faciès métamorphiques de la région d'Iddelah (Silet, Hoggar Occidental).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Albee, A.L. (1965) : A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. American Journal of science, 263 :512-536

Azzouni-Sekkal A. (1989).Pétrologie et géochimie des granites Taourirt : Un exemple de province magmatique de transition entre le régime orogénique au panafricain. (Hoggar, Algérie). Thèse de doctorat d'état, I. S. T/USTHB, 667 p.

Azzouni-Sekkal A., Bonin B., Benhallou A., Yahiaoui R, Liégeois J. P. (2007).Cenozoïque alkaline volcanism ofAtakor massif, Hoggar, Algeria.Geol. Soc. Amer. Spe. Paper, 418. P321-340.

Azzouni-Sekkal A., Ikhlef-Debabha F., Aïdrous-Belhocine K., Bonin B., Liegeois J. P. (2014).Mafic layered complexes coeval to felsic complexes in the LATEA metacraton (Hoggar Algeria): an exemple of Allioum-In Amertek-Oukcem complexes Implications for post-collisional igneous episodes in the Panafrican orogen.30 the International conference on "Ore potential alkaline, kerberlite and carbonatites magmatism".Antalya, Turquie, p 2-3.

Bayer R. et Lesquer A. (1978). Les anomalies gravitaires de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture panafricaine. Bull. Soc. Géol. Fr. XX. 863-876.

Bechiri H., Bechiri-Benmerzoug F.,Azzouni-Sekkal A., Bonin B., Kheloui R. (2013).La région de Silet: un secteur clé de l'orogénèse panafricaine entre terrains juvéniles et métacraton de LATEA.8ème colloque 3 MA Marrakech, Maroc, p 27.

Bechiri-Benmerzoug F. (2009). Pétrologie, géochimie isotopique et géochronologie des granitoïdes Pan-africains de type TTG de Silet : contribution à la connaissance de la structuration du bloc d'Iskel (Silet, Hoggar occidental) Algérie. Thèse Doct., FSTGAT, USTHB (Alger ; Algérie), 387p.

Bertrand J. M. L., Boissonnas J., Caby R., Gravelle M. et Lelubre M. (1966). Existence d'une discordance dans l'antécambrien du "fossé" pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central). C. R. Acad. Sc. Paris, 262, D, 2197-2200.

Bertrand J.M. L., Meriem D., Lapique F., Michard A., Dautel D., Gravelle M. (1986a). Nouvelles données radiométriques sur l'âge de la tectonique panafricaine dans le rameau occidental de la chaîne pharusienne (région de Timgaouine, Hoggar, Algérie). C. R. Acad. Sci. Paris, 302, 437-440.

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

Bertrand J.M.L. (1974). Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara Algérien). Aspect structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse, Montpellier, CNRS, CRZA, Serv. Geol., 19, 370p.

- Bertrand J.M.L., Caby R.** (1978). Geodynamic evolution of the Pan-african orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch.* 67, 357-388.
- Beuf S., Biju-Duval B., De charpal O., Rognon P., Gariel D. et Bennacef A.** (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Pub. IFP. Collec. « Sciences et techniques du Pétrole »*, Paris, 464 p.
- Black R.** (1978). Propos sur le Panafricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX, 843-850.
- Black R.** (1984). The panafrican event in the geological framework of Africa. *Pangea*, 2, 6-16.
- Black R., Latouche L., Liégeois J. P., Caby R. and Bertrand J. M.** (1994). Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geol.*, 22, 641-644.
- Boettinger, J.L.**, (2010): Environmental covariates for Digital Soil Mapping in the Western USA, *Digital Soil Mapping*. P17-28
- Boettinger, J.L., Ramsey, R.D, Bodily, N.J,** (2009): ' Landsat Spectral Data for Digital Soil Mapping' (Springer, 2009)
- 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. *Thès. Sci.*, Montpellier, 1 vol. 336 p.
- Caby R.** (1979). Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne panafricaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 21, pp. 365-376.
- Caby R.** (2003). Terrane assembly and geodynamic evolution of ventral Western Hoggar: a synthesis. *Jou. Afri. Ear. Sci.* 37, 133-159.
- Caby R., Andreopoulos-Renaud U., Gravelle M.** (1982). Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-Africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin Société Géologique France* 7, XXIV, 4, 677-684.
- Caby R., Bertrand J.M. and Black R.** (1981). Pan-African ocean closures and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *Precambrian plate tectonics* (ed. A. Kröner), Elsevier Amsterdam, pp. 407-434.
- Chavez, P.S., Belin, G.L., Sowers, L.B.** (1982): ' STATISTICAL METHOD FOR SELECTING LANDSAT MSS RATIOS', *Journal of applied photogrammetric engineering.*, (1), pp. 23-30.
- Chikhaoui M.** (1981). Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne panafricaine (Hoggar, Anti Atlas, Adrar des Iforas). *Thèse Doct. Etat. Univ. Montpellier.* 183 p.
- Chinner G.A.** (1960): 'Pelitic Gneisses with varying Ferrous/Ferric Ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. ', *Journal of Petrology.*, (1), pp. 178-217

Cooper A.F. (1972): Progressive Metamorphism of Metabasic Rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand . ', *Journal of Petrology.*, 13, (3), pp. 457-492.

Crawford M.L. (1966): Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus', *Mineralogical Society of America*, 13, (3), pp. 269-294

Dautria J.M. (1988): Relations entre les heterogeneities du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif. Mémoire, Centre Géologique Géophysique de Montpellier II, 421 p.

Dupont P. L. (1987).Pétrologie et géochimie des ensembles magmatiques Pharusien I et Pharusien II dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (Hoggar, Algérie), Implications géodynamiques pour l'évolution d'une chaîne mobile au Protérozoïque supérieur. Thèse doct. Univ. Nancy I, 283p.

édition, Paris. 318 p.

Escadafal R.,A.Belghith, H. Ben Moussa (1994). « Indices spectraux pour la télédétection de la dégradation des milieux naturels en Tunisie aride ». Actes du sixième symposium international « Mesure physique et signatures spectrales en télédétection », 17-21 janvier 1994, Val d'Isère (France), p.253-259.

Escadafal R., A.R Huete (1991). « Improvement in remote sensing of low vegetation cover in arid regions by correcting vegetation indices soil'noise' », *C.R. Acad.sc.Paris*, 312, Sér.II, p. 1385-1391.

