

N° d'ordre :



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

Université d'Oran2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Science de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en géologie

Option : Géodynamique de la Lithosphère

**Les altérations hydrothermales de l'indice aurifère d'Akilet
Deilel (zone Sud-Ouest) ; Ouest-Eglab.**

Par :

GUINDO Boubacar Sidiki

SISSOKO Charles Samba

Soutenu le 30 juin 2018, devant le Jury composé de :

M. SEDDIKI Abdelmadjid	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mme ALLAMI Fatima Zohra	M.A.A	Université d'Oran 2	Examinatrice
Mme LAGRAA BENRAMDANE K.	M.C.A.	Université d'Oran 2	Examinatrice
M. BENRAMDANE Hocine	M.A.A.	Université d'Oran 2	Encadreur

REMERCIEMENTS

Avant tout développement de ce travail, il nous paraît important de commencer la rédaction de ce Mémoire par des remerciements. Nous remercions tout d'abord Dieu pour nous avoir donné la force et le courage de mener à bout ce travail et tous ceux qui, de près ou de loin, nous ont soutenu, encouragé et aidé pendant ces années d'études.

Tout d'abord, nous adressons des remerciements à Monsieur A. **SEDDIKI** de nous avoir fait l'honneur de présider le jury.

Nos plus vifs remerciements et gratitude vont à l'endroit de Monsieur **H. BENRAMDANE** qui nous a proposé et dirigé ce thème faisant preuve de disponibilité, d'encouragements, de soutien permanent, de patience et de pertinentes remarques productives mais surtout de générosité, et qui a été pour nous un père en Algérie. Qu'il trouve ici, l'expression de notre profonde et éternelle gratitude.

Notre gratitude à Madame **K. LAGRAA-BENRAMDANE** pour son soutien et conseils tout au long de ce travail.

A Madame **Allami**, nos remerciements pour avoir accepté et nous avoir l'honneur d'examiner ce travail.

On n'oublie pas Madame **N. Remaci**, responsable de la spécialité G.L., pour ses précieux conseils le long de notre cycle Master.

Enfin, nous remercions le corps professoral et le personnel administratif du Département de Géologie de l'Université d'Oran 2.

DEDICACES

Je dédie ce travail à :

Mes parents pour leurs sacrifices et soutiens.

Ma famille, mes frères et sœurs qui n'ont cessés de m'encourager et me soutenir dans toutes mes entreprises.

A mes camarades, DIARRA Sidi Mohamed, SISSOKO Charles Samba et KANADJI Bourahima avec qui j'ai passé des moments importants de ma vie.

Tous mes ami(e)s et ma chère patrie le Mali.

GUINDO Boubacar Sidiki

Je dédie ce travail :

A ma chère patrie, le Mali, qui traverse en ce moment une crise sans précédent. Puisse le tout Puissant y ramener la paix et la cohésion sociale.

A ma fille, SISSOKO Tabara Que Dieu me donne la longévité nécessaire de la voir grandir.

A mes parents et à toute ma famille pour leurs sacrifices et soutiens infatigables et inconditionnels dans toutes mes entreprises.

A mes camarades, DIARRA Sidi Mohamed et GUINDO Boubacar Sidiki avec qui j'ai passé des moments importants de ma vie.

A tous mes ami(e)s et proches.

SISSOKO Charles Samba

SOMMAIRE

Avant-propos	1
But et objectifs	2
Méthodes de travail	2
Chapitre I : Introduction et Généralités	
I.1. Introduction générale.....	3
I.2. Cadre géographique.....	4
I.3. Cadre géologique.....	6
I.3.1. le Craton Ouest-Africain.....	6
I.3.1.1. La Dorsale de Leo ou de Man.....	7
I.3.1.2. Les fenêtres de Kayes et de Kéniéba.....	7
I.3.1.3. La Dorsale Réguibat.....	9
• La partie Nord-Orientale de la Dorsale Réguibat (Massif Yetti-Eglab).....	10
○ Géologie de la Zone de Jointure Yetti-Eglab.....	11
➤ La lithostratigraphie.....	11
➤ Le Magmatisme.....	13
➤ La tectonique.....	17
➤ Le métamorphisme.....	18
I.4. Historique des travaux.....	20
Chapitre II : Présentation de la minéralisation aurifère	
II.1. Introduction.....	23
II.2. Typologie des gites d'or.....	23
II.2.1. Les gîtes liés à l'hydrothermalisme sous-marin.....	23
II.2.2. Les gîtes liés à l'hydrothermalisme continental.....	24
II.3. Les minéralisations liées à l'orogénèse éburnéenne.....	29

II.3.1. A l'échelle du Craton Ouest-Africain.....	29
II.3.2. A l'échelle de la Dorsale de Man.....	29
II.3.3. A l'échelle des fenêtres de Kayes et de Kéniéba.....	30
II.3.4. A l'échelle de la Dorsale Réguibat.....	32
II.3.4.1. La partie Nord-Orientale de la Dorsale Réguibat (le massif Yetti-Eglab).....	32
II.3.4.2. L'indice aurifère Akilet Deilel.....	33
II.3.4.2.1. Géologie du secteur d'Arieguet Lemha.....	34
II.3.4.2.2. Les minéralisations aurifères.....	38
a) Une minéralisation filonienne.....	38
b) Une minéralisation disséminée.....	38
II.3.4.2.3. Présentation de la minéralisation du secteur d'étude.....	39
II.5. Conclusion.....	44

Chapitre III : Pétrographie et les altérations des roches du secteur d'étude

III.1. Généralités sur les altérations hydrothermales.....	45
III.2. Les principales réactions d'altérations hydrothermales.....	45
III.3. Les principaux types d'altérations hydrothermales.....	46
III.3.1. Altération argileuse.....	46
III.3.1.1. Altération argileuse faible.....	47
III.3.1.2. Altération argileuse forte.....	47
III.3.2. Altération séricitique.....	47
III.3.3. Altération potassique.....	47
III.3.3.1. Altération potassique de faible température.....	47
III.3.3.2. Altération potassique de forte température.....	47
III.3.4. Altération propylitique.....	48
III.3.4.1. L'albitisation.....	48

III.3.4.2. La chloritisation.....	48
III.3.4.3. La zéolitisation.....	48
III.3.4.4. La carbonatation.....	48
III.3.5. La silicification.....	49
III.4. Pétrographie des roches altérées de la zone d'étude.....	51
III.4.1. Le quartz filonien.....	52
III.4.2. L'encaissant volcano-détritique.....	54
III.4.3. Roches magmatiques grenus.....	57
➤ Granite à amphibole.....	57
➤ Gabbrodiorite et granodiorite.....	59
III.4.4. Volcanites.....	62
III.5. Les altérations des roches du secteur d'étude.....	64
III.5.1. L'altération pervasive (diffuse).....	64
III.5.1.1. L'altération des plagioclases.....	64
III.5.1.2. L'altération de la biotite.....	66
III.5.1.3. L'altération de l'amphibole.....	66
III.5.2. Les altérations canalisées.....	67
III.5.4.1. La silicification.....	67
III.5.4.2. La carbonatation.....	67
III.5.4.3. La séricitisation.....	68
III.6. Conclusion.....	69

Chapitre IV : Conclusion générale

IV. Conclusion générale.....	70
------------------------------	----

Références bibliographiques

Liste des figures

Figure 1 : Situation géographique du massif Yetti-Eglab ; la zone étudiée est délimitée par le triangle rouge	3
Figure 2 : Schéma géologique du Craton Ouest-africain : localisation de la Dorsale Réguibat, la jointure Yetti-Eglab est représentée par le carré noir	6
Figure 3: Carte géologique simplifiée de la Dorsale de Man.....	8
Figure 4: Schéma géologique de la Dorsale Réguibat.....	9
Figure 5: schéma structural de la partie nord-orientale de la dorsale Réguibat.....	11
Figure 6: Schéma structural de la jointure Yetti-Eglab.....	18
Figure 7: Contextes géologiques (tectoniques) et géodynamiques des gîtes d'or épigénétiques.....	27
Figure 8: coupe schématique interprétative présentant les trois (3) principaux types de veines aurifères associées aux zones de cisaillements (Exemple de jeu inverse).	28
Figure 9 : Schéma lithostructural de la dorsale du Man avec les principaux gisements aurifères.....	30
Figure 10 : Localisation des gisements d'or sur une carte simplifiée de la fenêtre Kédougou-Kéniéba	31
Figure 11: Carte des filons et points minéralisés de l'indice d'Akilet Deilel.....	33
Figure 12: Carte géologique du secteur d'étude d'Arieguet Lemha extrait de la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa, à 1 / 200 000 : localisation du secteur d'étude représenté dans le carré.	35
Figure 13: Coupe détaillée d'Arieguet Lemha.	37
Figure 14: Carte géologique de l'indice Akilet Deilel (Benramdane et al. 2001, modifié et complétée) : Localisation de la zone sud-occidentale (zone d'étude)	39
Figure 15: Carte géologique du secteur d'étude avec échantillons.....	52

Liste des Tableaux

Tableau 1: Différents types de minéralisation aurifère en fonction de la profondeur de mise en place et leur température précipitation.....	25
Tableau 2: Principaux gîtes d'or du Protérozoïque inférieur « Birimien » du Craton Ouest-africain.....	43
Tableau 3 : Les différentes réactions des altérations hydrothermales.....	46
Tableau 4: Classification pétrographique des principaux types d'altération.....	50

Liste de planches

Planche I : les opaques associés au quartz microcristallin et calcite remplissant les veinules et filonnets eux-mêmes encaissés dans les filons à gros cristaux de quartz du secteur d'étude.....	40
Planche II : minéraux métalliques du secteur d'étude observés en lumière réfléchie.....	41
Planche III : photomicrographies 1 à 3 montrant les différentes paragénèses minérales du quartz filonien du secteur d'étude.....	54
Planche IV : photomicrographies 4 à 6 montrant quelques paragénèses minérales de l'encaissant volcano-sédimentaire du secteur d'étude.....	56
Planche V : photomicrographies 7 à 9 montrant les phases minérales du granite à amphibole du secteur d'étude.....	59
Planche VI : photomicrographies 10 montrant les phases minérales du faciès granodioritique 11 et 12 le faciès gabbrodioritique du secteur d'étude.....	61
Planche VII : photomicrographies 13 à 15 montrant les phases minérales de quelques volcanites du secteur d'étude.....	63
Planche VIII : photomicrographies 16 à 18 montrant les transformations des plagioclases par altérations hydrothermales dans certains faciès du secteur d'étude.....	65
Planche IX : photomicrographies 19 à 21 montrant les transformations de la biotite et de l'amphibole dans quelques faciès du secteur d'étude.....	67
Planche X : photomicrographies 22 à 25 montrant les différentes altérations hydrothermales canalisées recensées au sein des faciès du secteur d'étude.....	69

Liste des abréviations des minéraux utilisés dans les planches

Amphibole Amp

Apatite Ap

Biotite Bt

Calcite Cal

Chalcopyrite Chp

Chlorite Chl

Clinopyroxène Cpx

Epidote Ep

Galène Gal

Mispickel Mys

Quartz Q

Opaque Op

Or Au

Plagioclase Plg

Séricite Ser

Sphène Sp

AVANT-PROPOS

Ce mémoire présente une Contribution à l'étude pétrographique des altérations hydrothermales de la zone sud-ouest de l'indice aurifère d'Akilet Deileil, situé dans l'Ouest-Eglab, SW algérien.

Ce document est structuré en quatre (4) parties :

- Le chapitre I « Introduction et Généralités » est consacré aux synthèses bibliographiques relatives à la géographie et la géologie du Craton Ouest-Africain (la Dorsale de Léo, les fenêtres de Kayes et de Kéniéba et la Dorsale Réguibat) et à la géologie de la Zone de Jointure Yetti-Eglab ;
- Le chapitre II « Présentation de la minéralisation aurifère » donne un aperçu sur :
 - ✓ les minéralisations aurifères e leur typologie ;
 - ✓ l'or de l'Afrique de l'Ouest et de la Dorsale Réguibat ;
 - ✓ la présentation des caractéristiques géologiques et gîtologiques du secteur d'étude (zone Sud-Occidentale du secteur d'Arieguet Lemha);
- le chapitre III « Pétrographie des roches altérées de la zone d'étude » débute par des généralités sur les altérations hydrothermales, suivies par une étude pétrographique de certaines roches sélectionnées du secteur d'étude et enfin une synthèse sur les altérations hydrothermales recensées au cours de l'étude pétrographique ;
- Le chapitre IV « Conclusion générale » est consacré à synthétiser l'ensemble des résultats obtenus synthétisés (pétrographie des roches étudiées et altérations hydrothermales associés) appuyer par une comparaison de l'indice aurifère d'Akilet Deileil et le gisement d'or de Kalana (Mali).

But et objectifs du travail

Dans le cadre de la préparation du Mémoire de Master, la présente étude a pour but de mettre en évidence les différents types d'altérations hydrothermales associées à la mise en place de la minéralisation à or dans une partie (Sous/zone Sud ou Zone A de l'ORGM, 2002) de l'indice d'or Akilet Deilel.

Pour y arriver, nous nous sommes fixés plusieurs objectifs, à savoir :

- l'étude pétrographique des roches altérées et roches non-altérées afin de révéler la nature des roches étudiées mais aussi les altérations hydrothermales qui les ont affectés ;
- Une recherche bibliographique sur les altérations hydrothermales liées aux minéralisations aurifères ;
- faire une comparaison entre l'indice aurifère d'Akilet Deilel et d'autres gisements d'or dans le Craton Ouest-Africain.

Méthodes de travail

La présente étude a impliqué en grande partie l'étude pétrographique au microscope polarisant à lumière transmise au laboratoire du département des Sciences de la Terre.

Pour appréhender les altérations hydrothermales liées à la minéralisation de la zone d'étude, nous avons utilisé uniquement l'approche pétrographique.

Les observations macroscopiques et de terrain nous ont été transmises par M. Benramdane. Elle consiste à l'identification et la description des minéraux des différents faciès ainsi que les altérations hydrothermales qui les ont affectés.

L'étude pétrographique a porté sur près d'une trentaine de lames minces de roches non-altérées et roches altérées.

Chapitre I : Introduction et généralités

I.1. Introduction générale

Le **Craton Ouest-Africain (COA)** affleure essentiellement en Afrique de l'Ouest. Il est constitué de roches cristallophylliennes principalement d'âge Archéen et Paléoprotérozoïque, affectées par de nombreuses orogénèses et recouvert par une vaste couverture sédimentaire paléozoïque et cénozoïque à quaternaire. Le Craton est subdivisé en trois (3) grandes parties. Il renferme un important potentiel aurifère.

La Dorsale Réguibat représente la partie nord du Craton affleurant en Mauritanie et dans le Sud-Ouest algérien et séparant les bassins de Tindouf et de Taoudeni. Elle est essentiellement constituée de roches cristallophylliennes. La partie nord-orientale de la Dorsale Réguibat qui affleure dans le SO algérien est représentée par deux domaines : Yetti à l'Ouest et les Eglab à l'Est. Ces domaines ayant évolués séparément, se sont accolés vers 2,09Ga formant ainsi un seul massif appelé « **massif Yetti-Eglab** ».

La zone de contact de ces deux domaines est appelée « **Zone de Jointure Yetti-Eglab** ». Cette zone de jonction ou de collage entre les domaines est matérialisée par des accidents majeurs décrochants à caractère cisailant orientés sensiblement N-S à NNW-SSE.

Le secteur d'étude localisé près de la frontière algéro-mauritanienne, dit **secteur d'Arieguet Lemha** est sur la « Zone de Jointure Yetti-Eglab ». Il est constitué de faciès volcano-détritiques, volcaniques, plutoniques et de dépôts sédimentaires. Cette zone a révélé un potentiel d'or (ORGM, 2002). La principale concentration aurifère filonienne a été nommée « indice d'Akilet Deilel ». La partie sud-occidentale de la zone minéralisée de cet indice représente notre secteur d'étude.

L'indice aurifère Akilet Deilel montre des caractéristiques de gites d'or orogéniques principalement ceux des zones de cisaillement aurifères (Benramdane, 2007). La minéralisation associée est à sulfures, riche en pyrite. La ferrugénisation observée sur les échantillons étudiés caractérise une altération supergène à la quelle est liée la concentration aurifère. L'indice Akilet Deilel présente des caractères comparables à plusieurs gisements aurifères sur le Craton Ouest-Africain, notamment ceux de Poura au Burkina-Faso et de Kalana au Mali. L'étude microscopique nous a révélé des faciès quasi-totalement altérés. Les altérations hydrothermales présentes dans les roches sont essentiellement de nature séricitique, propylitique (chlortisation, carbonatation, épidotisation) et de silicification.

I.2. Cadre géographique

Le Craton Ouest-africain, identifié par Kennedy en 1964, est limité au Nord par l'Anti-Atlas (Maroc), au Sud par le Golf de Guinée, à l'Est par la chaîne du Hoggar et le bassin voltaïen d'Afrique Centrale et à l'Ouest par les chaînes des Mauritanides et Rockellides (in. Lagraa, 2014).

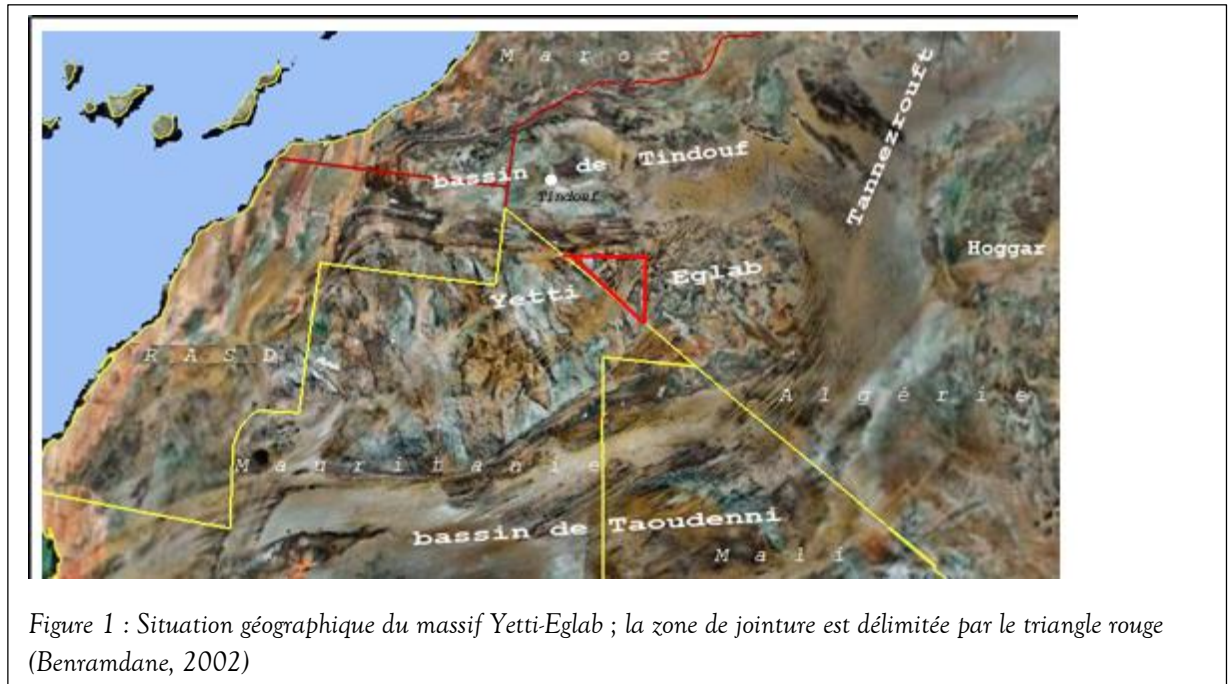
Deux zones d'affleurements du Craton Ouest-africain sont distinguées :

- *au Nord, entre les bassins de Tindouf et de Taoudéni : appelée la **Dorsale Réguibat**, elle s'étend sur plus de 1500 Km selon un axe SW-NE, du centre de la Mauritanie jusqu'au Sud-Ouest de l'Algérie;*
- *au Sud du bassin de Taoudéni, la **Dorsale de Léo ou de Man**, limitée à l'Ouest et au Sud par l'Atlantique, affleure d'Ouest à l'Est en Guinée, au Sierra Leone, en Libéria, en Côte d'Ivoire, au Mali, au Burkina Faso, au Niger et au Ghana.*

Entre les deux dorsales, deux fenêtres dans le bassin Taoudéni, montrent des formations géologiques précambriennes rattachées au Craton Ouest-Africain: ce sont les **fenêtres de Kayes** au Mali et **de Kéniéba** à la frontière du Mali et du Sénégal.

La partie Nord orientale de la Dorsale Réguibat qui affleure principalement dans le Sud-Ouest de l'Algérie, est formée par deux domaines : le Yetti à l'Ouest et l'Eglab à l'Est d'où l'appellation « **massif Yetti-Eglab** » ou « **massif des Eglab** » (fig. 1).

- *Le domaine Yetti : est situé à l'Ouest du méridien 6°W. c'est un pays plat à reg noirâtre et blanc ; il est caractérisé par une absence de reliefs d'où le nom Yetti (de l'arabe Yttih signifiant se perdre) ;*
- *Le domaine Eglab : situé à l'Est du méridien 6°W, il est marqué par des collines de granites à couleur rouge et rose et des pitons volcaniques nommés « Guelb » éparpillés dans un reg rouge rosâtre, d'où le nom « Eglab ».*



- **Voies d'accès et accessibilités**

La région du sud-ouest algérien est relativement bien desservie ; un réseau routier récent est réalisé ; de la « rocade sud » jadis l'unique piste balisée qui traverse le massif des Eglab, joignant la ville de Tindouf à celle d'Adrar en passant par le petit village de Djebilet, par les oasis de l'Aouinet, de Chenachane puis Bou Bernous. Le secteur d'étude est accessible par une piste à partir déviation sur le tracé de la route.

- **Climat et végétation**

Le climat de la région est saharien. Les précipitations sont rares et les températures sont élevées (en été 60°C) et douces en hiver à (environ 20°C) avec des températures de gel la nuit.

La végétation sur le massif, est presque inexistante. On y trouve quelques palmiers dans l'oasis de l'Aouinet Bel Legraa, de « l'achab » et des « talh ». Les petits reptiles tels le dhob et la vipère à cornes et des scorpions sont les plus rencontrés ; le lièvre et la gazelle, en voie de disparition, survivent près des dunes et des Houassi.

- **Population**

«Les R'guibats » population nomade et fort hospitalière sont les habitants de cette région rude et inhospitalière. Ils se concentrent durant les périodes douces autour des points d'eau de l'oasis de l'Aouinet Bel Legraa et de « hassi » Djebilet et rarement, près des « oglat ».

I.3. Cadre géologique

I.3.1. Le Craton Ouest-Africain

Les zones d’affleurements du Craton Ouest-Africain sont subdivisées en trois (3) parties par des ensembles sédimentaires et cristallophylliens affectés ou non par l’orogénèse panafricaine : les dorsales Reguibat et de Léo entre lesquelles apparaissent les fenêtres de Kayes et de Kéniéba. Le Craton Ouest-Africain montre des roches archéennes et protérozoïques (fig. 2). Il est affecté par au moins deux orogénèses : Libérienne et Eburnéenne. Cette dernière est reconnue comme l’ultime orogénèse ayant modelé le Craton vers $1800\text{Ma} \pm 250\text{Ma}$ (in. Boumelik, 2005). Depuis, le Craton Ouest-Africain est considéré comme stable (Fabre, 2005).

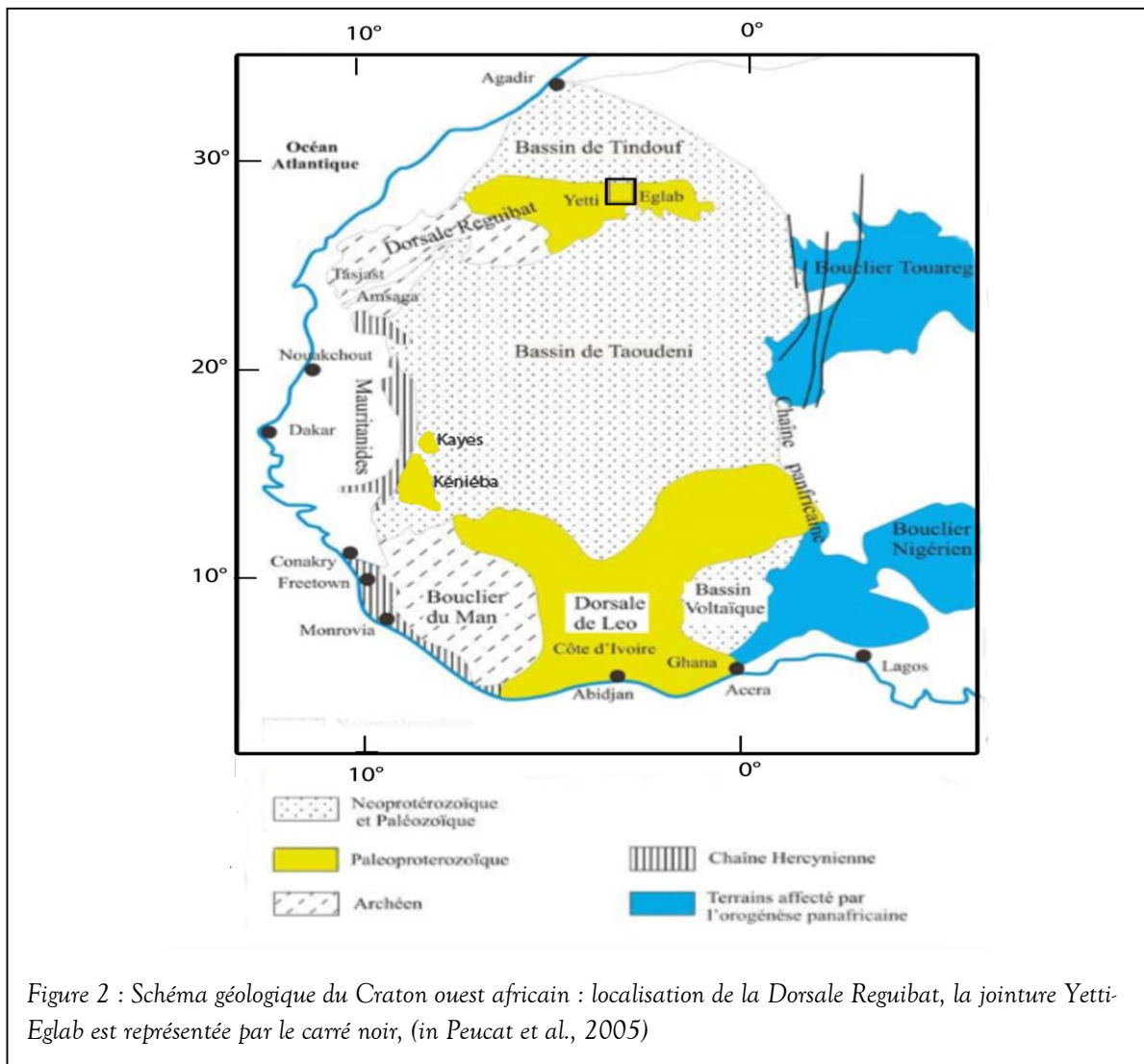


Figure 2 : Schéma géologique du Craton ouest africain : localisation de la Dorsale Reguibat, la jointure Yetti-Eglab est représentée par le carré noir, (in Peucat et al., 2005)

I.3.1.1. La Dorsale de Leo ou de Man

La Dorsale du Man est constituée de deux domaines principaux (fig. 3) :

- *Un domaine occidental appelé **domaine Kénéman-Man**, archéen, formé de complexes granito-gneissiques qui occupent des surfaces importantes et des ceintures de roches vertes de nature basiques et ultrabasiqes (ceintures de Loko d'âge 3,0Ga et les ceintures de Kambui d'âge 2,7Ga). Il a été structuré par deux cycles orogéniques majeurs : le cycle Léonien (3,5-2,9Ga) et le cycle Libérien (2,9-2,6Ga) (in Drareni, 2008).*
- *Un domaine oriental appelée **domaine Baoulé-Mossi** couvrant plus de 2/3 de la surface de la Dorsale, où les formations reconnues, d'âge paléoprotérozoïque (2,1-2,0Ga) (in Drareni, 2008) sont dominées par les faciès volcano-sédimentaires appelée « formations Birimiennes » et par des granites auxquels sont associées des amphibolites et amphibolo-pyroxénites (in. Boumelik, 2005). Le domaine a été structuré par l'orogénèse Eburnéenne (Bonhomme, 1965).*

Ces deux domaines sont séparés par une zone de failles transcurantes (faille de Sassandra) d'orientation subméridienne. Cette faille est jalonnée de plutons de granitoïdes d'âge compris entre 3,09 et 2,07Ga (Egal et al, 2002 ; in. Naba, 2007). Les effets de la tectonique éburnéenne sur le domaine archéen de Man ne sont visibles que dans les régions proches de la faille de Sassandra (Naba, 2007).

