

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique**  
**Université Badji Mokhtar – Annaba**  
**Faculté des Sciences de la Terre**  
**Département de Géologie**



**Thèse**

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

**Doctorat LMD**

**Spécialité : Géologie**

Par :

**LARIT Hamza**

Thème :

**Les formations de type Sinter (tufs hydrothermaux) de la  
région de Guelma (Nord-Est Algérien) : minéralisations et  
processus de mise en place.**

Thèse soutenue le 14 juin 2026 devant le jury composé de :

| N° | Nom et prénom       | Grade | Etablissement                             | Qualité            |
|----|---------------------|-------|-------------------------------------------|--------------------|
| 01 | TLILI Mohammed      | MCA   | Université Badji Mokhtar - Annaba         | Président          |
| 02 | LAOUAR Rabah        | Pr    | Université Badji Mokhtar - Annaba         | Directeur de thèse |
| 04 | HALIMI Fahima       | MCA   | Université Badji Mokhtar - Annaba         | Examineur          |
| 05 | LOUNIS Sami         | Pr    | Université Mouloud Mammeri –Tizi<br>Ouzou | Examineur          |
| 06 | CHELLAT Smaïne      | Pr    | Université Frères Mentouri -Constantine   | Examineur          |
| 07 | TOUBAL Abderrahmane | Pr    | Université Badji Mokhtar -Annaba          | Invité             |

# *Dédicace*

*C'est avec toute mon affection que je dédie ce modeste travail :*

*À celui qui m'a donné vie et qui m'a apporté sans cesse son amour,  
mon père.*

*À ma très chère mère qui m'a apporté sans cesse amour,  
soutien et encouragement ; et qu'elle trouve ici l'expression de mes  
vives reconnaissances.*

*Mes chers frère et sœurs.*

*À toute la famille Larit et tous mes amis ! Chacun avec son nom,  
vous m'avez beaucoup soutenu ! Et vous allez continuer ... Merci !*

*Hamza Larit*



## REMERCIEMENTS

*Je remercie en premier lieu **ALLAH**, le tout puissant qui a éclairé mon chemin, et ma donné le courage, la force et la patience pour achever ce travail.*

*Je voudrais remercier vivement mon directeur de thèse, **Pr. Rabah Laouar**. Je le remercie de m'avoir proposé ce sujet, de m'avoir encadré et de m'avoir consacré une grande partie de son précieux temps pour la réalisation de ce travail.*

*Mes remerciements vont aussi à **Pr. Abderrahmane Toubal**, mon Ex-directeur de thèse ; qui n'a jamais cessé à me diriger. Ses conseils et ses orientations, ont permis l'avancement de ce travail. Merci pour la disponibilité et l'intérêt porté à ce travail.*

*Je remercie vivement le membre de jury qui a accepté d'expertiser cette thèse.*

*Je voudrais remercier, à travers cette thèse, **Pr Laouar-Salmi Sihem** ; cette thèse n'aurait jamais avancé sans son aide et son soutien. Merci pour les encouragements.*

*Je ne peux oublier **Pr Salah Bouhelal** de l'université El Manar Tunisie, pour son aide de faire les inclusions fluides et les interprétations.*

*Une «montagne» de merci à **M. Rabah Kechiched, Abdelmalek Lekoui et Ouafi Ameur-Zaimeche** mes amis et mes frères, j'ai souvent voulu te remercier pour tout ce que tu avais fait pour moi sans jamais avoir trouvé les mots et le moment opportun pour le faire. Vous m'avez transmis avec tant de générosité votre passion pour la géologie, et l'art de la recherche scientifique.*

*Je remercie toute ma famille, pour le soutien le long de mon parcours, chacun avec son nom qu'ils trouvent ici ma gratitude les plus distinguée. Merci à Papa et Maman, à mes frères et mes sœurs.*

## Résumé

---

L'indice minéralisé de Koudiat Guelat Bou Diar est situé dans la wilaya de Guelma, au Nord-Est de l'Algérie. Cet indice polymétallique (Sb, Ba, Zn, Hg) s'inscrit dans le cadre géodynamique du domaine tellien de l'Atlas maghrébin. La présente étude a été réalisée pour en déterminer la composition minéralogique, reconstituer succession paragenétique et caractériser la nature et les conditions physico-chimiques du fluide hydrothermal à l'origine de la minéralisation, grâce à l'analyse des inclusions fluides. Les minéralisations se présentent sous forme de remplissages filoniens, encaissés dans les calcaires du Crétacé Supérieur appartenant à la série néritique du Djebel Debbagh Est. La gangue est essentiellement constituée de silice, principalement sous forme de calcédoine, de quartz cryptocristallin et de quartz secondaire.

Les investigations menées (macroscopie, microscopie et minéralogique) ont révélé l'existence d'une association minérale identifiée est dominée par la stibine, la barytine et la sphalérite, accompagnée de cinabre en phase accessoire. Les phases d'oxydation superficielle (supergène) de l'antimoine, notamment la valentinite et la sénarmontite, sont également présentes. elles sont permis de mettre en évidence trois stades paragenétiques distingués entre eux par leurs assemblages minéralogiques et les phases de fracturation et de silicification avec un stade pré-minéralisé et par trois stades paragenétiques minéralisé : - *stade pré-minéralisé* est le stade d'altération hydrothermale pervasive de la roche encaissante ; - *stade I*, est marqué par le dépôt de barytine I, calcédoine II, stibine I, quartz I, sénarmontite, valentinite, stibiconite ; - *stade II* est le stade le plus minéralisant caractérisé par le développement du calcédoine III, stibine II, barytine II, sphalérite, sénarmontite, valentinite, cinabre, polhémusite, stibiconite, Oxyde d'Antimoine et de l'Argent ; - *stade III* [quartz III, stibine III, barytine III].

L'analyse chimique de différentes phases minérales des minéralisations montre des concentrations relativement élevés des éléments en traces (As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag, Pd, Te, Sn et Cd). Ces éléments sont typiques dans les minéralisations type épithermales à faible sulfurations. La présence des éléments groupe de platine (PGE) indique à la présence de roches magmatiques profondes type mantelliques.

L'étude des inclusions fluides effectuée sur les cristaux de quartz II de deuxième stade minéralisant qui est le plus important. Les mesures microthermométriques ont été réalisées sur les inclusions fluides primaires (n=102). Les températures d'homogénéisations enregistrées varient entre 124 et 270 °C. Les valeurs de la salinité varient entre 0,85 et 19,45% éq. NaCl, avec une densité varie de 0.8 à 1.1 g/cm<sup>3</sup>. Les résultats minéralogiques, métallogéniques ainsi que les données des inclusions fluides indiquent que les minéralisations à Sb- Ba-Zn et Hg de la zone d'étude sont épithermales de type sinter à faible sulfuration à des concentrations relativement élevées des éléments de trace (As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag et Pd).

---

**Mots clés :** Koudiat Guelat Bou Diar, métallogénie, épithermal, inclusions fluides, Sinter, PGE.

# Abstract

---

The mineralized occurrence of Koudiat Guelaat Bou Diar is located in the Guelma province, in northeastern Algeria. This polymetallic occurrence (Sb, Ba, Zn, Hg) lies within the geodynamic framework of the Tellian domain of the Maghrebian Atlas. The present study was conducted to determine its mineralogical composition, reconstruct the paragenetic sequence, and characterize the nature and physicochemical conditions of the hydrothermal fluid responsible for the mineralization, through fluid inclusion analysis. The mineralizations occur as vein fillings, hosted within Upper Cretaceous limestones belonging to the neritic series of the Djebel Debbagh East.

The gangue is primarily composed of silica, mainly in the form of chalcedony, cryptocrystalline quartz, and secondary quartz. The investigations carried out (macroscopic, microscopic, and mineralogical) revealed the existence of a mineral assemblage dominated by stibnite, barite, and sphalerite, accompanied by cinnabar as an accessory phase. Supergene oxidation phases of antimony, namely valentinite and senarmontite, are also present. These studies made it possible to highlight three paragenetic stages distinguished from each other by their mineralogical assemblages and phases of fracturing and silicification, consisting of one pre-mineralization stage and three mineralized paragenetic stages: Pre-mineralization stage: This is the stage of pervasive hydrothermal alteration of the host rock. Stage I: is marked by the deposition of barite I, chalcedony II, stibnite I, quartz I, senarmontite, valentinite, stibiconite. Stage II: is the most significant mineralization stage, characterized by the development of chalcedony III, stibnite II, barite II, sphalerite, senarmontite, valentinite, cinnabar, polhemusite, stibiconite, Silver Antimony Oxide. Stage III: [quartz III, stibnite III, barite III].

Chemical analysis of different mineral phases from the mineralizations shows relatively high concentrations of trace elements (As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag, Pd, Te, Sn, and Cd). These elements are typical in low-sulfidation epithermal-type mineralizations. The presence of Platinum Group Elements (PGE) indicates the presence of deep magmatic rocks of mantle type.

The fluid inclusion study was conducted on quartz II crystals from the second, most important mineralization stage. Microthermometric measurements were performed on primary fluid inclusions (n=102). The recorded homogenization temperatures range between 124 and 270 °C. Salinity values range from 0.85 to 19.45 wt.% NaCl eq., with densities varying from 0.8 to 1.1 g/cm<sup>3</sup>. The mineralogical, metallogenic results, along with the fluid inclusion data, indicate that the Sb-Ba-Zn and Hg mineralizations in the study area are low-sulfidation sinter-type epithermal deposits with relatively high concentrations of trace elements (As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag, and Pd).

---

**Keywords:** Koudiat Guelaat Bou Diar, metallogeny, epithermal, fluid inclusions, Sinter, PG

## المخلص

يقع المؤشر المعدني لـ "كدية قلعة بو ديار" بولاية قالمة، شمال شرق الجزائر. يدخل هذا المؤشر متعدد الفلزات (الأنثيمون، الباريوم، الزنك، الزئبق) في الإطار الجيوديناميكي للنطاق التلي ضمن أطلس المغرب العربي. أجريت الدراسة الحالية لتحديد التركيب المعدني، وإعادة بناء التتابع الباراجينيتي، وتوصيف طبيعة وظروف السوائل الحرارية المائية المسؤولة عن التمدن والظروف الفيزيوكيميائية لها، من خلال تحليل الشوائب السائلة. تظهر التمدنات في شكل ملء عروقي، محتوية داخل صخور الحجر الجيري من العصر الطباشيري العلوي التابعة للسلسلة الساحلية لجبل الدباغ الشرقي. ويتكون الغشيان (العرق المعدني) بشكل أساسي من السيليكا، بصورة رئيسية على هيئة العقيق، والكوارتز المصغري البلورات، والكوارتز الثانوي.

كشفت التحريات المُجْراة (العيانية، والمجهريّة، والمعدنية) عن وجود جمع معدني مهيمن يتكون من الستيبينيات، والبارايت، والسفاليرايت، مصحوباً بالسينايت (الزنجفر) كطور ثانوي. كما توجد أطوار الأكسدة السطحية (فوق المنشأ) للأنثيمون، خاصة الفالنتينيت والسينارمونتيت. وقد أتاحَت هذه الدراسات تسليط الضوء على ثلاث مراحل باراجينيتية متميزة فيما بينها بتجمعاتها المعدنية ومراحل التكسر والسيليسنة، مع مرحلة ما قبل التمدن وثلاث مراحل باراجينيتية مُعدنة:

- المرحلة ما قبل التمدن: وهي مرحلة التخلل الحراري المائي المنتشر للصخر الحاوي.
- المرحلة الأولى: وتتميز بترسيب البارايت I، والعقيق II، والستيبينيت I، والكوارتز I، والسينارمونتيت، والفالنتينيت، والستيبيكونيت.
- المرحلة الثانية: وهي أكثر المراحل تمعدناً، وتتميز بتكون العقيق III، والستيبينيت II، والبارايت II، والسفاليرايت، والسينارمونتيت، والفالنتينيت، والسينايت، والبوليموسايت، والستيبيكونيت، وأكسيد الأنثيمون والفضة.
- المرحلة الثالثة: [الكوارتز III، والستيبينيت III، والبارايت III]

يُظهر التحليل الكيميائي للأطوار المعدنية المختلفة في التمدنات تركيزات مرتفعة نسبياً من العناصر النذرة (الزرنخ، الإريديوم، البلاتين، الذهب، الأسميوم، الزئبق، الفضة، البلاديوم، التيلوريوم، القصدير، والكادميوم). هذه العناصر نموذجية في التمدنات الإبيثرمالية منخفضة الكبريتيد. ويشير وجود عناصر مجموعة البلاتين (PGE) إلى وجود صخور نارية عميقة من نوع الوشاح الأرضي.

أُجريت دراسة الشوائب السائلة على بلورات الكوارتز II من المرحلة المُعدنة الثانية (الأهم). تم إجراء القياسات الحرارية المجهرية على شوائب سائلة أولية (عددها = 102). تراوحت درجات حرارة التجانس المسجلة بين 124 و 270 درجة مئوية. وتتراوح قيم الملوحة بين 0.85 و 19.45% مكافئ كلوريد الصوديوم، بكثافة تتراوح بين 0.8 و 1.1 جم/سم<sup>3</sup>. تشير النتائج المعدنية والمعدنية-التكوينية، بالإضافة إلى بيانات الشوائب السائلة، إلى أن تمعدنات الأنثيمون-الباريوم-الزنك والزئبق في منطقة الدراسة هي من النوع الإبيثرمالي من نوع "السينتر" منخفض الكبريتيد، ذات تركيزات مرتفعة نسبياً من العناصر النذرة (الزرنخ، الإريديوم، البلاتين، الذهب، الأسميوم، الزئبق، الفضة، والبلاديوم).

**الكلمات المفتاحية:** كوديات قلعة بو ديار، التكوين المعدني، إبيثرمالي، شوائب سائلة، سينتر، عناصر مجموعة البلاتين

---

## *Table des matières*

---

| Titre                   | Page |
|-------------------------|------|
| Dédicace.....           | ii   |
| Remerciements.....      | iii  |
| Résumé.....             | iv   |
| Abstract.....           | v    |
| ملخص.....               | vi   |
| Liste des figures.....  | vii  |
| Liste des tableaux..... | vii  |

## **INTRODUCTION GENERALE**

|                                        |           |
|----------------------------------------|-----------|
| <b>Problématique et objectif .....</b> | <b>02</b> |
| <b>Méthodologie.....</b>               | <b>03</b> |

## **Chapitre I**

### **GENERALITES**

|                                                                                          |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>I.1. GENERALITE SUR LA REGION D'ETUDE.....</b>                                        | <b>04</b> |
| <b>I.1.1. Situation Géographique .....</b>                                               | <b>04</b> |
| <b>I.1.2. Géomorphologie.....</b>                                                        | <b>06</b> |
| <b>I.1.3. climat .....</b>                                                               | <b>06</b> |
| <b>I.1.4. Hydrogéologie .....</b>                                                        | <b>07</b> |
| <b>I.1.5. Source thermique .....</b>                                                     | <b>08</b> |
| <b>I.2. GENERALITE SUR LES SINTERS.....</b>                                              | <b>10</b> |
| <b>I.2.1. Définition et terminologie.....</b>                                            | <b>10</b> |
| <b>I.2.2 Conditions de formation .....</b>                                               | <b>10</b> |
| <b>I.2.3. Structures et textures des dépôts.....</b>                                     | <b>11</b> |
| <b>I.2.4. Minéralisations associées.....</b>                                             | <b>11</b> |
| <b>a. Minéralisations épithermales à faible sulfuration (Low Sulfidation – LS) .....</b> | <b>12</b> |

|                                                                                                 |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| b. Minéralisations épithermales à haute sulfuration (High Sulfidation – HS) .....               | 12 |
| c. Principales différences entre les gisements à haute et faible sulfuration .....              | 13 |
| <b>I.2.5. Rôle des structures tectoniques dans la localisation des minéralisations</b><br>..... | 15 |
| <b>I.2.6. Exemples dans le monde</b> .....                                                      | 15 |
| <b>I.2.7. Importance scientifique et économique des sinters hydrothermaux</b> .....             | 18 |

## **Chapitre II**

### **GEOLOGIE REGIONALE**

|                                                           |    |
|-----------------------------------------------------------|----|
| <b>II.1. GEOLOGIE DE LA CHAÎNE DE MAGHREBIDES</b> .....   | 20 |
| <b>II.1.1. Les zones internes</b> .....                   | 20 |
| <b>II.1.2. Domaine des Flyschs</b> .....                  | 23 |
| <b>II.1.3. Zone Externe</b> .....                         | 24 |
| II.1.3.1. les séries telliennes .....                     | 24 |
| II.1.3.2. la série de l'avant pays allochtone .....       | 25 |
| II.1.3.3. l'avant pays atlasique autochtone .....         | 26 |
| <b>II.1.4 Les formations post-nappes</b> .....            | 26 |
| <b>II.1.5. le Magmatisme Tertiaire</b> .....              | 27 |
| <b>II.2. L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DES MAGHREBIDES</b> ..... | 30 |
| <b>II.3. CONCLUSION</b> .....                             | 32 |

## **Chapitre III**

### **GEOLOGIE LOCAL**

|                                                         |    |
|---------------------------------------------------------|----|
| <b>III.1. STRUCTURES DES NAPPES</b> .....               | 35 |
| <b>III.1.1. La nappe néritique constantinoise</b> ..... | 35 |
| <b>III.1.2. La nappe tellienne</b> .....                | 42 |
| <b>III.1.3. La nappe ultra-tellienne</b> .....          | 42 |
| <b>III.1.4. Nappe du flysch de type Guerrouch</b> ..... | 43 |
| <b>III.1.5. Nappe du flysch Numidien</b> .....          | 43 |
| <b>III.1.6. Formations Récentes</b> .....               | 43 |

|                                                   |           |
|---------------------------------------------------|-----------|
| <b>III.2. EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE.....</b> | <b>44</b> |
| <b>III.4. PALEOGEOGRAPHIE .....</b>               | <b>46</b> |
| <b>III.5. TRAVAUX ANTERIEURS .....</b>            | <b>46</b> |
| <b>III.6. CONCLUSION .....</b>                    | <b>48</b> |

## **Chapitre IV**

### **ETUDE MINERALOGIQUE & METALLOGRAPHIQUE**

|                                                                        |           |
|------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>IV.1. ROCHE ENCAISSANTE .....</b>                                   | <b>49</b> |
| <b>IV.1.1. Description des affleurements .....</b>                     | <b>50</b> |
| <b>IV.1.2. Description macroscopique .....</b>                         | <b>50</b> |
| <b>IV.1.3. Description microscopique .....</b>                         | <b>52</b> |
| <b>IV.1.4. Description minéralogique par la DRX .....</b>              | <b>53</b> |
| <b>IV.1.5. Interprétation .....</b>                                    | <b>56</b> |
| <b>IV.2. MINERALISATIONS .....</b>                                     | <b>56</b> |
| <b>IV.2.1. Texture et morphologie de corps de minéralisation .....</b> | <b>56</b> |
| <b>IV.2.2. description des minéraux de gangue .....</b>                | <b>58</b> |
| <b>IV.2.3. description des minéralisations .....</b>                   | <b>60</b> |
| <b>IV.2.4. Diffraction des rayons X (DRX) .....</b>                    | <b>62</b> |
| <b>IV.2.5. Succession paragénétique.....</b>                           | <b>65</b> |
| <b>IV.2.6. Interprétation .....</b>                                    | <b>66</b> |
| <b>IV.3. CONCLUSION .....</b>                                          | <b>68</b> |

## **Chapitre V**

### **CHIMIE MINERALE**

|                                                         |           |
|---------------------------------------------------------|-----------|
| <b>V.1. RESULTATS DES ANALYSES PAR LE MEB-EDS .....</b> | <b>70</b> |
| <b>V.2. LA CARTOGRAPHIE PAR MEB-EDX .....</b>           | <b>79</b> |
| <b>V.3. INTERPRETATION .....</b>                        | <b>82</b> |