Escadafal R., M. Pouget (1987). « Cartographie des formations superficielles en zone aride (Tunisie méridionale) avec Landsat TM », *Photo interprétation*, vol.4, n°2, p.9-12

Fabriès J, Gravelle M. (1977).Modalité du magmatismeau Protérozoïque supérieur dans la région de Silet (Hoggar central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 995-100.

Fezaa N., Liégeois J.P., Abdallah N., Cherfouh E.H., DeWaele B., Bruguier O. and Ouabadi A.(2010).Late Ediacaran geological evolution (575–555Ma) of the DjanetTerrane,Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambr.Res.*, 180, 299-327.

Foster M.D. (1962): 'Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites', *Geological Survey Professional paper.*,X, (414), pp. 1–27.

Gesh D.B (2007): The national elevation data.In:Maune, D.F.: ' Chapter 4 .Digital elevation model technologies and applications: the DEM user's manual ' - (American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. pp99-119

Gibson R.G., Speer, J.A. (1986): ' Contact aureoles as constraints on regional P-T trajectories: an example from the Northern Alabama Piedmont, USA', *Journal of Metamorphic Geology.*, 4, (3), pp. 285-308

- Girard C.M.**, (2010). Traitements de données de Télédétection. éditions DUNOD, 553 p
- Girod M.**(1971). Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algérien). Mém. CRZA, Sér. Géol., 12.Edit. CNRS, Paris. 155 p.
- Gravelle M.** (1969).Recherches sur la géologie du socle Précambrien de l'Ahaggarcentro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. Contribution à la reconnaissance géochronologique, géochimique et structurale des terrains cristallins du Sahara central. Thès. Doct. Sci., Univ. Paris VII. 3 vol. 298p.
- Gravelle M., Lelubre M.** (1957). Découverte des stromatolithes du groupe des conophyton dans le pharusien de l'Ahaggaroccidental. Bull. Soc. Geol. Fr., VII, 435-442.
- Guidotti, C.V.**(1984):Micas in metamorphic rocks . In e.Bayley (Eds),Micas Mineralogical Society of America ., 13, (1), pp. 357-467.
- Haddoum H.** (1984) : Lithologie, evolution structurale et géodynamique des terrains précambriens d'Abankor-Timgaouine (Hoggar occidental, Algérie). Thèse de doctorat d'état IST/USTHB, 182p.
- Hillier S., Velde, B.** (1991):' Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites ', The Clay Minerals Society., 26, (2), pp. 149-168
- Hsu L.C.** (1968) : 'Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A Model for Garnet Equilibria ', Journal of Petrology.,9, (1), pp. 40-83.
- Imessaoudene N** (2012): Utilisation de la télédétection pour la cartographie géologique du massif des Egleb et de sa bordure sédimentaire (Sud oust algérien), Exemple de la feuille de Mokrid.Mémoire de Master en géologie de l'ingénieur.Université de Sétif,68p.
- Inoue A., Meunier, A., Patrier-Mas, P.**, (2009):' Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites', The Clay Minerals Society., 57, (3), pp. 371-382.
- Jansen J.R.** (2009):' Introductory Digital Image Processing' .(Prentice Hall)
- Jansen J.R.** (2015). Introductory digital image processing. A Remote Sensing Perspective. 4th edition,PEARSON, 623 p.
- Jaquet O.**, (1987):Bull.de l'association Suisse des géologues et ingénieurs du pétrole, Vol.54, Nr 124, avril 1987-p37-43.
- Kanehira K., Banno S.** (1960):' Ferri-phengite and ferri-jadeite in a crystalline schist of the limor:District, Kii Peninsular', Journal Geological Society Japan., 66, (X), pp. 654-659
- Kennedy W.Q.** (1964). The structural differanciation of Africa in the panafrican (about 500 m.v.). Tectonic episode. Ann. Rep. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds, 8, 48.
- Khéloui R.**(2009) : Etude pétrographique, mineralogique et géochimique du massif mafique, ultramafique d'Iddeleh, Silet, Bloc d'Iskel (Hoggar, Algérie).

- Labotka T.C** (1980) : Petrology of medium pressure, regional metamorphic terrane, Funeral Mountains, California. *American Mineralogist* 65 : 670-689.
- Labotka T.C** (1981) : Petrology of an andalousite type regional metamorphic terrane, Panamint Mountains, California. *Journal of Petrology*, 22, 2 : 261-296.
- Lawali Garba C** (2015) : Géochimie des éléments en trace et des terre du massif granitique d'Inédjaren (Silet, Hoggar Occidental), Mémoire de Maser, Université de Tlemcen, 113p.
- Lelubre M.** (1952). Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). Thèse, Paris, France tome 1, 354 p., tome 2, 387 p.
- Liegeois J. P., Latouche L., Boughrara M., Navez J., Guiraud M.** (2003). The LATEA métacraton (dentralthoggar, Tuaregsheild, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of . African. Earth . Sciences.* 37, 161-190.
- Marchetti A, Piccini C, Francaviglia R, Santucci S, Chiuchiarelli I** (2010): Estimating Soil Organic Matter content by Regression Kriging., *Digital Soil Mapping*, p 241-254.
- Max H., Hey M.A.** (1954): 'A new review of the chlorites. ', *The Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society.*, xxx, (224), pp. 278–292.
- Moulay Charaf C,** (2015) : Cour de géologie 2ème et 1ère années. Université Ferhat Abbes, Sétif 1, p1-3.
- Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J.** (1978). Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XX, pp. 851-857.
- Nield S.J., Boettinger J.L., Ramsey R.D.** (2007): ' Development of topsoil grain size index for monitoring desertification in arid land using remote sensing', *International Journal of Remote Sensing* .,27,(12), pp. 2411-2422
- Rast N.** (1965): in "Control of metamorphism", Pitcher and Flinn Ed, Olivier Boyds, Edinburg.
- Rigault C** (2010): Cristallogéochimie du fer dans les chlorites de basse température: implication pour la géothermométrie et la détermination des paléo conditions redox dans les gisements d'uranium. Thèse de doctorat, Université de Poitiers, 260p.
- Robin M.,** (2002). Télédétection – Des satellites aux SIG. Édition Nathan université, 2ème
- Soudani K.** (2007) : Introduction générale à la télédétection. Faculté des sciences d'Orsay- Université Paris Sud, 26p.
- Spear F.S. (1993):** ' Metamorphic Phase Equilibria And Pressure-Temperature-Time-Paths' (Mineralogical Society of America Monograph).
- Speer J.A.** (1982): ' Metamorphism of the pelitic rocks of the Snyder Group in the contact aureole of the Kiglapait layered intrusion, Labrador: effects of buffering partial pressures of water', *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 19, (10), pp.1888-1909

Thèse de magister, FSTGAT, USTHB, 110p

Turner F.J. (1968): ' Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects' (McGraw-hill,).