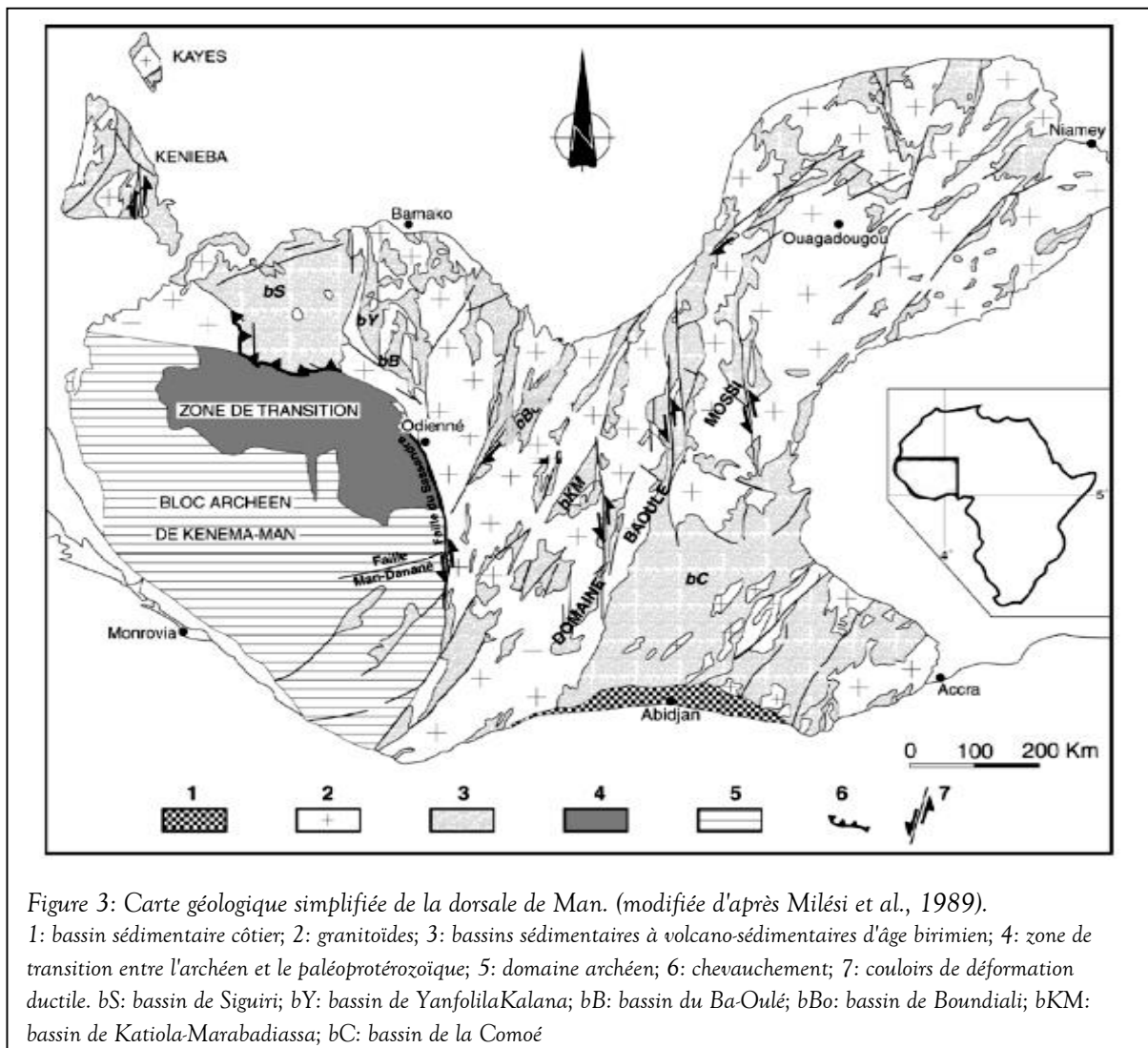
I.3.1.2. Les fenêtres de Kayes et de Kéniéba

Dans les régions de Kayes au Mali et de Kédougou-Kéniéba aux confins du Mali et du Sénégal, partie médiane du Craton Ouest-Africain, deux fenêtres apparaissent dans la couverture sédimentaire protérozoïque supérieur et phanérozoïque du bassin de Taoudéni (Milesi et al., 1989) laissant voir des formations précambriennes cristalphylliennes constituées par un complexe granito-gneissique polyphasé accompagné par des formations volcano-sédimentaires et des granites. Elles se sont formées entre 2,30 et 2,07Ga (Kouassi et al., 2018) et sont affectées par l'orogénèse Eburnéenne. Elles constituent un jalon entre la Dorsale Réguibat au Nord et la Dorsale de Léo au Sud d'où le nom de fenêtres de Kayes et Kéniéba (fig. 3).

Les formations métamorphiques et sédimentaires dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba ont été regroupées en trois (3) séries (in. Boumélik) :

- la série de Mako, caractérisée par des roches éruptives, basiques interstratifiées avec des roches sédimentaires ou pyroclastiques (Arnould, 1959) ;
- la série du Dialé, constituée par des roches sédimentaires et légèrement métamorphisées, formant un synclinal sur la série de Mako ; elle est plus récente que celle de Mako (J.P. Bassot, 1969) ;
- la série du Daléma, constituée de schistes et grauwackes ;

La fenêtre de Kayes n'a pas fait l'objet d'étude aussi approfondies que celle de Kédougou-Kéniéba.

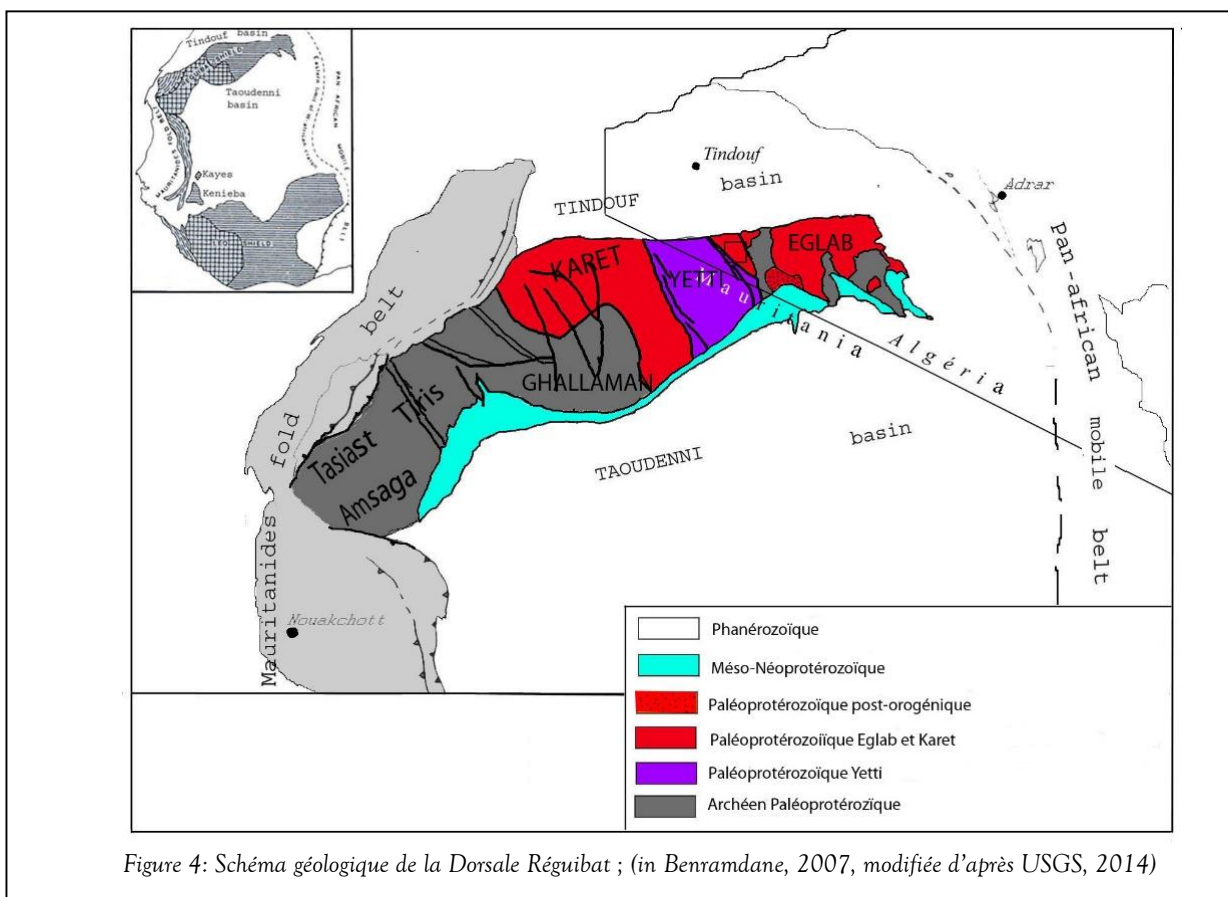


I.3.1.3. La Dorsale Réguibat

La partie septentrionale du Craton Ouest-Africain connue sous le nom de Dorsale Réguibat ou « Pays Cristallin » (de MenchiKoff, 1949) désignant la vaste surface de roches cristallophylliennes qui sépare les bassins de Tindouf et de Taoudéni au Sud-Est (Fabre, 2005), à l'Est la zone de suture Hoggar-Craton Ouest-Africain dans le Tanezrouft puis la chaîne mobile panafricaine des Mauritanides la chevauche (Benramdane, 2007).

La Dorsale Réguibat est subdivisée en deux (2) zones (Fabre, 2005) (fig. 4) :

- A l'Ouest, la zone dominée par des formations archéennes cristallophylliennes et structurée lors de deux orogénèses entre 3,50 et 2,73 Ga (Portel et al. 1998 ; Chardon, 1997 in Tabeliouna, 2009). Elle est représentée en Mauritanie dans l'Amasaga, le Tijirit, le Tassiast-l'Ouassat, le Ghallaman et les Sfariat.
- Au centre et au Nord-Est, une zone constituée également de formations cristallophylliennes et volcano-sédimentaires plus jeunes (2,5-1,6 Ga) (Vachette, 1964 ; Boher, 1991 in Tabeliouna, 2009) structurée par l'orogénèse éburnéenne. Elle est reconnue en Mauritanie dans le Karet et dans le massif Yetti-Eglab (Algérie).



- **La partie Nord-Orientale de la Dorsale Réguibat (Massif Yetti-Eglab)**

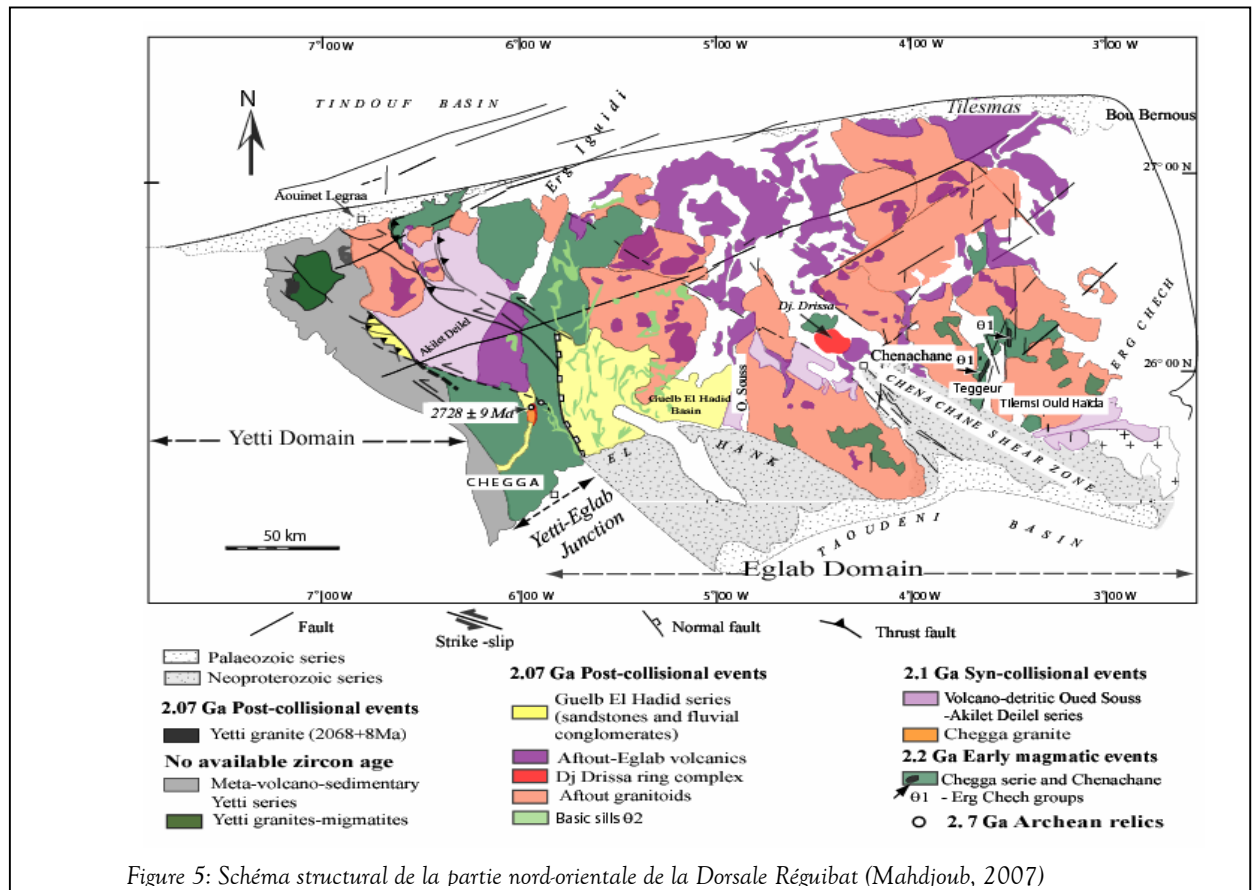
Le domaine Yetti à l'Ouest principalement en Mauritanie et celui de l'Eglab à l'Est en Algérie (Sabaté et al., 1973) forment la partie nord-orientale de la Dorsale Réguibat.

- *En domaine Yetti affleure une série volcano-sédimentaire et plissée d'âge paléoproterozoïque et métamorphisée (comparable à celles birimiennes de la Dorsale de Léo) à laquelle sont associés des granitoïdes intrusifs d'âge compris entre 2,2 et 2,07Ga ainsi que des stocks basiques et ultrabasiques tardifs (Fabre, 2005).*
- *En domaine Eglab, affleure des massifs granitiques et volcaniques largement dominants par rapport aux zones d'affleurement des séries « birimo-éburnéenne », à faciès granito-gneissique et d'autres à faciès volcano-sédimentaires à détritiques d'âge relativement plus récent.*

Les deux domaines Yetti et Eglab initialement séparés, se seraient collés vers 2,09Ga aboutissant ainsi à une collision continentale (Lefort et al., 2004). La zone de suture des deux domaines, appelée « Zone de Jointure Yetti-Eglab » (Sabaté, 1973) aurait été affectée par un cisaillement dextre orienté NW-SE ; elle est assimilée à une « Zone de Cisaillement Yetti-Eglab » (Mahjoub et al., 1994) ; où des minéralisations aurifères sont reconnus dont l'une fait l'objet de notre étude.

D'après Mahdjoub (2007), le massif des Eglab est affecté par trois (3) stades majeurs (fig. 5) :

- *Un stade précoce à 2,2 Ga avec une relique néoarchéenne (2,73 Ga) ;*
- *Un stade syn-collisionnel à 2,1 Ga, avec des séries volcano-sédimentaires (Yetti, Oued Souss et Akilet Deilel) et granite intrusif syntectoniques (2,09 Ga) ;*
- *Un stade post-collisionnel à 2,07 Ga, représenté par un complexe volcano-plutonique (2,07-2,065 Ga) (magmatisme Aftout-Eglab) et par la série molassique de Guelb el Hadid post-orogénique.*



○ Géologie de la Zone de Jointure Yetti-Eglab

➤ La lithostratigraphie

La Zone de Cisaillement Yetti-Eglab (Sabaté, 1973) correspond à la Zone de Cisaillement Yetti-Eglab (Z.C.Y.E) (Mahdjoub et al., 2004), avec une géologie caractérisée par deux zones (fig. 6) :

❖ **La zone Est-Yetti** : elle est localisée à l'Ouest du méridien 6°45'W. Elle est occupée par la **série Yetti** et les **granites Yetti** à caractères d'arc magmatique (in. Fekih et al., 2012).

La série Yetti : la série Yetti affleure les méridiens 6°50'W et 11°W. Elle a été définie par Gevin (1951), Buffière et al. (1965) et Sabaté (1972) comme une série de nature volcano-détritique constituée de dépôts détritiques schisto-gréseux et de faciès volcaniques à hypovolcaniques acides avec tufs, grauwackes et cinérites en intercalations irrégulières.

Vers l'Ouest, le passage vers les migmatites et des faciès granito-gneissiques sont considérés comme la partie inférieure des faciès volcano-sédimentaire (Benramdane, 2007); ce passage, concordant présente des faciès métamorphiques marqués par des zones localement gneissifiées et des cornéennes tachetées à cordiérite (Benramdane et al., 2005).

La série Yetti est intrudée par des granitoïdes intrusifs à subconcordants (granites du Yetti) et des stocks de roches basiques à ultrabasiques (Azzouni et al., 1976) voir des syénites néphéliniques (Azzouni et al., 2003) et clinopyroxénites (Tabeliouna et al., 2008). Elle est recoupée par des volcanites acides et enfin des dykes basiques tardifs, certains sont post précambriens.

Vers le Nord, la série plonge sous la couverture primaire du flanc Sud du synclinal de Tindouf. Tandis que vers le Sud, son extension est appelée « la série d'Aguelte Nebkha » (Sougy, 1960).

- ❖ **La zone Ouest-Eglab** : Elle est localisée entre les 5°5'W et 6°45'W où affleure la **série Chegga**, les **séries d'Akilet Deilel** et de **Guelb el Hadid** et le **complexe volcano-plutonique Aftout Eglab**.

La série Chegga : la série **Chegga** a été décrite pour la première fois par Gevin en 1951. Elle affleure à la faveur des blocs tectoniques soulevés et est recouverte en discordance par les séries plus récents. Des affleurements moins importants faisant le lien entre les blocs, sont observés entre les cordons du domaine de l'Erg Iguidi. L'ensemble forme une bande subméridienne limitée par des accidents subméridiens (Benramdane, 2007).

La série de Chegga présente des faciès cristallophylliens de type schistes cristallins, des schistes amphibolitiques, gneiss gris et migmatites intimement associées montrant un caractère TTG à tendance sodique calco-alcaline (Mahdjoub et al., 1994 ; in Benramdane, 2007). Les âges de la série se situent autour 2,2Ga (Peucat et al., 2005).

La série d'Akilet Deilel : elle fut appelée « série Yetti-Guelb el Hadid » (Gevin, 1958) puis « série Oued-Souss » (Buffière et al., 1965) ; la série d'Akilet Deilel a été individualisée comme série à part, limitée à l'Ouest-Eglab en 1973 par Sabaté. Elle occupe la dépression étroite orientée SW-NE d'Ariquet Lemha et les petits bassins du Nord à savoir Bled M'dena et Tinguicht.

La série est constituée de dépôts détritiques à volcano-détritiques avec microconglomérats, grès quartzo-détritiques et arkoses, de volcanites intermédiaires à basiques calco-alcalines interstratifiées et accompagnées de niveaux de pyroclastites, tufs volcaniques et de cinérites (Benramdane, 2007).

La série est recoupée par des dykes de nature intermédiaire à basique et des filons de quartz à divers endroits (Fekih et Kentri, 2012).

La coupe d'Arieguet Lehma, levée près du secteur d'étude sera présentée dans le chapitre relatif au secteur d'étude est la plus complète ; elle permet de mieux établir la succession de la série (Benramdane, 2007).

La série Guelb el Hadid : les affleurements de la série Guelb el Hadid sont localisés à l'Est de Bled M'Dena, sous le cordon d'Iguidi et près de Chegga. Elle est reconnue grâce aux regs à galets de quartz qui s'y développent. Les dépôts sont représentés par des grès quartzitiques, à la patine claire, des grès feldspathiques sombres à hématite, des arkoses à ciment argileux et des passages conglomératiques polygéniques riches en galets. C'est une série de type molassique, discordante à caractère épicontinental qui serait d'âge tardi à post-orogénique (Benramdane, 2007) (voir paragraphe II.2 et fig. 8).

L'ensemble sédimentaire

L'ensemble sédimentaire discordant est reconnu tout autour du socle précambrien, avec (Benramdane, 2007):

- *au Nord, par des dépôts paléozoïques, d'âge allant d'Ordovicien à Carbonifère (Pennsylvanien) et appartiennent au flanc sud du synclinal de Tindouf ;*
- *au Sud, par des dépôts néoprotérozoïques à paléozoïques, formant le « Hank » et amorçant le synclinal de Taoudeni ;*
- *partout sur la dorsale et sur ses bordures sédimentaires, les dépôts du Pliocène sont représentés par une carapace de calcaire silicifiée appelée « Hamada ». Ceux du Quaternaire, sont constitués de sables (ergs et dunes), des sebkhas et les regs.*

➤ Le magmatisme

D'après Peucat et al., 2005, les deux domaines de la zone de jointure Yetti-Eglab ont été affectés par plusieurs épisodes magmatiques parmi lesquelles les manifestations Aftout-Eglab (2,07Ga) sont dominantes mais celles antérieures à ce magmatisme sont rares.

Plusieurs faciès ont été reconnus (in Benramdane, 2007 & Allami, 2016) :

- ❖ En zone Ouest-Eglab, le magmatisme est caractérisé par la dominance du magmatisme ultime Aftout-Eglab, plusieurs faciès tels les granites sont reconnus, auxquels des roches basiques sont associées.

Les roches volcaniques de la zone Ouest-Eglab sont présentes dans la série d'Alkilet Deilel, en intercalations. Les volcanites rattachées au magmatisme Aftout-Eglab se présentent en appareil formant l'essentiel du relief : ce sont les andésites, les andésito-basaltes, les dacites et les rhyolites.

Le granite de Chegga

Les affleurements attribués aux « granites de Chegga » (Gevin, 1951) dans le Bled M'dena sont connus sous le nom de « granite migmatitique de Chegga ». Ce sont des granites hololeucocrates à leucocrates à biotite, légèrement orientés témoignant d'une manifestation plus ancienne qu'Aftout-Eglab. Ils sont syntectoniques datés à 2090 ± 12 Ma (Peucat et al., 2005). C'est le granite le plus ancien de l'Ouest Iguidi.

- **Le magmatisme Aftout-Eglab**

Les roches basiques d'Aftout

Ce sont des roches vertes. Elles s'observent en massifs ou sills, à proximité des massifs de granites Aftout, en forme de boules écaillées en pelures d'oignon ainsi qu'en enclave dans les granites Aftout (Benramdane, 2007), constituées de gabbros à plagioclase et pyroxènes de types gabro-norrites et de diorite à plagioclase et amphibole. Elles sont calco-alkaline à moyennement potassique (Fekih et Kentri, 2012). En 2005, Peucat a daté des roches similaires dans l'Est-Eglab autour de 2074 Ma.

Les granites d'Aftout

Ils présentent plusieurs faciès à l'Ouest Iguidi tels que les microgranites, les granodiorites, les monzogranites, les granites roses et rouges avec les termes filoniens et les granites porphyroïdes à enclaves sombres et granite à amphiboles. Le magmatisme est à caractère calco-alkalin à alcalin de type post-tectonique. Cette épisode se serait produit vers 2065 ± 2 Ma (Peucat et al. 2005) marquant la fin de l'orogénèse éburnéenne.

Les volcanites d'Aftout-Eglab

Les volcanites Aftout-Eglab sont les plus dominants dans les Eglab. Ils regroupent les volcanites anté et post-granites Aftout « volcanites Aftout » et « volcanites Eglab » (Buffière et al., 1965 et 1967) regroupées plus tard (Peucat et al., 2005) d'où le nom «volcanites Aftout-Eglab », recouvrant les formations plissées volcano-sédimentaires et les intrusions Aftout. Ils sont représentés par les facies suivants: rarement les basaltes à pyroxènes et des andésites basaltiques à phénocristaux de plagioclases altérés et dominées par les rhyolites avec souvent apparition de quartz et dacites en coulées répandues à Elb El Aïd et dans le massif de T'menin.

Les roches volcaniques sont calco-alkalines et se situent dans un contexte géodynamique d'arc insulaire de marge continentale active post-tectonique (Peucat et al., 2005).

Les volcanites ont un âge approximatif des granites (2074 et 2065 Ma ; Peucat et al., 2005).

Les dykes basiques et filons acides

Dans la zone de jointure Yetti-Eglab, affleurent des dykes et sills de roches basiques, doléritiques et lamprophyriques ainsi que des filons acides (Rhyolite, microgranite et aplitite) qui recoupent des formations d'âge différent.

Des dolérites à orthopyroxène sont de direction dominante N0°, des dolérites à pyroxène orientées N40° ainsi que des micropegmatites graphiques orientés N150° tous mis en place à moyenne profondeur. Le magma à l'origine serait de nature basique tholéitique proche du domaine des basaltes alcalins (Hacini et Sabaté, 1976 in Benramdane, 2007). Les dykes doléritiques recoupant la couverture paléozoïque (de la zone de cisaillement) seraient liées au stade de rifting de l'océan atlantique vers 200Ma (Bertrand, 1991, in Benramdane, 2007).

- ❖ Dans la Zone de Jointure Yetti-Eglab, Sabaté et al. (1975) distingue des granitoïdes de jointure et des roches basiques à intermédiaire en forme de stocks.