# **Chapitre VI**

## **INCLUSION FLUIDES**

|                                                                                            |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>VI.1. GENERALITE SUR LES INCLUSIONS FLUIDES.....</b>                                    | <b>83</b> |
| <b>VI.1.1. Définition des inclusions fluides.....</b>                                      | <b>83</b> |
| <b>VI.1.2. Microthermométrie des Inclusions Fluides : Principe et Application</b><br>..... | <b>83</b> |
| <b>VI.2. LES INCLUSIONS FLUIDES .....</b>                                                  | <b>84</b> |
| <b>VI.2.1. Pétrographie des inclusions fluides.....</b>                                    | <b>85</b> |
| <b>VI.2.2. Mesures microthermométriques des inclusions fluides.....</b>                    | <b>86</b> |
| <b>VI.2.2. Interprétation .....</b>                                                        | <b>86</b> |
| <b>VI.2.4. températures et pressions de piégeage.....</b>                                  | <b>90</b> |
| <b>VI.2.4. Comparaison.....</b>                                                            | <b>92</b> |
| <b>VI.3. CONCLUSION .....</b>                                                              | <b>94</b> |
| <b>VI.3. CONCLUSION GENERALE .....</b>                                                     | <b>95</b> |
| <b>Recomondation.....</b>                                                                  | <b>98</b> |



# Liste des figures

## Chapitre I

- Figure. I.1 :** (a) Situation géographique de la zone d'étude. (b) Photo de satellite représenté la localisation du Djebel Debbagh Est ([Google Earth, Image © 2025](#)). .....5
- Figure. I.2.** Carte d'inventaire des sources thermales et froides avec les principales failles de la région de Guelma. ([Bouaicha, 2018](#)).....9
- Figure. I.3.** Modèle schématique illustrant les relations entre les gisements épithermaux à faible et forte sulfuration et les gisements porphyriques ([Hedenquist & Lowenstern, 1994](#)). ....12
- Figure. I.4.** Modèle simplifié pour les types de fluides et le zonage des altérations autour des systèmes à faible sulfuration LS (Low Sulfidation) et à haute sulfuration HS (High Sulfidation) ([White & Hedenquist, 1995](#)). .....14

## Chapitre II

- Figure. II.1:** Localisation des maghébides dans le cadre des chaines alpines de la méditerranée occidentale, (d'après [Durand-Delga, 1980](#)). Flèches remplies : Convergence actuelle Eurasie –Afrique, model NUVEL 1, in [Meghraoui et al., \(1996\)](#). BB : Beni Bousera, R : Ronda, SR : Sierra Nevada. ....21
- Figure. II.2.** Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est Algérien (région du Constantinois) ([Durant Delga 1955](#), Modifiée par [Peybernès et al., 2002](#)). .....22
- Figure. II.3.** Esquisse géologique simplifiée du Nord-Est de l'Algérie montrant la localisation des principaux districts magmatique. BAC : Béjaia-Amizour ; EA : El Aouana ; CBC : Cap Bougaroun ; BTC : Beni Touffout ; EMC : El Milia FP : Filfila et CDFC : Cap de Fer. ([Durand-Delga, 1980 ; Vila, 1980 ; Fourcade et al., 2001](#)). .....28
- Figure. II.4 :** Reconstitution géodynamique des Maghrébides du Crétacé inférieur au Miocène Moyen ([Benali et al.,1999 ; Maury et al.,2000](#)). .....31

## Chapitre III

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figure. III.1.</b> Photo panoramique de la partie Est du Djebel Debbagh (l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar) .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 33 |
| <b>Figure. III.2.</b> Photo satellite de la partie Est du Dj Debbagh montre les pointes de prélèvement des échantillons dans la zone d'étude. ( <a href="#">Google Earth</a> , Image © 2018) .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 34 |
| <b>Figure III.3.</b> Carte structurale simplifiée de la région de Guelma (extrait de la carte 1/50 000 feuilles n° 54 <a href="#">VILA, 1971</a> ). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 36 |
| <b>Figure. III.4.</b> Coupe géologique 1/50 000 de la région d'étude extrait de la carte géologique 1/50 000 feuilles n° 54 <a href="#">VILA, 1971</a> ). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 37 |
| <b>Figure. III.5 : a.</b> Carte géologique de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar extrait de la carte géologique 1/50 000 du Guelma feuilles n° 54 ( <a href="#">Vila., 1974-1988</a> ). <b>b.</b> Coupe détaillée de l'indice de Guelaat Bou Diar d'après <a href="#">Toubal (2005)</a> modifié : 1. Calcaire massifs à Caprine, 2. Calcaires noduleux, 3. Calcaires à brèches plates, 5. Calcarénites, 6. Microbrèches, 7. Brèches et croutes siliceuse à minéralisations, 8. Marnes et calcaires à pyrite, 9. Série Ultra-Tellienne. .... | 38 |
| <b>Figure III.6.</b> Log lithostratigraphique des séries néritiques constantinoises de djebel Debbagh Est d'après <a href="#">Vila (1974)</a> modifié. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 40 |

## Chapitre IV

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figure. IV.1.</b> Photo satellite montre les différents affleurements de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar. ( <a href="#">Google Earth</a> , Image © 2025).....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 49 |
| <b>Figure. IV. 2 :</b> a.b et c photographie des différents affleurements de roches encaissantes de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 51 |
| <b>Figure. IV.3.</b> Aspect macroscopique de la roche encaissant de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar : (a) faciès brunâtre ; (b) faciès grisâtre ; (c) faciès rougeâtre ; (d) faciès blanchâtre. Chl I : calcédoine ; HF : hydroxydes de fer. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 52 |
| <b>Figure. IV.4.</b> Aspect microscopique de la roche encaissant de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar : (a, b, c et d aspect microscopique en lumière transmise polarisée analysée). (a) calcédoine (Chal I) d'une taille inférieure à 50 µm, des fantômes de fossile ( <i>type Globigérine</i> ) et des hydroxydes de fer (Hf) ; (b) barytine (Brt I) rempli les veines dans la calcédoine (chal I) ; (c) calcédoine (Chal I) d'une taille inférieure à 50 µm, des fantômes de fossile ( <i>type Orbitolines</i> ) et des hydroxydes de fer (Hf) ; (d) calcédoine (Chal I) et des hydroxydes de fer (Hf). .... | 53 |
| <b>Figure. IV.5.</b> Photo de la Diffractomètre des Rayons X (DRX) prise au Laboratoire du Minéralogie et Géochimie Appliquée au Département des Science de la Terre, Faculté des Sciences, université de Tunis El Manar. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 54 |
| <b>Figure. IV.6.</b> Diffractogramme des Rayons X de la roche encaissante de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar. (Qz) : quartz ; (Brt) : barytine et (Mag) : magnétite. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 55 |

**Figure. IV.7.** Aspect macroscopique des différentes textures et des minéralisations : (a) veine de la barytine blanchâtre (Brt I) massive dans le faciès siliceux (Chal I) ; (b) barytine (Brt I) blanchâtre d'une texture massive avec calcédoine (Chal II) et quartz (Qz I) ; (c) barytine (Brt I) et sénarmontite (Snm) cimentée les fragments de brèche de faciès laiteux (calcédoine Chal I) ; (d) et (e) brèche hydraulique présentée les nodules de la barytine I (Brt I) cimentée par la calcédoine (Chal III) ; (f) collomorphe calcédoine (Chal III), quartz (Qz II), barytine (Brt II) et éléments de brèche (barytine Brt I et calcédoine Chal I et II) dans un brèche hydraulique cimenté par calcédoine brunâtre (Chl III) ; (g) des fréquemment de la barytine (Brt I) blanchâtre fibreuse millimétrique à centimétrique avec la valentinite (Val) dans un brèche hydraulique cimenté par la calcédoine grisâtre (Chal III) ; (h) faciès brunâtre rubané.....57

**Figure. IV.8.** Aspect microscopique des différentes textures de l'indice (d, f, h, et j, aspect microscopique en lumière transmise polarisée non analysée ; a, b, c, e, g, i, k et l, aspect microscopique en lumière transmise polarisée analysée) : (a) des fragments bréchique de la calcédoine (Chal I) cimenté par la calcédoine (Chal II) et de la barytine (Brt I) ; (b) des fragments de la calcédoine (Chal I) cimenté par le quartz cryptocristallin (Chalcédoine Chal II) et le quartz (Qz II) ; (c) la barytine (Brt II) et la valentinite (val) cimentée par la calcédoine (chal II), et la barytine (Brt II) cimentée par le quartz (Qz II) dans les veines de brèches hydrauliques ; (d) et (e) une association de la barytine (Brt I) et la stibine (Snt I) cimentée par la calcédoine (Chal III) avec la sphalérite (Sp) sub-automorphe zonée disséminée dans la calcédoine (chal III) ; (f) et (g) la barytine (Brt II) et la valentinite (val) cimentée par la calcédoine (chal III), et la barytine (Brt III) cimentée par le quartz (Qz III) dans les veines de brèches ; (h) lamination de Chalcédoine (chal III) des hydroxydes de fer (Hf) de le faciès rabané avec la présence et des cristaux de barytine (Brt II) ; (i) calcédoine (Chal III) en texture fibreuse avec le quartz (Qz II) ; (j) et (k) calcédoine (Chal III) en texture sphérolitiques et collomorphe ; (l) quartz (Qz II) automorphe zoné.....59

**Figure. IV.9.** Aspect macroscopique des Minéralisations de l'indice : (a) faciès bréchique grisâtre présenté la stibine (Snt I) associée avec la barytine (Brt I) se forme des éléments bréchique, la sphalérite (Sp) disséminé dans la calcédoine (Chal III) ; (b) et (c) faciès bréchique grisâtre présenté la stibine (Snt II) et sphérolite de stibine associée avec la calcédoine (Chal III) grisâtre, la barytine (Brt I) se forme des éléments bréchiques avec la présence de quartz (Qz III) ; (d) faciès bréchique grisâtre présenté des phénocristaux de stibine (Snt II) de l'ordre centimétrique associée avec calcédoine (Chal III) grisâtre, de quartz (Qz III) et de barytine (Brt II) fibreuse blanchâtre ; (e) barytine (Brt I) fibreuse massif blanchâtre associé avec la sénarmontite (Snm) et la valentinite (Val) ; (f) cinabre (Cbr) rouge disséminé dans la calcédoine (Chal III), des nodule de la barytine (Brt II) fibreuse blanchâtre avec la présence de la valentinite (Val) jaunâtre ; (g) aspect microscopique de cinabre (Cbr) rouge associé avec la calcédoine (Chal III) (sous microscope binoculaire).....61

**Figure. IV.10.** Aspect microscopique des minéralisations de l'indice (a, c, d, g, i et k, aspect microscopique en lumière réfléchi polarisée non analysée ; b, e, h, j et l, aspect microscopique en lumière réfléchi polarisée analysée ; f aspect microscopique en lumière transmise polarisée non analysée) : (a) et (b) stibine (Snt I) associée avec la barytine (Brt I) et la sénarmontite (Snm) entouré la stibine (Snt I) ; (c) sphérolite de stibine (Snt II) associée avec la calcédoine (Chal III) ; (d) et (e) stibine (Snt II) disséminé entre les graines de la sphalérite

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| (Sp) associée avec la calcédoine (Chal III) ; (f) des aiguilles de stibine (Snt III) disséminé dans les cristaux de quartz (Qz III) ; (g) et (h) sphalérite (Sp) associée avec la calcédoine Chal III et la barytine (Brt II) ; (i) et (j) stibine (Snt I) remplacée partiellement par la valentinite (Vla) et la sénarmontite (Snm) associée avec la barytine (Brt I) ; (k) et (l) stibine (Snt I) remplacée complètement par la valentinite (Vla) et la sénarmontite (Snm). .... | 63 |
| <b>Figure. IV.11.</b> Diffractogramme des Rayons X des minéralisations. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 64 |
| <b>Figure. IV.12.</b> Séquences paragenétiques des minéralisations de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 66 |

## Chapitre V

|                                                                                                                                                                                                                                                                 |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figure. V.1.</b> Photo de la microscope électronique à balayage (MEB) couplée à la spectroscopie des rayons X à dispersion d'énergie (EDX) prise au laboratoire de l'école nationale supérieur des mines et métallurgie d'Annaba. ....                       | 69 |
| <b>Figure. V.2.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la stibine I (Boulangérite) : a, b et c échantillon 16DS08a ; d, e, f et g échantillon 16DS08b. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine. ....                      | 70 |
| <b>Figure. V.3.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la stibine II : a et b échantillon 16DS10a ; c et d échantillon 16DS10b. (Sbn) stibine. ....                                                                                | 72 |
| <b>Figure. V.4.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la barytine : a, et b échantillon 16DS08a ; c, d et e échantillon 16DS08b. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.....                                            | 73 |
| <b>Figure. V.5</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la sphalérite : a, et b échantillon 16DS08a ; c échantillon 16DS08b ; d échantillon 16DS10a. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.....                           | 75 |
| <b>Figure. V.6.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans les oxydes d'antimoine : a, b et c échantillon 16DS10a ; d échantillon 16DS10b. (Sbn) stibine.....                                                                          | 76 |
| <b>Figure. V.7.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans les oxydes de Pb et des oxydes de Pb-Sb: a échantillon 16DS08a ; b et c échantillon 16DS08b. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine. ....                         | 77 |
| <b>Figure. V.8.</b> aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées : a, b et c échantillon 16DS08a ; d, e, f et g échantillon 16DS08a. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.....                                                        | 78 |
| <b>Figure. V.9.</b> Cartographie des éléments majeurs par MEB-EDX : a. MEB image de la zone sélectionnée, b. distribution multiple des éléments, c, d, e, f, g, et h. distribution élémentaires des éléments majeur O, Si, S, Zn, Pb et Sb respectivement. .... | 80 |
| <b>Figure. V.10.</b> Cartographie des éléments en traces par MEB-EDX : a. MEB image de la zone sélectionnée, b, c, d, e, f, g, et h. distribution élémentaires des éléments en traces Au, Ag, Hg, Ba, Ti, Pt, Ir, Os , Ni, Co et fe respectivement. ....        | 81 |

## Chapitre VI

**Figure. VI.1.** Appareillage des mesures microthermométriques photo prise au Laboratoire Ressources Minérales et Environnement de la Faculté des Sciences de Tunis. ....84

**Figure. VI.2.** Types et formes des inclusions fluides de l'indice de Koudiat Guelat Bou Diar. (a) Aspect microscopique de prisme pyramidé de quartz II ; (b) Inclusion fluide primaire biphasée et des inclusions secondaires alignées avec des inclusions pseudo-secondaires biphasées ; (c) Inclusions fluide primaire biphasée sous forme ovoïde avec des inclusions fluides pseudo-secondaire ; (d) Inclusion fluide primaire biphasée sous forme de cristal négative et des inclusions fluides pseudo-secondaire biphasée on alignement ; (e) Inclusion fluide primaire biphasée sous forme ovoïde ; (f) Inclusion fluide biphasée se forme arrondie et polymorphe. P-primaire, PS-pseudo-secondaire, S-secondaire, L-liquide, V-vapeur. ....85

**Figure. VI.3.** (a) Histogrammes des fréquences des températures d'homogénéisations  $T_h$  (°C) des inclusions fluides aqueuses ; (b) histogrammes de fréquence des températures de fin de fusion de la glace  $T_{ff}$  (°C) des inclusions fluides aqueuses ; (c) histogramme de fréquence des salinités des inclusions fluides aqueuses ; (d) corrélation binaire  $T_h$ -Salinité des inclusions fluides aqueuses primaires et pseudo-secondaire de l'indice de Koudiat Guelat Bou Diar. (P) primaire ; (PS) pseudo-secondaire ; (n) nombre des mesure.....87

**Figure. VI.4.** Variation de densité ( $\text{g/cm}^3$ ) contre la température et salinité où la densité des solutions de NaCl saturées en vapeur a été tracée. (Wilkinson, J.J. 2001). ....90

**Figure. VI.5.** Diagramme pression-température montrant les courbes isochores des inclusions fluides primaires et pseudo-secondaires dans le Quartz II.  $T_h$  : température d'homogénéisation ;  $P_h$  : pression à la température d'homogénéisation ;  $T_{tr}$  : température de piégeage ;  $P_{tr}$  : pression de piégeage ; min : minimum ; max : maximum ;  $\rho$  : densité.....91

---

## Liste des Tableaux

---

### Chapitre I

|                                                                                                                                 |   |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|
| <b>Tableau. I.1.</b> Caractéristiques physiques et chimiques des sources thermales de la région de Guelma (Bouaicha, 2017)..... | 8 |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|

### Chapitre II

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Tableau. II.1.</b> Les pointements magmatiques post-orogéniques du littoral Nord-Est algérien et des pointements magmatiques de la région de Guelma, leurs âges équivalents et leurs minéralisations associées : (1) Abbassene et al., 2016 ; (2) Abbassene et al., 2019 ; (3) Aissa et al., 1995 ; (4) Aissa et al., 1998a ; (5) Aissa et al., 1998b ; (6) Bellon, 1976 ; (7) Bellon et Guardia, 1980 ; (8) Bellon et Semroud, 1978 ; (9) Bellon et al., 1977 ; (10) Benali, 2007 ; (11) Glaçon, 1971 ; (12) Hernandez et Lepvrier, 1979 ; (13) Hilly, 1962 ; (14) Kaminsky et al., 1993 ; (15) Laghouag et al., (2025) ; (16) laouar et al., 2005 ; (17) laouar et al., 2018 ; (18) lekoui, 2019 ; (19) Lepvrier et Velde, 1976 ; (20) Marignac et Zimmerman 1983 ; (21) Marigniac, 1985 ; (22) Marignac et al., 2016 ; (23) Ouabadi, 1994 ; (24) Raoult et Velde., 1971 ; (25) Roman'ko et al., 1998 ; (26) Semroud, 1981 ; (27) Semroud et al., 1994 ; (28) Vila et al., 1974..... | 29 |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

### Chapitre V

|                                                                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Tableau. V.1.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX de la stibine I (Boulangérite). n : nombre de mesure. ....                                   | 71 |
| <b>Tableau. V.2.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX de la stibine II. n : nombre de mesure. ....                                                 | 72 |
| <b>Tableau. V. 3.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX de la barytine. n : nombre de mesure.....                                                   | 74 |
| <b>Tableau. V.4.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX de la sphalérite. n : nombre de mesure. ....                                                 | 75 |
| <b>Tableau. V.5.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX des oxydes d'antimoine (valentinites & sénarmontite). n : nombre de mesure. ....             | 77 |
| <b>Tableau. V.6.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX des oxydes de Pb et des oxydes de Pb-Sb (massicot & bindheimite). n : nombre de mesure. .... | 78 |
| <b>Tableau. V.7.</b> L'analyse chimique par MEB-EDX de la calcédoine. n : nombre de mesure.....                                                  | 79 |

## ***Chapitre VI***

|                                                                                                                                                                                                              |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Tableau. VI.1.</b> résumé de la pétrographie des inclusions fluides et des données microthermométriques de l'indice de Koudiat Guelat Bou Diar.....                                                       | 87 |
| <b>Tableau. VI.2.</b> représenté résumé les résultats des températures et pressions de piégeage ont été calculées à l'aide du logiciel Hokieflincs H <sub>2</sub> O–NaCl (Steele-MacInnis et al., 2012)..... | 91 |
| <b>Tableau. VI.3.</b> Tableau comparatif entre les différentes caractérisations des fluides minéralisateurs des gîtes et gisement type épithermal dans l'Algérie et dans le monde.....                       | 93 |

# **I**

## **NTRODUCTION**

### **GÉNÉRALE**



---

# INTRODUCTION GENERALE

---

**L**e Nord-Est algérien représente une région au fort potentiel métallogénique, marquée par la présence de nombreux gisements et indices métallifères. Parmi ces minéralisations, celles d'antimoine occupent une place importante et sont largement réparties au sein des différentes unités géologiques de la région. Leur genèse est principalement associée (1) aux séries métamorphiques de la Petite Kabylie et de l'Edough (Toubal, 1984 ; Marignac, 1985 ; Aissa, 1996 ; Laouar et al., 2002 ; Benali, 2007 ; Marignac et al., 2016 ; Lekoui et al., 2024), (2) aux séries néritiques crétacées constantinoises (Vila, 1980 ; Lahondère et Magne, 1983 ; Toubal, 1984, 2005), et (3) aux séries post-nappes des bassins mio-pliocènes de Constantine, de Guelma et de Hammam N'Bail (Toubal, 1984 ; Toubal et al., 2005).