Utah GIC Portal, 2009.National Elevation Dataset available for Utah, <http://gis.utah.gov/elevation-terrain-data/national-elevation-dataset-ned>(last verified 13 August 2009)

Vernon R.H.(1976):' Metamorphic Processes Reactions and Microstructure Development ' (Springer)

Vidal O., Parra T., Vieillard P.(2005):' Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in the Fe-chlorite: application to natural examples and possible role of oxidation', American Mineralogist., 90, (2-3), pp. 347-358.

Walshe J.L. (1986): ' A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. ', Economic Geologists., 81, (3), pp. 681-703.

Wiewiora A., Weiss Z. (1990):' Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition :II the chlorite group ', The Clay Minerals Society., 25, (1), pp. 83-92

Xiao J, Shen Y., Tateishi R., and Bayear W., (2006): Development of top soil grain size index for monitoring desertification in arid land using remote sensing. International Journal of Remote Sensing 12 (27): 2411-2422.

Annexes

| n° d'analyse | 86 | 87 | 90 | 93 | 94 | 101 |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO₂ | 22,518 | 22,069 | 21,526 | 24,36 | 23,586 | 23,213 |
| TiO₂ | 0,187 | 0,108 | 0,183 | 0,215 | 0,115 | 0,088 |
| Al₂O₃ | 22,834 | 22,679 | 21,963 | 21,81 | 22,091 | 23,087 |
| Cr₂O₃ | 0,083 | 0,007 | 0,037 | 0,113 | 0,067 | 0 |
| FeOt | 24,482 | 24,569 | 24,806 | 25,652 | 25,236 | 24,667 |
| MnO | 0,345 | 0,451 | 0,529 | 0,491 | 0,398 | 0,451 |
| MgO | 12,693 | 13,236 | 11,873 | 13,585 | 13,241 | 12,898 |
| CaO | 0,057 | 0,087 | 0,071 | 0,097 | 0,097 | 0,036 |
| Na₂O | 0,133 | 0,03 | 0,023 | 0,03 | 0,152 | 0,075 |
| K₂O | 0,004 | 0,022 | 0,063 | 0 | 0,04 | 0,041 |
| TOTAL | 83,34 | 83,26 | 81,07 | 86,35 | 85,02 | 84,56 |

Formule Structurale à base de 14 oxygènes

| | | | | | | |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 2,51 | 2,47 | 2,49 | 2,62 | 2,58 | 2,54 |
| Al | 3 | 2,99 | 2,99 | 2,77 | 2,85 | 2,98 |
| Ti | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Cr | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| Fe²⁺ | 2,28 | 2,3 | 2,4 | 2,31 | 2,31 | 2,26 |
| Mn | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| Mg | 2,11 | 2,21 | 2,04 | 2,18 | 2,16 | 2,11 |
| Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| Na | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,01 |
| K | 0,02 | 0 | 0 | 0 | 0,02 | 0,01 |
| Σ | 9,98 | 10,03 | 10,01 | 9,97 | 10 | 9,97 |
| XFe | 51,98 | 51,02 | 53,97 | 51,45 | 51,68 | 51,77 |
| Xclinocl | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Xcorund | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 |
| Al IV | 1,49 | 1,53 | 1,51 | 1,38 | 1,42 | 1,46 |
| Al VI | 1,51 | 1,46 | 1,48 | 1,39 | 1,43 | 1,52 |

Tableau V.2.1 (a) : Compositions représentatives des chlorites de la lame ID 32 calculées sur 14 oxygènes

| n° d'analyse | 20 | 22 | 23 | 24 | 27 | 30 | 31 | 32 | 33 | 37 | 38 |
|---|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO₂ | 34,425 | 25,59 | 26,063 | 26,104 | 23,943 | 25,363 | 25,708 | 24,418 | 25,047 | 24,897 | 25,40 |
| TiO₂ | 0,06 | 0,279 | 0,309 | 0,367 | 0,155 | 0,26 | 0,284 | 0,195 | 0,128 | 0,062 | 0,07 |
| Al₂O₃ | 21,184 | 22,038 | 21,8 | 19,709 | 21,099 | 19,191 | 18,467 | 21,388 | 21,779 | 18,533 | 18,65 |
| Cr₂O₃ | 0,00 | 0,151 | 0,022 | 0,015 | 0,091 | 0,038 | 0,007 | 0,053 | 0,053 | 0 | 0,01 |
| FeOt | 19,661 | 25,137 | 25,607 | 25,655 | 24,675 | 24,568 | 25,119 | 24,568 | 25,126 | 27,688 | 27,57 |
| MnO | 0,417 | 0,213 | 0,518 | 0,504 | 0,544 | 0,584 | 0,412 | 0,584 | 0,345 | 0,541 | 0,50 |
| MgO | 11,232 | 11,371 | 11,641 | 0 | 13,808 | 13,455 | 12,989 | 13,455 | 13,765 | 13,44 | 13,5 |
| CaO | 0,077 | 0,306 | 0,295 | 5,155 | 0,213 | 0,08 | 0,396 | 0,08 | 0,087 | 0,085 | 0,03 |
| Na₂O | 1,322 | 0,805 | 0,76 | 8,01 | 0,39 | 0,191 | 0,177 | 0,191 | 0,168 | 0,042 | |
| K₂O | 0,048 | 0,133 | 0,199 | 0,1 | 0,367 | 0,389 | 0,525 | 0,389 | 0,287 | 0,047 | 0,13 |
| TOTAL | 88,43 | 86,02 | 87,21 | 85,62 | 85,29 | 84,12 | 84,08 | 85,32 | 86,79 | 85,34 | 85,9 |
| Formule Structural à base de 14 oxygènes | | | | | | | | | | | |
| Si | 3,42 | 2,76 | 2,78 | 3,04 | 2,62 | 2,8 | 2,85 | 2,66 | 2,67 | 2,76 | 2,7 |
| Al | 2,48 | 2,8 | 2,74 | 2,71 | 2,72 | 2,5 | 2,41 | 2,74 | 2,74 | 2,42 | 2,4 |
| Ti | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,0 |
| Cr | 0,00 | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fe²⁺ | 1,63 | 2,27 | 2,28 | 2,5 | 2,26 | 2,27 | 2,33 | 2,24 | 2,24 | 2,56 | 2,5 |
| Mn | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,0 |
| Mg | 1,66 | 1,83 | 1,85 | 0 | 2,25 | 2,21 | 2,15 | 2,18 | 2,19 | 2,22 | 2,2 |
| Ca | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,64 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | |
| Na | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,08 | 0,08 | 0,11 | 0,08 | 0,06 | 0,01 | 0,0 |
| K | 0,17 | 0,11 | 0,1 | 1,19 | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | |
| Σ | | 9,88 | 9,9 | 10,18 | 10,07 | 9,98 | 9,99 | 10,01 | 9,98 | 10,04 | 10,0 |
| XFe | 49,55 | 55,37 | 55,25 | 100 | 50,07 | 50,61 | 52,04 | 50,61 | 50,6 | 53,62 | 53,2 |
| Xclinocl | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,0 |
| Xcorund | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,0 |
| Fe3+ | 0,4084208 | 0,5675 | 0,57 | 0,625 | 0,565 | 0,5675 | 0,5825 | 0,56 | 0,56 | 0,64 | 0,632 |
| Fe2+ | 1,23 | 1,70 | 1,71 | 1,88 | 1,70 | 1,70 | 1,75 | 1,68 | 1,68 | 1,92 | 1,9 |
| R+ | 5,01 | 5,32 | 5,32 | 5,56 | 5,51 | 5,40 | 5,41 | 5,45 | 5,41 | 5,41 | 5,4 |
| Al IV | 0,58 | 1,24 | 1,22 | 0,96 | 1,38 | 1,20 | 1,15 | 1,34 | 1,33 | 1,24 | 1,2 |