- **Les granitoïdes de jointure**

Ce sont exclusivement des massifs de granites qui sont localisée le long de la zone de jointure. Ce sont des granites à biotite, mésocrates, porphyrides à tendance potassique (massif de Bab Laouina), des granites à amphibole, leucocrate fin aplitique recoupés par des filons, à

tendance sub-alkaline (massif de Tinguicht) et des granodiorites (in Benramdane, 2007 & Allami, 2016). Certains massifs sont considérés comme granite type Yetti (Buffière et al. 1965).

D'après Peucat et al. (2005), les granites du massif de Tinguicht sont d'âge 2080 Ma. Les autres n'ont pas été datés.

- **Les stocks basiques de jointure**

Ce sont de petits stocks plutoniques, de dimensions variables, de roches basiques localisés le long de la zone de collage également en domaine Yetti. Ces stocks sont constitués de deux groupes pétrographiques : un groupe dioritique composé de diorite quartzitique, tonalite et granodiorite, marqué par des phénomènes pneumatolytiques (présence de tourmaline) et un groupe gabbroïque à hornblende riche en Ti, amphibole, plagioclase, néphéline et opaques (pyrite) (Benramdane, 2007). Les faciès intermédiaires sont de nature calco-alkaline tandis que les gabbros tendent légèrement vers celle tholeiitique (Azzouni-Sekkal & Sabaté, 1976 in Benramdane, 2007).

- ❖ En zone Est-Yetti, il a été reconnu des granites connus sous le nom « granites Yetti », des roches basiques à ultrabasiques (pyroxénites, gabbros et gabbro-diorites) et les volcanites (ignimbrites et volcanites acides) sont peu fréquentes.

Les granites Yetti

Il a été recensé plusieurs faciès granitiques associés aux gneiss et migmatiques du Yetti, des granite à deux micas, des microgranites à biotite à texture parfois orientée et granite à amphibole avec une teneur importante en quartz et plagioclase (in Allami, 2016) et enfin des filons de pegmatites à tourmalines et micas, et des aplites tardifs (Benramdane, 2007). Toutes ces roches n'ont pas fait l'objet d'étude approfondie.

D'après Peucat et al. (2005), les granites du Yetti affleurant en Algérie présentent deux âges différents, 2200 Ma pour les faciès gneiss migmatitiques (Pb/Pb sur zircon) et 2068Ma (Pb/Pb) pour les granitoïdes tardifs calco-alkalins dominants témoins du dernier stade du magmatisme acide.

Les roches basiques à ultrabasiques du Yetti

Les roches basiques et ultrabasiques affleurent sous forme de petits massifs, elles recourent les faciès volcano-détritiques de la série Yetti. On distingue des faciès allant du : des diorites quartziques à plagioclases altérés, hornblende, pyroxène en trace, aux gabbros à plagioclase, pyroxène, voir à des syénites néphéliniques (Azzouni et al., 2003) et clinopyroxénites (Tabeliouna et al., 2008). Ces roches seraient de nature calco-alkaline à tholeiitique pour les gabbros, mises en place dans un contexte géodynamique d'arcs insulaire ou de marge continentale active (Azzouni-Sekkal, 1976 in Benramdane, 2007).

Ces roches basiques-ultrabasiques n'ont pas été datées, mais selon Peucat (2005), elles seraient postérieures à 2070 Ma.

➤ **La tectonique**

La zone de cisaillement Yetti-Eglab montre une tectonique complexe avec des blocs juxtaposés et des plissements engendrés par les accidents majeurs cisailants. Cet accident est associé au décrochement dextre avec ouverture de méga fente de tension et à la mise en place d'un sill de granitoïdes et dykes acides à basiques (Benramdane, 2007).

Le contact Yetti-Eglab est matérialisé par un accident majeur cisailant, orienté NW-SE à NNW-SSE, par une linéation N-S, des filons de roches volcaniques discontinus fortement cisailés et filons de quartz.

D'après Baudin (1993), la tectonique tangentielle proposée par Sabaté en 1973, ne semble être fondée sur aucun argument. Les klippes dans le domaine Yetti présentent une structure verticale empêchant toute tentative de corrélation structurale avec les séries des Eglab.

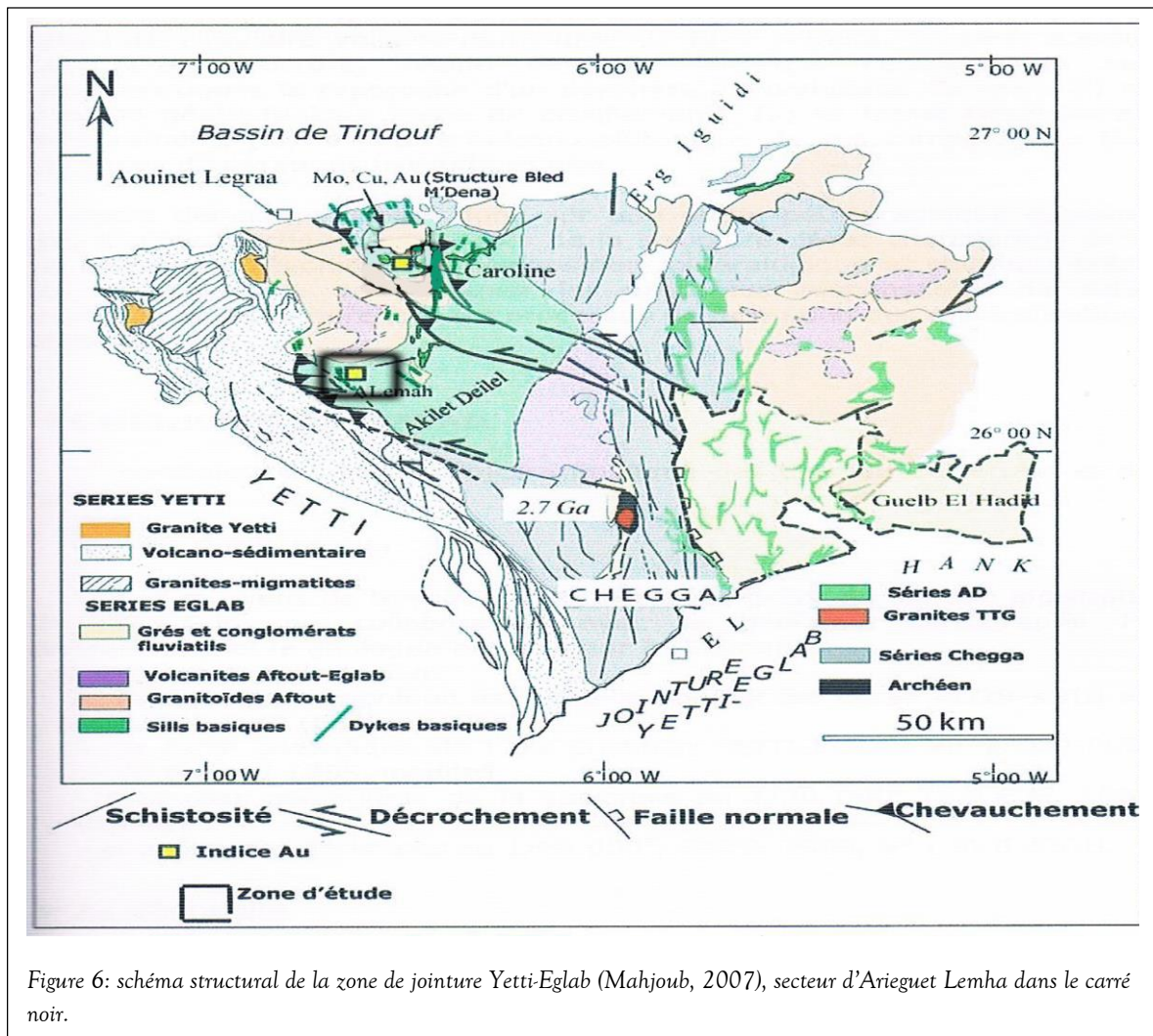


Figure 6: schéma structural de la zone de jointure Yetti-Eglab (Mahjoub, 2007), secteur d'Ariquet Lemha dans le carré noir.

➤ **Le métamorphisme**

D'après Sabaté (1973), le métamorphisme des deux domaines de la zone de jointure Yetti-Eglab est de type schiste vert.

Dans le massif Yetti-Eglab, les formations affectées par un ou plusieurs métamorphismes sont peu étudiées. Les travaux menés ont permis de distinguer deux phases métamorphiques : une phase métamorphique régionale d'intensité croissante d'Est vers l'Ouest mise en évidence par Buffière et al. (1965) et une phase métamorphique générale faible (épizonal ou rarement mésozonal) (Sabaté, 1972 et Baudin 1996). Ces deux phases métamorphiques sont masquées par un métamorphisme de contact. Les deux cycles orogéniques (Yetti et Eglab) (Sabaté, 1975) montrent :

- *Le cycle Yetti conduit à un métamorphisme général responsable du plissement de la série Yetti et un métamorphisme de contact dû à l'intrusion magmatique du Yetti. On distingue plusieurs faciès métamorphiques dans la série Yetti ayant un assemblage minéralogique (biotite, muscovite, séricite, chlorite) confirmant ainsi un métamorphisme de faible degré (in Saci, 2018) : des métatuffs volcaniques, des cornéennes à cordiérite micacée (biotite-muscovite), des métaquartzites ou quartzites schisteux, des métagrès schisteux à biotite, muscovite et séricite, et des grès quartziques ou métagrès silicifiés.*
- *Le cycle Eglab, résulte un métamorphisme régional responsable du plissement des séries Akilet Deilel et Oued Souss. La série sédimentaire Guelb el Hadid n'est pas plissée et non métamorphisée (Sabaté et Lomax, 1975 in Saci, 2018).*
La série métamorphique de Chegga aurait été affectée par un métamorphisme suivi d'une altération à l'origine d'une paragenèse à Chlorite, épidote, zoisite et séricite (Buffière et al. 1965 in. Saci, 2018).
La série volcano-détritique d'Akilet Deilel aurait subi un métamorphisme régional épizonal masqué par un métamorphisme de contact résultant de la mise en place du pluton post-tectonique d'Aftout.

I.4. Historique des travaux

Le Sud-Ouest algérien, le massif Yetti-Eglab, a commencé à attirer de nombreux chercheurs géologues et explorateurs depuis le début du 20^{ème} siècle. Ils établirent une image générale de la géologie de la région Sud-Ouest algérien et des régions avoisinantes, par la reconnaissance et la cartographie géologique. Parmi ces chercheurs on cite :

- N. Menchikoff (1923-1958) effectua les premiers travaux de recherche dans la Dorsale Réguibat et esquissa la géologie du Sahara occidentale au 1/1.000.000 ; il la définit comme étant l'un des « pays cristallins » du continent africain. Il proposa alors le nom « pays cristallin Réguibat » en 1944.
- Th. Monod (1932-1958) apporta des précisions aux travaux de N. Menchikoff dans la région d'Aouinet Bel Legraa.
- Jacket (1937) s'intéressa à la géologie de la partie occidentale de la Dorsale Réguibat.
- P Gevin (1951) décrivit dans une note, les principales formations cristallophylliennes du socle précambrien de la Dorsale Réguibat (série de Chegga, série du Yetti, série de Guelb el Hadid) plus tard en 1958 le socle cristallin et ses bordures sédimentaires situées à la frontière algéro-mauritanienne notamment le flanc Sud du synclinal de Tindouf et donna des observations sur le Hank et sur le synclinal de Taoudeni. En 1960, sous l'égide du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, il publia la première carte géologique de la région « Tindouf-Eglab » à 1/500.000 accompagnée d'une notice explicative.
- Lapadu-Hargues (1947-1952) et Monod (1948-1960) s'intéressèrent ponctuellement au massif des Eglab.
- Sougy (1951-1952), fut la reconnaissance des formations de Ghallaman, d'Aguelte Nebkha et Aioun Abdelmalek et d'Inourène en Mauritanie.

L'année 1958 fut l'avènement des travaux d'explorations méthodiques et d'études précises avec des techniques telles que la photographie aérienne et les analyses géochimiques. Les premières missions de prospection générale furent organisées par plusieurs organismes de recherches minières. On cite :

- Le Bureau d'Investissement en Afrique (BIA) (1958-1960) dont les travaux de prospection aboutirent à la mise en évidence de plusieurs indices minéraux et le dessin de plusieurs cartes au 1/200.000 en coupures régulières de la zone frontalière algéro-mauritanienne ;
- La Société d'Etude et de Réalisations minières et Industrielles (SERMI) (1963-1965) dont les travaux complétèrent ceux du BIA et furent un apport important dans la géologie et le

potentiel minier de la partie algérienne de la Dorsale Réguibat avec de nouveaux indices découverts ;

- En 1965, J. Buffière en collaboration avec la SERMI, à l'issue des travaux de prospection de la SERMI, publia la carte et plusieurs notes sur la carte géologique du massif des Eglab à 1/500.000, et la partie Nord du Yetti avec une notice. Cette carte demeure une référence pour la géologie du massif ;
- Aéro-Service (1974) sous l'égide de la SONAREM actuel ORGM (Office National de Recherche Géologique et Minière), effectua des levés aéromagnétiques et radiométriques de la région. De nombreux zones potentiellement minéralisées ont été inventoriées et recommandées pour des travaux complémentaires ;
- La SONAREM (1979-1983) dont les travaux de prospection permirent la précision des cartes établies par le BIA et la SERMI et rehausser le potentiel minier du massif ;
- En 1989, un projet visant la rénovation de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000, une « opération Eglab » fut lancé en collaboration l'ONIG (ex. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, actuel Service Géologique National de L'Algérie (SGN/ANGCM) impliquant l'EREM (puis ORGM) avec la SONATRACH et faisant appel aux chercheurs de l'USTHB et de laboratoires étrangers. Cette opération avait pour objectifs : actualiser les cartes géologiques à 1/200.000 et faire le point des travaux de prospection déjà réalisés sur le socle et sa couverture, à la lumière des grands progrès réalisés et des nouvelles connaissances dans l'étude des socles anciens ;
- En 1994, l'ORGM débuta des travaux de prospections ciblant l'or et le diamant des paléoplacers;
- De 1998 à 2002, les prospecteurs de l'ORGM retournèrent sur le massif ciblant les indices de Molybdène, d'Or et Diamant. Cette fois-ci, les résultats furent encourageants. La principale découverte fut l'indice aurifère Alkilet Deilel, près d'Arieguet Lemha, dont une partie fait l'objet de ce travail ; en parallèle, le Service Géologique de l'Algérie relança les travaux d'actualisation des cartes géologiques (Aouinet Bel Legraa à 1/200.000 et Tindouf et Chenachane à 1/500.000).

Les résultats de la prospection encouragèrent les chercheurs universitaires (dès 1965), qui commencèrent à s'intéresser à la région et spécialement au massif. Nous citons :

- Sabaté et son équipe de l'Université d'Oran (1971 à 1979) publièrent des travaux consacrés à la géologie de la zone de jointure Yetti-Eglab ;
- Kahoui (1988) étudia le complexe annulaire de Djebel Drissa (Centre-Eglab) marquant le début des études modernes impactant directement sur la prospection ;

- Entre 1987 et 1990, Guerrak démontra l'importance de la ceinture ferrifère paléozoïque à travers des résultats sur les gisements de fer oolithique de Mecheri Abdel Azziz ;
- En 1996, les chercheurs de « l'opération Eglab » sus-cités concrétisèrent leurs travaux par des publications à travers un volume de la série « des mémoires » édités par le Service Géologique de l'Algérie consacré au massif des Eglab ;
- En 2000, Mahjoub et son équipe de l'USTHB en collaboration avec le laboratoire de Rennes en France, relança les études du massif dont l'évolution Rhéologique et une synthèse-référence (Peucat et al., 2005) ;
- En 2007, H. Benramdane contribua à l'étude géologique et géochimique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab ;
- M. Tabéliouna et al. (2008) a étudié la structure annulaire du Sud de Gara Djebilet montrant le caractère tholéiitique du magma mise en place dans un cadre distensif post ou anorogénique ;
- En 2008, Kahoui et al mettent évidence la présence possible de source primaire de diamant dans la zone de jointure Yetti-Eglab ;
- En 2009, M. Tanéliouna présenta une étude sur la pétrologie et la géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Déna dans le cadre de sa thèse de Doctorat ;
- K. Lagraa (2014), s'intéressa aux minéralisations à Molybdène-Cuivre associée au complexe granitique de Bled M'Déna ont fait l'objet de travail de thèse de Doctorat. Elle mit en évidence le caractère porphyrique des minéralisations.
- En 2015 M. Tabelaïouna, J.Y. Cottin, P. Bowden et C. Renac publièrent une note sur le magmatisme post-collisionnel de la structure de Bled M'Déna ;
- Une équipe de jeunes doctorants de l'université d'Oran 2 encadrés par Tabéliouna travaille sur la région des Eglab.

Chapitre II : Présentation de la minéralisation aurifère

II.1. Introduction :

L'or est un métal précieux connu et utilisé par l'Homme depuis la Préhistoire.

Il existe plusieurs types de gisements d'or qui diffèrent par leur géométrie et leur disposition, la nature de leurs roches encaissantes, la forme de la minéralisation ou encore la nature des minéraux associés à cette minéralisation. Les gisements les plus importants étant les placers et les gisements d'or orogéniques, ils participent dans des proportions variables de la production mondiale d'or (Le Mignot, 2014).

Selon Goldfarb et al. (2001), au cours des temps géologiques, les gisements d'or ne sont pas formés uniformément et se localisent essentiellement :

- *Au mésoarchéen (environ 3 Ga) correspond à la plus grande période de concentration aurifère, sous forme de paléoplacers ;*
- *Au Néoarchéen (2,7 – 2,6 Ga), au Paléoproterozoïque (2,1 – 2 Ga) et au Paléozoïque, les concentrations d'or orogéniques liées à des orogènes ont été mises en place préférentiellement dans les ceintures de roches vertes, pendant des périodes métallogéniques fertiles. D'autres périodes relativement moins fertiles sont reconnues au Mésoproterozoïque et au Néoproterozoïque ;*
- *Au cénozoïque et des ceintures volcaniques récentes, des périodes importantes en termes de quantité d'or sont marquées par une grande diversité de gisements. Ces derniers sont localisés sur les marges actives du paléopacifique (entre 300 et 100 Ma), sur les arcs insulaires et les cordières volcaniques péripacifiques et dans les chaînes alpines.*

II.2. Typologie des gites d'or

D'après Lescuyer (2002), plusieurs classifications des gisements d'or ont été proposées ces dernières décennies mais la typologie des gîtes d'or privilégiée est basée sur le contexte géologique et géodynamique. On distingue essentiellement deux types de gîtes aurifères :

II.2.1. Les gites liées à l'hydrothermalisme sous-marin (Fig. 7)

Les gites sous-marins sont généralement liés aux volcanismes sous-marins (type VMS) intra ou arrière Arc résultant de fluides hydrothermaux sur le fond marin, Le milieu de dépôt est située à proximité de la surface du fond marin. Les sulfures s'accumulent à la périphérie imprégnant les roches volcaniques altérées (chloritisation-séricitisation).

Les sous types les plus fréquents sont les amas à Cu-Zn-Pb-Ba-Au-Ag des arcs orogéniques et les amas à Cu-Zn-Au (type chypre) d'arrière arc. Les gisements de ce type sont volcano-sédimentaires et l'or est un sous-produit de l'exploitation des sulfures de métaux de base.

II.2.2. Les gîtes liées à l'hydrothermalisme continental (Fig. 7)

Selon Lescuyer (2002), l'hydrothermalisme continental désigne tout phénomène minéralisateur lié à des circulations de fluides dans des contextes géodynamique et magmatique (marge active, arc insulaire) en domaine émergé. Les fluides sont de nature magmatique avec la participation d'eaux météoriques et non marines, qui circulent à travers la croûte concentrant les métaux dont l'or. La profondeur de dépôt de la charge métallique est variable dans la croûte (inférieure à 20Km) souvent à la périphérie des chambres magmatiques.

Dans le contexte géodynamique et magmatique de marge active et d'arc insulaire on distingue cinq (5) types de gîtes aurifères variables en fonction de la chimie des fluides et de l'engraissement suivant la profondeur de mise en place et la proximité avec la source magmatique (Tableau 1) (Lescuyer, 2002) :

- *les gîtes épithermaux neutres (type adulaire-séricite, « low-sulphidation », « hot-spring »)*
- *les gîtes de dissémination dans les sédiments (« sediment-hosted disseminated gold »)*
- *les gîtes épithermaux de haute sulfuration (type « acid-sulfate », « high-sulphidation »)*
- *les gîtes porphyres à Cu-Au*
- *gisement aurifère péri-porphyrrique (skarn, « mantos », etc.)*

Selon Groves et al (1998), un autre type de gîte d'or sous l'appellation « **gîte d'or orogénique** » regroupant les systèmes aurifères à contrôle structural et engraissés dans les terrains métamorphiques. Les gîtes d'or orogéniques sont des gîtes mis en place par hydrothermalisme dans un contexte tardi-tectonique (fin d'orogénèse). En fonction de la profondeur de mise en place on distingue trois principaux types de gîtes aurifères (encadré B de la fig. 9):

- *gîte orogénique épizonale (≤ 5 Km)*
- *gîte orogénique mésozonale (5-10 Km)*
- *gîte orogénique hypozonale (10-20 Km).*

Environnement		Type de gisement d'or	Température de formation	Profondeur de mise en place
Sous-marin		Amas sulfurés exhalatifs aurifères	≤350°C	Sur ou à proximité du fond marin
Émergé	Hydrothermalisme continental de marge active	Epithermaux (acide/neutres)	150-300°C	Surface à > 1 Km (polymétallique)
		Disséminés dans sédiments	200-300°C	0.1-3 Km
		Skarns aurifères	300-700°C	1-5 Km
		Porphyres riches en or	300-700°C	1-2 à 4-5 Km
	Hydrothermalisme tardi-tectonique	Orogéniques épizonaux	180-260°C	2-5 Km
		Orogéniques mésozonaux	250-400°C	5-10 Km
		Orogéniques hypozonaux	350-700°C	10-20 Km

Tableau 1: différents types de minéralisation aurifère en fonction de la profondeur de mise en place et leur température précitation (Poulsen, 1996 in Lescuyer, 2002)

Les études de GoldFarb et al. en 2001 ont montré que la mise en place de la minéralisation serait synchrone de la phase d'effondrement de la chaîne (lors des derniers stades de surrection et /ou d'extension tardi-tectonique) ; Ils sont subdivisés en plusieurs catégories :

- les zones de cisaillement aurifères « *gold shear zone* », qui nous intéressent dans notre travail ;
- les chevauchements aurifères « *structure en duplex* »,
- les BIF aurifères,
- les gîtes dans les sédiments plissés « *turbidites-hosted* ».

- **Les zones de cisaillements aurifères:** ou Gold Shear-zone est aujourd'hui bien connu.

Les dépôts des minéralisations aurifères orogéniques se localisent dans des structures fortement faillées ayant subi un fort broyage et une altération hydrothermale, à proximité immédiate de grands accidents crustaux actifs à contexte transpressif (raccourcissement par des décrochements à jeu inverse) mettant en contact des unités lithologiques de rhéologie souvent contrastée (Lescuyer, 2002) (fig. 8).

Bonnemaison (1986) définit les zones de cisaillement aurifères comme « *des structures minéralisées d'ordre kilométrique et de puissance décamétrique qui s'insèrent dans de grands couloirs tectoniques ayant fonctionné de longues périodes.* »

D'après les travaux effectués par le (Bonnemaison et al., 1987) qui ont abouti à un modèle métallogénique expliquant la genèse des minéralisations aurifères des zones de cisaillement, on distingue essentiellement trois (3) stades de formation de la minéralisation :

- Un stade **précoce** qui correspond à la croissance de la zone de cisaillement dans les régions de tectoniques d'ordre régional formant des structures servant de drain aux fluides hydrothermaux riches en éléments volatils (CO₂, S, I, B, H) d'origine diverse (magmatique, métamorphique...). Sous l'action simultanée de la tectonique et de la circulation des fluides hydrothermaux, les roches affectées subissent des transformations minéralogiques dépendant de leur nature. De la circulation des fluides hydrothermaux résultent une silicification et une sulfuration importante aboutissant ainsi à la première fixation de l'Or dans le réseau cristallin de la pyrrhotite. Cette dernière se déstabilise sous l'effet de contrainte libérant ainsi l'or, qui se concentre dans le réseau des sulfures ferrifères telles que la pyrite, le mispickel, le berthiérite...
- Un stade **intermédiaire** au cours duquel, la zone de cisaillement crée des ouvertures qui seront le siège des dykes généralement porphyriques (leucogranite, diorites...) ou des filons de quartz laiteux. Ces corps filoniens tel le quartz seront rébroyés sous l'action de la tectonique et serviront de réservoirs à la minéralisation aurifère lorsque l'or sera libéré par la déstabilisation des sulfures.
- Un stade **tardif** correspond à une ouverture se traduisant par la formation de stocwerks de quartz ou de quartz et de carbonates, qui provoquent la remobilisation in situ des minéralisations aurifères des stades précédents. Ce phénomène s'accompagne de la précipitation de l'or qui peut alors former des particules souvent localisées aux épontes des filonnets du stocwerk ou dans des petites géodes de quartz.

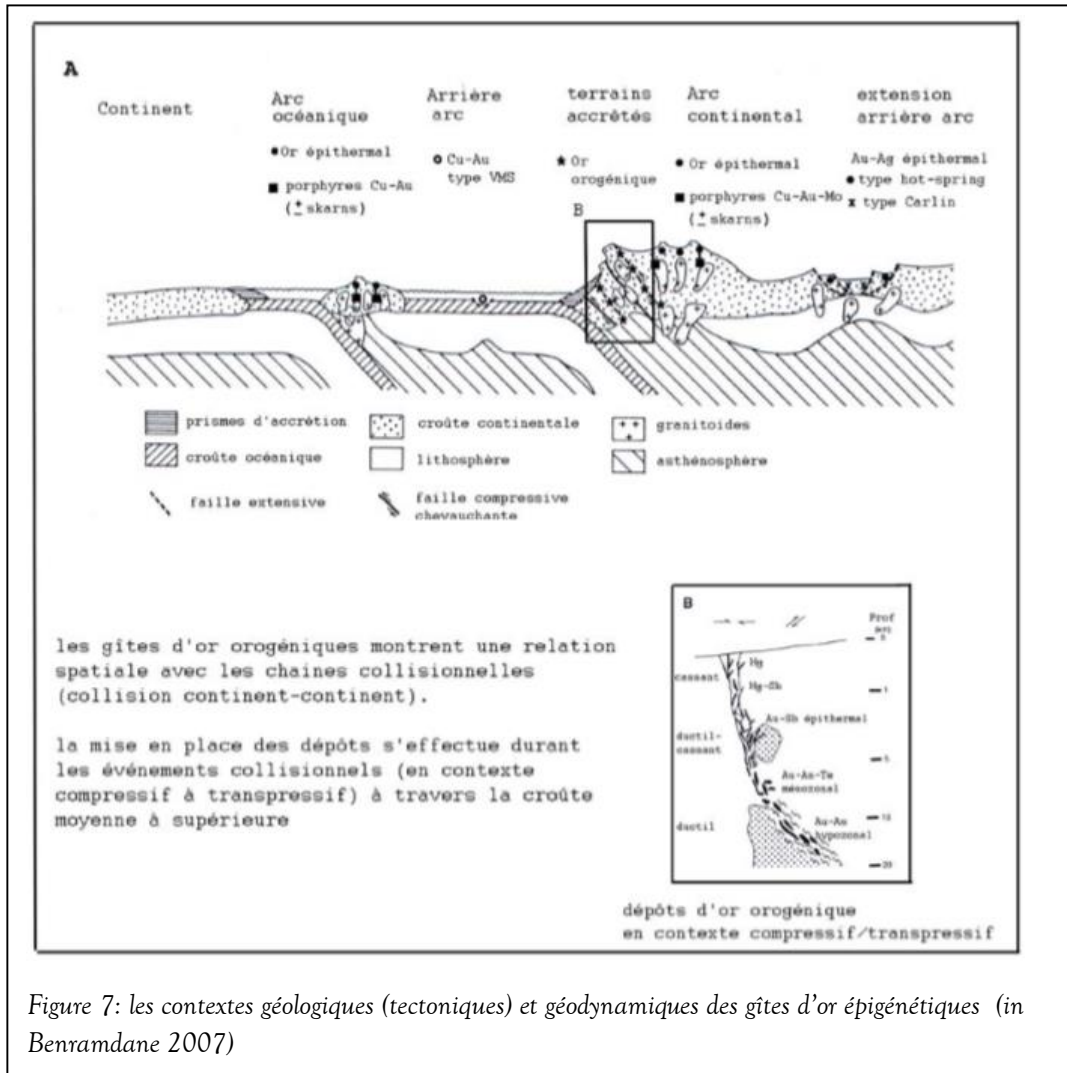


Figure 7: les contextes géologiques (tectoniques) et géodynamiques des gîtes d'or épigénétiques (in Benramdane 2007)

D'après le document du BRGM (1991), on distingue cependant deux principaux types de minéralisation aurifère des zones de cisaillements : les halos d'altération à sulfures disséminés et des veines quartzieuses (avec plus ou moins de sulfures et de carbonates).