Ces minéralisations se caractérisent par des associations métalliques complexes, incluant des éléments de base (Sb, As, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co) ainsi que des métaux précieux (or et argent). Elles sont encaissées dans des formations dont l'âge s'étend du Paléozoïque au Pliocène (Toubal et al., 2005), témoignant d'une histoire géologique particulièrement riche et diversifiée. Depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle, de nombreux travaux ont été consacrés à ces gisements et ont mis en évidence la diversité de leurs processus génétiques.

La région de Guelma, notamment dans la partie orientale du Djebel Debbagh, abrite le gîte de Koudiat Guelaat Bou Diar. Ses minéralisations en Sb, Zn, Ba et Hg se situent dans l'unité néritique constantinoise (Vila, 1980 ; Lahondère et Magne, 1983). Elles sont encaissées dans les calcaires cénomaniens (Vila, 1980 ; Lahondère et Magne, 1983 ; Toubal, 1984, 2005), au sein d'une gangue siliceuse communément appelée « **SINTERS** » (Larit et al., 2025).

Les sinters siliceux représentent les manifestations superficielles de systèmes hydrothermaux. Ils se forment lorsque des fluides géothermaux, dont la température excède généralement 175 °C, atteignent la surface et déposent de la silice amorphe, principalement sous forme d'opale, de calcédoine ou de quartz cryptocristallin (Fournier & Rowe, 1966 ; Lynne et al., 2008 ; Guido & Campbell, 2011; Lynne, 2012). Ces dépôts sont souvent associés

à des minéralisations en Sb, As, Hg, Ti, Au et Ag, caractéristiques des systèmes épithermaux de basse température (inférieure à 300 °C) à métaux de base (White & Hedenquist, 1995 ; Hedenquist et al., 2000 ; Sillitoe et Hedenquist 2005 ; Sillitoe, 2015 ; John et al., 2018).

Plusieurs travaux ont porté sur ce type de dépôts et de minéralisations associées : Le gisement de "quartzite" (Sb-Au) de Meillers en France de type siliceux hydrothermales sinters d'âge Hercynien (moyenne de 0.58 Au de g/t, donnant une teneur en métal d'or de quelques 20 t) (marcoux et al. 2004) ; Les minéralisations (As, Sb, Hg, Ba, Au et Ag) de Queensland en Australie de type épithermale sinter d'âge Dévonien-Carbonifère (Cunnen et Sillitoe 1989) ; les minéralisations (Au, Ag, Sb, As, Tl et Hg) de gisement de McLaughlin, Californie en Etats-Unis sont des sinters épithermaux de température élevée comprise entre 121°C et 263°C avec une faible salinité 2,4% éq. NaCl (Sherlock et al.1995) ; Les minéralisations (As, Sb, Au et Ag) de San Augustin en Argentine de type sinter épithermale d'âge Jurassique (Guido et al, 2010) ; Les minéralisations (Pb, Cu, Zn, As, Sb et Au-Ag) des sinters de Kohuamuri en Nouvelle-Zélande de type épithermale d'âge Mio-Pliocène (Hamilton et al, 2016).

## **Problématique et objectif**

En Algérie, ce type de roche et les minéralisations associées, bien que d'un intérêt économique avéré, ont fait l'objet de peu d'études approfondies. Seuls les travaux de Toubal (2005) en fournissant une première description de ces occurrences sans toutefois parvenir à élucider leur mode de genèse. Dans cette perspective, la présente étude vise à combler cette lacune en apportant de nouvelles contraintes sur la nature des fluides minéralisateurs et les processus génétiques à l'origine des minéralisations liées aux sinters dans la région de Guelma. Elle repose pour cela sur un programme d'analyses combinant une étude minéralogique et métallogénique détaillée des paragenèses, ainsi que l'analyse microthermométrique des inclusions fluides piégées dans la gangue siliceuse.

Les résultats nouveaux et préliminaires obtenus permettront d'établir des comparaisons pertinentes avec des systèmes hydrothermaux à sinters analogues, documentés à l'échelle mondiale

Dans le but d'atteindre ces objectifs, des travaux de recherches géologiques, pétrographiques, géochimiques et microthermométriques ont été réalisés. Cette thèse est structurée en six chapitres, en plus de l'introduction générale et de la conclusion générale :

- Chapitre I : GENERALITES
- Chapitre II : GEOLOGIE REGIONAL
- Chapitre III : GEOLOGIE LOCAL
- Chapitre IV : ETUDE MINERALOGIQUE & METALLOGRAPHIQUE
- Chapitre V : CHIMIE MINERALES
- Chapitre VI : INCLUSIONS FLUIDES

## **Méthodologie**

Pour mener à bien cette étude, une méthodologie intégrée a été appliquée, articulée autour des étapes suivantes :

1. **Synthèse bibliographique** : Réalisation d'une revue approfondie de la littérature portant sur la géologie régionale et locale, le cadre métallogénique et les caractérisations thermodynamiques des systèmes hydrothermaux analogues.
2. **Travaux de terrain** : Un stage pratique réalisé avec l'ORGM (Office de la Recherche Géologique et Minière) et plusieurs campagnes de terrain depuis la première année de doctorat ont permis des observations détaillées et l'échantillonnage systématique des différents affleurements de la zone d'étude.
3. **Analyses en laboratoire** : Les échantillons ont fait l'objet d'un programme analytique multidisciplinaire comprenant :
  - La confection de lames minces et de sections polies pour l'étude pétrographique.
  - L'analyse par diffractométrie des rayons X (DRX) pour la détermination des phases minérales.
  - L'analyse géochimique des minéraux par microscopie électronique à balayage (MEB) couplée à la spectroscopie par dispersion d'énergie des rayons X (EDS).
  - L'étude microthermométrie des inclusions fluides réalisée sur des lamelles doubles polies.

*Chap. : I*

# **G**ENERALITES

# Chapitre I

## GENERALITES

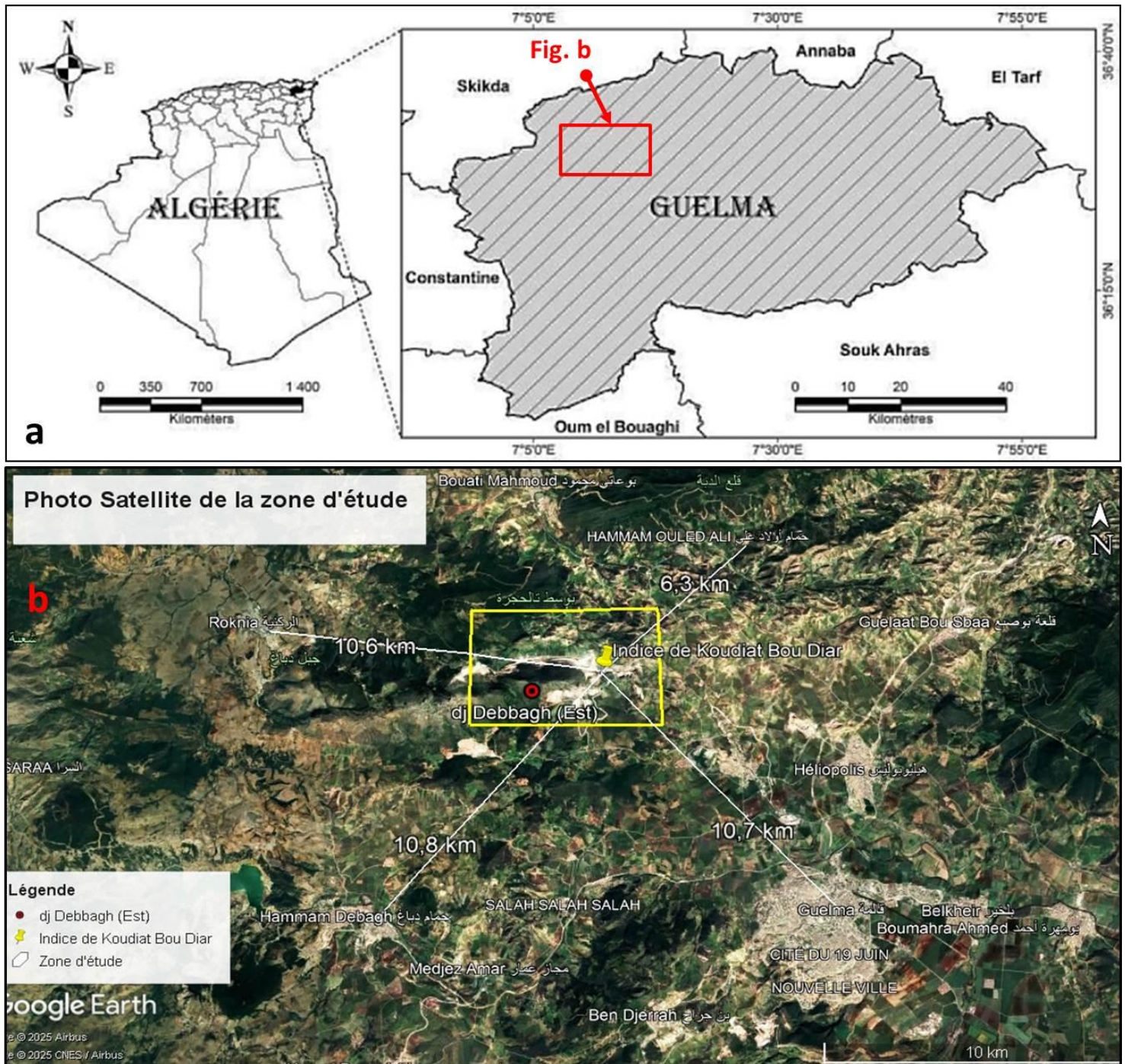
---

### I.1. GENERALITE SUR LA REGION D'ETUDE

La région de Guelma occupe une position stratégique dans le nord-est de l'Algérie, marquant la transition entre les hauts plateaux internes et les domaines sublittoraux. Elle se caractérise par une topographie et une géologie complexes qui en font un terrain d'étude scientifique de premier ordre. Implantée dans la fertile vallée de l'Oued Seybouse, cette région constitue un carrefour morphostructural où convergent les massifs de Maouna, Debbagh et Houara. La wilaya de Guelma couvre une superficie de 3 686,84 km<sup>2</sup>. Elle est limitrophe des wilayas d'Annaba au nord, de Skikda au nord-ouest, de Constantine à l'ouest, de Souk Ahras à l'est, d'Oum El-Bouaghi au sud et d'El-Taref au nord-est (**Fig. I.1-a**). Elle compte 34 communes, réparties en 10 daïras : Guelma, Guelat Bou Sbaa, Bouchegouf, Khézaras, Oued Zenati, Hammam Debagh, Heliopolis, Hammam N'bails, Ain Makhoulf et Ain Hsainia. Sa population s'élève à 570 114 habitants, soit une densité moyenne de 155 habitants/km<sup>2</sup>.

#### I.1.1. Situation Géographique

La zone d'étude, le Djebel Debbagh Est, est située dans le nord-ouest de la wilaya de Guelma, au nord-est de l'Algérie (Fig. I.1-b). Ce massif forme un vaste dôme allongé selon une direction est-ouest, s'étendant sur près de 10 km de long pour environ 3 km de large, avec une altitude comprise entre 700 et 1 060 mètres. Il se situe à environ 10,7 km au nord-ouest de la ville de Guelma et à 10,8 km au nord de Hammam Debbagh (chef-lieu de daïra), distances mesurées à vol d'oiseau. Ses coordonnées géographiques approximatives sont 36.5° N et 7.2° E. Cet ensemble montagneux couvre une superficie d'environ 391 hectares.



**Figure. I.1 :** (a) Situation géographique de la zone d'étude. (b) Photo de satellite représenté la localisation du Djebel Debbagh Est (Google Earth, Image © 2025).



### **I.1.2. Géomorphologie**

La géomorphologie de la région se caractérise par une organisation structurale complexe et contrastée, héritée de l'interaction des processus tectoniques, climatiques et hydrographiques. Le paysage est dominé par des reliefs montagneux qui occupent 37,82 % de la superficie totale. Ceux-ci comprennent des massifs majeurs tels que le Mahouna (1 411 m), le Houara (1 292 m), le Taya (1 208 m) et le Djebel Debbagh (1 060 m), qui constituent des unités orographiques déterminantes. Leur présence conditionne les dynamiques morphogéniques, le réseau hydrographique et la distribution de la végétation à l'échelle régionale. Ces reliefs élevés s'articulent avec des plaines et des plateaux, qui représentent 27,22 % du territoire, ainsi qu'avec un système de collines et de piémonts (26,29 %) assurant une transition graduelle entre les massifs et les zones basses. Les autres formes de relief, plus marginales (8,67 %), achèvent de composer la mosaïque morphologique de la région. L'ensemble de ces structures est profondément marqué par le passage de l'Oued Seybouse, le principal cours d'eau régional, dont le bassin versant de 6 471 km<sup>2</sup> draine le territoire avant de rejoindre la Méditerranée. Ce réseau hydrographique joue un rôle déterminant dans les processus d'érosion, d'alluvionnement et dans le modelé général du paysage.

### **I.1.3. climat**

La région bénéficie d'un climat méditerranéen variant de semi-aride à subhumide en altitude, marqué par des étés chauds et secs ainsi que des hivers frais et humides. Les précipitations, concentrées d'octobre à avril, varient de 400 à 800 mm en fonction de l'altitude et de l'exposition. Le relief montagneux, en particulier les massifs du Djebel Debbagh et du Mahouna, induit des microclimats locaux et influence considérablement la dynamique hydrologique, la végétation et l'occupation du sol. Les températures connaissent également de fortes amplitudes saisonnières et altitudinales, avec des étés chauds pouvant atteindre 35 °C et des hivers frais où le mercure peut descendre en dessous de 0 °C dans les zones d'altitude, ces variations étant accentuées par les microclimats liés à la topographie.

### I.1.4. Hydrogéologie

Le territoire de la Wilaya de Guelma comporte globalement 4 zones (ou sous bassins versants) hydrogéologiques distincts :

- **Zones des plaines de Guelma et Bouchegouf (Moyenne et basse Seybouse) :** Les nappes alluviales de la vallée de la Seybouse constituent les plus importantes de la région, avec un débit exploitable de 385 l/s. La nappe de Bouchegouf est moins perméable et moins étendue.

- **Zone des Djebels au Nord et Nord-ouest :** Cette zone, couvrant l'Oued Zénati et la partie nord de la Wilaya, est caractérisée par des argiles rouges numidiennes et des grès peu perméables. Les sources y sont nombreuses mais tarissent en été. Les calcaires crétacés des Djebels Debbagh et Taya permettent des infiltrations limitées.

- **La zone des plaines et collines de Tamlouka :** Les nappes phréatiques se développent dans les formations quaternaires et calcaires du crétacé supérieur, alimentées par les infiltrations et drainées par les affluents de l'Oued Charef. Une partie des eaux s'évapore dans les zones marécageuses.

- **La zone des Djebels surplombant les Oueds Sedrata et Hélià :** La partie sud, mieux fournie en eau, présente des dalles calcaires perchées sur des marnes, générant des sources importantes. Les eaux superficielles des Oueds Sedrata et Hélià constituent la ressource principale de la zone.

❖ **Principaux cours d'eau et barrages :**

- **Oued Seybouse :** Source à Medjez Amar, traverse les plaines Guelma-Bouchegouf sur 45 km, apport annuel de 408 millions m<sup>3</sup>.

- **Oued Bouhamdane :** Source à Bouhamdane, apport de 96 millions m<sup>3</sup>/an.

- **Oued Mellah :** Apport de 151 millions m<sup>3</sup>/an.

- **Oued Charef :** Apport de 107 millions m<sup>3</sup>/an.

❖ **Barrages principaux :**

- **Hammam Debagh (220 HM<sup>3</sup>) :** Irrigation des plaines de Guelma et Bouchegouf et alimentation en eau potable de Guelma, Hammam Debagh et Roknia.

- **Medjez Beggar (2,786 HM<sup>3</sup>) :** Irrigation de 317 ha.



### I.1.5. Source thermique

La région de Guelma présente un patrimoine hydrothermal exceptionnel, marqué par la présence d'au moins treize sources thermales (**Fig. I.2.**) aux températures de surface comprises entre 21 et 98 °C (**Tab. I.1**). La plus emblématique, Hammam Meskhoutine, atteint jusqu'à 98 °C en surface, avec des températures estimées à près de 300 °C en profondeur. Ceci en fait l'une des sources thermales les plus chaudes au monde, juste après certains geysers islandais dont les eaux atteignent environ 100 à 110 °C. À l'échelle nationale, Hammam Meskhoutine est reconnue comme la source thermique la plus chaude et la plus renommée d'Algérie.