Tableau V 2.1. (h) : Compositions représentatives des chlorites de la lame ID 38 calculées sur 14 oxygènes

| | | | | | | | | | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| n° d'analyse | 20 | 22 | 23 | 24 | 27 | 30 | 31 | 32 | 33 | 37 | 3 |
| SiO₂ | 34,425 | 25,59 | 26,063 | 26,104 | 23,943 | 25,363 | 25,708 | 24,418 | 25,047 | 24,897 | 25,40 |
| TiO₂ | 0,06 | 0,279 | 0,309 | 0,367 | 0,155 | 0,26 | 0,284 | 0,195 | 0,128 | 0,062 | 0,07 |
| Al₂O₃ | 21,184 | 22,038 | 21,8 | 19,709 | 21,099 | 19,191 | 18,467 | 21,388 | 21,779 | 18,533 | 18,65 |
| Cr₂O₃ | 0,00 | 0,151 | 0,022 | 0,015 | 0,091 | 0,038 | 0,007 | 0,053 | 0,053 | 0 | 0,01 |
| FeOt | 19,661 | 25,137 | 25,607 | 25,655 | 24,675 | 24,568 | 25,119 | 24,568 | 25,126 | 27,688 | 27,57 |
| MnO | 0,417 | 0,213 | 0,518 | 0,504 | 0,544 | 0,584 | 0,412 | 0,584 | 0,345 | 0,541 | 0,50 |
| MgO | 11,232 | 11,371 | 11,641 | 0 | 13,808 | 13,455 | 12,989 | 13,455 | 13,765 | 13,44 | 13,5 |
| CaO | 0,077 | 0,306 | 0,295 | 5,155 | 0,213 | 0,08 | 0,396 | 0,08 | 0,087 | 0,085 | 0,03 |
| Na₂O | 1,322 | 0,805 | 0,76 | 8,01 | 0,39 | 0,191 | 0,177 | 0,191 | 0,168 | 0,042 | |
| K₂O | 0,048 | 0,133 | 0,199 | 0,1 | 0,367 | 0,389 | 0,525 | 0,389 | 0,287 | 0,047 | 0,13 |
| TOTAL | 88,43 | 86,02 | 87,21 | 85,62 | 85,29 | 84,12 | 84,08 | 85,32 | 86,79 | 85,34 | 85,9 |
| Formule Structurale à base de 28 oxygènes | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,84 | 5,52 | 5,56 | 6,08 | 5,24 | 5,6 | 5,7 | 5,32 | 5,34 | 5,52 | 5,5 |
| Al | 4,96 | 5,6 | 5,48 | 5,42 | 5,44 | 5 | 4,82 | 5,48 | 5,48 | 4,84 | 4,8 |
| Ti | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,0 |
| Cr | 0,00 | 0,02 | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| Fe²⁺ | 3,27 | 4,54 | 4,56 | 5 | 4,52 | 4,54 | 4,66 | 4,48 | 4,48 | 5,12 | 5,0 |
| Mn | 0,07 | 0,04 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,08 | 0,1 | 0,06 | 0,1 | 0,0 |
| Mg | 3,33 | 3,66 | 3,7 | 0 | 4,5 | 4,42 | 4,3 | 4,36 | 4,38 | 4,44 | 4,4 |
| Ca | 0,02 | 0,08 | 0,06 | 1,28 | 0,04 | 0,02 | 0,1 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | |
| Na | 0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,04 | 0,16 | 0,16 | 0,22 | 0,16 | 0,12 | 0,02 | 0,0 |
| K | 0,34 | 0,22 | 0,2 | 2,38 | 0,1 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,02 | |
| Σ | 18,85 | 19,78 | 19,8 | 20,36 | 20,14 | 19,96 | 19,98 | 20,02 | 19,96 | 20,08 | 20,0 |
| XFe | 49,55 | 55,37 | 55,21 | 100 | 50,11 | 50,67 | 52,01 | 50,68 | 50,56 | 53,89 | 53,2 |
| Xclinochl | 0,15 | 0,24 | 0,26 | 0 | 0,68 | 0,62 | 0,54 | 0,58 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| Xcorund | 0,12 | 0,17 | 0,18 | 0 | 0,38 | 0,36 | 0,32 | 0,34 | 0,34 | 0,34 | 0,3 |