- **Les halos aurifères :**

Ils matérialisent la circulation des fluides hydrothermaux dans les roches encaissantes et se composent de sulfures disséminés (pyrite, arsénopyrite, pyrrotite...) associés à des minéraux d'altération hydrothermale (chlorite, carbonates, micas blancs...) et d'or invisible ou libres dans ces sulfures. Les dépôts sont localisés le long des zones cisillées ou veines filoniennes constituant les drains hydrothermaux. Ils se disposent ainsi (Lescuyer, 2002):

- Dans les épontes situées de part et d'autre des veines de quartz
- Dans les zones microfracturées (cassantes) ou mylonitisées (ductiles-cassantes).

La géométrie des halos aurifère est très délicate. Elle implique l'appréhension de la géométrie des drains hydrothermaux c'est-à-dire l'anatomie des zones de cisaillement à proximité des halos disséminés (fig. 8).

- **Les veines de quartz aurifères** : En fonction de la morphologie, du contenu mais aussi de la profondeur de mise en place et de leur position par rapport à la contrainte, on distingue trois types de veines de quartz aurifères des zones de cisaillement (fig. 8):
-
- **Les fentes de tensions (extensional veins)** : correspondant à des ouvertures en traction à la bordure ou au sein des zones de cisaillement cassante à ductile-cassante. Elles révèlent de la pyrite et l'arsénopyrite associés aux carbonates, micas blancs et chlorites.
- **Les ouvertures en baïonnette (dilational jogs)** : de forme lenticulaire losangique, elles se développent à de faible profondeur (niveau cassant à ductile-cassant) essentiellement dans les zones en transtension des zones de cisaillement avec apparition de pyrrhotite, de biotites secondaires.
- **Les veines de cisaillement (shear veins)** : se développant à des niveaux structuraux plus bas (profondeurs de 10-15km) au centre de bandes mylonitiques ductiles-cassantes.

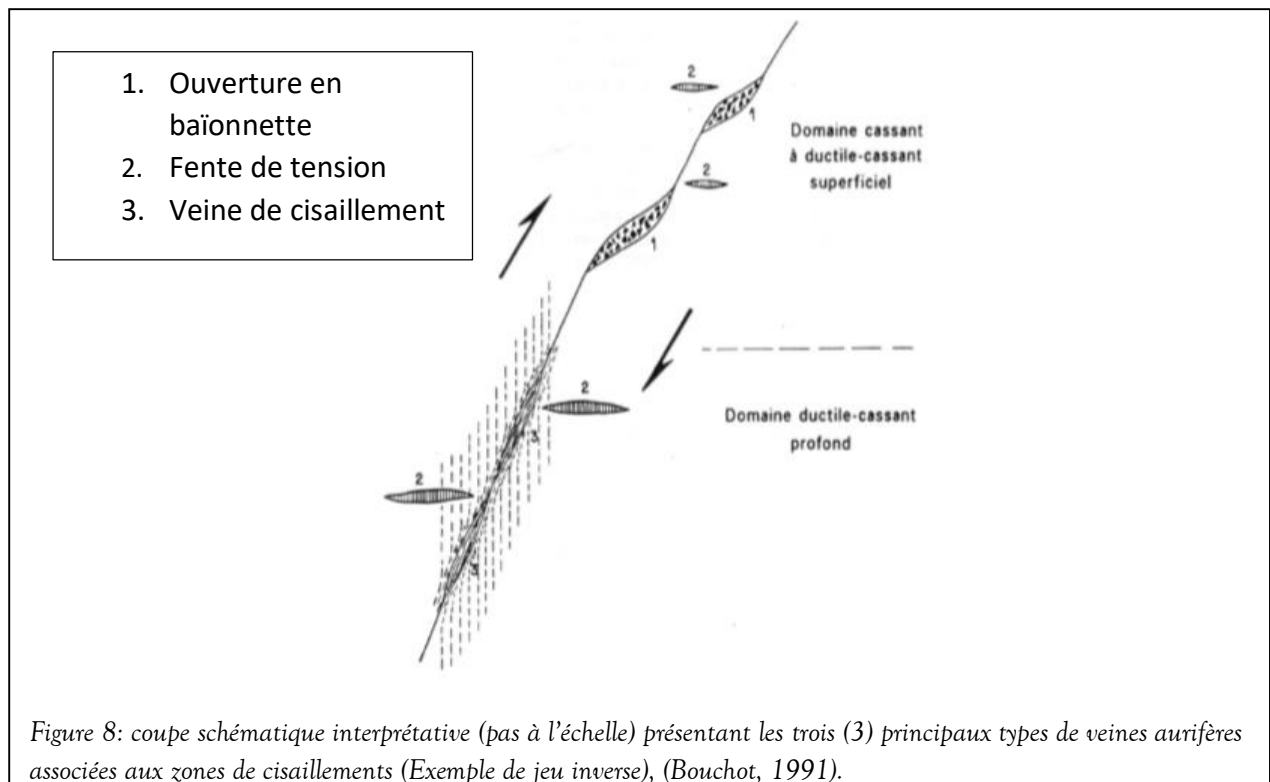


Figure 8: coupe schématique interprétative (pas à l'échelle) présentant les trois (3) principaux types de veines aurifères associées aux zones de cisaillements (Exemple de jeu inverse), (Bouchot, 1991).

Selon Benramdane (2007), les caractères morphologiques, minéralogiques et texturales de l'indice d'Alkilet Deilel faisant l'objet de la présente étude, permettent de le rattacher à la catégorie des zones de cisaillements aurifères.

II.3. Minéralisations aurifères liées à l'orogénèse éburnéenne :

II.3.1. A l'échelle du Craton Ouest-Africain :

On distingue différents types et gîtes (connus et étudiés) en fonction de la nature des roches encaissantes, du type des structures hôtes, de la géométrie des corps minéralisés et des paragenèses (Milési et al. 1989 in Lescuyer, 2002) :

Type1 : gîtes liés à des cisaillements transcurrents affectant des sédiments (Ashanti au Ghana, Segala et Loulo au Mali, Siguiri en Guinée) ou des volcanites (Sabodala au Sénégal, Nyafé et Kalsaka au Burkina Faso) ;

Type2 : gîtes liés à des chevauchements (duplex) en contexte volcanique (Syama au Mali, Dossi au Burkina Faso) ;

Type 5 : gîtes liés aux intrusions de granitoïdes syn à tardi-tectonique (Ayanfuri, Chirano ou Kenyase au Ghana, Taparko et Bombore au Burkina Faso) ou essaims de dykes (Ntotroso au Ghana, Tabakoto au Mali, Inata au Burkina Faso) ;

Type 6 : Gîtes dans des sédiments plissés (tubidite-hosted) (Akim et Yamfo au Ghana, Essakane au Burkina Faso) ;

Type 7 : gîtes liés à des roches ultrabasiques cisillées (listvénites aurifères) (King George au Libéria, Loraboué au Burkina Faso).

Type 8 : gîtes liés aux filons de quartz-carbonates dans des accidents cassants (Obuasi au Ghana, Poura au Burkina Faso, Kalana au Mali, Banora et Kiniero en Guinée...) ;

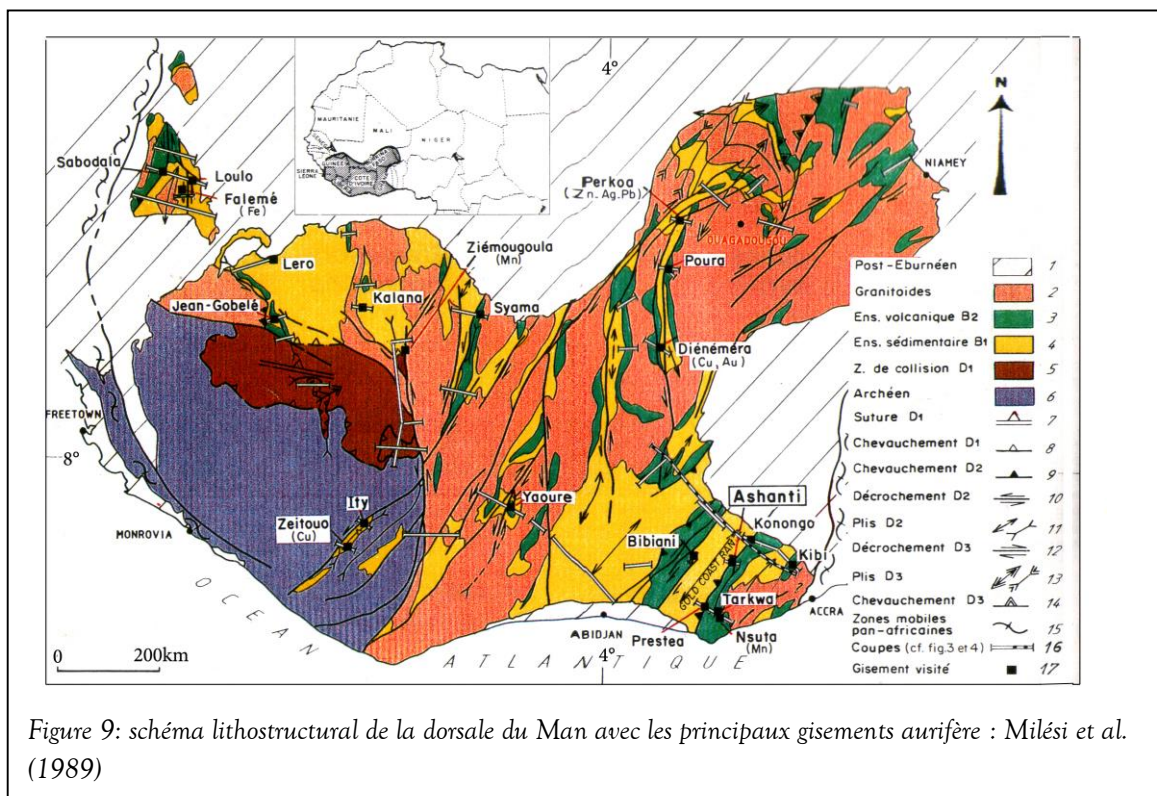
Type 9 : conglomérats monogéniques aurifères (paléocers) (district de Tarkwa, Ghana).

II.3.2. A l'échelle de la Dorsale de Man :

Dans la dorsale de Man, on distingue par exemple (fig. 9) :

- *Le gisement de Tarkwa (Ghana) dans le district du Ghana : c'est un gisement conglomératique aurifère le mieux connu et interprété comme un paléoplacers. Il se localise au Sud du Ghana près de la terminaison Sud d'un vaste synclinorium grésos-conglomératique orienté selon une direction NE-SW. Les corps minéralisés exploitables correspondent à des horizons conglomératiques à galets et de quartz organisés en lentilles orientées selon les directions des paléochenaux dont les dimensions sont de 400m de long et 100m de large.*

- Le gisement d'Ity en Côte d'Ivoire est situé dans la klippe de Toulepleu-Ity constituée de volcanites basiques et de faciès volcano-sédimentaires acides. La concentration aurifère est particulièrement contenue dans le profil altéré avec du quartz à tourmaline.
- Le gisement d'Ashanti appelé aussi Obuasi au Ghana. C'est le gisement le plus important point de vue économique pour avoir fourni de 1898 à 1986, 584t d'or (Milesi et al. 1989). La minéralisation exploitée correspond à des disséminations d'arsénopyrite aurifères (60% environ de la production) recoupées par des veinules de quartz à or libre.
- Les gisements de Yaouré-Angovia au centre de la Côte d'Ivoire et de Syama dans le district de Fourou au Mali sont rattachés au type 2. Les minéralisations sont en disséminations associées à des zones hydrothermalisées localement bréchiques et reconnues dans une série de volcanites basiques tholéitiques de types MORB.



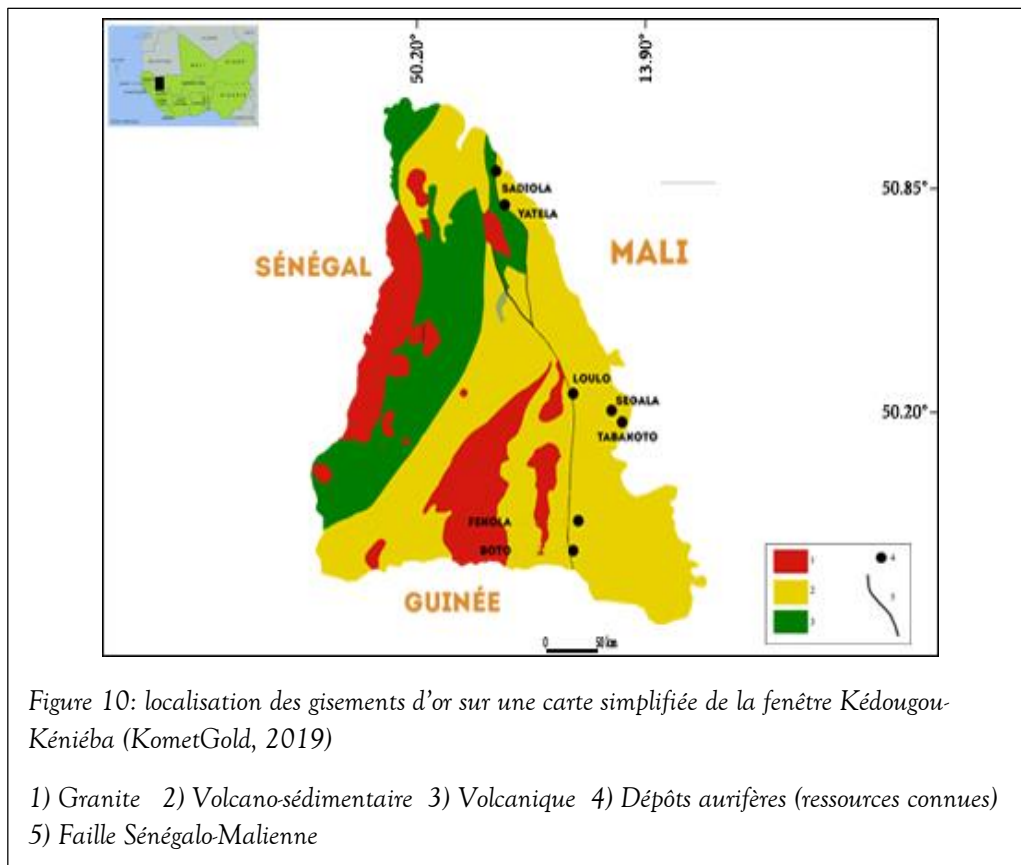
II.3.3. A l'échelle des fenêtres de Kayes et Kéniéba

La fenêtre de Kédoudou-Kéniéba est caractérisée par plusieurs gisements d'or au Mali en exploitation (fig. 10). Nous citons : le gisement de Sadiola, le gisement de Yatela, le gisement de Loulo, le gisement de Segala, le gisement de Tabakoto, le gisement de Fekola et le gisement de Boto.

Par exemple, le gisement de Loulo (type 1), porté par un horizon de grès à tourmaline de la série du Daléma, plus proche du granite de Saraya au Sénégal, affleure sur environ 1100m d'extension N-S. La minéralisation sulfurée à or est contenue dans des grès noirs tourmalinisés et se présente sous deux formes : en dissémination dans le ciment des grès (précoce) et en stockwerks recoupé par des quartz et carbonates.

La minéralisation à sulfures minéralisés et or natif est contenue dans des lentilles quartzeuses contenant des fragments de roches encaissantes. Elle est associée à une fracturation cassante tardi-éburnéenne et comporte également plusieurs générations successives d'or natif.

La fenêtre de Kayes n'a pas fait l'objet d'étude aboutissant à la découverte de gisements pour l'instant.



II.3.4. A l'échelle de la Dorsale Réguibat :

Dans la partie occidentale de la Dorsale Réguibat, les gîtes d'or orogéniques dans les roches éburnéenes (2,1Ga) sont peu connus dans sa partie occidentale en Mauritanie.

- *Le gîte de Conchita défini dans la partie Est de la Dorsale et révélant une haute teneur en Or encaissée dans les roches Paléoproterozoïques, se trouve adjacent à un système de zone de cisaillement de 140km de long et montre une anomalie pour l'or dénommé « zone de cisaillement de Hendrix ». La minéralisation est associée à des veines de quartz porteuses d'Or avec quelques sulfures de métaux de base. Une partie de la minéralisation de la région pourrait constituer une dissémination associée au Fer.*
- *Les zones de cisaillement d'Aguel Nebka et de Tsalabia-Ouest ont un potentiel aurifère prometteur (Artignan et al., 2000).*

Elle présente également de petites zones potentiellement minéralisées et explorées tels que Nsour, Oued El Mar, El Mheissat... (USGS, 2012).

II.3.4.1. La partie nord-orientale (le massif Yetti-Eglab) :

Le potentiel aurifère de cette partie de la Dorsale Réguibat est loin d'être connu parfaitement du fait qu'à l'issue de chaque campagne de prospection, de nouvelles occurrences aurifères sont mises en évidence. Car de nombreux indices et points minéralisés de diverses substances ont été mis en évidence dans le massif Eglab au cours des dernières campagnes menées par le BIA (1960), la SERMI (1965) et l'EREM (1983-1992) durant le siècle passé (Benramdane, 2007).

La première occurrence aurifère sur le massif Yetti-Eglab fut la découverte de l'indice filonien d'or « Caroline » par le BIA (1960) montrant des teneurs intéressantes d'or et d'argent, situé à 50 km au NE du secteur d'étude.

D'autres occurrences (indices et points minéralisés) et d'autres nouvelles substances (Ag, W, Ti, Hg, Zr, TR, Nb et Y) ont été mis en évidence dans le Centre et l'Est-Eglab au cours des différentes campagnes menées par l'EREM dans les années 80.

Ces occurrences restent cependant peu ou pas étudiées pour pouvoir les classer et établir une typologie des gîtes d'or.

Les données des travaux d'exploration de l'ORGM (1998-2004) sur le massif Yetti-Eglab (SW algérien), ont abouti à la découverte d'un important indice d'or nommé « indice d'Akilet Deilel » (Benramdane, 2001), que nous présentons succinctement ci-dessous dans notre étude.

II.3.4.2. L'indice aurifère d'Akilet Deilel :

Selon Benramdane et al. (2001), en 1998 lors des travaux de levé géologique au 1/200.000 effectués à l'Est d'Arieguet Lemha, des filons de quartz à or, pyrite, chalcopryrite encaissés dans la série volcano-sédimentaire d'Akilet Deilel furent découverts. Une étude détaillée a été menée plus tard par l'ORGM en 2002. Cet indice ayant des caractères de gîtes d'or orogéniques de type shear zone aurifère ; constitue un nouveau type inconnu jusque-là sur le massif Yetti-Eglab (fig. 11).

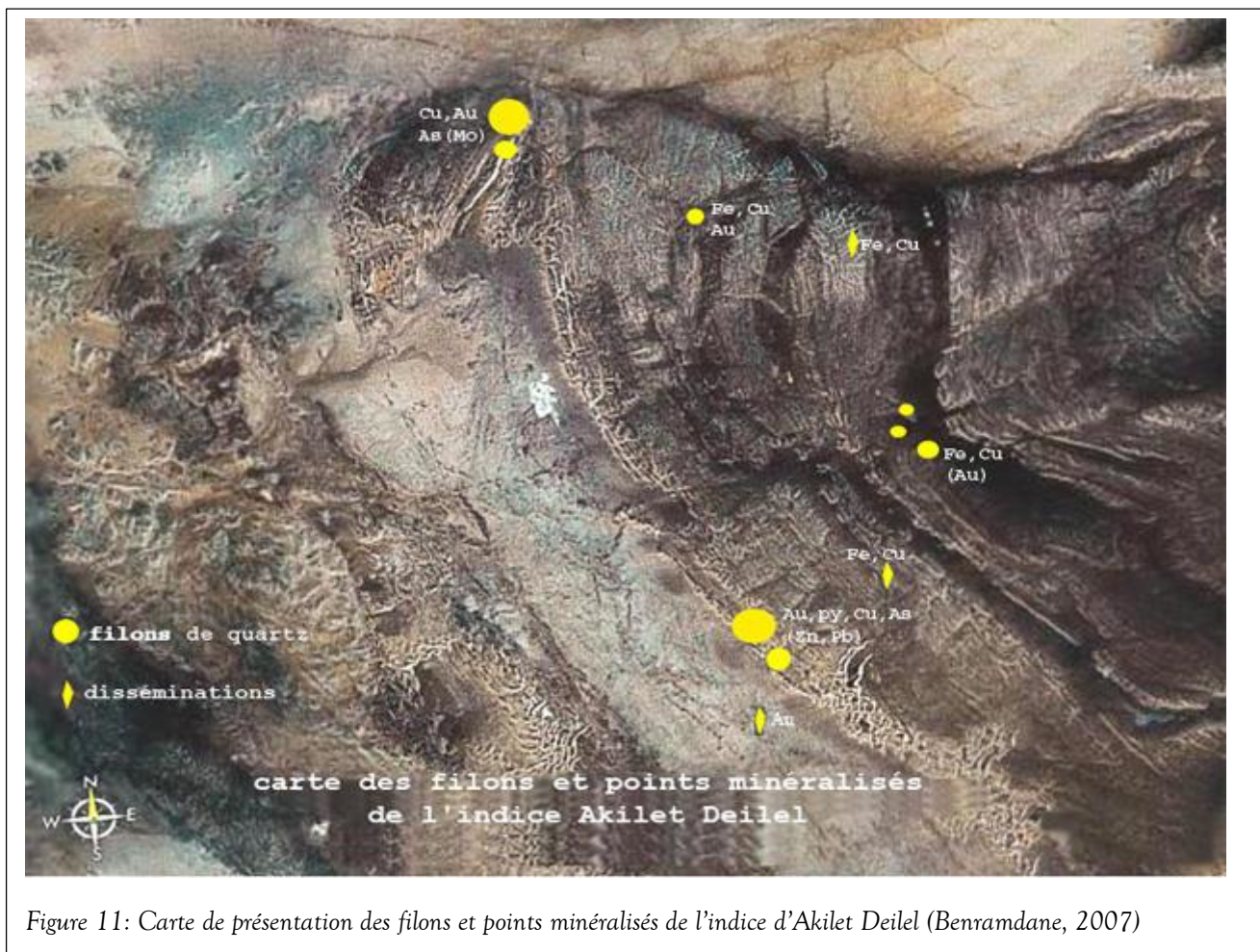


Figure 11: Carte de présentation des filons et points minéralisés de l'indice d'Akilet Deilel (Benramdane, 2007)

II.3.4.2.1. Géologie du secteur d'Arieguet Lemha

Le secteur d'étude est localisé à Arieguet Lemha et près de la frontière algéro-mauritanienne. On y accède par piste d'environ 125Km au Sud de Djebilet.

Le secteur d'étude représente une partie de la zone minéralisée de l'indice Akilet Deilel d'Arieguet Lemha nommée Sous/zone Sud (zone occidentale). Elle a fait l'objet de travaux de prospection par l'ORGM en 2002 et d'étude géologique par Benramdane en 2007. Elle s'étend sur 3 Km de long et 25 à 40 m de large (fig. 12).

Le secteur d'étude occupe une partie de la zone de jonction Yetti-Eglab, le long de la bande de collage soulignée par un bourrelet médian, orientée NW-SE.