**Tableau. I. 1.** Caractéristiques physiques et chimiques des sources thermales de la région de Guelma ([Bouaicha, 2017](#)).

| Springs         | pH  | T  | Ca     | Mg    | Na     | K     | Cl     | HCO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> |
|-----------------|-----|----|--------|-------|--------|-------|--------|------------------|-----------------|
| Guerfa          | 6.7 | 54 | 328.66 | 57.24 | 82.03  | 41.02 | 177.5  | 323.3            | 780             |
| Belhachani      | 6.5 | 66 | 368.74 | 66.72 | 59.34  | 29.67 | 166.85 | 396.5            | 800             |
| El Challal      | 7.4 | 94 | 184.37 | 26.16 | 144.59 | 72.30 | 284    | 274.5            | 390             |
| Baraka          | 7.3 | 50 | 208.42 | 38.16 | 24.99  | 12.50 | 35.5   | 359.9            | 400             |
| El Nakhlatine   | 6.9 | 53 | 220.44 | 23.76 | 28.83  | 14.41 | 24.84  | 292.8            | 450             |
| Assasla         | 7.2 | 25 | 88.18  | 9.48  | 54.89  | 27.45 | 53.25  | 219.6            | 100             |
| Benadji         | 6.5 | 92 | 200.4  | 33.36 | 103.19 | 51.60 | 230.75 | 286.7            | 400             |
| Romia           | 6.8 | 33 | 120.24 | 19.08 | 28.52  | 14.26 | 35.5   | 274.5            | 190             |
| Ain Chefa       | 6.6 | 69 | 184.37 | 30.76 | 116.23 | 58.11 | 266.25 | 231.8            | 388             |
| Tahar El Madani | 6.3 | 40 | 404.81 | 30.72 | 30.36  | 15.18 | 319.5  | 384.3            | 455             |
| El Mina         | 6.9 | 20 | 304.61 | 66.84 | 173.89 | 86.95 | 337.25 | 402.6            | 770             |
| Ain Chifa       | 7.2 | 25 | 236.47 | 4.56  | 46.00  | 23.00 | 28.4   | 274.5            | 475             |
| El Bagbaiga     | 6.8 | 90 | 156.3  | 18.96 | 116.53 | 58.27 | 195.25 | 237.9            | 365             |

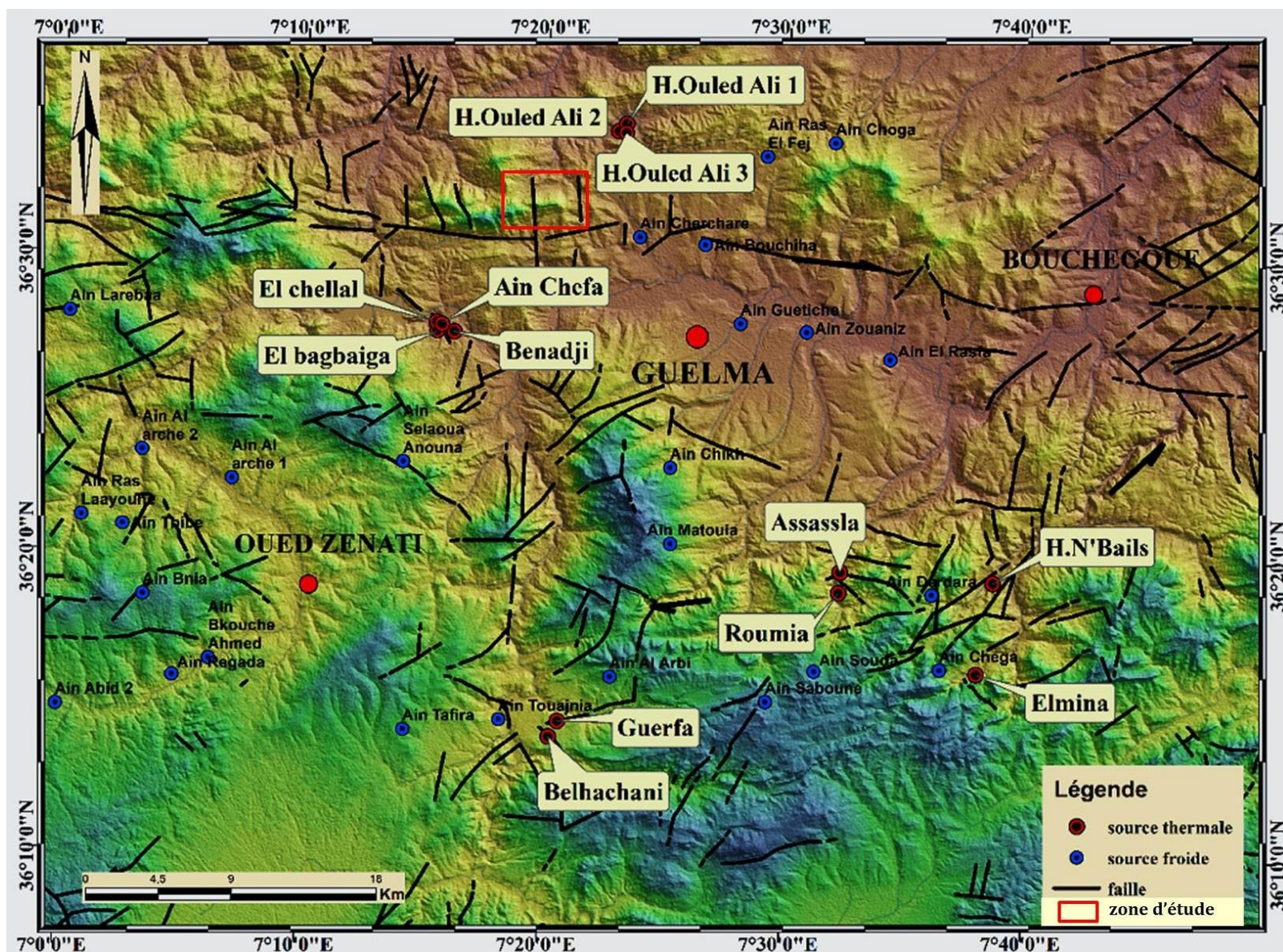


Figure. I.2. Carte d'inventaire des sources thermales et froides avec les principales failles de la région de Guelma. (Bouaicha, 2018).



## I.2. GENERALITE SUR LES SINTERS

Les sinters siliceux constituent des dépôts hydrothermaux superficiels essentiels pour comprendre la dynamique des systèmes épithermaux et des environnements géothermaux actifs. Marquant la paléo-surface des systèmes hydrothermaux, ils jouent un rôle clé dans l'exploration de gisements aurifères et argentifères. Leur étude offre également des implications en géothermie, en géochimie des éléments traces et en paléo-environnements.

### I.2.1. Définition et terminologie

Les sinters siliceux désignent des dépôts de silice amorphe ou faiblement cristalline, souvent sous forme d'opale, de calcédoine ou de quartz microcristallin, qui se déposent à la surface ou dans des environnements subaquatiques chauds. La formation de ces dépôts résulte de la précipitation rapide de la silice lors de la diminution de la température ou de la pression, ou par évaporation, souvent en relation avec des circulations hydrothermales profondes. ([Hedenquist & Henley, 1985](#) ; [Guidry & Chafetz, 2003](#) ; [Lynne et al., 2005](#)).

### I.2.2 Conditions de formation

La genèse des sinters hydrothermaux dépend de conditions physiques et chimiques spécifiques réunies simultanément :

- **Source de chaleur profonde** : Une source thermique, souvent magmatique, élève la température des fluides et maintient la circulation ascendante. Cette source est essentielle pour alimenter en énergie le système hydrothermal ;
- **Composition chimique favorable des fluides** : Les fluides doivent être enrichis respectivement en ions calcium pour la formation des travertins, ou en silice pour la formation des geyserites. Cette composition dépend largement de la nature des roches traversées, de la température, et de la durée d'interaction fluide-roche ;
- **Interface de précipitation dynamique** : Généralement située à la surface ou dans les zones peu profondes, cette interface est caractérisée par une baisse rapide de la température, une décompression et un changement du pH. Ces facteurs provoquent la sursaturation des solutions et déclenchent la précipitation des phases minérales dominantes ;

- **Les processus physico-chimiques majeurs intervenant comprennent :**

- Le refroidissement rapide des fluides chauffés, entraînant la précipitation de silice amorphe dans les geysérites ;
- La décompression des fluides lors de leur émergence, modifiant les équilibres thermodynamiques et favorisant la précipitation ;
- L'évaporation locale qui peut contribuer à la sursaturation des fluides et accélérer les processus de dépôt minéral.

### **I.2.3. Structures et textures des dépôts**

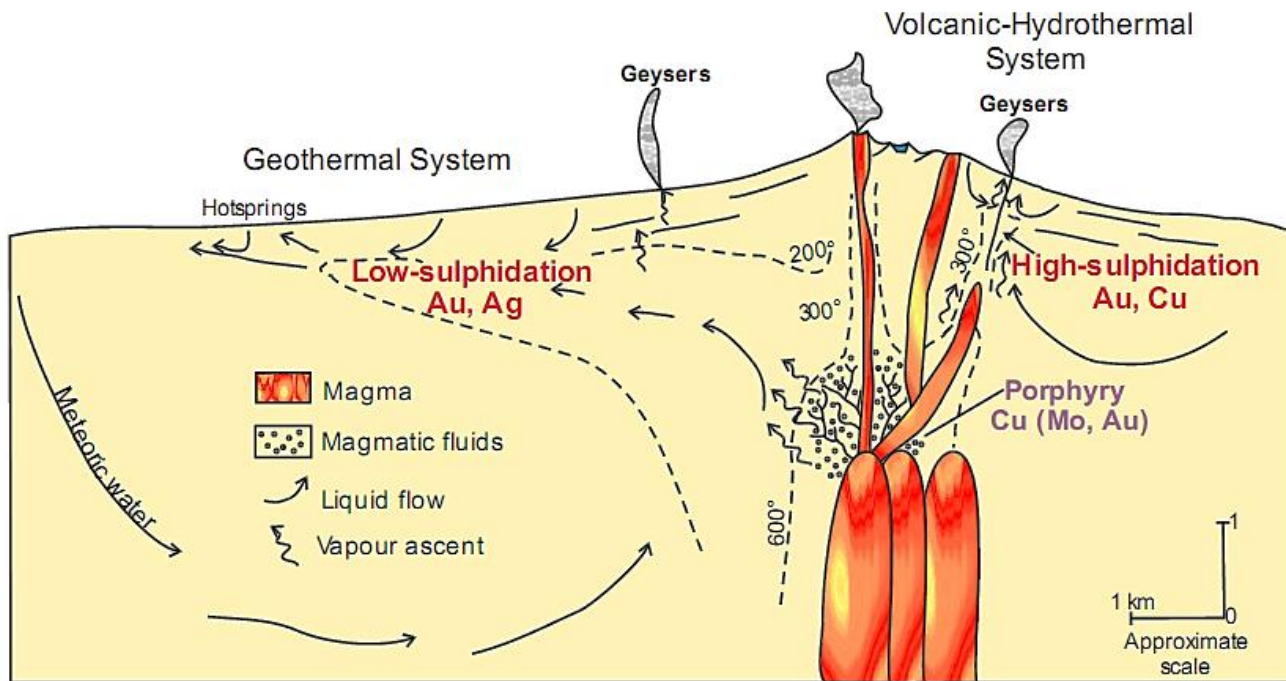
Les sinters formés présentent une grande diversité morphologique et texturale :

- **Laminations fines** : résultant des variations cycliques dans les apports ou les conditions physico-chimiques ;
- **Croûtes stratifiées massives** : formées par accumulation progressive en milieu stable ;
- **Structures concrétionnées et nodulaires** : liées à des variations locales de saturation et à l'activité microbienne.

### **I.2.4. Minéralisations associées**

Les minéralisations associées aux sinters siliceux sont généralement polymétalliques et incluent des éléments tels que l'antimoine (Sb), l'arsenic (As), le mercure (Hg), le baryum (Ba), l'or (Au) et l'argent (Ag), ainsi que des métaux de base comme le cuivre (Cu), le plomb (Pb) et le zinc (Zn). Ces minéralisations sont typiques des systèmes épithermaux (**Fig. I. 3**), où des fluides hydrothermaux chauds (< 300°C) précipitent la silice et les métaux associés en surface ou près de la surface. Ils indiquent généralement la paléo-surface du système minéralisé. La zone riche en Au-Ag se situe généralement entre 100 et 500 m sous les sinters ([Sillitoe, 1993](#)).

Les minéralisations associées aux sinters se répartissent en deux familles principales (Minéralisations épithermales à faible sulfuration et Minéralisations épithermales à haute sulfuration (**Fig. I. 4**)) :



**Figure. I.3.** Modèle schématique illustrant les relations entre les gisements épithermaux à faible et forte sulfuration et les gisements porphyriques ( [Hedenquist & Lowenstern, 1994](#)).

#### a. Minéralisations épithermales à faible sulfuration (Low Sulfidation – LS)

Les systèmes épithermaux à faible sulfuration, en revanche, se forment à partir de fluides neutres à légèrement acides provenant de niveaux crustaux plus profonds (**Fig. I. 3**), mais sont généralement moins liés à des sources magmatiques. Ils ont plutôt tendance à se former là où les eaux météoriques (de surface) se mélangent à ces fluides hydrothermaux profonds (**Fig. I. 4**), les refroidissant et provoquant la précipitation de minéraux. Les systèmes à faible sulfuration contiennent fréquemment des métaux précieux comme l'or et l'argent, ainsi que des veines de quartz et de l'adulaire (un type de feldspath potassique).

Ils sont les plus couramment associés aux sinters siliceux. Ils se forment dans des environnements :

- de pH neutre à alcalin ;
- dominés par des fluides hydrothermaux (fluides crustaux profonds mélangés à de l'eau météorique) ;

- avec une forte influence structurale : failles normales, fractures ouvertes, structures dilatantes.

➤ **Minéralisation en or et argent (Au-Ag)**

C'est le type le plus fréquent. La précipitation de l'or se fait principalement dans la zone d'ébullition, là où la solubilité des complexes aurifères diminue fortement.

✓ **Minerais aurifères caractéristiques**

- Électrum (alliage Au-Ag), souvent composé de 20–40 % Ag
- Or natif (rare dans les zones supérieures)
- Argent natif ou sulfosels d'argent : argentite, pyrargyrite, proustite

✓ **Minéraux gangue associés**

- quartz (chalcedoine + quartz microcristallin) ;
- adulaire (feldspath) ;
- calcite et dolomite ;
- fluorite (localement).

➤ **Minéralisations en Sb-As-Hg**

Dans la partie supérieure du système hydrothermal, au contact des sinters fossiles et zones sub-superficielles, on observe souvent une minéralisation anormale en As-Sb-Hg.

✓ **Minéraux typiques**

- Stibine ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) – marqueur typique des LS ;
- Orpiment ( $\text{As}_2\text{S}_3$ ) ;
- Réalgar ( $\text{AsS}$ ) ;
- Cinnabar ( $\text{HgS}$ ) – souvent directement associé aux sinters modernes.

**b. Minéralisations épithermales à haute sulfuration (High Sulfidation – HS)**

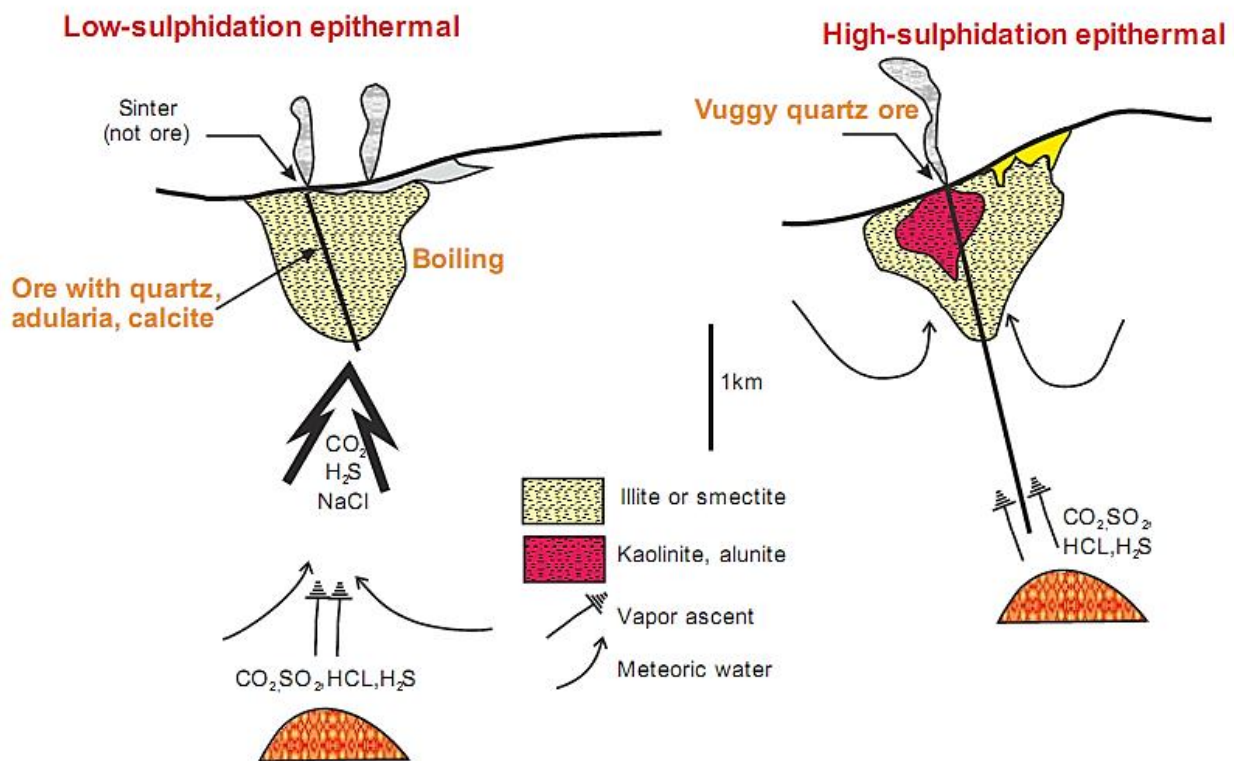
Les systèmes épithermaux à haute sulfuration se forment à partir de solutions acides et oxydées dont le pH est compris entre 0 et 2. Ils se trouvent à proximité de sources magmatiques (**Fig. I.3**) et ne contiennent qu'une faible quantité d'eau souterraine mélangée à des fluides magmatiques métallifères (**Fig. I.4**). Les systèmes à haute sulfuration contiennent généralement de l'or associé à des minéraux cuprifères, notamment la tennantite, la tétraédrite, la covellite et la

chalcopryrite. Les gisements de minerais à haute sulfuration se forment généralement sous forme de minerais disséminés et de remplacement, typiquement contrôlés par des structures géologiques locales, notamment des failles, des cheminées bréchiques, etc.

Ils ne présentent généralement pas de sinters siliceux à la paléosurface (Rye, 1993 ; Hedenquist et al., 1994 ; White et al., 1995).

✓ **Minéraux gangue associés :**

- la kaolinite ;
- l'alunite ;
- la pyrophyllite ;
- la diaspore ;
- et la lixiviation acide extrême des roches hôtes forme de la « silice vuggy » qui caractérise souvent les minerais à haute sulfuration.



**Figure. I.4.** Modèle simplifié pour les types de fluides et le zonage des altérations autour des systèmes à faible sulfuration LS (Low Sulfidation) et à haute sulfuration HS (High Sulfidation) (White & Hedenquist, 1995).

### c. Principales différences entre les gisements à haute et faible sulfuration

- ❖ **Chimie des fluides** : Les systèmes à forte sulfuration impliquent des fluides acides riches en soufre, tandis que les systèmes à faible sulfuration impliquent des fluides neutres à légèrement acides qui se mélangent à l'eau météorique ;
- ❖ **Altération** : Les gisements à haute sulfuration provoquent une altération intense de la roche avec des minéraux comme l'alunite et la kaolinite, tandis que les gisements à faible sulfuration présentent une altération à adulaire-séricite ;
- ❖ **Composition minérale** : Les gisements à haute sulfuration contiennent généralement des minéraux sulfurés (comme l'énargite), tandis que les gisements à faible sulfuration sont riches en veines de quartz contenant de l'or et de l'argent natifs ;
- ❖ **Style de gisement** : Les gisements à haute sulfuration créent souvent de vastes zones de minéralisation près des centres volcaniques, tandis que les gisements à faible sulfuration ont tendance à former des veines étroites qui peuvent être exploitées de manière sélective.

### I.2.5. Rôle des structures tectoniques dans la localisation des minéralisations

Les structures tectoniques (failles, zones de cisaillement) exercent un contrôle direct sur la localisation et la concentration des minéralisations. Ces zones constituent des conduits préférentiels pour la circulation des fluides hydrothermaux, où la perméabilité est accrue et l'échange thermique et chimique est optimisé. Les fluides y circulent préférentiellement, ce qui favorise la précipitation localisée des minéraux. La nature, l'orientation et la profondeur de ces structures influencent la morphologie et la richesse des dépôts.

### I.2.6. Exemples dans le monde

À travers le monde, de nombreux gisements présentent des minéralisations de type sinter épithermal, souvent associées à des systèmes à faible sulfuration, riches en éléments tels que Sb, As, Pb, Zn, Cu, Hg et Ba, et généralement enrichies en métaux précieux comme l'or (Au) et l'argent (Ag). Ces dépôts peuvent également contenir des traces de Te, Bi, Mo ou Tl selon les contextes géologiques. Les principaux gisements se trouvent en Europe, en Australie, en Amérique, en Océanie et en Asie-Pacifique, comme suit :



### En Europe

❖ **Meillers (France) :** Le gisement de Meillers correspond à un dépôt de sinter hydrothermal d'âge hercynien, représenté par des quartzites siliceuses minéralisées en Sb et Au (0,58 g/t). Ces horizons de silice témoignent d'une ancienne surface hydrothermale associée à un système épithermal ([Marcoux et al., 2004](#)).

❖ **Murat Dağı (Ouest de la Turquie) :** Le district de Murat Dağı présente des dépôts épithermaux post-miocènes caractérisés par des minéralisations en Sb, As, Zn, Cu et Fe. Ces sinters hydrothermaux sont associés à un système épithermal à faible sulfuration et montrent des températures de formation d'environ 165 °C pour une salinité estimée à près de 3 % en équivalent NaCl. Ils constituent un exemple régional important de sinter siliceux post-volcanique dans l'Ouest anatolien ([Aral, 1989](#) ; [Gökçe et al., 1994](#)).

### En Australie

❖ **Drummond Basin (Queensland) :** Des sinters épithermaux paléozoïques montrent des associations métalliques en As-Sb-Hg-Ba-Au-Ag. Ils constituent des témoins de surfaces hydrothermales du Dévonien–Carbonifère, bien préservées et utiles comme guides d'exploration ([Cunneen & Sillitoe, 1989](#)).