Tableau V.2.1. : Compositions représentatives des chlorites calculées sur 28 oxygènes

| n° d'analyse | 85 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 | 100 | 102 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 42,602 | 43,348 | 56,817 | 41,825 | 40,734 | 44,829 | 36,332 | 4 |
| TiO ₂ | 0,752 | 0,13 | 0,103 | 0,265 | 0,158 | 0,334 | 0,022 | |
| Al ₂ O ₃ | 34,301 | 33,511 | 28,886 | 31,863 | 30,951 | 31,111 | 30 | 3 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,11 | 0,016 | 0,025 | 0 | 0,025 | 0 | 0 | |
| FeO _t | 1,934 | 4,903 | 1,716 | 5,393 | 5,72 | 2,393 | 7,166 | |
| MnO | 0,00 | 0,097 | 0,084 | 0,111 | 0,111 | 0 | 0,083 | |
| MgO | 0,6 | 2,038 | 0,507 | 2,313 | 2,296 | 0,909 | 2,852 | |
| CaO | 0,027 | 0,046 | 0 | 0,011 | 0,027 | 0,053 | 3,518 | |
| Na ₂ O | 0,894 | 0,507 | 0,367 | 0,51 | 0,536 | 1,15 | 0,338 | |
| K ₂ O | 9,904 | 8,492 | 8,509 | 9,297 | 9,372 | 9,56 | 7,883 | |
| F | 0,00 | 0,00 | 0 | 0 | 0 | 0,079 | 0 | |
| Cl | 0,00 | 0,016 | 0 | 0,037 | 0,031 | 0,01 | 0 | |
| "-O=F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,16 |
| "-O=Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 91,12 | 93,10 | 97,01 | 91,63 | 89,96 | 90,43 | 88,19 | 91,97 |

Formule Structurale à base de 22 oxygènes

| | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 5,976 | 5,985 | 7,228 | 5,94 | 5,923 | 6,325 | 5,506 |
| Al ^{IV} | 2,024 | 2,015 | 0,772 | 2,06 | 2,077 | 1,675 | 2,494 |
| Al ^{VI} | 3,647 | 3,438 | 3,559 | 3,274 | 3,227 | 3,499 | 2,864 |
| Ti | 0,079 | 0,013 | 0,01 | 0,028 | 0,017 | 0,035 | 0,003 |
| Cr | 0,012 | 0,002 | 0,003 | 0 | 0,003 | 0 | 0 |
| Mg | 0,125 | 0,419 | 0,096 | 0,49 | 0,498 | 0,191 | 0,644 |
| Fe ²⁺ | 0,227 | 0,566 | 0,183 | 0,641 | 0,696 | 0,282 | 0,908 |
| Mn | 0 | 0,011 | 0,009 | 0,013 | 0,014 | 0 | 0,011 |
| Ca | 0,004 | 0,007 | 0 | 0,002 | 0,004 | 0,008 | 0,571 |
| N | 0,243 | 0,136 | 0,091 | 0,14 | 0,151 | 0,315 | 0,099 |

| n° d'analyse | 19 | 21 | 28 | 29 | 34 | 35 | 36 | 39 |
|--|---------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 46,328 | 42,651 | 45,993 | 44,206 | 45,734 | 43,524 | 43,637 | 41,318 |
| TiO ₂ | 0,317 | 0,29 | 0,255 | 0,334 | 0,147 | 0,028 | 0,008 | 0,167 |
| Al ₂ O ₃ | 33,432 | 33,898 | 33,328 | 32,644 | 33,915 | 34,548 | 34,136 | 33,902 |
| Cr ₂ O ₃ | 0 | 0,018 | 0,007 | 0,025 | 0 | 0 | 0,058 | 0,083 |
| FeO _t | 3,283 | 2,181 | 2,601 | 4,024 | 3,17 | 1,871 | 1,82 | 3,118 |
| MnO | 0 | 0,111 | 0,07 | 0,027 | 0,097 | 0,028 | 0 | 0,041 |
| MgO | 1,227 | 0,579 | 0,836 | 1,242 | 1,016 | 0,567 | 0,622 | 1,048 |
| CaO | 0,015 | 0 | 0,069 | 0,111 | 0,053 | 0,077 | 0,099 | 0,031 |
| Na ₂ O | 0,303 | 0,752 | 0,55 | 0,491 | 0,572 | 0,687 | 0,88 | 0,446 |
| K ₂ O | 10,963 | 10,886 | 10,974 | 10,04 | 10,568 | 10,429 | 10,402 | 10,51 |
| F | 0,158 | 0 | 0 | 0 | 0,236 | 0,079 | 0,079 | 0 |
| Cl | 0 | 0,024 | 0,031 | 0,047 | 0,003 | 0,042 | 0,042 | 0 |
| "-O=F | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,03 | 0,03 | 0,00 |
| "-O=Cl | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Total | 96,03 | 91,39 | 94,71 | 93,19 | 95,51 | 91,88 | 91,78 | 90,66 |
| Formule Structurale à base de 22 oxygènes | | | | | | | | |
| Si | 6,201 | 6,009 | 6,23 | 6,119 | 6,149 | 6,054 | 6,08 | 5,891 |
| Al ^{IV} | 1,799 | 1,991 | 1,77 | 1,881 | 1,851 | 1,946 | 1,92 | 2,109 |
| Al ^{VI} | 3,475 | 3,637 | 3,551 | 3,445 | 3,524 | 3,718 | 3,685 | 3,589 |
| Ti | 0,032 | 0,031 | 0,026 | 0,035 | 0,015 | 0,003 | 0,001 | 0,018 |
| Cr | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0 | 0 | 0,006 | 0,009 |
| Mg | 0,245 | 0,122 | 0,169 | 0,256 | 0,204 | 0,118 | 0,129 | 0,223 |
| Fe ²⁺ | 0,367 | 0,257 | 0,295 | 0,466 | 0,356 | 0,218 | 0,212 | 0,372 |
| Mn | 0,000 | 0,013 | 0,008 | 0,003 | 0,011 | 0,003 | 0 | 0,005 |
| Ca | 0,002 | 0 | 0,01 | 0,016 | 0,008 | 0,011 | 0,015 | 0,005 |
| Na | 0,079 | 0,205 | 0,144 | 0,132 | 0,149 | 0,185 | 0,238 | 0,123 |
| K | 1,872 | 1,956 | 1,896 | 1,773 | 1,813 | 1,851 | 1,849 | 1,912 |
| F | 0,067 | 0 | 0 | 0 | 0,1 | 0,035 | 0,035 | 0 |
| Cl | 0,000 | 0,006 | 0,007 | 0,011 | 0,001 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| Σ | 14,072 | 14,223 | 14,1 | 14,129 | 14,079 | 14,107 | 14,135 | 14,225 |
| XFe | 0,600 | 0,679 | 0,636 | 0,654 | 0,636 | 0,649 | 0,621 | 0,625 |
| XMg | 1,367 | 1,257 | 1,295 | 1,466 | 1,356 | 1,218 | 1,212 | 1,372 |