Selon la carte géologique, la géologie du secteur à 1/200.000 (Bellal et al., 2003 in Benramdane, 2007) se résume ainsi (fig. 12) :

- A l'Est, des alternances volcano-sédimentaires de la série Akilet Deilel occupant une pénéplaine avec des niveaux représentés par des lentilles irrégulières de microconglomérats polygéniques, relayés par des niveaux épicastiques et tufs volcaniques d'épaisseur régulière et des intercalations volcaniques peu épaisses de nature intermédiaire à acide. Il a été recensé (Benramdane, 2007) :
 - *Les andésites et andésito-basaltes: sont les termes les plus répandues dans la série montrant des plagioclases, des hornblendes vertes altérés souvent accompagnés de pyroxènes altérés en amphiboles.*
 - *Les rhyodacites, plus sombres que les rhyolites, elles montrent une composition à quartz, amphibole, pyroxènes en trace et des feldspaths alcalins en faible quantité et plusieurs minéraux de paragenèse secondaire tels que la calcite, l'épidote, la chlorite, quartz... (Della, 2003)*
 - *Les rhyolites apparaissant de couleur rouge à rose, elles sont recoupées par des veinules de quartz, feldspaths et biotites. (Della, 2003) ;*

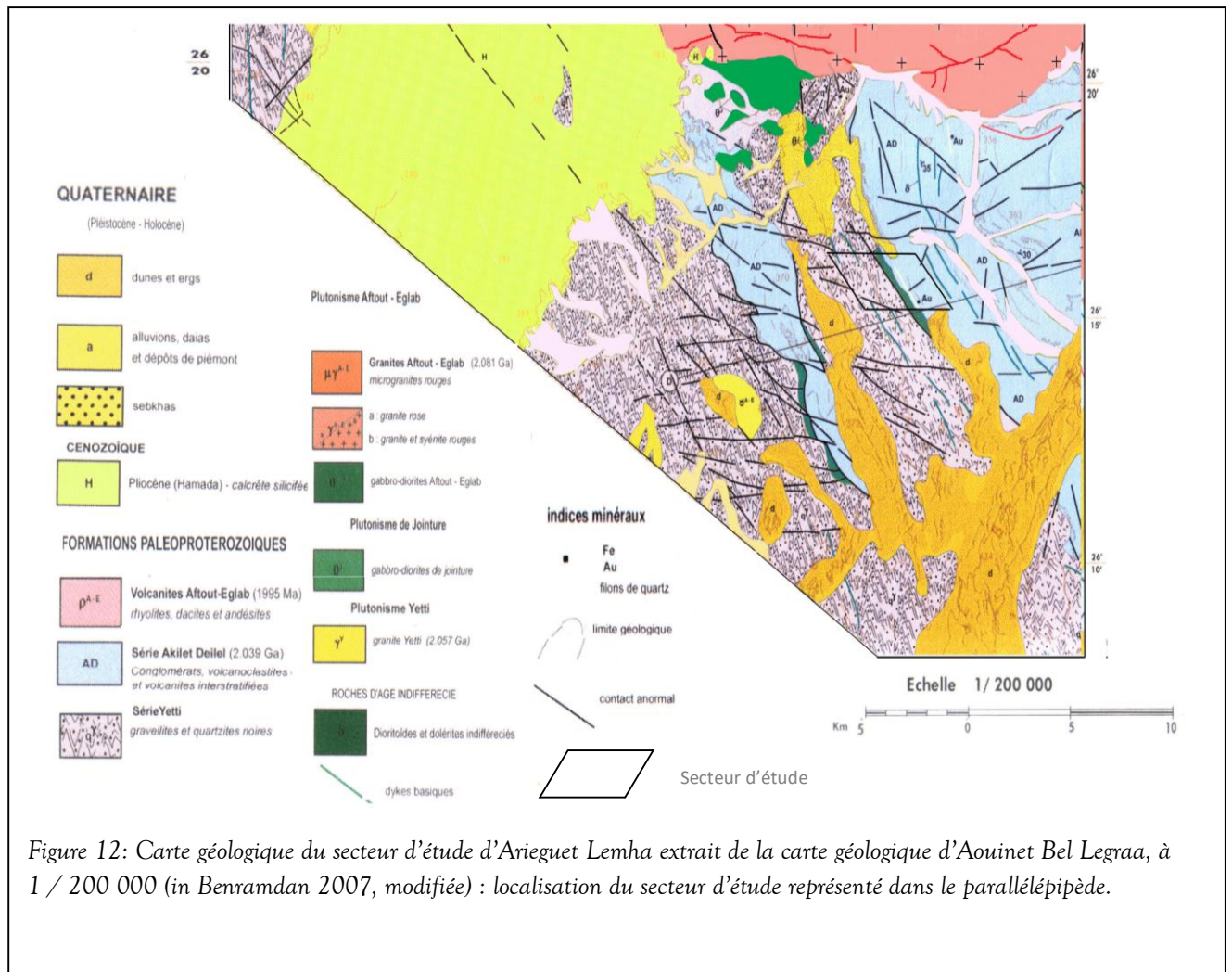


Figure 12: Carte géologique du secteur d'étude d'Arieguet Lemha extrait de la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa, à 1 / 200 000 (in Benramdan 2007, modifiée) : localisation du secteur d'étude représenté dans le parallélogramme.

- A l'Ouest, un complexe volcano-détritique schisto-gréseux rattaché à la série Yetti constitué par une alternance de niveaux détritiques gréso-pellitiques avec de rares passées de microconglomérats, de gravellites, de quartzites riche en pyrite, de pelrites, de niveaux de tufs volcaniques et lentilles carbonatées ; Ce complexe est plissé à l'axe NW-SE plongeant et présentent une forte schistosité (N130° 55SW).
- Vers le Nord-Ouest, les dépôts sédimentaires de la Hamada pliocène souvent réduits à la croûte calcaire silicifiée sont discordants sur toutes les séries et forme un vaste plateau;

- Les roches magmatiques du secteur d'étude sont représentées par:
 - *La terminaison Sud du batholite granitique de T'menin rattaché à l'épisode magmatique Aftout-Eglab, recoupant les deux séries Akilet Deilel et Yetti sus-décrites ;*
 - *Des pointements (stocks de jointure) de roches basiques à intermédiaires grenues de nature dioritique (massif K), gabbro-dioritique, granodioritique et tonalitique (massif M), dioritique à granodioritique (massif N) et grabbroïque (massif P de type calco-alcalin). Ces massifs (in. Débadha, 2001) sont intrusifs le long de la zone de jointure recoupent la série Akilet Deilel et la série Yetti.*
 - *Des roches filoniennes: associées l'accident majeur et sont répandues sur la bande de collage. On y observe :*
 - La lame de granodiorite : elle affleure le long du bourrelet médian sur 3 Km de long et 200m de large selon une orientation NW-SE. C'est une roche grenue leucocrate à grain moyen à tendance porphyroïde et riche en feldspaths. Elle est caractérisée par des plagioclases saussuritisés, d'orthoses perthitique, pyroxène ouralitisé, quartz interstitiel et des minéraux secondaires (chlorite, épidote, séricite).*
 - Des filons acides à basiques doléritique*
 - Des métasomatites et des roches lamprophyriques auxquelles les filons de quartz aurifère (voir sous chapitre minéralisation aurifère filonienne) (Benramdane, 2007).*

Du point de vue tectonique, le secteur d'étude est marqué par l'accident majeur d'Arieguet Lemha-M'Dena el Kahla. La tectonique souple ou plicative se localise de part et d'autre de l'accident majeur sous différents aspects : à l'Ouest la déformation du complexe volcano-détritique de la série Yetti montrant des plis droits et serrés sub-verticaux, orientés N140° à N160° à axes plongeant ; la formation volcano-sédimentaire d'Akilet Deilel à l'Est, est monoclinale d'orientation subméridienne (de direction N10° à N20°).

La direction des accidents est dominée par des failles proches de l'accident majeur et les accidents sub-latitudinales (N60° à N90°) sont tardifs. (Benramdane, 2007).

Le secteur d'étude (zone sud occidentale d'Arieguet Lemha) (fig. 7) est localisé sur le bourrelet médian de la zone de contact Yetti-Akilet Deilel en jalonnant la lame de granodiorite et forme une bande allongée orientée N140° de direction conforme à la direction générale (WNW-ESE à NE-SW).

Une coupe détaillée et orientée WSW-ENE de la série Yetti à l'alternance d'Akilet Deilel passant par le bourrelet médian montre (Benramdane, 2007) (fig. 13) :

- Des niveaux détritiques (gréso-pellitique) de la série Yetti orientée N140°-70°W avec des intercalations de lentilles de roches carbonatées, des volcanites, des lamprophyres et métasomatites ;
- Vers l'ENE, le bourrelet médian, au-delà du contact médian, montre les premiers niveaux d'alternances volcano-sédimentaires de la série d'Akilet Deilel, représentés par des lentilles irrégulières, des microconglomérats polygéniques et des niveaux de pyroclastites d'épaisseur régulière. Les roches sont fortement schistifiées ;
- La lame de granodiorite qui s'insère en parallèle aux premiers niveaux en présence de dykes andésitiques, des métasomatites et lamprophyres.
- Loin vers l'ENE, des coulées de faible épaisseur de volcanites (andésites, rhyodacites et rhyolites à phénocristaux de feldspaths) sont en intercalations.

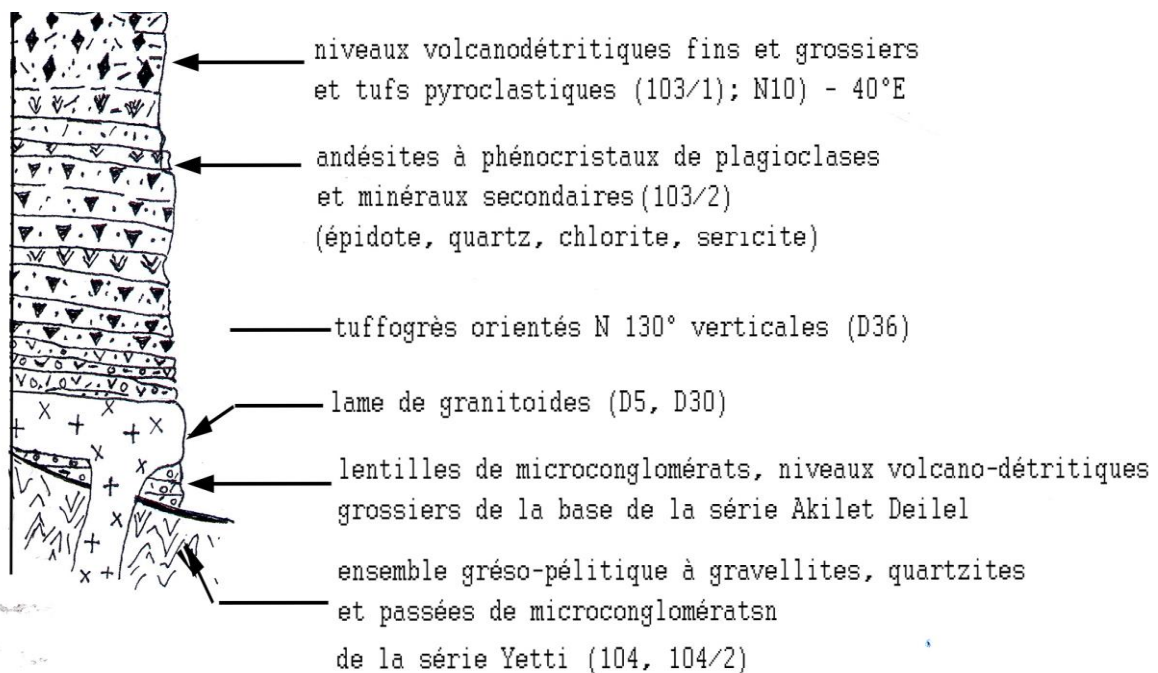


Figure 13: coupe détaillée d'Arieguet Lemha, extrait de la coupe de Benramdane, 2007.

II.3.4.2.2. Les minéralisations aurifères

D'après Benramdane (2007), on distingue deux types de minéralisation aurifère :

a) Une minéralisation filonienne

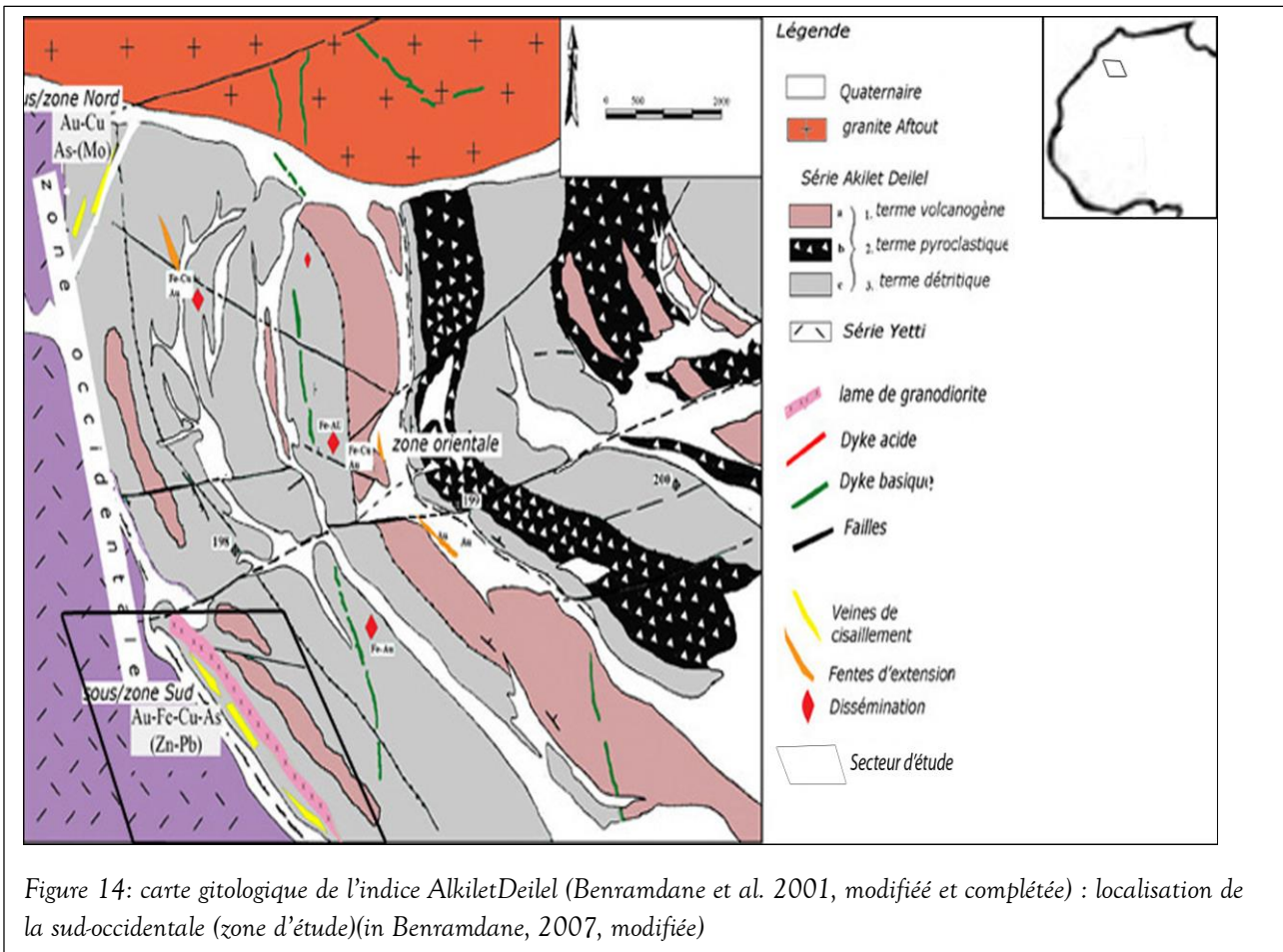
Dans le secteur d'ArieguetLehma, la minéralisation filonienne est subdivisée en deux zones :

- Une zone occidentale à minéralisation à or-sulfure (Fe, Cu, Zn et Pb) encaissée dans les filons et veinules de quartz localisée dans les zones de contact, d'extension kilométrique le long de l'accident majeur Arieguet Lehma-M'Dena el Kahla, entre les sériesvolcano-sédimentaires « birimiennes »Yetti-Akilet Deilel. C'est une zone très intéressante (ORGM, 2002). Elle est subdivisée en deux sous zones : Sous/Zone Nord (Zone B de l'ORGM, 2002) et la Sous/Zone Sud (Zone A de l'ORGM, 2002). Cette dernière fait l'objet de notre étude sur les altérations hydrothermales associées.
- Une zone Orientale a révélée des filons de quartz-carbonates et sulfures.

a) Une minéralisation disséminée

C'est une minéralisation disséminée à pyrite, chalcopryrite et or difficile à observer à l'œil nu, elle est associée aux niveaux lenticulaires de microconglomérats et tufs volcaniques de la série d'Akilet Deilel. La minéralisation est d'extension latérale centimétrique. Elle s'observe en liserés fins et discontinus et disséminée dans une matrice constituée principalement de lithoclastes et cristalloclastes. L'or est associé à une dissémination de pyrite. Les teneurs de l'or obtenues dans les tufs à pyrite et chalcopryrite varie de 0,1 à 1g/t.

Le secteur d'étude correspond à la sous zone Sud occidentale (ou Zone A de l'ORGM, 2002). Les informations de l'étude gîtologique ci-dessous ont été présentées dans les travaux de Benramdane (2007) (fig.14).



II.3.4.2.3 Présentation de la minéralisation du secteur d'étude

Dans le secteur, la zone filonienne est difficilement visible (recouvrement quaternaire) les corps minéralisés sont observées sur les surfaces d'extensions hectométrique et de largeur décimétrique. La coupe détaillée de la zone est décrite dans le chapitre II (Présentation de la zone d'étude).

Morphologiquement, les corps de minerai sont distinguables en surface grâce aux débris de quartz qui jalonnent la direction à ras de sol. Les corps montrent une orientation de N120° et un pendage de 70°E. Les zones affectées par la tectonique sont de directions voisines à N145° et un pendage redressé de 75°SW à subvertical. Les corps sont découpés en tronçons de 10 – 30 m par les fractures orientées N20°.

La puissance des corps sont est décimétrique (environ 0.25 m). Les épontes sont nettes et le contact avec l'encaissant est franc. Les corps sont finement veinulés. Ils sont encaissés dans

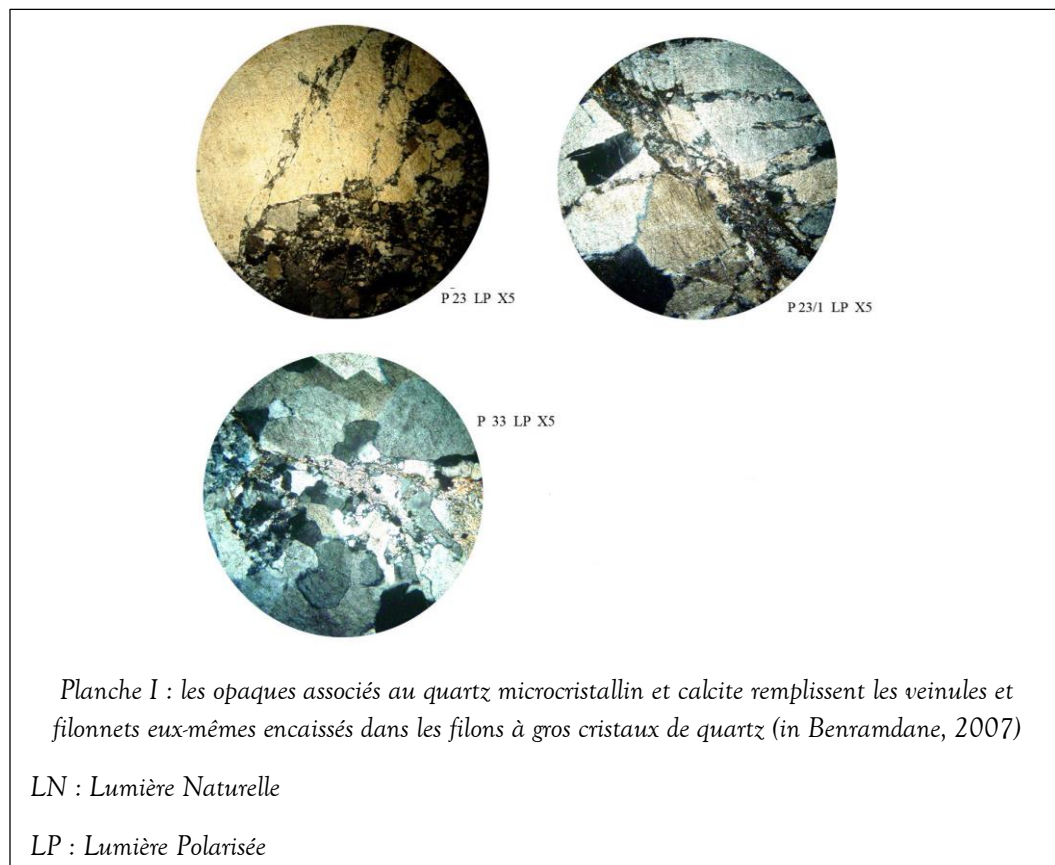
les pyroclastiques rougeâtres intensément schistosés, verticalisés et hydrothermalisés et accompagnés de niveaux métasomatiques rouge brunâtre.

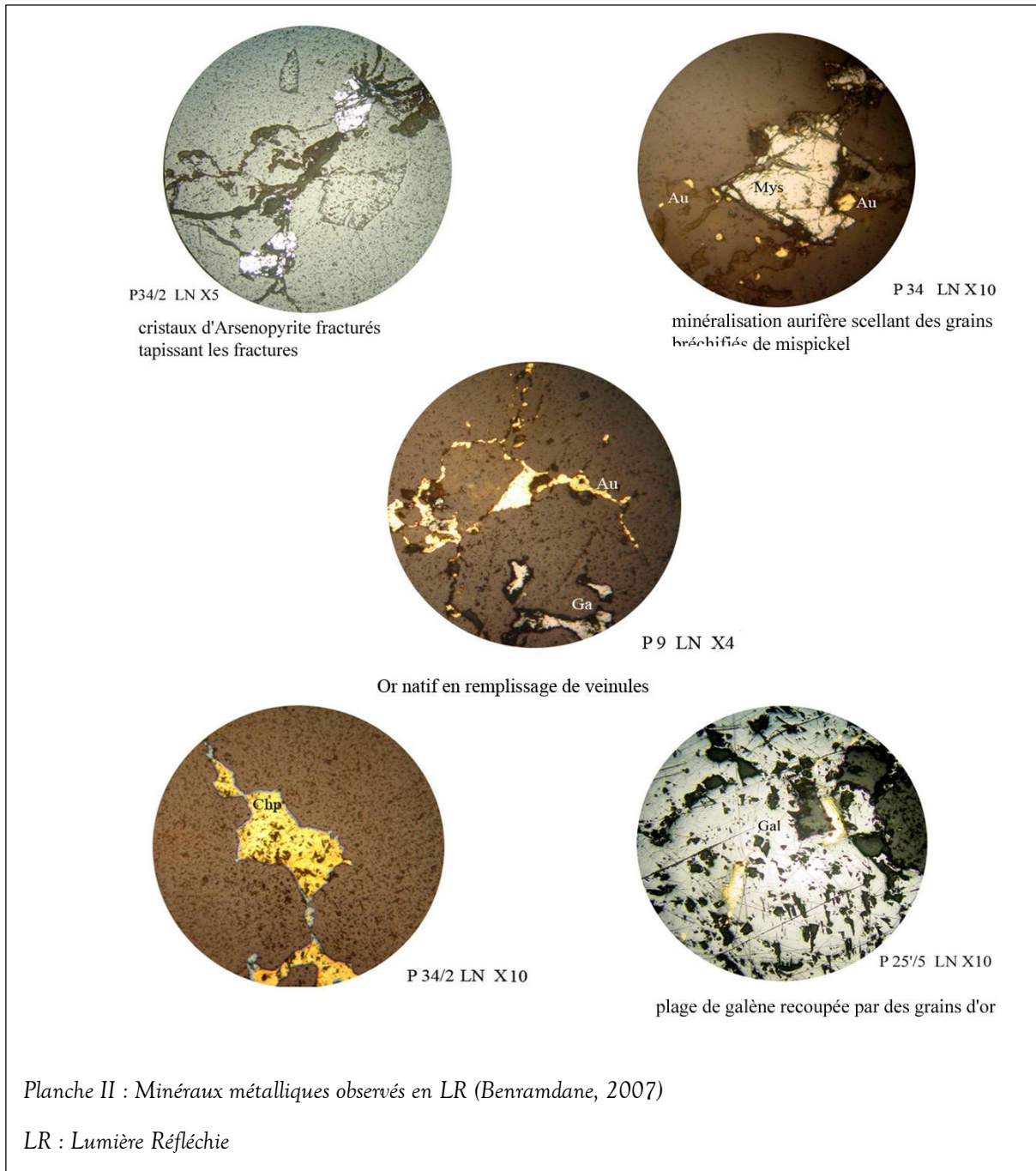
Le minerai est à quartz blanc et rouge-orangé avec des imprégnations de sulfures essentiellement de pyrite et chalcopryrite visibles à l'œil nu. L'or en poudre est observé dans les cavités le long des veinules soulignées par l'oxyde de fer (Planche I).

Les teneurs obtenues varient de 1 à 5 g/t : la teneur est plus importante dans le quartz (5g/t) tandis qu'elle l'est moins dans l'encaissant immédiat des veinules de quartz (1,2 rarement 2 g/t) et diminue sensiblement avec la profondeur (1 à 5g/t).

Au microscope, des phénocristaux jointifs de quartz xénomorphes et d'autres géodiques sont recoupés par de fines veinules remplies de calcite et quartz microcristallin et des veinules à oxyde de fer et opaques (Planche I).

L'association minéralogie est à pyrite, chalcopryrite, sphalérite et cuivre gris avec galène inclusion. Concernant l'or, il se présente en remplissage de microfractures, en inclusions dans certains de ces minéraux d'altération superficielle (covellite, la digénite, la malachite et les hydroxydes de fer) ou même en petites gouttelettes disséminés dans le quartz (Planche II)





On peut résumer la succession paragénétique ainsi : initialement, une première fracturation est remplie par la cristallisation des porphyres de quartz (quartz I) non minéralisé ; ensuite, l'extension de cette fracture crée de l'espace pour la mise en place de microcristaux de quartz automorphes de type géodique (quartz II) et puis, une phase à quartz microcristallins calcédonieux (quartz III): ce sont les étapes pré-minéralisations. L'étape principale de la minéralisation débute par le dépôt des minéraux métalliques tels que pyrrhotite, pyrite, galène et mispickel.

Les cristaux bréchifiés de galène et de mispickel indiquent la poursuite de la tectonique dans la zone. Les fractures qui en résultent sont cicatrisées par l'or attestant du dépôt très tardif de l'or. La présence des minéraux métalliques associés au quartz microcristallin (quartz III), la calcite... renseignent sur le type d'altération hydrothermale.

Enfin, une altération supergène permet le développement des minéraux d'altération (hydroxydes de fer ou ferrugénisation) auxquels une concentration aurifère est associée.

En conclusion, l'or de l'indice d'Alkilet Deilel est tardif et majoritairement lié à l'altération supergène.

▪ **Hypothèse génétique et âge de la minéralisation :**

Selon Benramdane (2007), l'indice d'or d'Alkilet Deileil présente des similitudes avec des gites d'or, particulièrement ceux de l'Afrique de l'Ouest encaissés dans les terrains birimo-éburnéennes. En référence à la typologie de gites citée antérieurement, il peut donc être rattaché au type 8 (minéralisation aurifère filonien à quartz-carbonates liés à des accidents cassants) qui s'intègre bien dans le modèle des shear-zones aurifères.

La minéralisation filonienne de l'indice d'Alkilet Deilel pourrait être comparable aux gisements d'or de Poura au Burkina Faso et de Kalana au Mali.

L'âge des minéralisations est inconnu et aucune datation n'est disponible. En admettant que la phase des dépôts de la minéralisation s'est déroulée lors des derniers stades de la déformation cassante à ductile cassante (tardi-tectonique ou tardi-orogénique) en général et des données métallogéniques de l'Afrique de l'Ouest où un cycle métallogénique éburnéen s'étale sur 150 Ma environ (2120 – 2001 Ma) est connu (Milési et al. 1989) ; on pourrait admettre le même scénario des minéralisations de l'Afrique de l'Ouest et celui d'Alkilet Deilel. Dans ce cas, les minéralisations aurifères d'Alkilet Deilel pourraient être rattachées à un « évènement » métallogéniques tardi-éburnéen, postérieur à 2065 Ma.

II.5. Conclusion :

Un essai de comparaison des données essentielles de certains gîtes d'or orogéniques du Protérozoïque inférieur du Craton Ouest-Africain, présenté dans le tableau suivant (Tab. 2) :

Gîtes (Pays)	Types de gîtes	Types de roches encaissantes	Morphologie	Orientation
Obuasi (Ghana)	orogénique	Argiles, tufs, grauwacks et quartz	Dissémination et lentilles quartzeux	N30°E
Kalana (Mali)	orogénique	quartz	Filon quartzeux	NNE-SSW
Akilet Deilel (Algérie)	orogénique	Quartz et roches volcano-sédimentaire	Dissémination et filon quartzeux	SWW- NEE

Tableau 2: principaux gîtes d'or orogénique du Protérozoïque inférieur « Birimien » du Craton Ouest Africain (Milési et al., 1989 in Boumelik, 2005, modifié)

Chapitre III : Pétrographie et
altérations hydrothermales des
roches du secteur d'étude

III.1. Généralités sur les altérations hydrothermales

En 2006, Beaudoin a défini **les altérations hydrothermales** comme « *un métasomatisme chimique qui résulte d'un déséquilibre chimique entre la roche encaissante et le fluide hydrothermale* ». L'altération hydrothermale est un processus qui affecte la chimie et la minéralogie essentiellement, mais aussi la granulométrie et la texture de la roche encaissante. D'après Routier (1963), dans le temps et l'espace, la variation de la composition chimique des fluides dépend de la nature des roches traversées, des éléments dissous ou déposés et de la baisse de température.