### En Amérique

❖ **McLaughlin (Californie, USA) :** Le gisement de McLaughlin possède des sinters de haute température (121–263 °C) et faible salinité, enrichis en Au-Ag-Sb-As. Ces dépôts marquent la paléo-surface d'un système épithermal de type à faible sulfuration ayant conduit à un gisement aurifère majeur ([Sherlock et al., 1995](#)).

❖ **Yellowstone (USA) :** Le système géothermal de Yellowstone présente les exemples les plus emblématiques de sinters modernes, incluant terrasses siliceuses, geyserite et dépôts colloïdaux riches en Au, As et Sb. Les dépôts de silice amorphe y forment un analogue exceptionnel des systèmes épithermaux ([Fournier, 1985 & 1989](#)).

❖ **Basin and Range, (Nevada, USA) :** Les sinters fossiles de la province du Basin and Range sont intimement liés aux gisements aurifères épithermaux à faible sulfuration. Ils servent de guides d'exploration importants dans des districts tels que Steamboat, Comstock

ou Round Mountain ([John et al., 2003](#)). Leur conservation permet de reconstituer la position des anciennes surfaces hydrothermales.

❖ **Steamboat Springs (Nevada, USA) :** Steamboat Springs constitue un système géothermal actif présentant des dépôts modernes de sinter siliceux. Les relations directes entre geyserites, silice laminée et veines aurifères sous-jacentes en font un modèle métallogénique majeur pour les systèmes à faible sulfuration ([White & Waring, 1963](#)).

❖ **San Agustín (Argentine) :** Les sinters jurassiques de San Agustín sont associés à une minéralisation Au-Ag-Sb-As-Hg. Ils préservent l’empreinte d’anciens systèmes géothermaux et permettent d’interpréter la dynamique hydrothermale jurassique ([Guido et al., 2010](#)).

### En Océanie

❖ **Kohuamuri (Nouvelle-Zélande) :** Les sinters mio-pliocènes de Kohuamuri contiennent Pb-Cu-Zn-As-Sb-Au-Ag et présentent des structures laminées et silice microcristalline typiques des sinters liés à des systèmes épithermaux modernes et fossiles de Nouvelle-Zélande ([Hamilton et al., 2016](#)).

❖ **Hauraki Goldfield (Nouvelle-Zélande) :** Le champ aurifère d’Hauraki contient des sinters fossiles associés à des gisements aurifères épithermaux à faible sulfuration. Ces dépôts de silice conservent la paléo-surface des systèmes hydrothermaux ayant donné naissance à des veines aurifères majeures comme Waihi et Golden Cross ([Mauk & Simpson, 2007](#)).

❖ **Taupo Volcanic Zone – TVZ (Nouvelle-Zélande) :** La TVZ constitue probablement le meilleur analogue mondial pour les sinters épithermaux. Les sites de Waiotapu, Rotokawa et Orakei Korako montrent des sinters laminés, une évolution diagénétique complète (opal-A → opale-CT → quartz) et des géochimies comparables aux anciens systèmes aurifères du Miocène ([Hedenquist et al., 2000](#)). Les sinters y sont associés à l’un des plus grands ensembles géothermaux actifs au monde.

### En Asie-Pacifique

❖ **Ladolam–Lihir (Papouasie-Nouvelle-Guinée) :** Le gisement aurifère géant de Ladolam est associé à des sinters fossiles marquant l’ancienne surface d’un système

hydrothermal de très haute température. Ces sinters ont permis de reconstituer la géométrie du système et témoignent de conditions extrêmes liées au volcanisme calco-alcalin insulaire (Carman, 2003).

❖ **Hishikari (Japon) :** Hishikari, l'un des plus grands gisements aurifères épithermaux à faible sulfuration au monde, possède des sinters fossiles périphériques qui ont joué un rôle crucial dans la reconstruction de la paléo-surface et dans la compréhension de la profondeur d'enfouissement des veines aurifères (Izawa et al., 1990).

### I.2.7. Importance scientifique et économique des sinters hydrothermaux

Les sinters hydrothermaux occupent une place centrale dans la compréhension des systèmes géothermaux et de leur évolution à travers le temps, tout en présentant une valeur économique non négligeable. Leur étude croisée entre géologie, chimie et biologie offre une fenêtre unique sur les processus terrestres et les ressources naturelles.

#### a. Importance scientifique

Les sinters représentent de véritables archives géologiques qui enregistrent les conditions physico-chimiques et biologiques des environnements hydrothermaux passés. Leur structure laminée, leur composition minéralogique et leur signature isotopique permettent de reconstituer (boudreau & Lynne, 2012) :

- Les variations paléo-hydrothermales, notamment les fluctuations de température et de composition des fluides ;
- Les évolutions paléoclimatiques, via l'analyse des caractères sédimentaires et biochimique inscrits dans les dépôts ;
- Les interactions complexes entre les fluides, les roches et les organismes vivants (microorganismes, algues), illustrant la co-évolution des environnements géologiques et biologiques.

Les études modernes exploitent des techniques avancées comme la microscopie électronique, la spectrométrie isotopique et l'analyse des inclusions fluides pour décoder finement l'histoire des systèmes hydrothermaux. Ces recherches contribuent à mieux comprendre

la dynamique des cycles géochimiques planétaires et l'émergence de conditions propices à la vie dans certains environnements extrêmes.

### **b. Importance économique**

Au-delà de leur intérêt scientifique, les sinters sont souvent associés à des minéralisations métalliques puissantes, offrant un potentiel considérable pour les industries minières et énergétiques.

- **Ressources minérales** : Les éléments métalliques tels que Fe, Mn, Pb, Zn, Cu et As présents dans les sinters peuvent former des concentrations exploitables. Ces gisements hydrothermaux sont parfois source de métaux précieux et stratégiques, justifiant des campagnes d'exploration ciblées.
- **Ressources géothermiques** : Les systèmes porteurs de sinters correspondent fréquemment à des cellules hydrothermales actives et potentiellement exploitables pour la production d'énergie géothermique, une source renouvelable à faible impact environnemental.

La connaissance approfondie des sinters aide à mieux évaluer la localisation, l'étendue et la qualité des ressources, optimisant ainsi les investissements et réduisant les risques en exploration.

*Chap. : II*

# **G**EOLOGIE REGIONALE

## Chapitre II

# GEOLOGIE REGIONALE

---

La zone d'étude (Djebel Debbagh Est) appartient à la série néritique constantinoise, elle-même intégrée à la chaîne des Maghrébides. Cette chaîne de type cordillère s'étend sur plus de 2 000 km avec une vergence sud, et constitue la bordure nord-africaine la plus méridionale du système orogénique Bético-Maghrébin, qui s'étend de l'arc Bético-Rifain jusqu'à la Calabre (Durand-Delga, 1969 & 1980 ; Vila, 1981 ; Wildi, 1983 ; Michard et al., 2006) (Fig. II.1).

### II.1. GEOLOGIE DE LA CHAÎNE DE MAGHREBIDES

Du nord au sud, la chaîne des Maghrébides présente une architecture structurale complexe que l'on peut subdiviser en quatre grands ensembles structuraux : les zones internes, le domaine des flyschs, les zones externes et les formations post-nappes. (Fig. II.2).

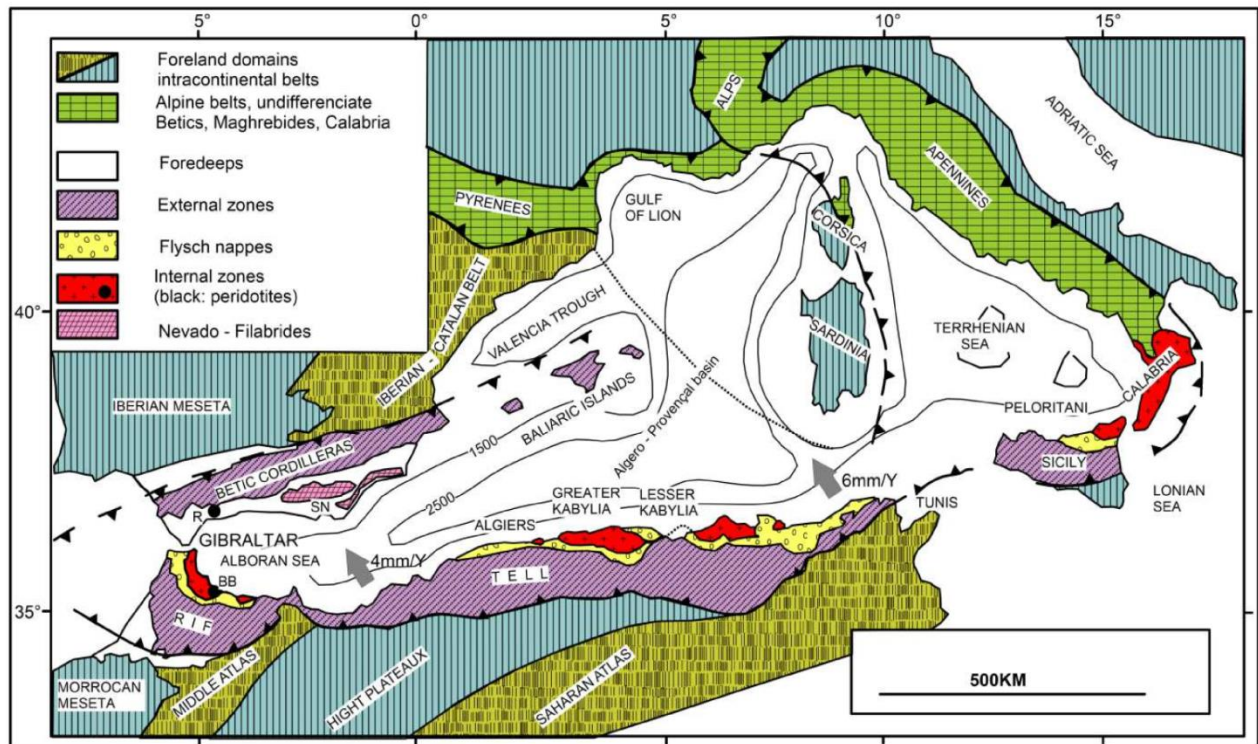
#### II.1.1. Les zones internes

Ces zones se caractérisent par la présence de noyaux métamorphiques d'âge précambrien à carbonifère, surmontés d'une couverture paléozoïque (Bouillin, 1986). Les principaux massifs cristallophylliens en Algérie du Nord sont, d'est en ouest : la Petite et la Grande Kabylie, l'Edough, l'Algérois et le Chenoua. La couverture méso-cénozoïque, structurée en écailles, est représentée par la chaîne ou dorsale calcaire.

a. **Socle Kabyle** : est constitué de quatre ensembles lithologiques principaux, de la base au sommet:

- Un ensemble crustal profond appartenant au faciès granulites (Bouillin, 1976) ;
- Une séquence de gneiss à intercalations de quartzite et d'amphibolite
- Des phyllades faiblement métamorphiques;
- Un ensemble sédimentaire allant du Cambrien au Carbonifère (Baudefet et Guery 1979).

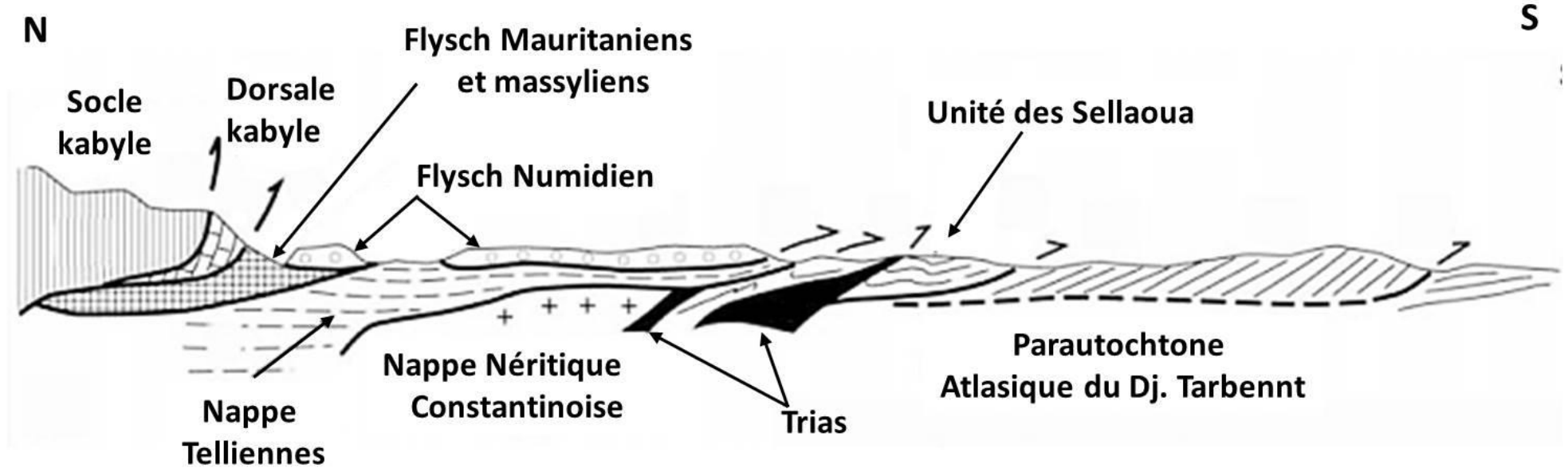
Les dépôts de l'Oligo-Miocène kabyle (OMK) reposent en discordance sur le socle. Ils sont constitués de conglomérats à galets, de grès micacés, de phyllades et de quartzites, avec des intercalations marneuses (Raoult, 1974).



**Figure. II.1:** Localisation des maghébides dans le cadre des chaînes alpines de la méditerranée occidentale, (d'après Durand-Delga, 1980). Flèches remplies : Convergence actuelle Eurasie –Afrique, model NUVEL 1, in Meghraoui et al., (1996). BB : Beni Bousera, R : Ronda, SR : Sierra Nevada.

**a) Dorsale Kabyle ou Chaîne Calcaire:** Elle s'étend sur près de 2 000 km, de la Sicile jusqu'au Rif. Ses faciès sédimentaires, d'âge Permo-Trias à Lutétien (Raoult, 1975), enregistrent une tendance à l'approfondissement du milieu de dépôt du nord vers le sud (Chadi, 2004). Cette chaîne calcaire a été subdivisée, dans le même sens, en trois unités structurales (Durand-Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Vila, 1980) qui sont:

- **Dorsale Interne :** Cette unité se caractérise par une série sédimentaire transgressive reposant sur le substratum paléozoïque. Elle débute par des conglomérats et des calcaires d'âge permo-triasique à néocomien, suivis d'une lacune sédimentaire s'étendant jusqu'au Turonien. Elle se poursuit par un Crétacé supérieur condensé et se termine par un Éocène inférieur à moyen, constitué de calcaires néritiques massifs.



**Figure. II.2.** Coupe générale synthétique des Maghrébides de l'Est Algérien (région du Constantinois)

(Durant Delga 1955, Modifiée par Peybernès et al., 2002).



- **Dorsale Médiane** : La base de cette série est comparable à celle de la dorsale interne, mais se distingue par une lacune stratigraphique couvrant l'Aptien et l'Albien. Du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen, la série est constituée de dépôts marno-calcaires, d'abord à microfaune pélagique, puis à nummulites au Lutétien supérieur.
- **Dorsale Externe** : Cette unité se caractérise par une série détritique et lacuneuse d'âge Crétacé à Éocène, dont les faciès présentent une transition entre le domaine interne et le domaine médian du bassin maghrébin.

### II.1.2. Domaine des Flyschs

Ces formations correspondent à des séries allochtones turbiditiques, d'âge Crétacé à Miocène inférieur (Bouillin, 1977). Deux grands groupes de flyschs sont distingués en fonction de leur position paléogéographique initiale (Gélard, 1969). Un troisième groupe, plus récent, est constitué par le flysch numidien (Oligocène supérieur à Burdigalien inférieur) (Raoult, 1974 ; Vila, 1980):

**a). Les flyschs Maurétanien** : Il occupe une position relativement interne au sein du domaine des flyschs et correspond à la fusion en une seule série du flysch du Guerrouche et du flysch du Penthievre. Le flysch du Guerrouche (Durand-Delga, 1955) débute par des radiolarites rouges du Malm, surmontées d'un flysch calcaire d'âge Crétacé inférieur. Le flysch du Penthievre (Vila, 1969) est constitué, à la base, d'une puissante série argilo-gréseuse, puis, au sommet, de calcaires microconglomératiques à bandes siliceuses d'âge Crétacé supérieur. L'ensemble se termine par des formations conglomératiques et microconglomératiques d'âge Yprésien.

**b). Les flyschs Massylien** : Ce terme, proposé par Raoult (1969), désigne une unité occupant une position externe au sein du domaine des flyschs. Sa série stratigraphique, de la base au sommet, comprend

- Crétacé inférieur argilo-quartzitique à niveaux de phtanite ;
- Crétacé supérieur surmonté par une alternance d'argile et de microbrèche.

**c). Les flyschs Numidien** : C'est un flysch Oligo-Miocène gréseux, pélitique qui va de l'Oligocène supérieur au Burdigalien inférieur (Lahondère et al., 1979 ; Durand-Delga, 1980 ; Coiffait 1992). Le terme du Numidien est dû à Ficheur (1890) pour désigner la trilogie suivante :

- Des argiles sous numidiennes (des argiles versicolores à *tubotomaculum*) ;

- Grés numidien épais de plusieurs centaines à plusieurs milliers de mètres (grés quartzeux à granulométrie grossière avec des dragées de quartz) ;
- Des argiles supra-numidiennes (des argiles et des marnes à intercalation silexites).

### II.1.3. Zone Externe

Dans le Nord-Est algérien, le domaine externe est représenté par trois grands ensembles structuraux (Durand-Delga, 1969 ; Vila, 1980 ; Bouillin, 1986) : les séries telliennes, les séries de l'avant-pays allochtone et les séries de l'avant-pays atlasique autochtone.

#### II.1.3.1. les séries telliennes

Ces séries, d'origine tellienne et à dominance marneuse (Vila, 1980), se subdivisent en quatre grandes unités : les unités ultratelliennes, les unités telliennes *sensu stricto*, les séries pénitelliennes et les unités méridionales à nummulites. Leurs limites épousent approximativement les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Éocène.

##### a) les unités Ultra –Telliennes :

Le terme de « nappe ultratellienne » a été proposé par Durand-Delga (1969) pour désigner, dans la région de Guelma, les séries anormalement superposées au Crétacé néritique constantinois du Djebel Debbagh et du Douar Bouzitoune. La série-type, définie de la base au sommet, comprend les formations suivantes (Raoult, 1968 ; Vila, 1980) :

- *Crétacé inférieur* : marno-calcaires clairs à Ammonites (Valanginien à Vraconien) ;
- *Crétacé moyen* : marno-calcaires à Rotalipores ;
- *Sénonien* : marneux et micritique riche en microfaunes de *Globotruncana* et d'Hétérohélicidés ;
- *Eocène* : marnes noires à boules jaunes dano-paléocènes ;
- *Yprésien-Lutétien inférieur* : calcaires à silex noirs ;
- *Lutétien supérieur* : marne sombre.

##### b) les unités Telliennes *sensu stricto*:

Ces unités, définies par Vila (1980), représentent l'équivalent de la série mésotellienne dans la nomenclature de Durand-Delga (1969). Elles se caractérisent par un Crétacé inférieur

à forte dominance terrigène, où les intercalations de faciès néritiques restent modérées, une tendance qui persiste du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

**c) les unités Pénitelliennes :**

De définition récente (Guellal et al., 1977), le terme « pénitellien » désigne une série localisée sur le versant nord du Djebel Zouaoui, dans le massif du Chettabah près de Constantine. Cette série est interprétée comme assurant la transition entre les faciès néritiques constantinois et les faciès plus profonds, d'affinité bibanique, du domaine septentrional (Kazi-Tani, 1986). Elle se caractérise par la prépondérance de faciès néritiques du Crétacé supérieur à l'Oligocène et témoigne d'une forte affinité avec son avant-pays méridional.