**Tableau V.2.2. (b) : Compositions représentatives des muscovites de la lame ID 38
calculées sur 22 oxygènes**

| n° d'analyse | 88 | 89 | 91 | 92 | 105 | 124 |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO₂ | 58,655 | 57,113 | 56,567 | 61,122 | 57,412 | 54,481 |
| TiO₂ | 0,032 | 0,053 | 0 | 0 | 0,088 | 0,025 |
| Al₂O₃ | 24,572 | 24,568 | 24,521 | 24,132 | 23,561 | 23,537 |
| Cr₂O₃ | 0,018 | 0 | 0,094 | 0 | 0,007 | 0 |
| FeOt | 0,328 | 0,192 | 0,282 | 0,148 | 0,533 | 0,089 |
| MnO | 0,00 | 0,056 | 0 | 0 | 0 | 0,127 |
| MgO | 0,00 | 0,028 | 0 | 0 | 0 | 0,041 |
| CaO | 5,735 | 5,49 | 5,623 | 5,745 | 5,956 | 5,518 |
| Na₂O | 8,22 | 7,685 | 8,287 | 8,248 | 8,202 | 7,906 |
| K₂O | 0,146 | 0,107 | 0,069 | 0,049 | 0,058 | 0,046 |
| TOTAL | 97,71 | 95,29 | 95,44 | 99,44 | 95,82 | 91,77 |
| Formule Structurale à la base de 8 oxygènes | | | | | | |
| Si | 2,677 | 2,666 | 2,647 | 2,728 | 2,679 | 2,65 |
| Al | 1,322 | 1,352 | 1,353 | 1,27 | 1,296 | 1,35 |
| Ti | 0,001 | 0,002 | 0 | 0 | 0,003 | 0,001 |
| Cr | 0,001 | 0 | 0,003 | 0 | 0 | 0 |
| Fe²⁺ | 0,013 | 0,007 | 0,011 | 0,006 | 0,021 | 0,004 |
| Mn | 0 | 0,002 | 0 | 0 | 0 | 0,005 |
| Mg | 0 | 0,002 | 0 | 0 | 0 | 0,003 |
| Ca | 0,28 | 0,275 | 0,282 | 0,275 | 0,298 | 0,288 |
| Na | 0,727 | 0,696 | 0,752 | 0,714 | 0,742 | 0,746 |
| K | 0,008 | 0,006 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |
| Σ | 5,03 | 5,01 | 5,05 | 5 | 5,04 | 5,05 |
| X_{An} | 0,276 | 0,281 | 0,272 | 0,277 | 0,285 | 0,278 |
| X_{Alb} | 0,716 | 0,712 | 0,724 | 0,72 | 0,711 | 0,72 |
| X_{Orth} | 0,008 | 0,007 | 0,004 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |

**Tableau V.2.3.(a) : Compositions représentatives des plagioclases de la lame ID 32
calculées sur 8 oxygènes**

| n° d'analyse | 16 | 17 | 18 | 25 | 26 | 44 | 45 | 46 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO₂ | 61,425 | 60,157 | 61,284 | 63,819 | 60,871 | 57,635 | 63,421 | 62,007 |
| TiO₂ | 0,00 | 0,042 | 0 | 0,012 | 0,078 | 0,047 | 0,053 | 0 |
| Al₂O₃ | 23,572 | 24,627 | 25,277 | 22,734 | 23,079 | 24,82 | 18,055 | 24,113 |
| Cr₂O₃ | 0,094 | 0,018 | 0,007 | 0,00 | 0,034 | 0 | 0 | 0,051 |
| FeOt | 0,18 | 0,051 | 0,161 | 0,251 | 0,14 | 0,154 | 0,206 | 0,166 |
| MnO | 0,056 | 0,07 | 0,056 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,028 | 0 |
| MgO | 0,007 | 0 | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,028 | 0,028 | 0,045 |
| CaO | 5,145 | 5,744 | 5,979 | 5,155 | 5,731 | 5,63 | 2,793 | 4,696 |
| Na₂O | 8,857 | 8,053 | 8,099 | 8,01 | 8,436 | 8,229 | 6,125 | 8,789 |
| K₂O | 0,077 | 0,072 | 0,072 | 0,1 | 0,092 | 0,126 | 0,335 | 0,054 |
| TOTAL | 99,41 | 98,83 | 100,94 | 100,08 | 98,46 | 96,67 | 91,04 | 99,92 |
| Formule Structurale à base de 8 oxygènes | | | | | | | | |
| Si | 2,745 | 2,703 | 2,697 | 2,814 | 2,748 | 2,658 | 2,658 | 2,748 |
| Al | 1,242 | 1,304 | 1,312 | 1,182 | 1,228 | 1,349 | 1,349 | 1,26 |
| Ti | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0 |
| Cr | 0,003 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,002 |
| Fe²⁺ | 0,007 | 0,002 | 0,006 | 0,009 | 0,005 | 0,006 | 0,006 | 0,006 |
| Mn | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mg | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,002 | 0,002 | 0,003 |
| Ca | 0,246 | 0,277 | 0,282 | 0,244 | 0,277 | 0,278 | 0,278 | 0,223 |
| Na | 0,768 | 0,702 | 0,691 | 0,685 | 0,738 | 0,736 | 0,736 | 0,755 |
| K | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,007 | 0,003 |
| Σ | 5,02 | 5 | 4,99 | 4,94 | 5,01 | 5,04 | 5,04 | 5 |
| X_{An} | 0,242 | 0,282 | 0,289 | 0,261 | 0,272 | 0,272 | 0,272 | 0,227 |
| X_{Alb} | 0,754 | 0,714 | 0,707 | 0,733 | 0,723 | 0,72 | 0,72 | 0,77 |
| X_{Orth} | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,007 | 0,003 |