La nature des assemblages minéraux d'altération résultant des réactions d'épontes dépend fondamentalement de cinq facteurs : la température, la pression (hydrostatique, moteur de la circulation hydrothermale), la composition chimique de la roche hôte, la porosité et la perméabilité.

On distingue deux types extrêmes d'altération hydrothermale (Beaudin, 2006):

- *Canalisé* : d'extension locale et généralement discordant, il est contrôlé par une porosité de fracture
- *Pervasif* : souvent d'extension régionale, discordant ou concordant, dépendant de la perméabilité de la roche encaissante.

L'eau joue le rôle de minéralisateur, de solvant et d'agent de transport d'éléments chimiques et de chaleur.

III.2. Les principales réactions d'altérations hydrothermales

Selon Beaudin (2006), différentes réactions aboutissent à l'altération hydrothermale d'une roche. Elles sont (tab. 3) :

- **Réactions d'hydrolyse** : c'est la destruction des minéraux d'une roche par l'eau. Elles impliquent l'ion H^+ , la neutralisation des fluides acides et le lessivage des alcalins ;
- **Réactions d'hydratation** : c'est l'extraction d'eau moléculaire à partir d'une phase fluide ;
- **Réactions de déshydratation** : c'est la libération d'eau moléculaire dans une phase fluide ;
- **Réactions de silicification** : c'est l'ajout de SiO_2 sous forme de quartz ou ses polymorphes ;
- **Réactions de décarbonatation** : c'est la volatilisation de CO_2 à partir d'un carbonate.

Nom de la réaction	Exemples de réaction
Hydrolyse	$3\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+_{(\text{aq})} = \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{K}^+_{(\text{aq})}$ <p>Feldspath-K Séricite Quartz</p> $2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 2\text{H}^+_{(\text{aq})} + 3\text{H}_2\text{O} = 3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}^+_{(\text{aq})}$ <p>Séricite Kaolinite</p>
Hydratation	$2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+_{(\text{aq})} = \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Mg}^{2+}_{(\text{aq})}$ <p>Olivine serpentine</p>
Déshydratation	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 6\text{SiO}_2 = \text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{O}$ <p>Kaolinite Quartz pyrophyllite</p>
Silicification	$2\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2(\text{aq})} + 4\text{H}^+_{(\text{aq})} = 2\text{Ca}^{2+}_{(\text{aq})} + 2\text{CO}_{2(\text{g})} + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ <p>Calcite Quartz</p>
Décarbonatation	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 = (\text{Ca},\text{Mg})\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_{2(\text{g})}$ <p>Dolomite Quartz Diopside</p>

Tableau 3: les différentes réactions des altérations hydrothermales (Beaudin, 2006)

III.3. Les principaux types d'altérations hydrothermales

L'étude des altérations hydrothermales a conduit à décrire quelques types majeurs (Tab. 4) (Meyer et Hemley, 1967) que leur ubiquité permet d'interpréter en termes d'équilibres locaux minéral-minéral et minéraux-fluide. Ces types d'altérations peuvent être interpréter quant à leur origine en terme des cinq (5) facteurs énumérés précédemment, un ou deux de ces facteurs dominant généralement. Chaque type d'altération correspond à une combinaison particulière par rapport eau/roche-température. Tous les types illustrent clairement l'acidité générale des fluides hydrothermaux comme en témoignent leurs associations minérales d'altération (Chenevoy et al., 2007).

IV.3.1. Altération argileuse

Ce sont surtout les minéraux argileux des familles de la Kaolinite, de la montmorillonite et de l'illite qui caractérisent ce type d'altération.

III.3.1.1. Altération argileuse faible ou altération argilique intermédiaire est caractérisée par (Beaudoin, 2006) :

- une abondance d'argiles amorphes, de Kaolinite, ou de montmorillonite qui remplace principalement le plagioclase ;
- une présence de la séricite ;
- le lessivage du Ca, Na, Mg.

III.3.1.2. Altération argileuse forte ou altération argilique avancée est caractérisée par la transformation des feldspaths en duckite, kaolinite, pyrophyllite, diaspore, alunite, ou remplacés par des phases alumineuses (Beaudoin, 2006), auxquelles peuvent être associés à la séricite, quartz, pyrite et des minéraux argileux amorphes.

III.3.2. Altération séricitique

Cette altération est fréquente dans les roches magmatiques de composition acide ou intermédiaire. Elle accompagne les filons aurifères et les amas sulfurés (in Allami, 2008). Les minéraux typiques de cette altération sont séricite, quartz, pyrite, adulaire et biotite. Souvent des argiles résiduelles peuvent être présentes (Rancon, 1983).

III.3.3. Altération potassique

Les feldspaths potassiques et les micas sont les principaux minéraux issus de cette altération, ils sont accompagnés par de la magnétite, de la séricite, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la molybdénite, de la chlorite et de l'anhydrite.

III.3.3.1. Altération potassique de faible température

Elle se traduit par la néoformation de l'adulaire, à partir d'autres feldspaths généralement des plagioclases sous l'action de solutions potassiques. L'adularisation, souvent accompagnée d'importants dépôts de quartz, est fréquente dans les laves andésitiques ou dacitiques. Elle est caractéristique des gîtes hydrothermaux.

III.3.3.2. Altération potassique de forte température

Elle est caractérisée par une paragenèse constituée de feldspaths potassiques (orthose et microcline) associés à la biotite et à l'anhydrite, souvent accompagnée par des carbonates de fer (ankérite); elle est fréquente dans les faciès granodioritique.

III.3.4. L'altération propylitique

Les minéraux d'altération propylitique sont les épidotes (zoïsite et clinozoïsite), l'albite, la chlorite, la séricite, les carbonates et la pyrite, et plus rarement les zéolites (altération des feldspaths), leucoxène et montmorillonite. Plusieurs sous types d'altérations ont été distinguées à l'intérieur du faciès propylitique.

III.3.4.1. L'albitisation

Ce processus conduisant à la formation d'albite dû à un métasomatisme sodique des plagioclases primaires contenus dans la roche mère (Rancon, 1983). On distingue deux (2) types d'albitisation :

- l'albitisation par apport de sodium (transformation de quasi-totalité des minéraux alumineux en albite avec parfois la présence d'amphibole sodique) ;
- l'albitisation par simple altération de plagioclases plus calcique (formation de la calcite ou des épidotes généralement accompagnés par l'albite) (in. Allami, 2008).

III.3.4.2. La chloritisation

Les chlorites sont fréquentes en tant que minéraux d'altérations hydrothermales. Elles sont rencontrées dans tous types d'altérations en présence de quartz, séricite, anhydrites et pyrite.

III.3.4.3. La zéolitisation

Les zéolites résultent de l'altération des plagioclases. Elle est peu fréquente et atteste la présence de minéraux de cuivre. Les minéraux associés en faible quantité à cette altération sont : cuivre natif, chalcosite, bornite, accompagnés d'oxydes de fer plutôt que de pyrite ; accompagnées par la chlorite.

III.3.4.4. La carbonatation

La carbonatation se manifeste par les carbonates (calcium, magnésium, fer et manganèse) auxquels sont associés à la séricite et à la chlorite, caractérisent ce types d'altérations. La carbonatation des roches silicatées fait intervenir principalement des circulations de fluides riches en CO_2 , CO_3 et HCO_3 . Ce sont les minéraux d'altérations les plus répandus.

III.3.5. La silicification

La silicification est en générale très importante dans les zones les plus superficielles ou en surface d'un champ géothermique. La solubilité de la silice contenue dans les fluides géothermaux diminue au fur et à mesure de la baisse de la température et le quartz, l'opale et la cristobalite peuvent ainsi précipiter (Rancon, 1983). Elle peut aboutir à la formation de veines de quartz.

Dans certain cas, la quantité de quartz peut augmenter dans la roche sans qu'il y ait apport de silice. Celle-ci est libérée lors de l'altération des feldspaths potassiques en séricites.

Les veines de quartz à sulfures sont fréquentes et peuvent se retrouver dans les encaissants volcano-détritiques.

Altération argileuse			
Altération argileuse faible		Altération argileuse forte	
<ul style="list-style-type: none"> Minéraux argileux du groupe des kaolinites et des smectites (montmorillonite) Observés dans les zones riches en plagioclases 		<ul style="list-style-type: none"> Kaolinite-pyrophyllite-séricite-quartz-alunite-pyrite- (minéraux argileux amorphes dans les milieux supergènes) Développement aux dépends de lave et de matériaux pyroclastiques 	
Altération potassique			
Faible température		Forte température	
<ul style="list-style-type: none"> Feldspath potassique (adulaire) ± quartz Dépôt de sources chaudes Laves intermédiaires et acides Dans les gites épithermaux 		<ul style="list-style-type: none"> Feldspaths potassiques (orthose, microcline)-micas (biotite)-magnétite-séricite-chalcopyrite + apatite ± rutile ± chlorite ± anhydrite Absence des minéraux argileux Accompagne les minéralisations de type porphyre de cuivre 	
Altération propylitique			
<ul style="list-style-type: none"> Epidotes-albite-chlorite-séricite-carbonates-pyrite+rarement zéolite et montmorillonite Souvent associée à la présence de sulfures, très fréquente dans les roches volcaniques acides et intermédiaires 			
Albitisation	Chloritisation	Carbonatation	zéolitisation
<ul style="list-style-type: none"> Albite Les sulfures sont peu développés 	<ul style="list-style-type: none"> Chlorite-quartz-séricité-talc-anhydre-pyrite Les chlorites sont très fréquentes dans les altérations hydrothermales 	<ul style="list-style-type: none"> Carbonates-séricite-chlorites Composition très variée des carbonates (Mg, Fe, Mn) Développement aux dépends des minéraux silicatés 	<ul style="list-style-type: none"> Zéolites + chlorite (les zéolites résultent de l'altération des plagioclases) Peu fréquentes, lorsqu'elles existent, elles indiquent la présence de minéraux de cuivre
Altération séricitique			
<ul style="list-style-type: none"> Séricité-pyrite-chalcopyrite-quartz Fréquente dans les dépôts de sulfures (amas sulfurés). La pyrite peut atteindre parfois jusqu'à 40% du volume de la roche. 			
Silicification			
<ul style="list-style-type: none"> La silicification se traduit par augmentation des proportions de quartz et d'opales par rapport aux autres minéraux L'excès de silice peut être apporté par les fluide chauds, ce qui aboutir à la formation de grosses veines de quartz ; ou encore provenir sur place lors de l'altération des silicates (feldspath). 			

Tableau 4: classification pétrographique des principaux types d'altération (basé essentiellement sur les travaux de Meyer et Hemley, 1967) in Allami, 2008 (modifié)

III.4. Pétrographie des roches altérées de la zone d'étude

Les observations macroscopiques et de terrain des différents faciès nous ont été communiqués par Benramdane (comm. Pers.).

- **Les filons de quartz** sont recoupés par sondage S1 ; et se situent également au sud et plus au NNW par rapport au sondage. Ils constituent un ensemble de filons lenticulaires d'extension métrique (5-6 m) et une puissance centimétrique (déli-mètre max) ; Ils sont orientés approximativement N120 - N135 observés à ras de sol ; le pendage est fortement plongeant à sub-verticale. Les quartz sont à couleur blanche grise, très compactes et ou massifs. Ils sont traversés par des veinules à oxydes de fer avec souvent de l'or en placage sur ces veinules ferrugénisées et pépites visible à la loupe de taille millimétrique. Il est observé également des minéraux de cuivre (chalcopyrite) et de pyrite.

- **Les volcano-sédimentaires** sont le faciès encaissant ; les échantillons sont pris au contact et à quelques mètres des filons de quartz aurifères; ces faciès sont recoupés par des veinules de quartz millimétriques à centimétriques. Ils se présentent souvent en de grains fins, de couleur rosâtre montrant une forte schistosité de fracture (S6/1) et également affectées par endroit par une forte ferrugénisation (couleur brune à rouge brique P44/3).

- **Les roches magmatiques grenues**

- **Le faciès granitique** est un échantillon de sondage S1, recoupé à grande profondeur en filon. Il s'agit probablement d'un filon de granite qui serait en rapport avec les roches granitoïdiques observées en surface.

- Ces faciès sont situées au contact des encaissants volcano-sédimentaires et affleurent sous forme de filons et sills, ces roches de nature **granodioritiques leucocrates et grabbodoritique**, présentent des minéraux de feldspath, de quartz et minéraux verdâtres visibles à l'œil nu (équigranulaire). Ce faciès est par endroit très fracturés, recoupés par des filons de roches volcaniques (volcanite P25/3) (P89). Plus loin, la roche devient légèrement rosâtre (D5, D7/1).

- **Les volcanites** recouverte de sable quaternaire affleurent parallèlement aux quartz filoniens.

C'est des roches sombres à grains minéraux difficilement visible à l'œil nu (ech. 25/3, 5m au nord du sondage S1) et souvent difficilement distinguable du facies volcano-sédimentaire (S6/2).

L'intérêt de l'étude pétrographique des roches altérées dans les zones minéralisées est de pouvoir réaliser une cartographie avec une délimitation des différents types d'altération hydrothermale. Mais ceci n'est pas le but de notre étude.

L'étude pétrographique est basée sur le microscope polarisant à lumière transmise. Au total, 26 lames ont été étudiées ; uniquement 16 lames minces ont été retenues.

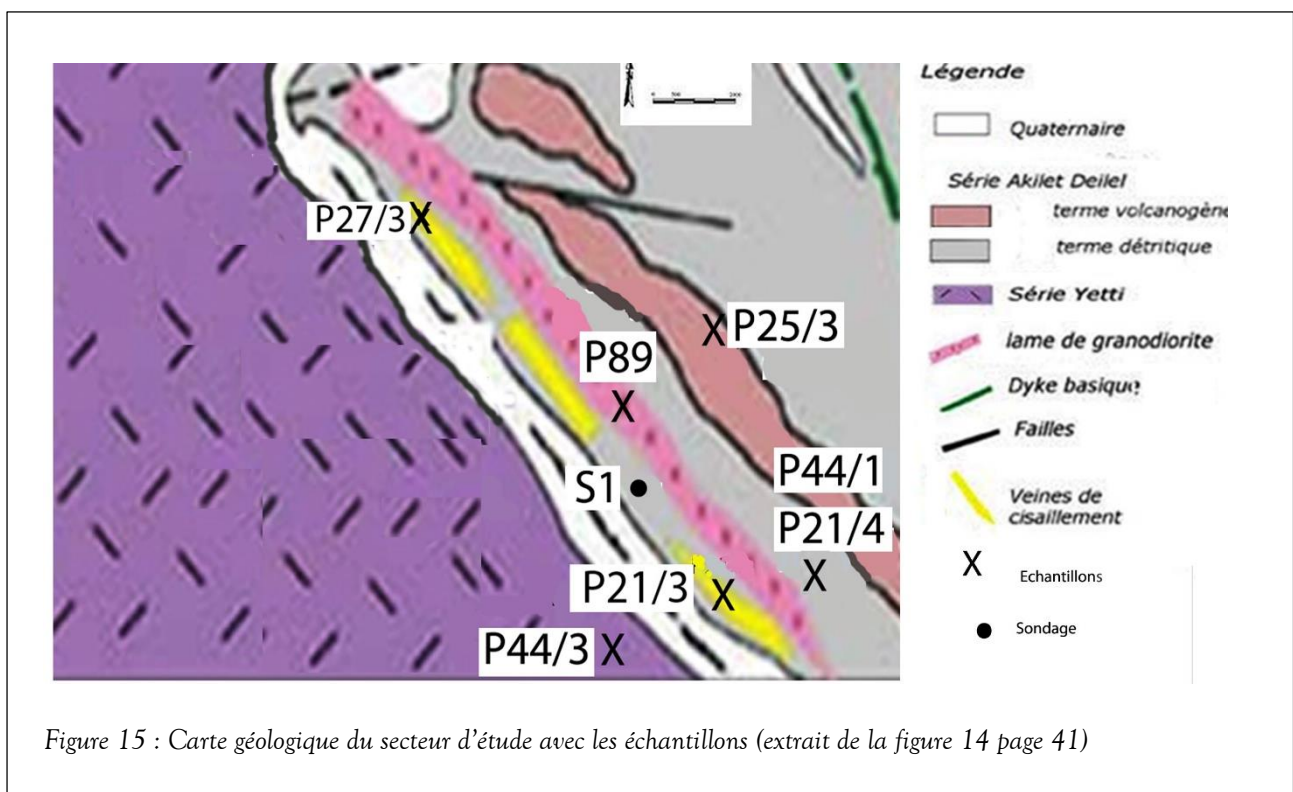


Figure 15 : Carte géologique du secteur d'étude avec les échantillons (extrait de la figure 14 page 41)

III.4.1. Le quartz filonien (P22/4, P35/3, P27/3, P21/3)

Le quartz filonien montre une texture bréchique présentant une altération propylitique caractérisée par l'apparition simultanée la silicification, la calcitisation, la séricitisation, des minéraux opaques et une altération supergène matérialisée par la manifestation de l'oxyde de fer (Planche III).

L'analyse microscopique des échantillons étudiés montre que le quartz filonien est constitué essentiellement de trois (3) générations de quartz (Planche III).

Le quartz (I)

Il représente à peu près 40% du volume total de la roche. De taille pouvant atteindre jusqu'à 2,4mm, il est incolore et xénomorphe et à extinction roulante avec un relief faible présentant parfois des inclusions de calcite sous forme de petites bulles appelées « inclusions à libelle mobile ». Il est affecté par des fractures souvent avec déplacement et remplissages tardifs. Ces fractures sont remplies de microcristaux de quartz (**quartz III**), de calcite et souvent de la séricite.

Le quartz (II)

Le quartz (II) est moins abondant, il forme approximativement 20% du faciès. Il montre une forme automorphe à subautomorphe. La taille de ces cristaux avoisine 4mm. Il s'agit d'un quartz de remplissage géodique dit aussi quartz palissadique.

Les minéraux opaques

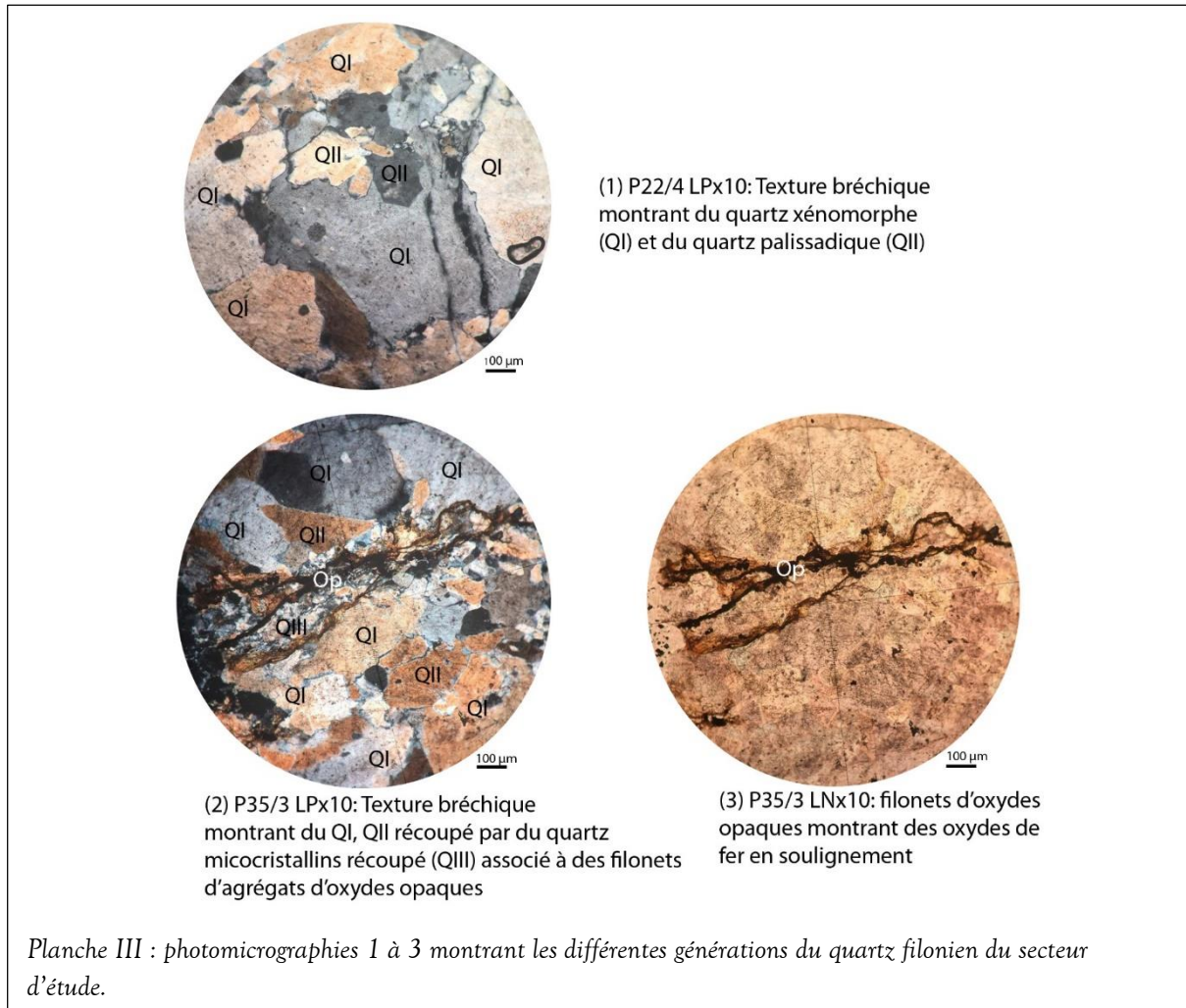
Ils se présentent sous forme automorphe à section carrée (pyrite ?) ou losangique et en agrégats polygonal. Ils occupent les veinules (Planche III : (2) et (3)) et sont accompagnés le plus souvent de microcristaux de quartz III, de séricite, de calcite et d'oxydes de fer.

- **Ordre de cristallisation**

Pour ce faciès, l'ordre de cristallisation des composants paragénétiques se résumera par l'apparition première du quartz (I) suivie de celle du quartz (II). Les cristaux de ce dernier se seraient formés sur les parois d'une fente de tension en ouverture continue.

Du fait de la tectonique de la zone, les quartz (I) et (II) se déformés et fracturés. Dans ces ouvertures, on observe de la séricite recoupée par les veinules de quartz (III) et le tout recoupé par la calcite. Ces minéraux témoignent d'une circulation hydrothermale, associée à la mise en place des minéraux opaques, attestant d'une altération hydrothermale.

L'apparition des oxydes fer en soulignement des minéraux opaques correspond à une altération superficielle.



III.4.2. L'encaissant volcano-détritique (10D/S1, 21/4, P44/3, P44/1, et S6/1)

L'étude microscopique du faciès volcano-détritique (Planche II), comme encaissant des filons à quartz minéralisés, révèle une texture pyroclastique essentiellement composée de lithoclastes volcaniques (trachytes et volcanites non identifiées), plutonites et métamorphiques et de cristalloblastes de plagioclases et de quartz. L'altération hydrothermale développée est de type silicification, la calcitisation, la chloritisation, la séricitisation et épidotisation, associées à des minéraux opaques de type pyrite. Par endroit, la roche est recoupée par des veinules de quartz similaires au quartz filonien. Il a été reconnu :

Les lithoclastes de type :

- **Trachytes** : elles sont assez fréquentes et de texture microlitique. Leur taille avoisine souvent environ 3mm. Ils sont essentiellement constitués de baguettes de plagioclases, du quartz et amphibole hexagonale avec des inclusions de minéraux opaques.

- **Volcanites** : elles sont très altérées. Essentiellement constituées de minéraux ferro-magnésiens. Ces derniers sont difficiles à identifier au microscope du fait de leur forte altération en épidote et parfois imprégnés par des oxydes de fer.
- **Plutonites** : leur taille atteint environ 0,5mm, ils ont une texture grenue composée principalement de quartz, plagioclase et feldspaths.
- **Quartzites** : les clastes ont une taille d'environ 1,4mm au maximum. Ils sont anguleux et constitués de cristaux de quartz accolés de façon dendritique. Ils présentent souvent des fractures remplies de séricite et quartz microcristallins. Il s'agit probablement de fragments de quartzites (Planche IV : 4, 5, 6).

Les lithoclastes les plus répandues sont de type :

- **Plagioclase** : Il correspond à une phase minérale peu abondante (18% environ). A grain moyen (Planche IV : 4, 5) et souvent en baguettes, il apparaît le plus souvent subautomorphe à automorphe, incolore et avec la macle polysynthétique caractéristique. Du fait de la tectonique, il est très souvent déformé et révèle souvent un aspect trouble pseudomorphosé par l'altération.
- **Le quartz** : Il est moins abondant et se présente souvent en phénocristaux souvent sub-arrondis de taille atteignant souvent 1,9mm. Il présente une extinction onduleuse et souvent des fractures.

Les minéraux opaques

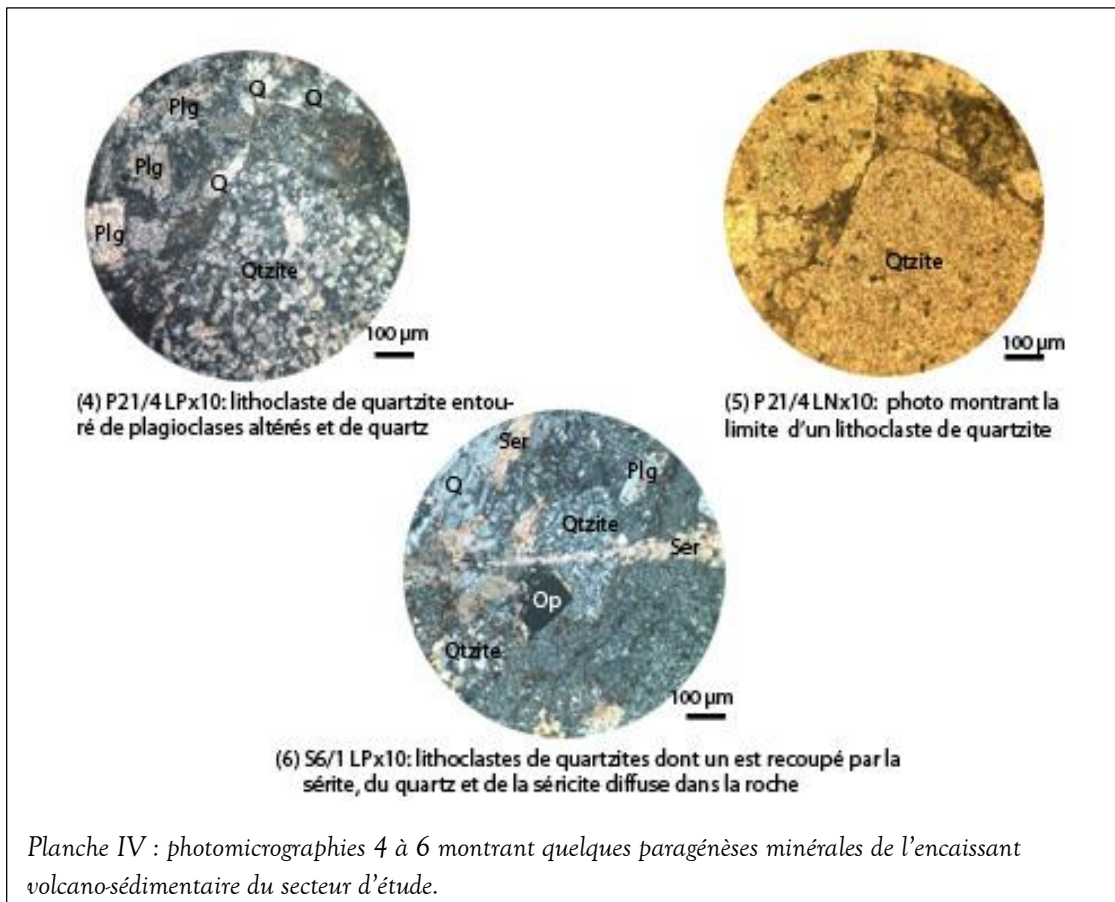
Les minéraux opaques sont automorphes (Planche IV : 6) et de taille pouvant atteindre jusqu'à 0,4mm. Ils se trouvent en dissémination dans la roche, parfois en amas ou agrégats de minéraux et surimposés sur les autres constituants de la roche.