**d) Les unités méridionales à Nummulites :**

Elles sont localisées exclusivement dans les confins méridionaux du môle néritique constantinois et ne comportent que du Sénonien et des formations éocènes riches en nummulites. L'analogie de ce Sénonien avec celui du massif du Djebel Chettabah amène Vila (1980) à considérer que ces unités représentent la couverture éocène des séries pénitelliennes, charriées sur le néritique constantinois. Cette interprétation confère ainsi aux nappes telliennes une extension considérable vers le sud.

**II.1.3.2. la série de l'avant pays allochtone :**

Les séries de l'avant pays allochtone, selon les conceptions de Vila (1980), on distingue trois grandes familles : une "organisation sétifienne", une "organisation constantinoise" et une organisation "algéro-tunisienne".

**a) L'organisation Sétifienne :**

Les séries Sétifiennes présentent uniformément un caractère de plate-forme subsidante, seule leur frange méridionale décèle des variations significatives qui annoncent l'autochtone hodnéen plus méridional à l'ouest (Djebel Tafourer) et les séries des sellaoua à l'est (Djebel Hamouda ou Anouda).

**b) L'organisation Constantinoise:**

Elle englobe les séries néritiques constantinoises au Nord et les séries des Sellaoua au Sud.

- Les séries néritiques constantinoises

Elles constituent l'essentiel des massifs calcaires formant le môle néritique constantinois et se caractérisent par d'épaisses formations carbonatées de plate-forme en subsidence. Selon Vila (1980), la série des massifs calcaires méridionaux ne dépasse pas le Cénomaniens et se termine par un contact anormal.

Généralement, la série débute par un Trias composé de calcaires vermiculés et d'un ensemble grés-pélique. Elle se poursuit par un Jurassique calcaro-dolomitique, puis par un Crétacé calcaire qui devient marneux au sommet. La série se termine par un Paléocène marneux et un Éocène représenté par des marnes à patine jaune riches en huîtres. (Chouabi, 1987).

- *les séries des Sellaoua*

Les unités des Sellaoua ont fait l'objet d'études détaillées (Blayac, 1912 ; David, 1956 ; Voûte, 1967 ; Vila, 1980). Elles se caractérisent par une sédimentation argilo-marneuse qui persiste tout au long du Crétacé. Le Djebel Djaffa illustre parfaitement les faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises méridionales et les séries septentrionales des Sellaoua.

**c) L'organisation algéro-tunisienne :**

Cet ensemble est caractéristique des confins algéro-tunisiens et de la Tunisie septentrionale, où il a fait l'objet d'une étude détaillée par Rouvier (1977). Il présente une sédimentation analogue à celle des nappes telliennes ou des séries septentrionales de type Sellaoua.

**II.1.3.3. l'avant pays atlasique autochtone**

Les séries de l'avant-pays atlasique sont représentées, d'ouest en est, par les Monts du Hodna, les Monts de Batna et le massif de l'Aurès. Cet ensemble se distingue par des séries mésozoïques particulièrement épaisses. La sédimentation y est homogène et typique d'une plate-forme en subsidence continue, marquée par l'installation d'une sédimentation gréseuse du Berriasien à l'Albien (Guiraud, 1973 ; Busson, 1972 ; Delfaud 1974 et 1986 ; Vila 1980).

**II.1.4 Les formations post-nappes**

Elles sont constituées de dépôts d'âge miocène à quaternaire (Mio-Plio-Quaternaire), présentant des faciès continentaux variés : détritiques, calcaires lacustres et évaporites. Ces formations recouvrent en discordance angulaire l'ensemble des unités antérieures, y compris le Numidien et les olistostromes. Étant post-orogéniques, elles entretiennent une relation

étroite avec le magmatisme néogène, dont les corps ignés se sont mis en place au sein des bassins d'effondrement post-nappes.

De tels bassins sont présents dans les zones internes de la Petite et de la Grande Kabylie. Bien que peu déformés, ils ont enregistré, à travers leur réseau de fractures, une succession d'épisodes tectoniques. D'autres bassins s'étendent sur les zones externes, tels que ceux de Constantine, de la Soummam, du Chélif, de Guelma et de Hammam N'Bails. Ces derniers ont subi des déformations d'âge miocène à quaternaire (plis, chevauchements mineurs, fracturation) plus intenses que celles observées dans les bassins des zones internes.

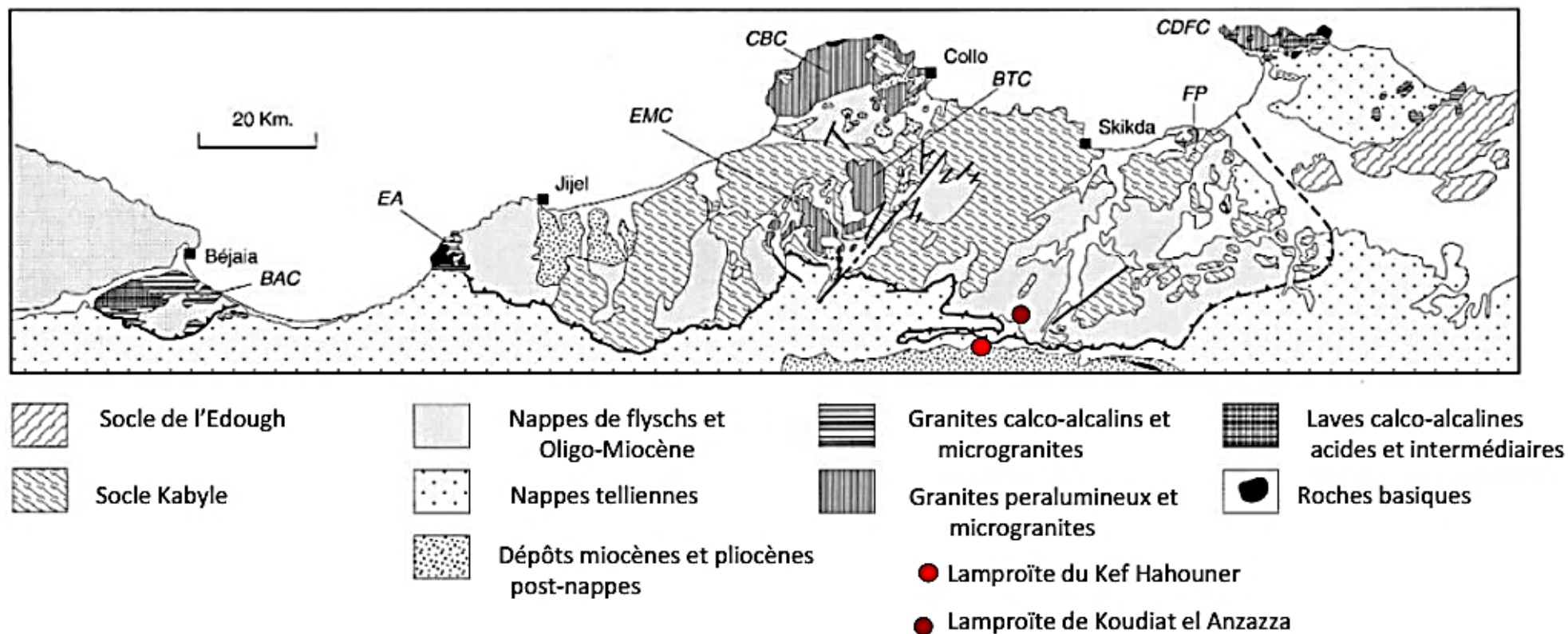
### II.1.5. le Magmatisme Tertiaire

Le Nord-Est algérien est marqué par des manifestations magmatiques d'âge tertiaire (Langhien). Ces roches, composées essentiellement de granodiorites, d'andésites, de granites, de microgranites, de rhyolites et localement de basaltes, affleurent d'est en ouest dans plusieurs zones distinctes : l'Edough, le cap de Fer, Filfila, le cap Bougaroun, Beni Toufout, El Aouana, Oued Amizour et la région de Thénia–Dellys (Chazot et al., 2017) (**Fig. II.3**).

Le magmatisme de cette région est très diversifié et présente, entre autres, des affinités calco-alcalines fortement potassiques, shoshonitiques et moyennement potassiques. Le début de cette activité magmatique a été identifié au cap Bougaroun et est daté à environ 17 Ma (Abbassene et al., 2016). Les principales caractéristiques de ces districts magmatiques sont résumées dans le **tableau II. 1**.

Le magmatisme de la région kabyle présente des signatures géochimiques typiques des zones de subduction (magmatisme orogénique). Il est interprété comme résultant de la fusion partielle d'un manteau métasomatisé. Le magma basique ainsi généré aurait également subi une contamination crustale lors de son ascension (Maury et al., 2000 ; Fourcade et al., 2001 ; Laouar et al., 2005 ; Chazot et al., 2017).

En revanche, le volcanisme lamproïtique et shoshonitique des secteurs de Kef Haouner et Koudiat el Anzazza, situés dans la région de Guelma (zone d'étude), diffère totalement du magmatisme précédent. Il est également plus récent, avec un âge variant entre 10 et 9 Ma. (Raoult et Velde., 1971 ; Vila et al., 1974 ; Bellon et al., 1977 ; Kaminsky et al., 1993 ; Roman'ko et al., 1998 ; Laghouag 2014), et de point de vue géochimique et géodynamique d'après Laghouag et al., (2025) sont des roches extrêmement riches en potassium (roche ultrapotassiques) résulte une courte subduction de la croûte africaine sous la croûte Kabyle.



**Figure. II.3.** Esquisse géologique simplifiée du Nord-Est de l'Algérie montrant la localisation des principaux districts magmatique. BAC : Béjaia-Amizour ; EA : El Aouana ; CBC : Cap Bougaroun ; BTC : Beni Touffout ; EMC : El Milia FP : Filfila et CDFC : Cap de Fer. (Durand-Delga, 1980 ; Vila, 1980 ; Fourcade et al., 2001).

**Tableau. II.1.** Les pointements magmatiques post-orogéniques du littoral Nord-Est algérien et des pointements magmatiques de la région de Guelma, leurs âges équivalents et leurs minéralisations associées : (1) Abbassene et al., 2016 ; (2) Abbassene et al., 2019 ; (3) Aissa et al., 1995 ; (4) Aissa et al., 1998a ; (5) Aissa et al., 1998b ; (6) Bellon, 1976 ; (7) Bellon et Guardia, 1980 ; (8) Bellon et Semroud, 1978 ; (9) Bellon et al., 1977 ; (10) Benali, 2007 ; (11) Glaçon, 1971 ; (12) Hernandez et Lepvrier, 1979 ; (13) Hilly, 1962 ; (14) Kaminsky et al., 1993 ; (15) Laghouag et al., (2025) ; (16) laouar et al., 2005 ; (17) laouar et al., 2018 ; (18) lekoui, 2019 ; (19) Lepvrier et Velde, 1976 ; (20) Marignac et Zimmerman 1983 ; (21) Marigniac, 1985 ; (22) Marignac et al., 2016 ; (23) Ouabadi, 1994 ; (24) Raoult et Velde., 1971 ; (25) Roman'ko et al., 1998 ; (26) Semroud, 1981 ; (27) Semroud et al., 1994 ; (28) Vila et al., 1974.

| Nature des roches                                                                                                                                                                                          | Age (Ma.)                                                                                         | Minéralisation                                                          | Morphologie                               | Indice / gîtes                               | Réf                             |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|----------------------------------------------|---------------------------------|
| <b>Ain Barbar (Edough) :</b><br>Filons rhyolitiques,<br>Microgranites                                                                                                                                      | 16-15                                                                                             | Pb, Zn, Cu.                                                             | Filons                                    | Ain Barbar<br>Mellaha<br>Guelaat Safsaf      | 3,4,5,<br>10,20,2<br>1,22       |
| <b>Cap de Fer :</b><br>Dacites, rhyolites, Andésites,<br>Microgranite, Microdiorite                                                                                                                        | Microgranite :<br>22-16<br>Microdiorite :<br>15,7                                                 | Pb, Zn, Cu.                                                             | Filons,<br>Stratiformes                   | Kef Bougatous<br>Kef el Gourou<br>Kt.Cheraia | 2,6,7,8,<br>10,<br>13,16<br>,19 |
| <b>Kabylie de Collo :</b><br>Ignimbrites, rhyolites, filons de<br>rhyolites protrusions<br>andésito- dacitiques,<br>microgranodiorite,<br>granites microgranite,<br>monzonite                              | Granite :<br>17 –22<br>Microgranite :<br>16<br>Gabbros :<br>23 –27<br>Subvolcanites :<br>10,7- 15 | Pb, Zn, Cu,<br>Pyrite, Ba,<br>(Ag,Au, Co, Bi,<br>Cd, In, Ga, W,<br>Sn). | Filons,<br>stockworks                     | Boudoukha<br>Sidi Kamber<br>Achaich<br>etc.  | 1,6,13,2<br>3,                  |
| <b>El Aouana:</b><br>Tufs, pyroclastites, ignibrites,<br>laves andésitiques, dacitiques et<br>rhyodacitiques, laves<br>andésitobasaltiques.<br>Granodiorites, microgranites,<br>diorites, et microdiorites | Plutonisme :<br>14-13                                                                             | Pb, Zn,<br>Cu, Ba,<br>(Ag, Au).                                         | Stratiformes,<br>stockworks,<br>Griffons. | Oued el Kebir<br>BouSoufa                    | 10,11,                          |
| <b>Oued Amizour :</b><br>Tufs andésitiques, pyroclastites,<br>coulées andésitiques et<br>rhyolitoïdes Microgranites,<br>Diorites, Granodiorites<br>Quartz- monzonites                                      | Plutons : 22-16<br>Andésites : 18-<br>16<br>Rhyolitoïdes:<br>12                                   | Pyrite, Pb, Zn,<br>Cu, Ba.                                              | Stratiformes,<br>stockworks,<br>Griffons. | Bouzenad<br>Ait Dali<br>Ihadadène            | 6,7,<br>17,18,2<br>6, 27        |
| <b>Thenia :</b><br>Dyke liparite,<br>dyke, sill de diabase ,<br>Laves et pyroclastites,<br>andésitiques et Rhyo-<br>dacitiques, granodiorites                                                              | Granodiorite :<br>15                                                                              | Cu, Zn, Sn,<br>pyrite, (As, W,<br>Mo, Bi, Cr, Au,<br>Ag).               | Filons,<br>imprégnations<br>Des dykes     | Bou Arrous<br>Sidi Herout                    | 6,12                            |
| <b>Guelma :</b><br>lamproïtiques et shoshontiques<br>des coulées, des dayks des<br>trachytes et des andesites                                                                                              | Trachytes :<br>9,3<br>Andésite :<br>10,5                                                          | –                                                                       | –                                         | –                                            | 9,14,<br>15,24,2<br>5,28        |



## II.2. L'EVOLUTION TECTONIQUE DES MAGHREBIDES

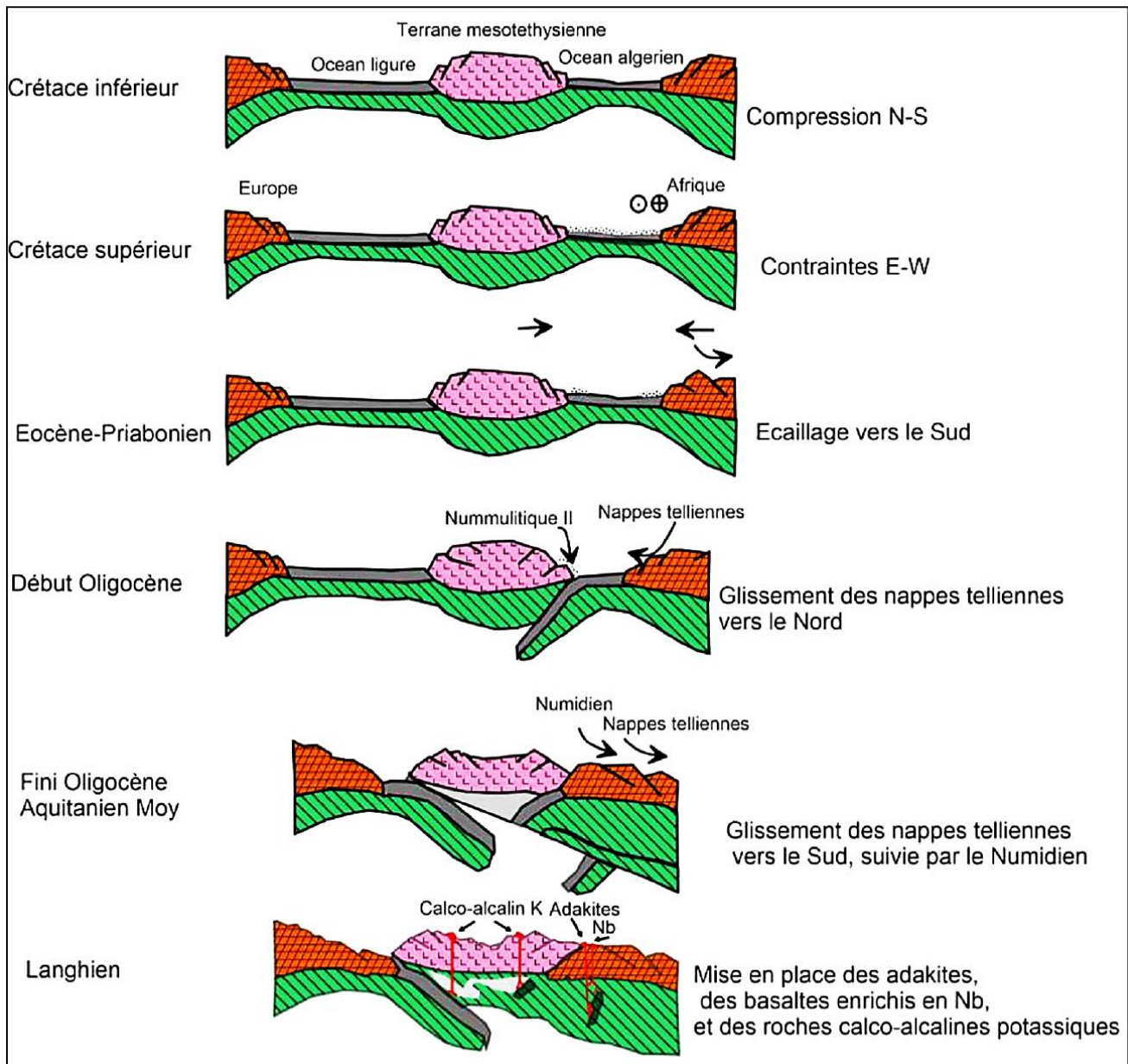
La formation des chaînes alpines méditerranéennes résulte de la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cette rotation traduit une lente convergence continentale. Les stades initiaux de cette convergence, identifiés dès le Jurassique inférieur, ne se sont clairement exprimés dans la déformation qu'à partir du Jurassique supérieur (~150 Ma) ([Tapponnier, 1977](#)).

La structure actuelle des Maghrébides (**Fig. II.1**) prend racine au Crétacé lors d'une première étape marquée par l'affrontement des plaques africaine et eurasiennne. Cette convergence est le résultat de plusieurs épisodes de décrochement sénestre ayant finalement conduit à leur collision (**Fig. II.4**). Celle-ci s'intensifie au Crétacé supérieur ([Dewey et al., 1973](#) ; [Tapponnier, 1977](#)).