**Tableau V.2.3. (b) : Compositions représentatives des plagioclases de la lame ID 38
calculées sur 8 oxygènes**

| n° d'analyse | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO₂ | 37,025 | 37,296 | 37,221 | 37,211 | 37,346 | 37,388 | 36,026 | 37,279 | 36,749 | 36,817 | 37,025 |
| TiO₂ | 0,008 | 0,107 | 0 | 0 | 0 | 0,052 | 0,033 | 0 | 0 | 0,067 | 0,008 |
| Al₂O₃ | 20,906 | 20,253 | 21,075 | 20,924 | 21,583 | 21,281 | 24,207 | 21,124 | 21,596 | 21,402 | 21,075 |
| Cr₂O₃ | 0,007 | 0,096 | 0,051 | 0 | 0,022 | 0 | 0,031 | 0 | 0,022 | 0 | 0,007 |
| FeOt | 30,828 | 31,102 | 30,76 | 30,348 | 30,968 | 30,76 | 28,988 | 30,527 | 30,322 | 30,173 | 31,221 |
| FeO | 30,59 | 29,03 | 30,18 | 29,25 | 30,87 | 29,91 | 28,99 | 29,95 | 29,72 | 29,22 | 30,59 |
| Fe₂O₃ | 0,26 | 2,30 | 0,64 | 1,23 | 0,11 | 0,95 | 0,00 | 0,64 | 0,67 | 1,06 | 0,26 |
| MnO | 6,975 | 6,707 | 7,204 | 7,432 | 6,955 | 7,519 | 6,832 | 7,44 | 7,857 | 7,363 | 6,975 |
| MgO | 2,965 | 3,339 | 3,31 | 3,568 | 3,169 | 3,53 | 3,291 | 3,464 | 3,305 | 3,663 | 2,965 |
| CaO | 1,079 | 1,3 | 1,114 | 1,377 | 1,058 | 1,107 | 1,132 | 0,989 | 1,098 | 1,061 | 1,079 |
| Na₂O | 0,031 | 0,71 | 0,043 | 0,069 | 0,088 | 0,057 | 0,264 | 0 | 0,012 | 0,212 | 0,031 |
| K₂O | 0,00 | 0,105 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,146 | 0,022 | 0 | 0,047 | 0,00 |
| TOTAL | 99,85 | 101,25 | 100,84 | 101,05 | 101,20 | 101,79 | 100,95 | 100,91 | 101,03 | 100,91 | 101,05 |

Formule Structurale à base de 12 oxygènes

| | | | | | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| Si | 2,992 | 2,957 | 2,973 | 2,963 | 2,969 | 2,957 | 2,841 | 2,974 | 2,929 | 2,927 | 2,992 |
| Al^{IV} | 0,008 | 0,043 | 0,027 | 0,037 | 0,031 | 0,043 | 0,159 | 0,026 | 0,071 | 0,073 | 0,008 |
| Al^{VI} | 1,983 | 1,85 | 1,958 | 1,927 | 1,992 | 1,94 | 2,091 | 1,961 | 1,959 | 1,932 | 1,983 |
| Alt | 1,991 | 1,893 | 1,985 | 1,964 | 2,023 | 1,984 | 2,25 | 1,987 | 2,029 | 2,006 | 1,991 |
| Ti | 0 | 0,006 | 0 | 0 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0 | 0 | 0,004 | 0 |
| Cr | 0 | 0,006 | 0,003 | 0 | 0,001 | 0 | 0,002 | 0 | 0,001 | 0 | 0 |
| Fe³⁺ | 0,016 | 0,138 | 0,039 | 0,073 | 0,007 | 0,056 | 0 | 0,039 | 0,04 | 0,064 | 0,016 |
| Fe²⁺ | 2,067 | 1,925 | 2,016 | 1,947 | 2,052 | 1,978 | 1,912 | 1,998 | 1,981 | 1,942 | 2,067 |
| Mg | 0,357 | 0,395 | 0,394 | 0,423 | 0,357 | 0,416 | 0,387 | 0,412 | 0,393 | 0,434 | 0,357 |
| Mn | 0,477 | 0,45 | 0,487 | 0,501 | 0,468 | 0,504 | 0,456 | 0,503 | 0,53 | 0,496 | 0,477 |
| Ca | 0,093 | 0,11 | 0,095 | 0,117 | 0,09 | 0,094 | 0,096 | 0,085 | 0,094 | 0,09 | 0,093 |
| Na | 0,005 | 0,109 | 0,007 | 0,011 | 0,014 | 0,009 | 0,04 | 0 | 0,002 | 0,033 | 0,005 |
| K | 0 | 0,011 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,015 | 0,002 | 0 | 0,005 | 0 |
| Total | 9,991 | 9,893 | 9,985 | 9,964 | 10,023 | 9,984 | 10,25 | 9,987 | 10,029 | 10,006 | 9,991 |
| Σ1=Σ-B21 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |
| X_{Mg} | 0,147 | 0,17 | 0,163 | 0,179 | 0,155 | 0,174 | 0,168 | 0,171 | 0,165 | 0,183 | 0,147 |
| Fe³⁺/Fe³⁺+Fe²⁺ | 0,008 | 0,067 | 0,019 | 0,036 | 0,003 | 0,028 | 0 | 0,019 | 0,02 | 0,032 | 0,008 |
| X_{Fe} | 0,69 | 0,669 | 0,674 | 0,654 | 0,687 | 0,664 | 0,671 | 0,667 | 0,664 | 0,656 | 0,69 |

Résumé

Le complexe mafique-ultramafique d'Iddeleh est situé dans le bloc d'Iskel à 30 km au nord-ouest du village de Silet (22° 42' Nord, 4° 24' Est), localisé au Sud de l'oued Amedd et constitué de deux unités Iddeleh Nord et Iddeleh Sud. Il est recoupé au sud-ouest et à l'ouest par le batholite granodioritique d'Ahambatou daté à 651±6 Ma (Béchiri, 2010) et il recoupe la série volcano-sédimentaire plissée du Pharusien I au Sud-Est et à l'Est où il induit un métamorphisme de contact avec développement de cornéennes à grenat.

Les traitements de télédétection par les rapports de bandes (combinaison des bandes ratios 5/7, 4/3, 5/2) montrent la zonation des auréoles de métamorphisme (zone à grenat et zone à biotite). L'utilisation des filtres directionnels montre le recoupement par le massif d'Ahambatou à l'ouest d'Iddeleh Nord.

La projection sur le diagramme ACF et A'KF confirme que la roche du socle est de nature pélitique (argiles schisteuses).

L'étude minéralogique montre que les grenats de l'auréole métamorphique d'Iddeleh sont riches en Fe et Mn, représentés par le pôle Almandin+ Spessartine avec XAlm= (50-70%) et X spess= (15-24%). Les chlorites sont des ripidolites. Les autres minéraux présents sont la muscovite (primaire et secondaire) les phengites ainsi que les plagioclases de type oligoclase avec des teneurs en anorthite comprises entre (An₂₀-An₃₀) et le quartz.

المخلص

المجمع القاعدي ايدله يقع في كتلة اسكل على بعد 30 كلم من شمال غرب قرية سيلت (22° 42' شمال و 4° 24' شرق) يقع في جنوب واد امداد و يتكون من وحدتين ادله شمالية و ادله جنوبية. يتم قطعه في الجنوب الغربي و الغرب بالغرانتات الالهياتو التي يرجع تاريخها الى 651 مليون سنة (بشيري 2010) و يقطع السلسلة البركانية المترسبة المطوية "فاروزيان 1" في الشرق و الجنوب الشرقي اين يسبب هناك تحول صخري موضعي مع ظهور الغرانت في صخور الكورنيان .