- **Ordre de cristallisation**

D'après les relations entre les minéraux et les grains du volcano-détritique, les lithoclastes et les cristallogénites se seraient mis en place simultanément dans le bassin. Cette mise en place a été suivie par la fracturation de la roche par la tectonique. A travers de l'une de ces fractures, la veinule de quartz s'est mise en place par la cristallisation du quartz (I) succédée par celle du quartz palissadique (quartz II). Contraint à la tectonique de la zone, les clastes sus-cités se sont la plupart déformés (fracturés) favorisant ainsi la circulation de fluide hydrothermal.

Cette circulation aboutit de ce fait, à la mise en place de la chlorite, le quartz microcristallin (Quartz III), la séricite (Planche IV : 6) et la calcite. Ces minéraux d'altérations sont associés à la formation des minéraux opaques. L'altération des minéraux opaques et des minéraux

ferromagnésiens des grains de roches en oxydes de fer matérialise l'altération supergène de la roche.



III.4.3. les roches magmatiques grenues

➤ Granite à amphibole (a1)

Le granite à amphibole présente une texture grenue porphyroïde essentiellement constituée de porphyres de quartz, plagioclases et amphiboles et biotites chloritisées, d'orthoses, d'aiguilles d'apatites, du sphène et des oxydes opaques (Planche V).

Il présente une altération propylitique dans laquelle on peut reconnaître la chlorite, la calcite et l'épidote, associées après à des minéraux opaques de type pyrite.

Le quartz

C'est la phase minérale la plus abondante représentant environ 40% du volume total de la roche. La taille des cristaux xénomorphes atteint souvent 2,6mm (photo 5). Le plus souvent fracturé, il est incolore et montre une extinction onduleuse. Il présente en inclusions des aiguilles d'apatites (Planche V : 8).

Le plagioclase

Le plagioclase, représentant environ 30% de la composition totale de la roche, la taille de ces cristaux automorphe ne prisme allongé atteint les 4mm. Il est incolore, des macles polysynthétiques sont visibles et parfois zonés. Il présente souvent des inclusions de quartz. Ces cristaux sont le plus souvent altérés partiellement en calcite (Planche V : 7).

L'amphibole

Les cristaux d'amphiboles sont assez fréquents de taille avoisinants souvent 1mm, et sont reconnus par la forme automorphe prismatique. Ces autres caractères optiques sont très difficiles à cerner au microscope du fait de la forte altération en chlorite (Planche V : 7).

La biotite

Moins abondante, environ 7% de la composition de la roche, en lumière naturelle, elle est de couleur brune et faiblement pléochroïque. Elle souvent altérée fortement altérée en chlorite (Planche V : 9). Cette dernière affecte les teintes de biréfringence originelles. Elle a une biréfringence forte et une extinction droite en lumière polarisée analysée.

L'orthose

Il est en trace dans la roche. Sa forme est allongée avec un relief peu marqué et un aspect trouble probablement dû à l'altération. La macle de Carlsbad est bien visible.

Le sphène

Il est assez fréquent, la taille de ces cristaux atteint le 0,5mm, automorphe en section presque losangique avec des craquelures irrégulières présentant une couleur rose jaunâtre et un relief fort. En lumière polarisée analysée, il présente des teintes de biréfringence très forte avec irisations multiples (Planche V : 7).

L'apatite

L'apatite se présente en cristaux en forme d'aiguille incolore très limpide avec un relief très fort et une biréfringence très faible (gris-blanc).

Les minéraux opaques

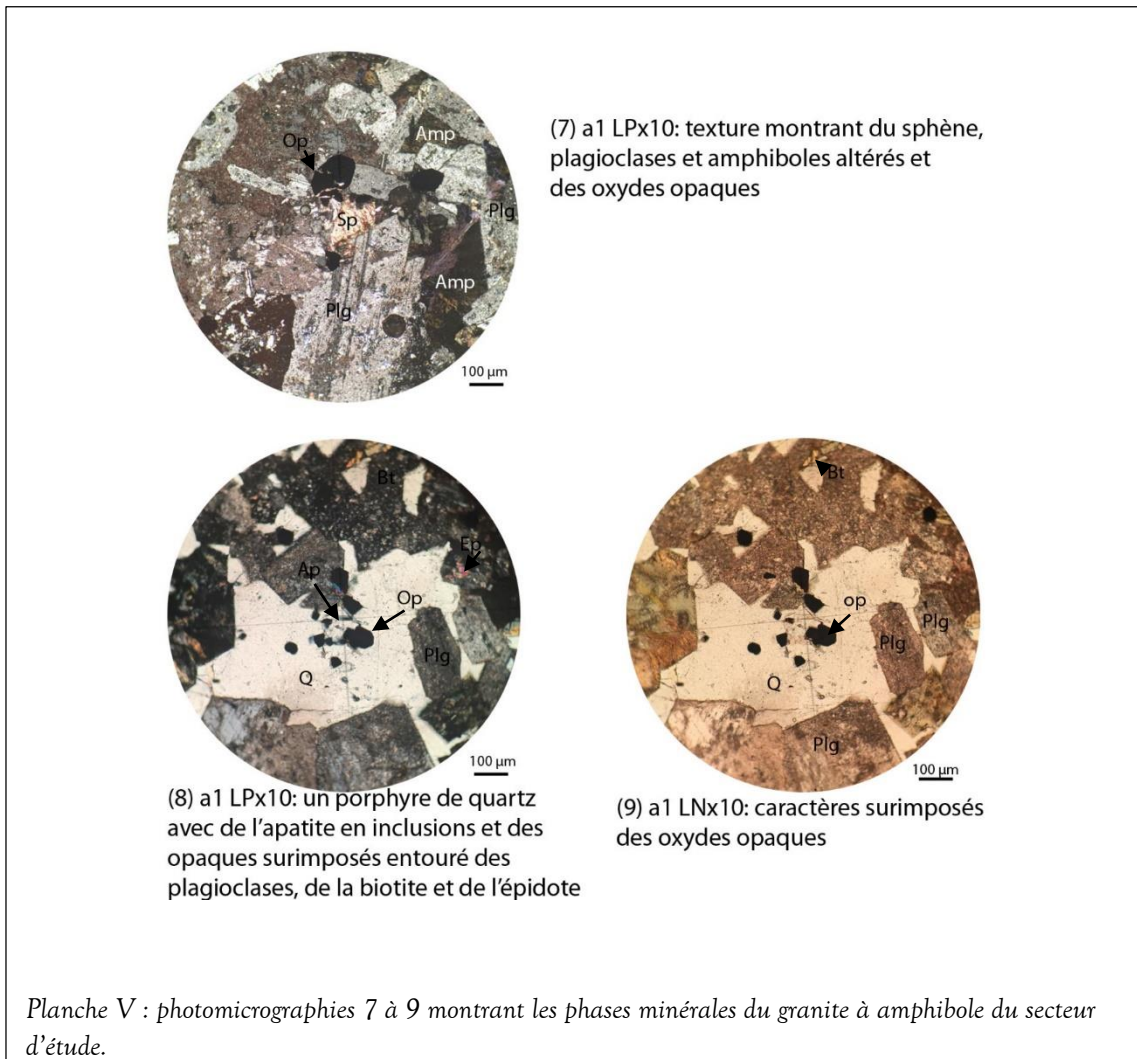
Ils sont automorphes probablement pyrite. La taille de certains cristaux atteint jusqu'à 0.6mm. Ils apparaissent surimposés (Planche V : 7, 8, 9) et disséminés dans la roche (Planche V : 7). Ils se présentent souvent en agrégats et sont très fréquents dans la roche. Ils sont associés à l'épidotisation et la calcitisation.

- **Ordre de cristallisation**

La cristallisation débute vraisemblablement par les minéraux accessoires (sphène et apatite), l'amphibole, la biotite. Ensuite, on distingue la phase plagioclasique, l'apparition tardive du quartz et la cristallisation de l'orthose.

Une paragenèse secondaire est caractérisée par l'altération partielle ou souvent totale de certains minéraux sus-décrits notamment celle de l'amphibole et la biotite en chlorite et du plagioclase en calcite. La mise en place de l'épidote en trainée dans les espaces intergranulaires et celle des minéraux d'altération sus-cités attestent du caractère hydrothermal des altérations qui ont affectées la roche.

Ces altérations sont associées à la mise en place des minéraux opaques qui semblent tardifs du fait de leur aspect surimposé et disséminé dans la roche.



➤ **Granodiorite (DL5 et P89) et gabbrodiorite (B2)**

Les roches grenues montrent une texture doléritique, composée de phénocristaux ferromagnésiens, de plagioclases, de myrmékites, de quartz micro-cristallin, d'apatites comme minéraux accessoires, des minéraux opaques et des altérations (damouritisation ; chloritisation et carbonatation) (Planche VI).

Le Plagioclase

Ils représentent la phase minérale la plus importante pour les unes (55%) (B2), en phénocristaux pouvant atteindre jusqu'à 2mm. Pour d'autres ils sont un peu moins abondants (DL5) et sont pseudomorphosés atteignant au moins 0,45mm. Ils sont automorphes, en prisme allongés incolores et ont un relief faible ; ils polarisent dans les gris clairs à blanc du 1^{er} ordre ; souvent avec la macle polysynthétique bien visible. Ils présentent des cristaux de quartz en inclusions (Planche IV : 10, 11).

▪ **Les minéraux ferromagnésens**

Ils représentent 20% environ de la roche soit de l'amphibole (DL5, P89) ou pyroxène (B2) mais pas les deux en même temps dans la même roche.

Le pyroxène

La taille des cristaux peut atteindre 1,4 mm ; faiblement colorée, il se présente sous différents formes (xénomorphe ou en section automorphe. Il montre un birefringence élevé, polarisant dans les teintes vives du 2^{ème} et 3^{ème} ordre avec souvent des inclusions de quartz microcristallins. Il s'agit probablement d'un clinopyroxène type augite (Planche VI : 11).

L'amphibole

Les cristaux sont automorphes en prismes allongés d'une taille de 0,6 mm, hexagonaux à clivages losangiques. Colorée en brun pléochroïsme (jaune à brun foncé) ; elle polarise jaune et brun du 1^{er} ordre jusqu'au bleu du 2^{ème} ordre. Il s'agit d'une hornblende verte qui est souvent pseudomorphosée par la chloritisation (Planche VI : 10).

Le quartz

Il est peu abondant, apparaît en de microcristaux xénomorphes dans les interstices en inclusion dans les plagioclases ou pyroxène (Planche VI : 10).

La myrmekite

Peu abondant dans la roche, il forme à peu près 10% de la roche. C'est une association de plagioclase contenant de fins vermicules de quartz disposés en forme buissonnante ou en plage (Planche VI : 11).

Apatite

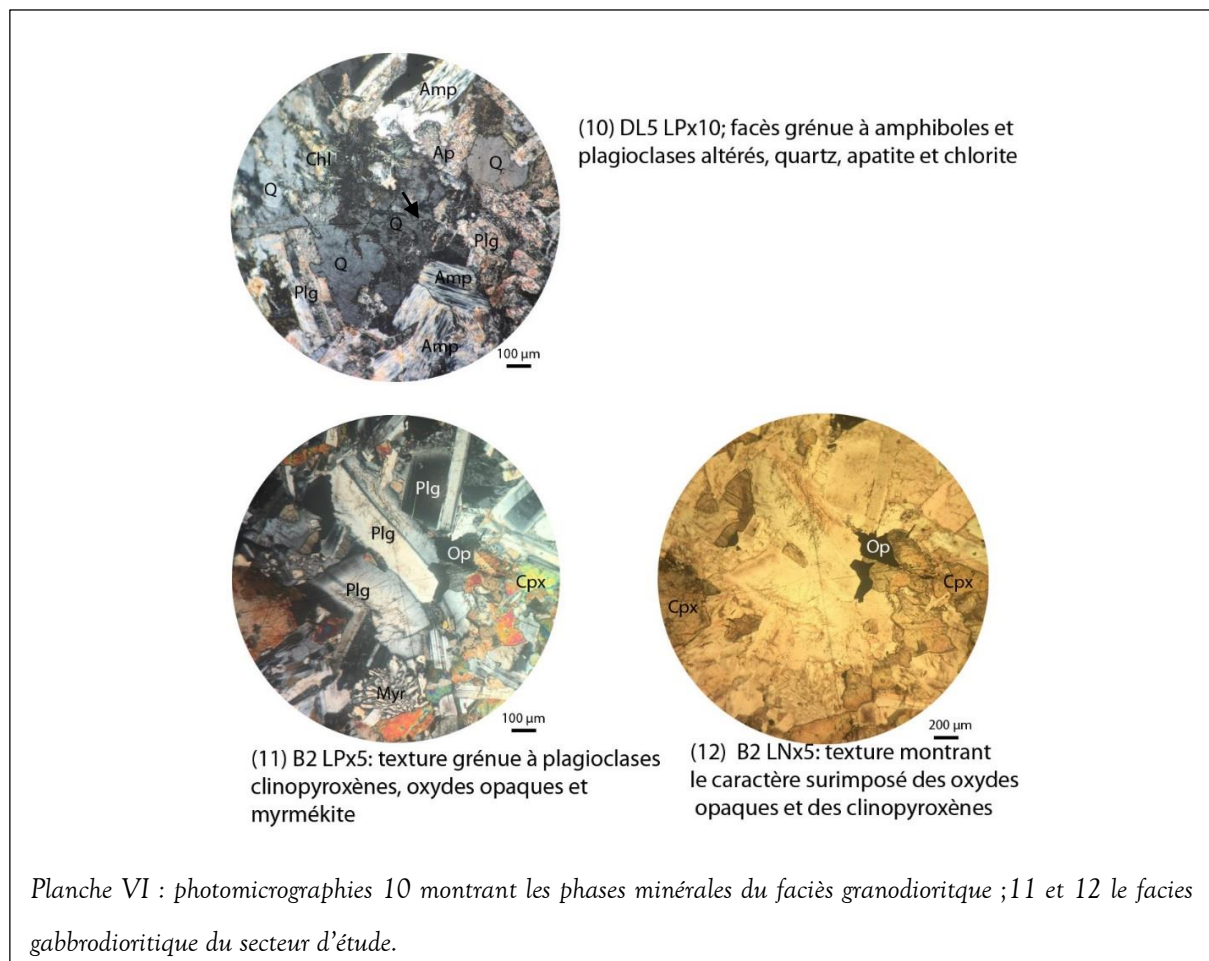
Comme minéral accessoire, apparaît sous forme de petites aiguilles, polarisant dans les teintes grises du 1^{er} ordre (Planche VI : 10).

Les minéraux opaques

On observe deux types d'opacques qui diffèrent par la forme : l'opaque 1 est automorphe et se présente en microcristaux disséminés dans la roche. L'opaque 2, il est xénomorphe et a tendance à suivre une orientation (les interstitites granulaire). Ils sont souvent soulignés par la ferruginisation (Planche VI : 11, 12)

- Ordre de cristallisation

Les phénocristaux de plagioclases se sont formés en premier suivis respectivement par : le pyroxène (pour les gabbodiorites), l'amphibole (pour les facies granodioritiques), les plagioclases, la myrmekite (pour les gabbodiorites), le quartz. Secondairement s'est mis en place : les minéraux opaques, la chloritisation et en fin la carbonatation. La damouritisation des plagioclases correspond à une altération supergène de la roche.



III.4.4. Volcanites (V9, S6/2, 25/3)

Les roches volcaniques sont à texture microlitique renfermant des feldspaths, amphiboles, pyroxènes, quartz microcristallins et minéraux opaques affectés par des altérations telles que la chloritisation, la séricitisation, l'épidotisation, la carbonatation, la silicification et la ferriginisation. Deux faciès différents semblent exister mais l'intensité des altérations nous empêche de proposer un nom à chaque roche (Planche VII).

Les amphiboles

Elles sont très abondantes dans la composition des volcanites et varient d'une roche à une autre. Elles occupent entre 25 à 50% du volume des roches.

La taille des cristaux peut atteindre 1mm, elles sont automorphes très souvent observés en section losangique et présentent des inclusions de petits minéraux opaques ainsi que deux clivages losangiques. Les cristaux sont attaqués par la chloritisation ou la ferriginisation (25/3, S6/2).

Des cristaux en baguette et aciculaire moins abondants colorés plus ou moins en vert, polarisant dans les teinte bleues de la fin du 1^{er} ordre. Ces caractères optiques sont propres à l'actinote (V9) (Planche VII : 13).

Les feldspaths

Les plagioclases sont la phase minérale la plus importante des feldspaths pouvant atteindre jusqu'à 50% de la composition de certains volcanites. La taille des cristaux varient entre 0,1 à 0,6 mm, ils sont en baguettes incolores à relief faible (Planche VII : 13, 14, 15) et souvent observés avec la macle polysynthétique, ils sont très souvent pseudomorphosés par la séricitisation et la carbonatation.

L'orthose est peu abondant identifiable par la macle carlsbad. La taille des cristaux atteint 0,4 mm ; ils se présentent en prisme allongés incolores avec un aspect trouble dû à l'altération polarisant dans les gris clairs du 1^{er} ordre.

Le quartz

Il est plus ou moins abondant pouvant atteindre au moins 10% du volume de la roche. Il se présente en de microcristaux xénomorphes incolores et limpides à extinction onduleuse se trouvant dans les espaces intergranulaires.

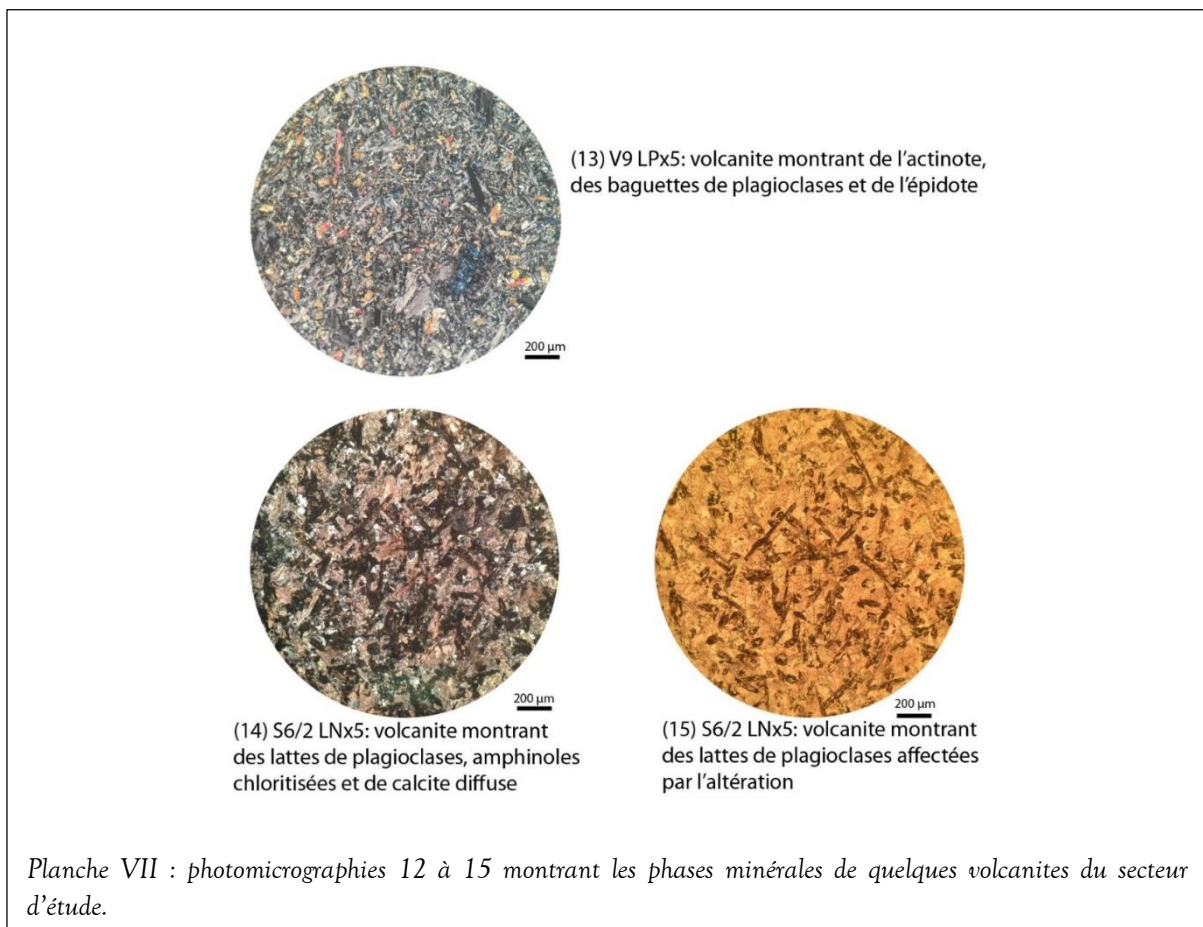
Les minéraux opaques

La roche présente deux types minéraux opaques :

- Les opaques 1 sont automorphes et s'observent en agrégats dans la roche. Ils sont souvent en inclusion dans les amphiboles et en dissémination.
 - Les opaques 2 sont xénomorphes remplissant des microfractures de la roche formant ainsi de petites veinules irrégulières.
- **Ordre de cristallisation**

La paragenèse primaire se caractérise par l'apparition des minéraux dans l'ordre suivant : plagioclases ; pyroxène ; amphibole ; orthose ; quartz ; et les minéraux opaques.

Pour la paragenèse secondaire la chloritisation pourrait être la première mise en place en suite la silicification qui se situe entre les deux générations de carbonatation. La ferruginisation serait liée au fer libéré par les opaques inclus dans les amphiboles, donc non hydrothermale.



III.5. Les altérations des roches de la zone d'étude

L'étude pétrographique des échantillons altérés de la zone sud-occidentale du secteur Arieguet Lehma révèle de fortes altérations hydrothermales de certains minéraux primaires fournissant des informations sur la minéralisation. Les types d'altérations hydrothermales recensés peuvent être regroupés sous deux formes différentes en fonction de leur mode de présentation (au sens de Beaudin, 2006) :

- ***L'altération pervasive (diffuse)*** : elle se manifeste par la substitution partielle ou totale des cristaux de minéraux primaires et souvent de la matrice par des minéraux de paragenèse secondaire. Ces pseudomorphoses ou transformations sont enregistrées essentiellement dans le plagioclase, la biotite et l'amphibole des différents faciès étudiés.
- ***L'altération canalisée*** : elle s'exprime en remplissage des fractures des cristaux et souvent des grains de roche ou dans les espaces intergranulaires, sous forme de filonnets ou veinules recoupant souvent les différents faciès dans l'ensemble.

Il est difficile de distinguer au microscope entre les minéraux formés par altération hydrothermale et ceux liés à l'altération supergène. Pour faire cette distinction, on admet que l'altération supergène est caractérisée par l'apparition de l'oxyde de fer sous le nom de **ferrugénisation**. Brun foncé, elle souligne les oxydes opaques, parfois les minéraux ferromagnésiens comme l'amphibole et souvent envahie toute la roche.

III.5.1. L'altération pervasive (diffuse)

L'altération pervasive ou diffuse affecte la totalité de la roche, en se mettant en place dans les espaces intergranulaires et affecte également de façons spécifique les minéraux. On cite :

III.5.1.1. L'altération des plagioclases

Les transformations de la phase plagioclasique ont été observées dans tous les faciès excepté le quartz filonien. On distingue plusieurs types d'altération comme (Planche VIII) :

a) La séricitisation

Elle se manifeste par le développement de petites paillettes micacées (séricite). Elle se distingue par ses teintes vives irisées au microscope et qui envahie partiellement ou

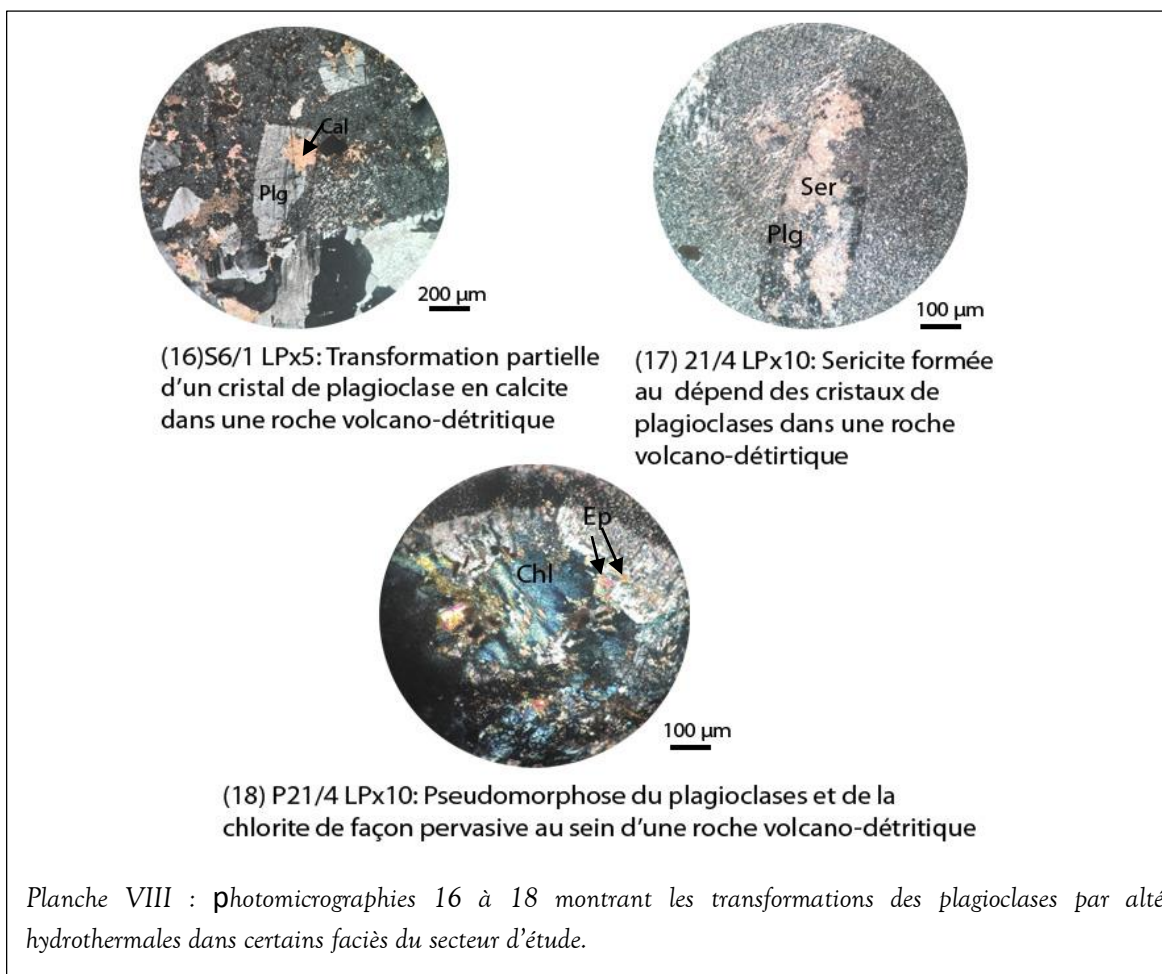
totalemment les plagioclases (Planche VIII : 17). Elle est fréquente au sein des roches volcano-sédimentaires et les grano-diorites.

b) La carbonatation

Elle est reconnaissable par l'apparition de petites plages de (probablement de la calcite). Elle est reconnue par ses teintes irisées du 4^{ème} ordre en lumière polarisée (Planche VIII : 16). Elle est abondante dans tous le faciès excepté le quartz filonien.

c) L'épidotisation

Elle s'observe dans la phase plagioclasiqque par l'apparition de l'épidote de type pistachite en grains dispersés. Elle est caractérisée par son relief fort faiblement colorée et ces teintes vives de biréfringence connues sous le nom de « manteau d'arquelin ». Elle est observée également au sein des amphiboles (Planche VIII : 18). Elle s'observe au sein des roches volcano-sédimentaires et les volcanites.