Une première étape majeure intervient au Tithonien-Néocomien, avec l'individualisation du sillon des flyschs maurétanien et massylien entre la microplaque Alboran (futurs zones internes) et la marge nord-africaine ([Durand-Delga, 1980](#) ; [Durand-Delga et Fontboté, 1980](#)). Une seconde étape, subdivisée en deux phases tectoniques successives, démantèle ensuite ce dispositif paléogéographique mésozoïque pour aboutir à l'architecture finale de la chaîne actuelle

La phase fini-lutétienne constitue un événement tectonique majeur, responsable du chevauchement de l'ensemble socle-couverture sur les flyschs maurétaniens et de l'amorce de son déplacement vers les zones externes ([Raoult, 1974](#)). Cette phase correspond à l'initiation de la collision entre le microcontinent des zones internes et les masses continentales africaine et ibérique, conduisant à la formation d'un arc de Gibraltar embryonnaire ([Paquet, 1974](#)).





**Figure. II.4 :** Reconstitution géodynamique des Maghrébides du Crétacé inférieur au Miocène Moyen (Benali et al.,1999 ; Maury et al.,2000).

La phase oligo-miocène constitue un événement compressif majeur, s'achevant à l'Aquitainien. Elle se caractérise par le chevauchement des zones internes sur le domaine tellien et par la mise en place, via glissement gravitaire vers le nord, de la nappe numidienne sur des olistostromes préexistants. Cet épisode compressif est suivi d'une phase de relaxation crustale (Suzzoni et al., 1992), marquée par la formation de bassins en pull-apart où s'installe une sédimentation d'âge burdigalien à langhien.

Enfin, une phase tectonique plio-quadernaire est à signaler, marquée par des plis à grand rayon de courbure, puis par des systèmes de fractures de direction E-W et NE-SW. Cette phase a joué un rôle déterminant dans la mise en place d'intrusions magmatiques, comme l'illustrent les îles Habibas en Algérie et l'archipel de La Galite en Tunisie.

### **II.3. CONCLUSION**

La région d'étude appartient à l'atlas tellien de la chaîne de magrébine du Nord-Est de l'Algérie, un domaine affecté par des événements tectoniques cénozoïques liés à la subduction-collision alpin entre les plaques africaine et eurasienne, responsables du développement des failles profondes, au chevauchement de nappes et des manifestations magmatiques jouant un rôle clé dans le contrôle et la mise en place des minéralisations.

*Chap. : III*

# **G**EOLOGIE LOCALE

## Chapitre III

# GEOLOGIE LOCALE

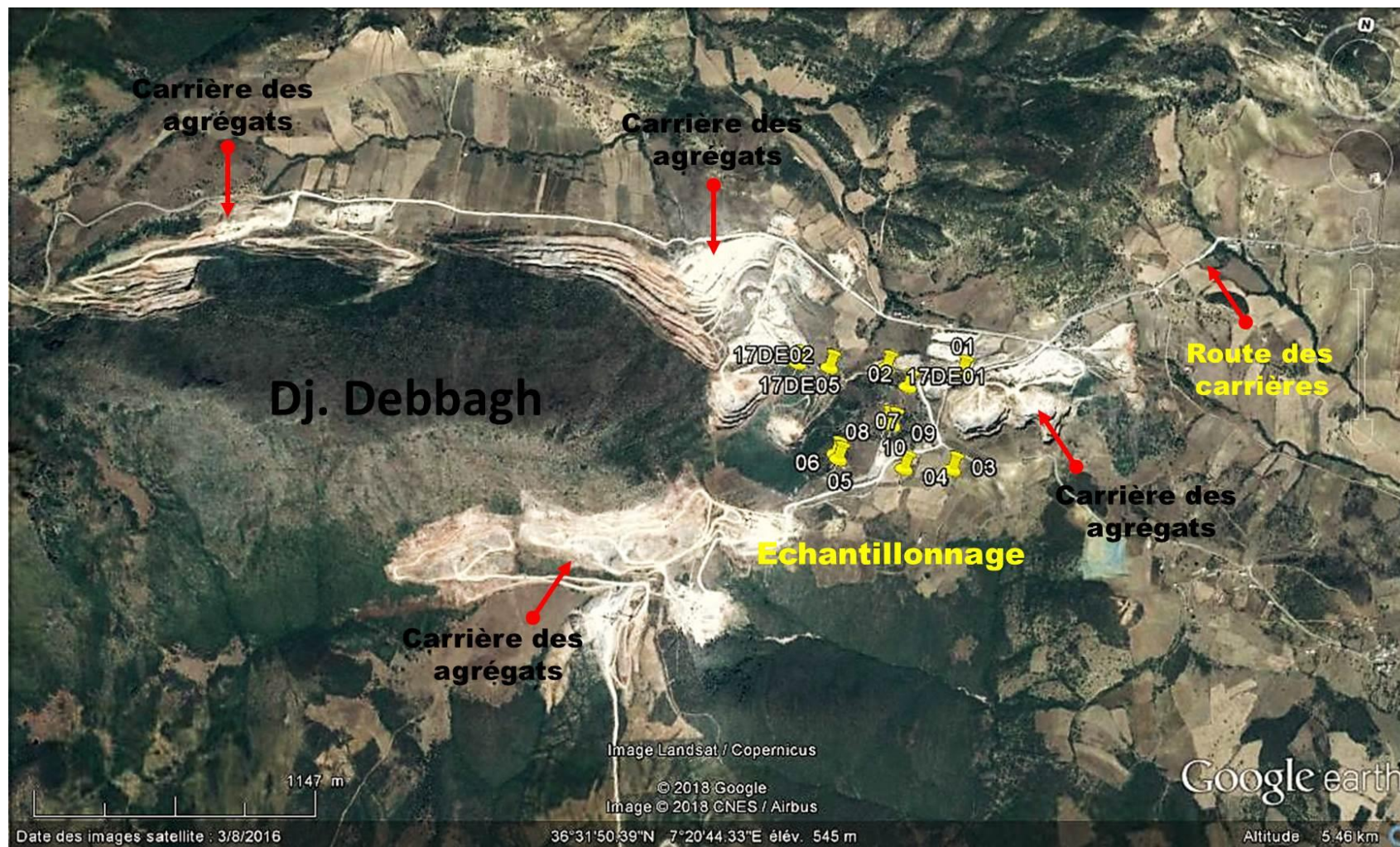
---

Les minéralisations Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar, situé dans la partie Est de djebel Debbagh, il s'agit de la terminaison orientale djebel Debbagh, sous forme d'un lambeau de calcaires néritiques avec près de 4 km de longueur d'Ouest en Est et de 200 à 500 m de largeur (**Fig. IV. 1 et 2**). En particulier à la route des carrières, à environ 10,7 km au Nord-Ouest du chef-lieu de la wilaya de Guelma, 6,3 km au Sud-Ouest à hammam Ouled Ali, 10,6 km au le village Roknia et 10,8 km au de hammam Debbagh. Ces calcaires sont l'objet des plusieurs carrières des agrégats et des granulats (**Fig. IV. 1 et 2**).



**Figure. III.1.** Photo panoramique de la partie Est du Djebel Debbagh (l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar).





**Figure. III.2.** Photo satellite de la partie Est du Dj Debbagh montre les points de prélèvement des échantillons dans la zone d'étude. (Google Earth, Image © 2018).

### III.1. STRUCTURES DES NAPPES

Plusieurs nappes de charriage se montrent empilées et forment les structures caractéristiques de Koudiat Guelaat Bou Diar (la partie Est de djebel Debbagh) (**Fig. III. 3 et 4**), On y distingue de haut en bas : la nappe Numidienne, la nappe du flysch Tithonique, la nappe de flysch Sénonien à microbrèche, la nappe Tellienne et la nappe Ultra Tellienne (Vila et Magne, 1969 ; Vila, 1970-72 ; Lahondère & Magne 1983 ; Wildi, 1983). Ces nappes reposent sur la série autochtone à calcaire néritique du Constantinois (Vila et Magne, 1969).

#### III.1.1. La nappe néritique constantinoise

Sa série la plus complète est représentée par la terminaison orientale du Djebel Debbagh. Celui-ci s'ennoie vers l'Est sous les nappes pour réapparaître à la faveur des fenêtres du Hammam Qu'ad Ali, du Douar bou Zitoune et de la piscine romaine d'Héliopolis. Environ 700m d'épaisseur peuvent être subdivisés en plusieurs formations allant du Jurassique au Sénonien et présentant des caractéristiques assez typiques. Il est possible de distinguer de bas en haut (**Fig. III. 5 et 6**) :

- **Jurassique**

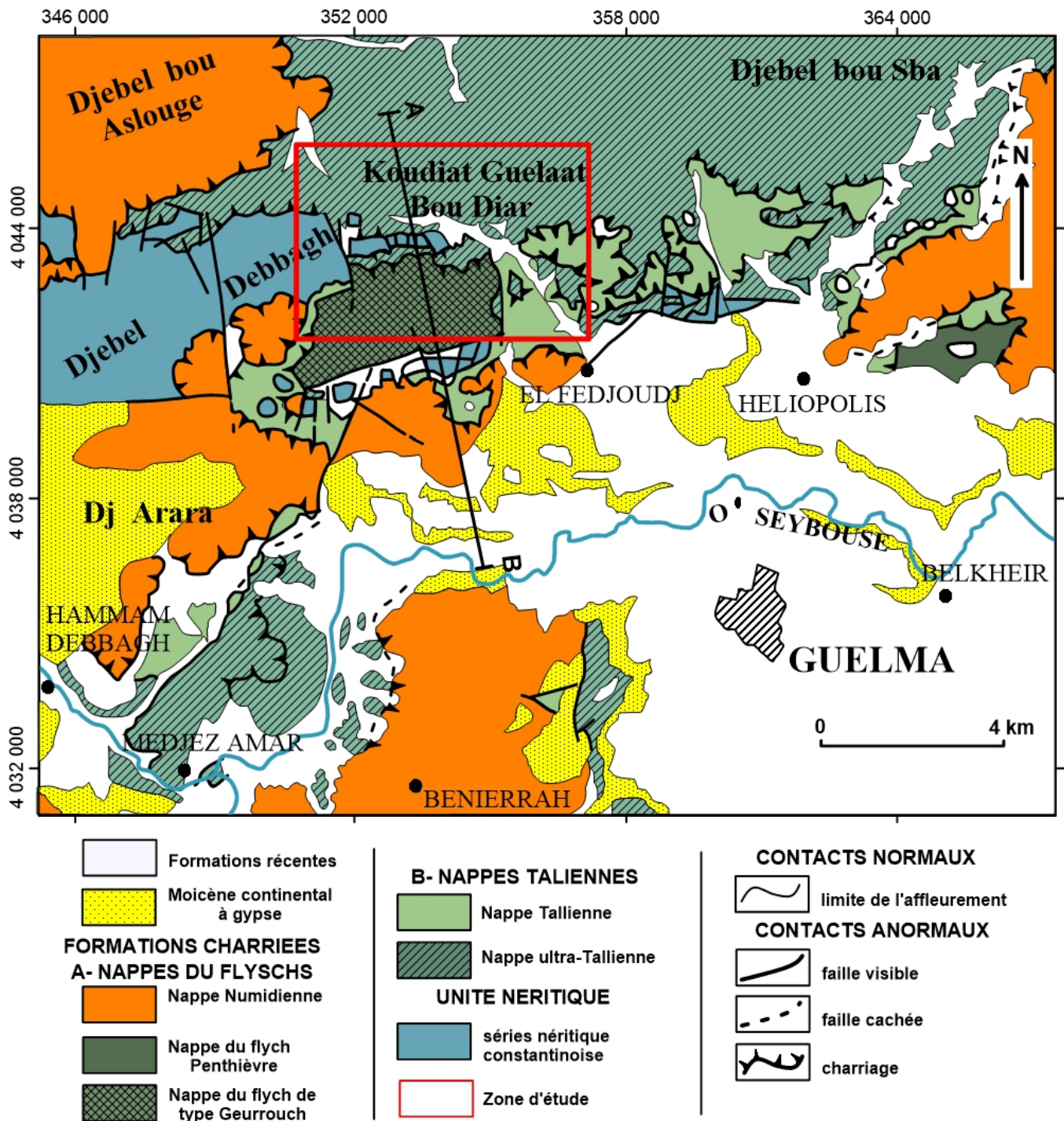
200 à 300 m de dolomies noires, largement cristallines qui n'ont livré aucune microfaune dans ce secteur. Dans la région de Constantine (Djebel Téioualt) elles sont datées du Jurassique terminal par *Clypeina jurassica* FAVRE et *Parurgonina coelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI MORANO, ce qui confirme la valeur du repère à Favreina également présent dans la même coupe juste au-dessus de ces niveaux (Vila., 1974-1988).

- **Néocomien et Barrémien à Rudistes**

Environ 350 m de calcaires massifs à intercalations dolomitiques noires à la base où on peut repérer un niveau à *Favreina salevensis* (PAREJAS) et à *F prusensis* (PAREJAS) qui indique la limite Jurassique-Crétacé. Les alternances de calcaires à *Pianella annulata* (CAROZZI), *Bacinella sp.* et Charophytes et de dolomies noires immédiatement au-dessus représentent probablement le Néocomien. Une centaine de mètres au-dessus, *Orbitollnopsis capuensis* (DE CASTRO), *Neotrocholina cf. friburgensis* (GUILLAUME & REICHEL) et *Pianella sp.* indiquent probablement le Barrémien inférieur (Vila., 1974-1988).

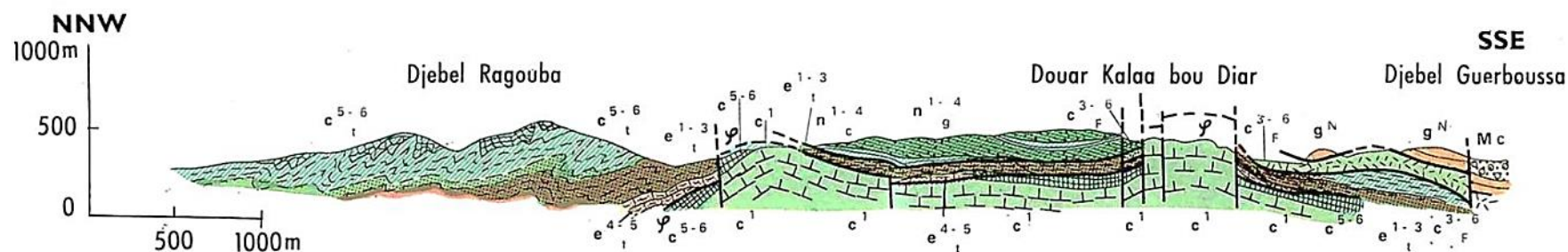


Le sommet des calcaires massifs correspond à des couches à *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) et *Choffatella decipiens* (SCHLUMB.) qui indiquent le Barrémien supérieur (Vila, 1974-1988).



**Figure III.3.** Carte structurale simplifiée de la région de Guelma (extrait de la carte 1/50 000 feuille n° 54 VILA, 1971).

## coupes tectoniques au 1/50.000



## la légende :

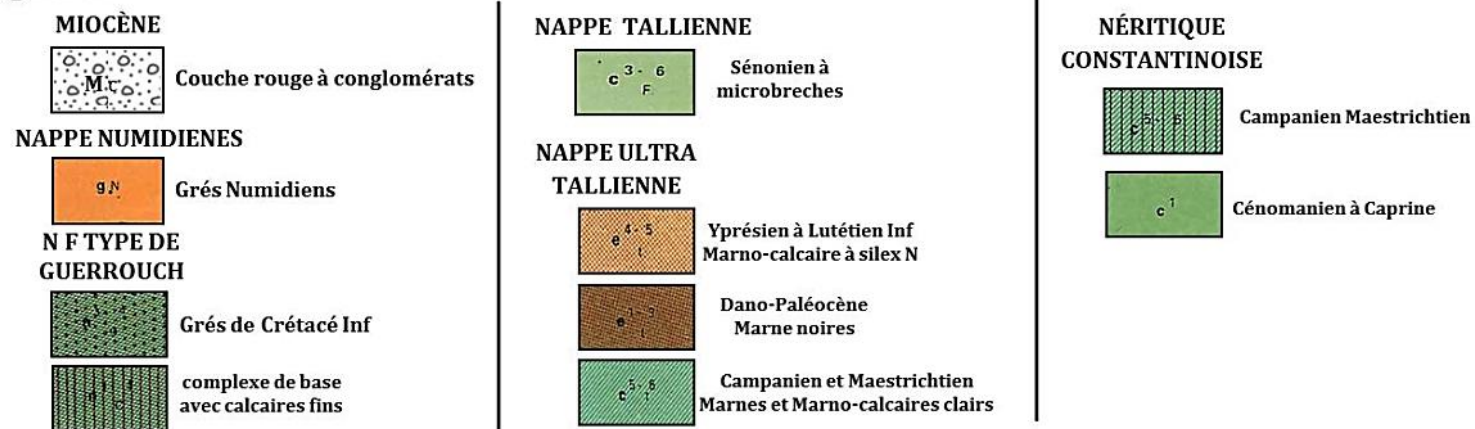
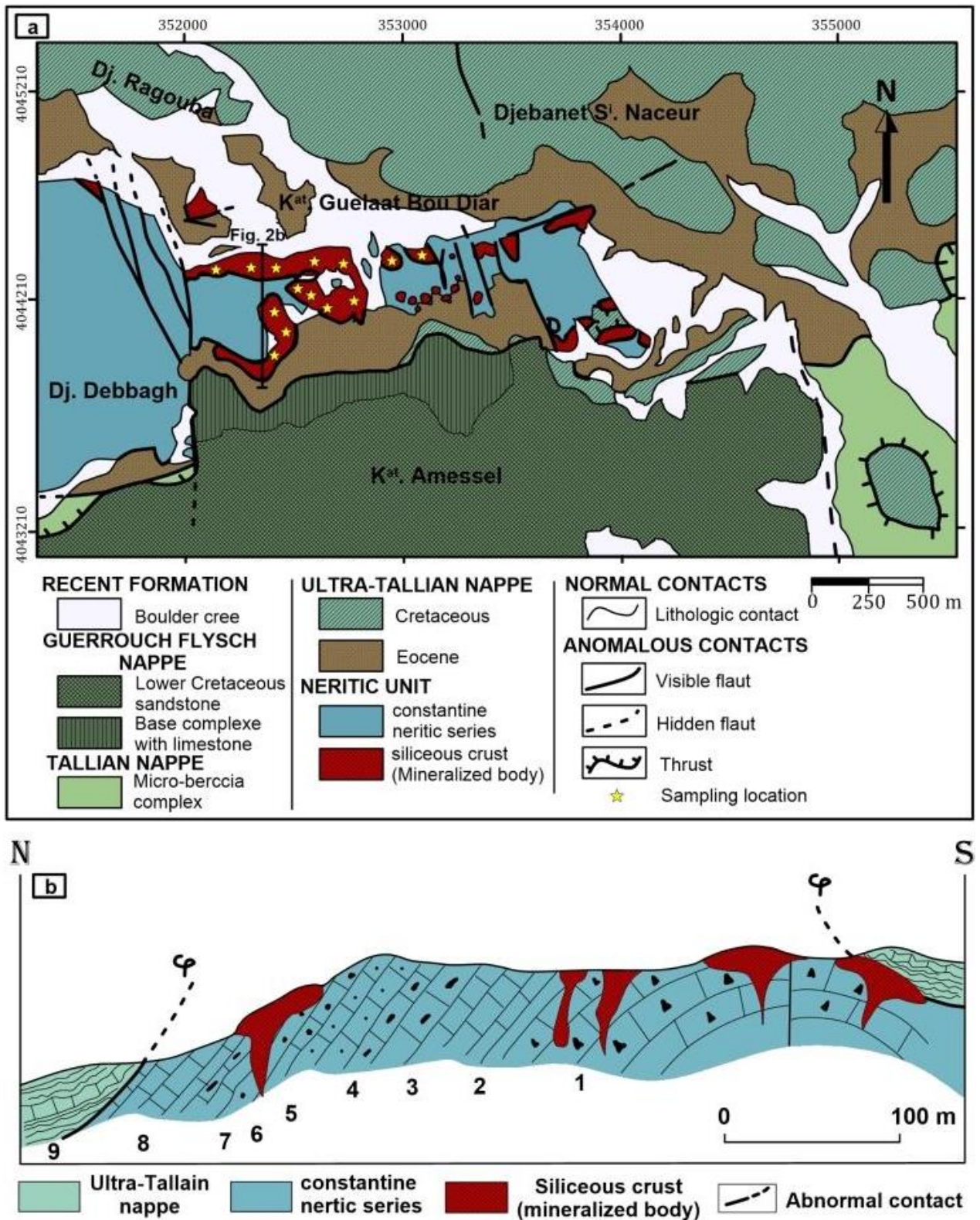


Figure. III.4. Coupe géologique 1/50 000 de la région d'étude (extrait de la carte géologique 1/50 000 feuilles n° 54 VILA, 1971).