اوضحت عملية الاستعمار عن بعد للاشرطة المرتبطة (جمع الاشرطة المرتبطة 5/73 /45/2) بان محور منطقة التحول الصخري الموضوعي (منطقة الغرانت - منطقة ابيوتيت) كما اظهر استعمال مرشحات الاتجاه تقاطعا مع غرانت اهباتو في غرب ادله الشمالية .

الاسقاط على الرسمين البيانيين A FCA 'FK يؤكد أن صخرة القاعدة هي ذات طبيعة طينية (طين الطفل الصفحي) .

الدراسة المعدنية توضح ان غرانت منطقة تحول ايدله غنية بالحديد و المغنيزيوم ' ممثلة بالقطب مع (50-70%) XAlm و (15-24%) X spess امدان+سبيستاردين مع ليوليتوكلاس من نوع ريبينوليت .

المعادن الاخرى الموجودة هي الموسكوفيت (الاولية و الثانوية) و كذلك الفونجيت ايضا البلاجيوكلاس من نوع ليوليتوكلاس مع محتويات انورديت ..

كلمات بديلة: ايدله اسكل منطقة التحول الصخري الموضوعي . فاروزيان 1 - غرانتات الكورنيان

Abstract

Iddeleh's mafic-ultramafic complex is located in the Iskel block at 30 km north-west of the village of Silet (22° 42' North, 4° 24' East), located to the south of the Amedd Wadi and contain two units Iddeleh North and Iddeleh South. It is intersected to the southwest and west by the granodioritic batholith of Ahambatou dated to 651 ± 6 Ma (Béchiri, 2010) and intersects the folded volcano-sedimentary series of the Pharusien I in the South- East where it induces a contact metamorphism with development of garnet in the corneal rocks.

Remote sensing treatments using band ratios (combination of 5/7, 4/3, 5/2 ratios) show the zonation of metamorphic aureoles (garnet zone and biotite zone). The use of directional filters shows the overlap by the Ahambatou massif in the west of Iddeleh Nord.

The projection on the diagram ACF and A'KF confirms that the rock of the base is of pelitic nature (schistose clays).

The mineralogical study shows that the garnet of the metamorphic aureole of Iddeleh is rich in Fe and Mn, represented by the pole Almandin + Spessartine with XAlm = (50-70%) and X spess = (15-24%) the chlorites are ripidolites. Other minerals present are muscovite (primary and secondary) phengites as well as oligoclase type plagioclases with anorthite contents between (An₂₀-An₃₀) and quartz.

L'application du géothermomètre Grenat Muscovite de Wu .C et Zhao.Y (2002) donne des températures variant entre 637°C et 916°C pour le grenat .La projection des compositions chimiques des chlorites sur la représentation de Wiewiora and Weiss (1990) couvrant les modèles thermodynamiques (Washe, Inoue et al, et Vidal et al) et le géothermomètre empirique d'Hillier et Velde (1991) montre deux types de chlorites, des chlorites diagenétiques (moins de 100° C) et des chlorites métamorphiques (Plus de 300°C) ce qui a mis en évidence le métamorphisme régional postérieur au métamorphisme de contact et qui clôturé l'orogénèse panafricaine.

Les analyses des minéraux ont défini deux subfacies : Subfacies à biotite (+ Quartz+feldspath+muscovite+chlorite) et subfacies à almandin (+ Quartz+feldspath +muscovite- phengite+chlorite).

Le passage de la zone 1 à grenat à la zone 2 à biotite s'est fait selon la réaction :

grenat+muscovite1+Quartz → Muscovite2+biotite+quartz suite à la diminution de la température lorsqu'on s'éloigne du massif d'Iddeleh.

Il correspond au passage entre le faciès albite epidote hornfels faciès et hornblende hornfels faciès du métamorphisme de contact.

Mots clés : Iddeleh-Iskel-grenat-auréole de métamorphisme-Pharusien 1-cornéennes.

تطبيق ميزان الحرارة الجغرافي موسكوفيت ل ووس و زهاوي (2002) يعطي درجات حرارة تتراوح بين 637° و 916° للغرانت.

اسقاط التركيب الكيميائي للكلوريت على تمثيل "فيفيورا و ويس 1990" يغطي النماذج الحرارية و ميزان الحرارة الجغرافي التجريبي لهيلير و فيلدا 1991 يوضح نوعين من الكلوريت

- كلوريت النشأة المتأخرة (اقل من 100°)

- الكلوريت المتحولة (اكثر من 300°) التي تعود الى التحول الخلفي الامامي الاقليمي من تحول الاتصال و يقاب تكون الجبال الافريقية .

تحاليل المعادن حدد هيتنين هيتة بيوتيت (+كوارتز+فيلبات+موسكوفيت+كلوريت) و هيتة المندين (+كوارتز+فيلبات+موسكوفيت-فانجيت+كلوريت)

الانتقال من المنطقة 1 للغرانت الى المنطقة 2 للبيوتيت حدث بسبب التفاعل الآتي

غرانت + موسكوفيت 1 + كوارتز ---> موسكوفيت 2 + كوارتز + بيوتيت بعد انخفاض درجة الحرارة لما نبتعد عن مرتفع ايدله .

يوافق الانتقال من هيتة البيت ابيوتوت هورنفال و هيتة هورنبلاند هورنفال لتحول الاتصال

The application of the Geotometer Grenat Muscovite by Wu .C and Zhao.Y (2002) gives temperatures varying between 637 ° C and 916 ° C for garnet. The projection of chlorite chemical compositions on the representation of Wiewiora and Weiss (1990) and the empirical geothermometer of Hillier and Velde (1991) shows two types of chlorites, diagenetic chlorites (less than 100 ° C) and metamorphic chlorites (More than 300 ° C), which has revealed the regional metamorphism posterior to the contact metamorphism and which closes the panafrican orogeny.

The mineral analyzes have defined two sub facies : biotite subfacies (+ quartz + feldspar + muscovite + chlorite) and subfacies with almandine (+ Quartz + feldspar + muscovite-phengite + chlorite).

The transition from zone 1 to garnet to zone 2 with biotite was carried out according to the reaction:

Garnet + muscovite1 + Quartz → Muscovite2 + biotite + quartz due to the decrease in temperature when moving away from Iddeleh massif.

It corresponds to the passage between the facies albite epidote hornfels facies and hornblende hornfels facies of contact metamorphism.

Key words: Iddeleh-Iskel-Granet-Metamorphique aureoles-Pharusien 1-corneal roks