III.5.1.2. L'altération de la biotite

Dans les échantillons dans lesquels la biotite apparaît, elle est le plus souvent affectée par la **chloritisation**. Cette dernière est remplacée par la chlorite résultant de la pseudomorphose partielle ou totale de la phase biotitique. Sa couleur verdâtre avec un pléochroïsme en lumière naturelle et ces teintes de polarisation anormales bleuâtres à violacés en lumière polarisée sont ces caractères de distinction au microscope. Ce phénomène de chloritisation affecte également les amphiboles. Cette altération a été observée le plus souvent dans les volcanites et plutonites (Planche IX : 19).

III.5.1.3. L'altération des amphiboles

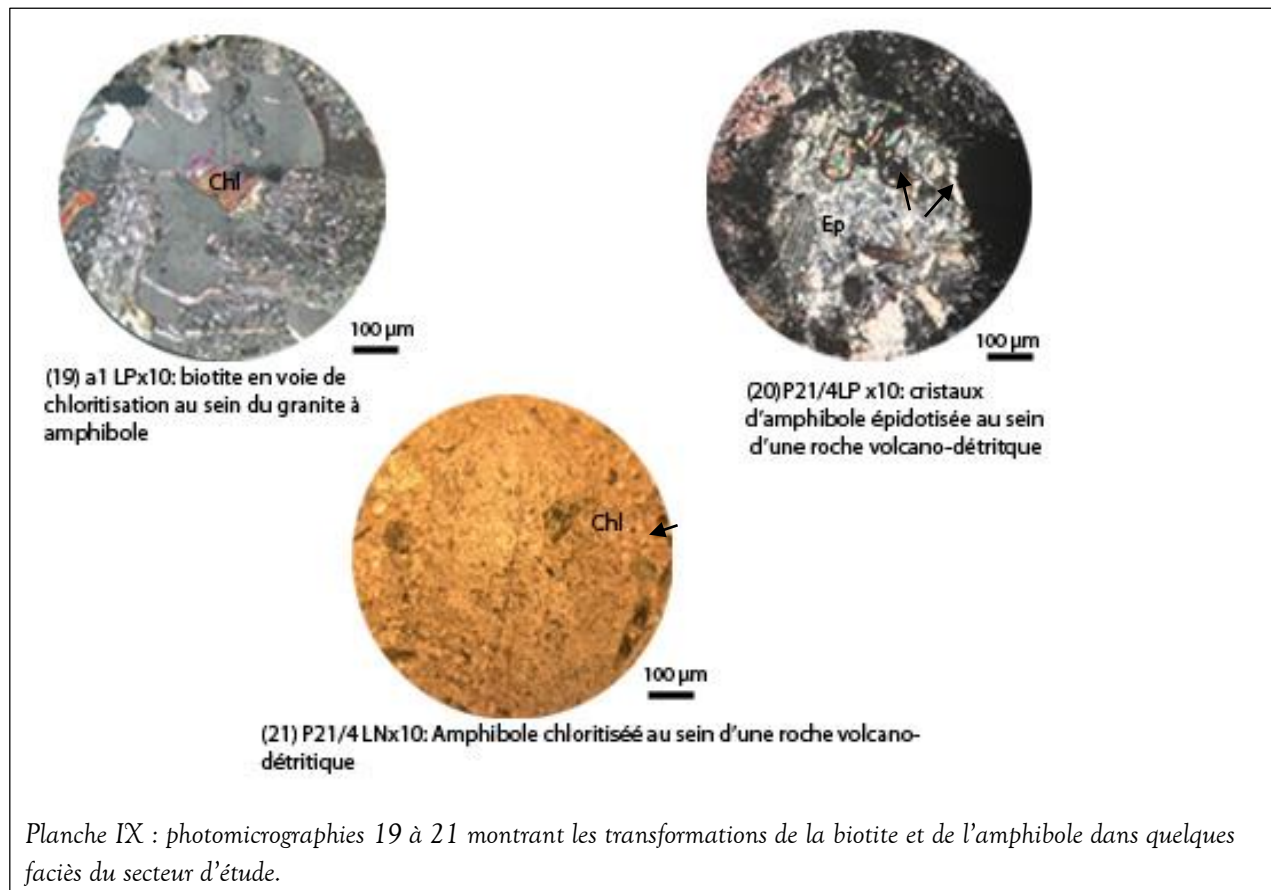
Les amphiboles observées ont été reconnues par leur forme du fait de leur forte altération en chlorite et souvent en épidote.

a) L'épidotisation

Cette altération des amphiboles est moins abondante dans les faciès étudiés ; elle est observée au sein des roches volcano-détritiques. Elle s'observe au sein des amphiboles en prisme. Les cristaux d'épidotes sont le plus souvent associés à l'apparition d'oxydes opaques. Elle se distingue par une faible coloration en jaune avec un pléochroïsme faible et des teintes de polarisation spécifiques de manteau d'arlequin et présentant un relief fort (Planche IX : 20).

b) La chloritisation

La chloritisation des amphiboles correspond au développement suivant la forme des cristaux accentuant sous aspect fibreux suivant. Elle est le plus souvent associée aux cristaux d'oxydes opaques. Elle est reconnue par sa couleur verdâtre en lumière naturelle et sa teinte de polarisation anormale bleu violacée en lumière polarisée analysée. Elle est très abondante et s'observe dans tous les faciès sauf le quartz filonien (Planche IX : 21).



III.5.2. Les altérations canalisées

C'est le type d'altération le plus répandu dans les échantillons étudiés. On distingue :

III.5.2.1. La silicification

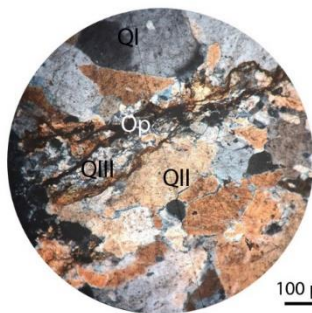
La silicification correspond au remplissage des fractures des minéraux ou de la roche les recoupant, en filonnet de quartz microcristallins très fins ou **quartz III**. Ces derniers sont parfois associés à la calcite, séricite ou encore les oxydes opaques. Cette altération se développe également dans les espaces intergranulaires des minéraux (Planche X : 22). Elle est fréquente dans les roches volcano-détritiques et le quartz filonien.

III.5.2.2. La carbonatation

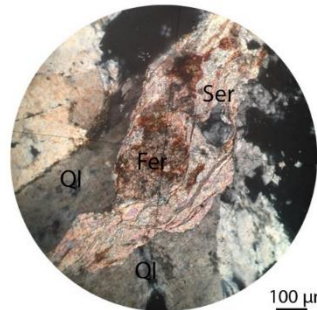
Elle se manifeste par l'apparition de petites veinules par remplissage de fractures dues à la tectonique de la zone. Elle recoupe pratiquement similairement les roches comme les cristaux de quartz III. Elle est souvent reconnue par l'apparition de la calcite avec ces clivages bien marqués et ces teintes vives irisées du 4^{ème} ordre en lumière polarisée au microscope (Planche X: 24). Elle affecte tous les faciès sauf les plutonites.

III.5.2.3. La séricitisation

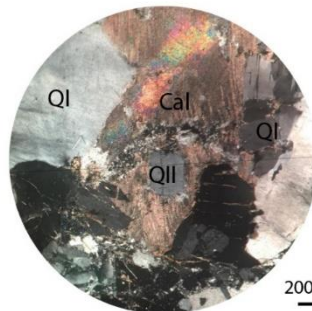
Elle se distingue par l'apparition de la séricite en remplissage veinules de certains faciès comme le quartz filonien et souvent rarement celles des grains de quartzites des roches volcano-détritiques. Elle se distingue par ses teintes vives irisées. D'autres caractères sont difficiles à distinguer au microscope. Le plus souvent, elle est associée à d'autres altérations telles que la silicification et la carbonatation (Planche X : 25), et les oxydes opaques soulignés par la ferrugénisation (Planche X : 23). Elle est observée en générale en association avec d'autres altérations au sein des faciès volcano-détritiques et le quartz filonien.



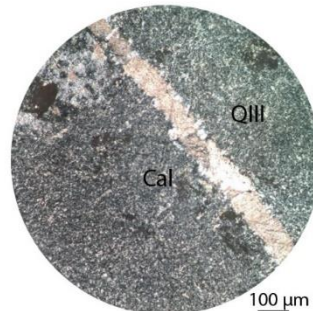
(22) P35/3 LPx10: silicification associée à la mise en place d'oxydes opaques



(23) P22/4 LPx10: séricitisation avec de l'oxyde de fer en remplissage d'une fracture au sein de cristaux de quartz (QI)



(24) S6/1 LPx5: filonnet de calcite englobant du quartz



(25) 21/4 LPx10: Calcitisation associée à la silicification au sein d'une roche volcano-sédimentaire

Planche X : photomicrographies 22 à 25 montrant les différentes altérations hydrothermales canalisées recensées au sein des faciès du secteur d'étude.

III.6. Conclusion

Après les observations effectuées sur les différents échantillons récoltés à proximité de la minéralisation aurifère de la zone d'étude, l'étude pétrographique a permis d'identifier les différents faciès ainsi que les minéraux les constituants. On cite le quartz filonien, le granite à amphibole, le granodiorite et le gabbrodiorite, des volcanites et des volcano-détritiques.

La présence de différents types d'altérations hydrothermales matérialise une complexité absolue des faciès d'origine. Ces derniers sont fortement affectés par différents types d'altérations de type essentiellement hydrothermal dû vraisemblablement à la circulation de fluides, source de la mise en place de sulfures et de l'or et une altération supergène peu importante.

Deux modes d'altérations hydrothermales ont été mis en évidence lors de l'étude pétrographique à savoir :

- **L'altération pervasive** affectant toute la roche et donc directement les minéraux primaires comme le plagioclase, la biotite et l'amphibole. Ces derniers ont été déstabilisés par les fluides hydrothermaux en circulation et ont subi des transformations principalement en séricite, chlorite, calcite et rarement en épidote ;
- **Et l'altération filonienne** affectant les roches en remplissant les fractures de ces dernières. Cette altération est dominée par la présence de quartz microcristallins, calcite et séricite. Ces différentes altérations se présentent souvent en association entre elles mais aussi en associations avec les oxydes opaques qui présentent un aspect tardifs surimposés.

D'après la typologie des altérations hydrothermales établie par Meyer et Hemley (1967), on distingue au sein de la zone d'étude trois (3) types d'altérations :

- L'altération propylitique avec l'apparition simultanée de la chloritisation et la carbonatation associées aux minéraux opaques,
- La silicification,
- Et la séricitisation.

L'interprétation des observations faites, la plus compatible sur la chronologie de mise en place de ces altérations se résumerait à :

- ✓ l'apparition première de la chloritisation affectant les cristaux de biotites et d'amphiboles ainsi que dans les espaces intergranulaires, la séricitisation altérant le plagioclase et l'épidotisation ;
- ✓ La chloritisation est suivie par la mise en place d'une première génération de calcite en remplissage de fractures.
- ✓ De ces processus d'altérations, succède la silicification et la deuxième génération de calcite résultant de la pseudomorphose partielle ou totale du plagioclase.
- ✓ A ces différentes phases d'altérations hydrothermales, est associée la mise en place des sulfures (oxydes opaques).

Chapitre IV : Conclusion générale

IV. Conclusion générale

Au terme de cette étude, portant sur les altérations hydrothermales associées à la minéralisation aurifère de la zone sud-occidentale de l'indice Akilet Deilel (Zone Jointure Yetti-Eglab, partie nord-orientale de la Dorsale Réguibat), on a pu mettre en évidence cinq (5) types de faciès différents. On cite :

- ***Faciès de quartz filonien*** constituant la caisse filonienne avec trois (3) générations de quartz ;
- ***Faciès volcano-détritique à lithoclastes et cristalloclastes***, encaissant le quartz filonien;
- ***Faciès granitique à amphibole*** ;
- ***Faciès gabbrodiorites à granodioritiques*** fortement altérés ;
- ***Faciès volcaniques basaltiques à amphibole et à pyroxène***.

Les altérations hydrothermales les plus évidentes ayant affecté ces faciès se trouvent associées aux microfractures et veinules limitées de la zone filonienne. Les associations minérales observées permettent de proposer les types d'altérations suivantes :

- **altération propylitique** avec notamment :
 - *La chloritisation des biotites dans le granite à amphibole, des amphiboles au sein des plutonites, volcanites et faciès volcano-sédimentaires ; elle est souvent pervasive dans les faciès volcano-sédimentaires ;*
 - *La carbonatation affecte plagioclases dans tous les faciès sauf pour le quartz filonien ; elle est filonienne au sein de toutes les roches sauf les plutonites et est souvent diffuse au sein des faciès volcano-sédimentaires.*
- **silicification filonienne** affectant tous les faciès étudiés sauf ceux grenues (granite et granodiorite) ;
- **séricitisation** affecte plagioclases au sein du granodiorite et les faciès volcano-sédimentaires ; elle est filonienne associée à d'autres altérations dans tous les faciès excepté des plutonites.
- **épidotisation** des plagioclases et des amphiboles dans les faciès volcano-détritiques.

Certaines de ces altérations se trouvent fréquemment associées (séricitisation, carbonatation, silicification).

Les minéraux opaques identifiés au microscope sont vraisemblablement liés aux altérations hydrothermales dans les différents faciès. Ces minéraux opaques sont le plus souvent soulignés par la ferrugénisation (oxydes de fer, altération supergène).

Les caractéristiques de la minéralisation liée à une zone de cisaillement et la nature des altérations hydrothermales mis en évidence sur le gisement d'Or de Kalana (Sangaré et al., 2014), montrent des similitudes avec les altérations hydrothermales de notre zone d'étude.

En effet, le gisement de Kalana (sud-ouest du Mali) localisé dans les terrains paléoprotérozoïques du domaine Baoulé-Mossi (Dorsale de Leo) et encaissé dans des séries métasédimentaires et métavolcaniques calco-alcalines du Birimien au contact de petits plutons de nature dioritique.

Selon Sangaré et al. (2016), le dépôt de la minéralisation se déroule en trois (3) stades :

- **stade un précoce** à quartz I, arsénopyrite I, or I (en inclusion dans l'arsénopyrite I), albite, calcite, chlorite, pyrite I et pyrrhotite I.
- **stade deux** à quartz II (cristaux automorphes), ankérite, muscovite, arsénopyrite II.
- **Stade trois** avec apparition de quartz III, ankérite, calcite, muscovite, galène, sphalérite, chalcopryrite, sulfures de bismuth, bismuth natif et or libre associé ou non à la pyrite II et à la pyrrhotite II.

Les altérations hydrothermales sont essentiellement de type silicification, chloritisation, épidotisation, séricitisation et calcitisation (chlorite, séricite, épidote, calcite, quartz microcristallins ou quartz III).

En dehors des veines de quartz, un halo métasomatique se développe dans l'encaissant dû aux fluides qui les percolent avec mise en place de liserés minéralisés. Cette minéralisation au sein du halo diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la veine.

Comparé à la minéralisation filonienne de l'indice d'Or Akilet Deilel, la minéralisation liée à la deuxième génération de filons quartz du gisement d'Or de Kalana est également liée à une zone de cisaillement mais au sein d'encaissants différents (métasédiments et métavolcanites).

La circulation de fluides hydrothermaux responsables de la mise en place de sulfures et Or associé engendre des altérations hydrothermales, qui sont aussi identiques à celles recensées dans notre secteur d'étude.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Allami F. Z. (2008) – les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques, Exemples : la région des Eglab (Dorsale Réguibat, SW algérien), *Mem. Ing., Univ. Oran*, 80p.

Allami F.Z. (2016) – Pétrologie et géochimie des plutonites basiques de la structure annulaire d'Anna (Chegga), comparaison avec celle de la structure annulaire de Bled M'Dena (Eglab occidental, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien), *Thèse Magister, Univ. Oran, Algérie*, 99p.

Arnould M. (1959) – Remarque concernant les principes généraux à retenir pour une définition par faciès de la série birimienne du Mont Goma (Côte d'Ivoire), *Rapp. Serv. Geol. Prosp. Min., Dakar*, 12p., inédit.

Azzouni-Sekkal A. (1976) - les stocks plutoniques basiques de la zone de jointure « Yetti-Eglab », (Sahara occidental algérien), *Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Fac. Sc. d'Alger*.

Bassot J.P., (1969) – Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens, *Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Nancy*, 105p.

Baudin Th. (1996) – Rapport de mission de terrain dans les Eglab et le Yetti (30/01/93 au 21/03/93) , *Mém. du Serv. Géol. Algérie, n° 8*, 53-60.

Beaudoin G. (2006) – Manuel de gîtologie et de métallogénie, *Fac. des Sci. et de Génie., Univ. de Laval, Quebec*.

Benramdane H., Bellal M. & Kolli (2005) - La série volcano-sédimentaire d'Akilet Deilel (NE de la Dorsale Réguibat) SW algérien : pétrologie et minéralisation, *Séminaire geol. et métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, Tamarasset, Algérie*.

Benramdane H. (2007) - Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab (SW. Algérien), *Thèse Magistère, USTHB (Alger)*, 106 p.

Bonhomme M. (1965) – Age, par la méthode au strontium, de quelques granites des vosges moyennes, *Sciences de la Terre, Nancy, X, 3-4*, pp 385-393.

Bonnemaison M. (1986) – Les filons de quartz aurifères : un cas particulier de shear zone aurifère, *Chron. Rech. Min. Fr., n°482*.

- Bonnemaison M. & Marcoux E. (1987)** – les shear zones aurifère – prospection d'un modèle conceptuel, *BRGM*, 26p.
- Bouchot V. (1991)** – Géométrie des minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement, *Rap. BRGM*, R 32679.
- Boumelik Z. (2005)** - Minéralisations aurifères des roches précambriennes du Craton Ouest Africain, *Mem. Ing., Univ. Oran2*, 56p.
- Buffière J.M., Fahy J.C & Petey J. (1965)** - Notice explicative de la carte géologique au 1/500.000 de la région des Eglab et la bordure N du Yetti, *Société d'Etude et de Réalisation Minières et Industrielle, Paris VIII, Organisme technique de mise en valeur des richesses du sous-sol Saharien*.
- Buffière J.M., Fahy J.C & Petey J. (1966)** - Sur l'ensemble précambrien du Yetti-Eglab et sur sa couverture infratilitique en territoire algérien, *C.R Acad.Sci (Paris) t.262*.
- Buffière J.M., Fahy J.C. & Petey J. (1967)** – les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental), *C.R. Acad Sci., t 264, n°2, 197-199*.
- Chenevoy M. & Piboule M. (2007)** – Hydrothermalisme ; spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux, *Centre technique Grenoble Sciences, France*.
- CONSOREM. (2004)** – Paramètres des altérations hydrothermales de type VMS et aurifère : comparaison de la performance d'indicateurs d'altération, *Doc. Consorem, inédit*.
- Débabha F.I.F. (2001)** – Pétrologie et minéralogie de quelques plutons basiques parsemant la jointure Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat) Algérie, *Mem. Ing., USTHB, Algérie, 107p*.
- Della O. (2003)** - Etude pétrographique des volcanites acides d'Akilet Deilel (Eglab, SW algérien) et comparaison avec celles des séries précambriennes du Craton Ouest Africain, *Mem. Ing., Univ. Oran, 71p*.
- Drareni A. (2008)** – Géochimie et géochronologie de la croûte continentale archéenne et éburnéenne de l'Ouest du Hoggar et des Eglab, *Thèse Doctorat, USTHB, Algérie, 235p*.
- Fabre J. (2005)** - Géologie du Sahara occidental et central, *Musée Royal de l'Afrique central, 572p*.

Fekih N.E.H & Kentri T. (2012) – Caractérisation de roches intermédiaires et basiques du plutonisme Aftout, région de Bled M'Dena, Massif des Eglab, SW algérien, *Mem. Master, Univ. Tlemcen, Algérie, 50p.*

Gevin P. (1951) - Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab, C.R. Acad.Sci, t.223.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. (2001) – Orogenic gold and geologic time : a global synthesis, *Ore Geol. Rev. 18, 1-75.*

Goldfarb R.J., Marsh E.E., Andreson E.D., Horton J., Finn C. & Beaudoin G. (2012) – Zones de minéralisation potentielles pouvant correspondre à des dépôts d'or orogénique, épithermal, ou de type Carlin, sur le territoire de la République Islamique de Mauritanie, *Rapp. USGS, Liv. 69, 22p.*

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagemann S.G., Robert F. (1998) – Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits type, *Ore Geol. Rev 13, 7-27.*

Hassene Daouadji H. (2007) – Contribution à l'étude géologique et pétrographique des roches magmatiques et leurs altérations à proximité de l'indice d'Or de « Caroline » (Massif Eglab, Sud-Ouest algérien), *Mem. Ing., Univ. Oran, Algérie, 95p.*

Kahoui M. & Mahdjoub Y. (2001) – Critères pour la recherche des sources primaires du diamant dans la jointure Yetti-Eglab (Dorsale Reguibat, Craton Ouest-Africain), *11^{ème} Sémin. National des Sc. de la Terre, Tlemcen, Algérie.*

Kometgold (2019) – Diab Sud property, Kabaye Ressoure, *Technical Report Mali, n°43-101.*

Kouassi B.R, Kouamelan A.N., Djro S.C., Coulibaly I., Koffi A.Y., Teha K.R., Koffi G.R.S. & Brou K.J. (2018) – Pétrographie et minéralogie des intrusions alcalines du domaine SASCA (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire, Craton Ouest-Africain), comparaison avec d'autres plutons alcalins, *International Journal of Engineering Science Invention, vol. 7, PP 26- 37.*

Lagraa K. (2014) - Mise en évidence d'une minéralisation à Molybdène-cuivre de type porphyre associée au complexe granitique de Bled M'Dena (Eglab, dorsale Réguibat, Algérie), *Thèse doctorat, Univ. Oran2, 228p.*

Lescuyer J.L. (2002) – La métallogénie de l'or, *synthèse interme REM, BRGM.*

Lefort J. P., Aïfa T. & Bourrouilh (2004) - Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antpodale du Craton Ouest-Africain et de la Chine du Nord dans le supercontinent Rodinia : conséquences paléogéographique, *R. Geosc. Paris* 336, 159-165.

Le Mignot E. (2014) – Les gisements d'or comme témoins de l'histoire géologique du Craton Ouest-Africain –Apport de la datation, *thèse doctorat, Univ Lorraine, France, pp 27-50.*

Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (1994) - Accrétion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les massif des Eglab et du Yetti (Dorsale Réguibat, Algérie), *Bull. Serv. Géol. Algérie, Vol.5, N°1, 97-107.*

Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2007) – The paleoproterozoic Eglab domain (Algeria, Reguibat Rise, West African Craton) ; geodynamic model and ore controls, *1^{ère} Conférence Internationale sur les Ressources Minérales en Algérie (CIRMA) (Communication oral), Algérie.*

Mathieu L. (2016) – Intégration des méthodes géochimiques pour la quantification des altérations hydrothermales, *CONSOREM, 2p.*

Milesi J. P., Fyebesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Ouedrago M. F., Prost A., Winchon C., Sylvain J.P., Johan V, Teygey M., Calvez J.Y. & Lagny Ph. (1989) – Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur ; *Chron Rech. Min. Fr, n°497, PP 3-98.*

Naba S. (2007) – Propriétés magnétiques et caractère structuraux des granites du Burkina Faso orientale (Craton Ouest-Africain, 2,2 – 2,0 Ga) : implications géodynamiques, *thèse doctorat, Univ. Toulouse 3, France, 129p.*

Peucat J.J., Capdevilla R., Drareni A., Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2005) the Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Ebunian orogenic belt : petrology, geochemistry and geochronology, *precambrian research, V.136.*

Rancon J.Ph. (1983) – Applications thermométriques de l'étude des minéraux hydrothermaux en géothermie haute-énergie, *Rapp. BRGM 83 SGN 740 IRG, 54p.*

Roubault M. (1982) – Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant, *Lammare-Poinat, Paris, 382p.*

Routier P. (1963) – Les gisements métallifères : géologie et principe de recherche, *Edit. Masson et Cie, Paris, tome II, 1280p.*

Sabaté P. (1972) Structure de la série Yetti (Sahara occidental algérien), *C.R Acad.Sci (Paris)* t.275.

Sabaté P. (1973) la zone de jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien), *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 276*.

Sabaté P & Lomax K. (1975) données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien), *Bull. du BRGM, 2^{ème} sér., sect.II, N°4*.

Saci M. (2018) – Etude pétrographique et caractérisation du métamorphisme des faciès volcano-détritiques dans la zone de la jointure Yetti-Eglab, massif des Eglab ; Sud-Ouest algérien, *mémoire Master, Univ. Oran, Algérie, 23p*.

Sangaré A., Driouch Y., Salvi S., Féménias O., Siebenaller L., Belkasmi M., Béziat D., Dahire M., Ntarmouchant A., Adil S. & Debat P. (2014) – Géologie des minéralisations aurifères du gisement tardi-éburnéen de Kalana (Birimien, Sud’Ouest du Mali), *bull. Inst. Sci., n°36, 85-108*.

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

Tabeliouna M., Kolli O., Cottin J. Y. & Zerka M. (2008) – les clinopyroxénites et les gabbros d’une structure annulaire (sud de Gara Djebilet, Eglab, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien), *Bull. du Serv. Géologique Nat., Vol. 19, n°3, pp. 245-265*.

Tabeliouna M. (2009) pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M’Dena, Eglab, SW algérien, *Thèse Doctorat, Univ. Oran, 203p*.

Wang J. (2006) – Minéralisation et altérations du gisement de porphyre cuprifère de Yandong, région autonome du Xinjiang, Chine, *mémoire Univ. Quebec, Canada, 95p*.