**Figure. III.5 : a.** Carte géologique de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar extrait de la carte géologique 1/50 000 du Guelma feuilles n° 54 (Vila., 1974-1988). **b.** Coupe détaillée de l'indice de Guelaat Bou Diar d'après Toubal (2005) modifié : 1. Calcaire massifs à Caprine, 2. Calcaires noduleux, 3. Calcaires à brèches plates, 5. Calcarénites, 6. Microbrèches, 7. Brèches et croutes siliceuse à minéralisations, 8. Marnes et calcaires à pyrite, 9. Série Ultra-Tellienne.

- **Aptien à Orbitolines et Pianella**

Ont été regroupés sous cette dénomination trois ensembles lithologiques présentant une épaisseur totale de 100 à 120 m. A la base, des calcaires sparitiques à *Praeorbitolina* cf. *cormyi* SCHROEDER et *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.). Il s'agit d'Aptien inférieur (Vila., 1974-1988).

Au milieu de cet ensemble, des calcaires bien lités sont riches en *Pianella dinarica* RADOICIC parfois très abondantes, associées à de fréquents débris de Charophytes, *Sabaudia minera* (HOFKER), *Orbitolina* sp., "*Cuneolina*" *scarseilai* DE CASTRO, *Cuneolina* cf. *camposauri* SARTONI & CRESCENTI, *Nautiloculina* sp., des Miliolidés, *Debbaghina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILA et de gros *Ataxophragmiidae* proches de *Pseudochrysalidina* (Vila., 1974-1988).

Le sommet de la série correspond à des calcaires lins à très abondantes *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana texana* ROGNER (Vila., 1974-1988).

- **Aptien supérieur à Miliolidés et Orbitolines**

30 à 40 m environ de calcaires bien lités, à pâte fine ou graveleuse et à abondante microfaune à *Orbitolina subconcava*, *O. ex gr. aperta* (ERMAN), *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC), *Ovalveolina reicheli* (DE CASTRO), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Cuneolina* sp., *Pseudocyclamina* cf. *hedbergi* (Vila., 1974-1988).

- **Vraconien à Céomanien à Orbitolines**

Calcaires massifs gris, bien lités, à aspect souvent troué, organo-détritiques à la base. Ils renferment de nombreux débris d'*Aghardiellopsis* et des *Hedbergella* "épineuses". C'est probablement l'Albien. Au sommet, avec de rares *Rotalipora* sp. et des Hedbergelles; apparaissent *Orbitolina conica* D'ARCH. et *Neoiraqia* sp. C'est du Céomanien (Vila., 1974-1988).

| Période    | Epoque    | Etage      | Sous étage | Lithologie                                                                     | Epaisseur (m) |
|------------|-----------|------------|------------|--------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| Crétacé    | supérieur | Sénonien   |            | Alternances des Calcaires biomicritiques et des calcaires à Orbitolides        | 130           |
|            |           |            |            |                                                                                |               |
|            |           | Cénomanien | Supérieur  | Croûte siliceuse<br>Calcaires massifs à Caprines                               | 90            |
|            |           |            | Inférieur  | Calcaires à Néoragia                                                           | 160           |
|            | Inférieur | Albien     |            |                                                                                |               |
|            |           | Aptien     |            | Calcaires à Ovalvéolines<br>Calcaires à Mésorbitolines<br>Repère à Charophytes | 100           |
|            |           |            |            |                                                                                |               |
|            |           | Barremien  |            | Calcaires épais à Palorbitolines                                               | 220           |
|            |           |            |            | Calcaires gris à foraminifères en petits bancs                                 |               |
|            |           | Néocomien  |            | Alternances de bancs épais de Calcaires et de dolomies                         | 170           |
|            |           |            |            | Calcaires à néotrocholines<br>Repère à coprolithes                             |               |
| Jurassique | Supérieur |            |            | Séries dolomitique azoïque<br>?                                                | 200           |
| Trias      | Supérieur |            |            | Schistes calcaireux et pélite                                                  |               |

**Figure III.6.** Log lithostratigraphique des séries néritiques constantinoises de djebel Debbagh Est d'après Vila (1974) modifié.

#### - Cénomanien à Caprines

50 à 60 m de calcaires massifs organo-détritiques à la base contenant d'abondants débris de Rudistes et des sections de *Caprine schiosensis* C. BOEHM qui indiquent le Cénomanien supérieur. Les vingt derniers mètres de la série montrent des alternances de calcaires graveleux à grandes: *Cuneolina pavonia* D'ORB., Miliolites et

de calcaires fins rubanés à Ostracodes. Ces faciès sont analogues à ceux qui, au Rocher de Sidi M'Cid à Constantine, renferment de riches associations du Cénomanién supérieur avec notamment *Cisalveolina fallax* *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Rhapydionina dubia* DE CASTRO, *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Chrysalidina gradata* D'ORB., *Nezzazata* sp., *Cyclolina* (?) *cretacea* D'ORB., *Rhapydionina casertana* DE CASTRO etc... (Vila., 1974-1988).

#### - Campanien-Maestrichtien

A la base, un léger ravinement sans discordance, avec parfois un conglomérat ferrugineux comme sur le flanc nord du Debbagh. Il s'agit de calcaires massifs organo-détritiques remaniant parfois des *Orbitolines*, à spicules abondants et s'enrichissant vers le haut d'intercalations à dominante pélagique et de bancs de silex (Vila., 1974-1988).

La série débute au Campanien avec *Orbitoides cf media* D'ARCH., *O. tissoti* (SC HLUM B.), *Siderolites vidali* DOUV., *Cuneolina* sp., *Rotalia* sp., *Globotruncana* gr. *stueni-stuartiformis*, *G. arca* (CUSH.), *G. marginata* (REUSS), *C. tricarinata* (QUEREAU). Le Maestrichtien coude *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp. et de nombreuses *Globotruncana* (Vila., 1974-1988).

La série atteint l'extrême sommet du Crétacé avec des couches à *Globotruncana rnyuroensis* MOLLI (Vila., 1974-1988).

#### - Niveau Siliceux de la surface de charriage supérieur (Zone minéralisé)

Leur aspect de grès roux les a fait attribué au numidien. Il s'agit de roches uniquement formées de calcédoine et de quartz néoformés. Une zonation indiquant une fausse stratification y est indiquée par des pigments brunâtres. Il n'est pas rare de rencontrer en plaque mince des fantômes de type Globigérine ou de type **Globorotalia** carénée. Il s'agit en fait, de la silicification d'une zone broyée entre calcaires à silex du sommet du Sénonien et calcaires à silex de l'Eocène allochtone tellien. L'ensemble est en plus minéralisé en quartz, barytine, cinabre, ocres d'Antimoine, ce qui a donné lieu à de petites fouilles (Vila., 1974-1988).



### III.1.2. La nappe tellienne

#### - *Cénomaniens et Turoniens*

Phtanites noires et blancs en bancs centimétriques ou décimétriques, des niveaux argilo-schisteux, parfois marneux accompagnent ces niveaux ou la Cénomaniens à *Rotalipora sp* et *Thalmaninella sp* ; une mince intercalation organo-détritique du Turonien (Vila., 1974-1988) ;

#### - *Complexe à microbrèches (Sénonien à microbrèches et Intercalations de niveaux à caractère pélagique)*

Des Séries composées essentiellement d'un flysch à plaquettes de micro-brèches organo-détritiques et montrant des intercalations d'importance variable de type marneux ou marno-calcaire : Marnes beige clair, blanches ou jaune claire avec petits bancs de marno-calcaire à Rosalines de même teinte (Vila., 1974-1988).

### III.1.3. La nappe ultra-tellienne

#### - *Campanien et Maestrichtien*

Marne claire, beige, blanches, crème ou jaune claire contenant deux intercalation à dominante calcaire formant barre, le plus souvent plissées en accordéon ou en plis couchés hectométriques ou kilométriques à vergence variable et charnières complexes (Vila., 1974-1988).

#### - *Dano-Paléocène*

Marnes noires ou gris foncé, à rares boules de calcaire dolomitique jaune safran à débit en frites, notamment au Chabet es Senna au Nord du Debbagh. Elles ont livré : *Truncorotalia angulata* (WHITE), *T. sp.*, *Globorotalia cf pseudomenardii* BOLL, *Nodosaria spinulosa* MONTAGU, *N. cf. torsicostata* TEN DAM, des *Chilogümbelines* et d'abondantes *Globigérines* (Vila., 1974-1988).

#### - *Yprésien-Lutétien inférieur*

Barre souvent disloquée de marno-calcaires à patine blanche, cassure noire fétide et bitumineuse, à silex noirs en rognons ou en lits. Au Nord du Djebel Debbagh, ces calcaires ont livré *Globorotalia rex* MARTIN et *G. off. velascoensis* (CU<sub>SH</sub>).

Au sommet, la microfaune indique le Lutétien inférieur avec : *Truncorotalia* (BOLL), *T. cf. aspensis* COLOM et des Uvigérines. (Vila., 1974-1988)

### III.1.4. Nappe du flysch de type Guerrouch :

#### - Grès du Crétacé inférieur

Série essentiellement gréseuse à minces intercalations argilo-schisteuses grises ou brunâtres. A la base elle montre quelques bancs de calcaires à *Nannoconus*. Un mince placage argilo-schisteux. Un mince banc calcaire y renferme de nombreuses *Hedbergella sp.* et deux mauvaises sections de *Rotalipora sp.* dont l'une est proche de *R. appenninica* (RENZ), ce qui indique un âge Vraconien ou Albien supérieur (Vila., 1974-1988).

#### - Complexe de base avec calcaires fins

Série argilo-gréseuse à très nombreuses intercalations de biomicrites claires en bancs centimétriques ou décimétriques généralement très froissés. Les termes argileux sont gris ou brunâtres, parfois à passées violacées. Dans les limites de la feuille, il s'agit essentiellement de biomicrites à *Nannoconus*, un seul gisement à Calpionelles indéterminables et *Nannoconus* ayant été reconnu à la Koudial Amessel, au Sud de la pointe orientale du Djebel Debbagh (Vila., 1974-1988).

### III.1.5. Nappe du flysch Numidien :

#### - Grés Numidiens

Série essentiellement gréseuse de type flysch, en gros bans parfois décamétriques, bien réglés, montrant souvent des niveaux à dragées centimétrique de quartz blanc ou rose. Des minces intercalations argileuses blanches, jaunes-verdâtre ou crème (Vila., 1974-1988).

#### - Argiles Numidiens

Argiles verts et rouges à *Tubotomaculum* en petite affleurements rares (Vila., 1974-1988).

### III.1.6. Formations Récentes

#### - Salétien

Epannage essentiellement constitué par des galets de Numidien atteignant 60 cm de diamètre, à patine ferrugineuse luisante (Vila., 1974-1988).

**- Amirien**

Sables et galets rubéfiés. (Vila, 1974-1988).

**- Tensiftien**

Sables, limons et galets à patine de couleur ocre ou brun jaunâtre. (Vila, 1974-1988).

**- Soltanien**

Sables, limons et cailloux roulés brun clair ou grisâtre. (Vila, 1974-1988).

**- Rhabo-actuel et alluvions indéterminées des vallées**

Limons, sables et cailloux roulés recouvrant le lit majeur des cours d'eau. (Vila, 1974-1988).

**III.2. EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE**

L'analyse lithostratigraphique des massifs du segment N-E de la série néritique du constantinois permet de souligner la présence de nombreuses variations de subsidence, de lacunes et d'érosions locales. On peut signaler les lacunes de l'Albien inférieur, partiellement au Turonien ainsi que les discordances du Sénonien. Il est aussi important de souligner l'absence de toute activité magmatique jusqu'à l'Eocène (Ficheur, 1903).

En résumant les principaux traits structuraux de cet ensemble, on peut dire que son évolution tectonique est une conséquence des trois phases tectoniques qui caractérisent l'orogène alpine de l'Algérie orientale: la phase atlasique, la phase alpine et la phase tectonique post-nappe.

L'absence des formations d'âge Eocène supérieur et Oligocène dans la région d'étude est interprétée par l'effet de la phase atlasique (Vila, 1973) qui est vraisemblablement responsable de l'émersion du domaine néritique septentrional et du développement d'une surface d'érosion sur laquelle viendront reposer les nappes au Miocène moyen. Par ailleurs, les formations d'âge Sénonien sont conglomeratiques au Grar et au Debbagh, ce qui témoigne d'une activité tectonique certaine. Plus tard, la phase alpine sera responsable des grands chevauchements, les mouvements tangentiels entraînant le recouvrement du domaine néritique par les différentes nappes de charriage.

Selon Vila (1974), sous l'effet des déformations liées à cette phase, la série néritique subit une translation d'ensemble vers le Sud sur les séries des Sellaouas et se superposerait à



celle-ci. Cette disposition n'a été vérifiée que pour les massifs néritiques du segment méridional.

Ailleurs, le domaine néritique semble être autochtone ou paraautochtone.

Une vigoureuse néotectonique est responsable de la surrection des massifs néritiques. Celle-ci s'effectue par des failles inverses limitant des blocs surélevés (Vila, 1977).

Ces blocs rigides vont percer les nappes à dominante marneuse que l'érosion va dégager, ce qui a pour conséquence le comblement des bassins mio-pliocènes que les phases tardives jusqu'à l'actuel vont déformer (Toubal, 1984). Les grands accidents E-W sont responsables de l'alignement des diverses unités suivent cette direction. C'est le cas de la grande faille qui limite le bord Sud du Kef Hahouner et qui se poursuit jusqu'au Bou Zitoune. Cette grande faille est jalonnée de sources thermominérales et de dépôts travertineux.

Les déformations souples de la série néritique de Dj. Debbagh a réagi souplement avant de subir les grands accidents cassants. Ainsi, à grande et à petite échelle, des variations de pendage sont observées. Ce massif qui forme un vaste dôme anticlinal à grand rayon de courbure dont l'axe est de direction E-W, les pendages du flanc Nord varient de 10 à 25° tandis que les couches du flanc Sud ont des pendages de 15 à 30° (Ouddah, 2009).

La tectonique cassante est beaucoup plus vigoureuse, par conséquent, toutes les formations autochtones sont affectées par des accidents ce qui compartimente le massif en de nombreux blocs formant ainsi des horsts et des grabens. Ces accidents s'organisent en plusieurs familles suivent leur direction :

- ✓ Des accidents transversaux, de direction NW-SE, décalent la structure anticlinale au niveau de Mechtat Brahima vers le Sud. Ces mêmes accidents recoupent une génération de failles plus anciennes de direction E-W ;
- ✓ Des accidents N-S recoupent aussi les accidents E-W et affectent les grès de la nappe numidienne ;
- ✓ Au Sud de Mechtat Brahima, des accidents N75° qui recoupent les accidents NW-SE
- ✓ un grand accident post- Miocène (Raoult, 1974), de direction E-W, limite le massif du Dj. Debbagh au Sud et met en contact la série néritique avec les formations du bassin Mio-Pliocène de Hammam Debbagh. Cette grande faille est visible depuis le Kef Hahouner.

### III.4. PALEOGEOGRAPHIE

Du point de vue paléogéographique, ce domaine est caractérisé du Trias au Jurassique par sa structure haute à séries condensées, elle est bordée au Nord et au Sud par des domaines pélagiques (sillon tellien et sillon des Sellaouas).

La transgression marine du Jurassique se fera depuis les parties occidentales et méridionales. La surrection générale finie- Jurassique sera relativement masquée dans la partie septentrionale du môle néritique constantinois. La sédimentation carbonatée continue dans ces milieux très peu profonds mais avec des taux de sédimentation élevés ce qui permet de compenser la subsidence active. Les plus fortes variations d'épaisseur sont celles du Crétacé inférieur. Du Néocomien à l'Aptien, l'évolution est monotone, les dépôts se font en milieu peu profond et de haute énergie, peu favorable à la sédimentation argileuse.

Il en est de même pendant la période allant de l'Albien au Turonien où la sédimentation est exclusivement carbonatée et sans aucun apport détritique quartzeux. Cette disposition peut être expliquée (Vila, 1974) par la présence de la plateforme sud sétifienne à l'Ouest et celle du sillon des Sellaouas au Sud. La stabilité tectonique semble être rompue dès le Sénonien supérieur et l'enfoncement rapide du domaine néritique sera généralisé à l'ensemble de la région durant le Crétacé supérieur (Lahondère et Magné, 1983). Il est donc vraisemblable que le domaine néritique septentrional soit émergé définitivement à l'Eocène supérieur. Cette émergence sera marquée par une intense karstification qui donnera naissance à l'accumulation des produits kaolinitiques (Vila, 1980 ; Toubal, 1984).

### III.5. TRAVAUX ANTERIEURS

La région de Guelma a fait l'objet de nombreux travaux antérieurs qui ont permis de mieux comprendre ses caractéristiques géologiques, tectoniques, hydrogéologiques, géothermiques et géologiques.

#### *Les travaux géologiques*

Le massif de Dj. Debbagh a fait l'objet de nombreuses études géologiques. Les premiers renseignements sur la géologie du chantier de Djebel Debbagh ont été obtenus au cours des travaux de recherche de faible envergure, synthétisés en 1881 dans la notice explicative de la première carte géologique du département de Constantine à l'échelle 1/80000.

Plus tard, plusieurs recherches se sont attachées à l'étude de la région de Guelma, y compris Dj. Debbagh : Dareste de la chavanne (1910) ; Blayac (1912) ; Deleau (1938) ; Vila (1969, 1980) ; Lahondère et Magné (1983). Pour les deux premiers auteurs, les formations marneuses constituaient la couverture plus ou moins tectonisée des calcaires néritiques, considérés donc comme plus anciens.

Seul Deleau a dressé la carte au 1/50.000 de la région de Hammam Debbagh (Ex : Hammam Meskhoutine) sur laquelle apparaît presque la totalité de l'axe Hahouner – Debbagh. Dans sa thèse figurent des coupes détaillées au 1/15.000, son apport est considérable ; il montre clairement que les séries de l'axe Hahouner–Debbagh appartiennent au même domaine paléogéographique que le célèbre rocher de Constantine. Par contre, il ne reconnaît pas l'allochtonie des autres formations caractérisées par leurs séries marno-calcaires à Ammonites pyriteuses et microfaunes pélagiques.

Une révision cartographique de Vila et Magné (1969) jointe à de nombreuses études de microfaune, a permis de constater que les séries marno-calcaires citées ci-dessus sont des nappes appartenant à l'unité tellienne. Il étudie en détail les nappes qui recouvrent la moitié orientale du Dj. Debbagh. Dans sa thèse de 1980, Vila donne une carte complète de Dj. Debbagh au 1/30.000 avec des coupes lithostratigraphiques relatives aux chaînons oriental et occidental de ce massif. Un fait nouveau serait apporté par les travaux de Lahondère et Magné (1983), en établissant l'existence d'une sédimentation bathyale au Paléocène et à l'Eocène inférieur et moyen en couverture du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma.

### ***Les travaux gîtologique***

Le gisement de kaolin de Dj. Debbagh a été découvert au début du XX<sup>ème</sup> siècle grâce au géologue français Denoubourg qui prospecta la région de Guelma à la recherche d'antimoine, arsenic, Fer, Plomb, Zinc et de kaolin. L'exploitation de kaolin démarra dès 1928 par une ferme Française dénommée société des mines de Djebel Debbagh. Le kaolin était exploité dans la partie centrale et Sud–Est du chantier et l'extraction se faisait par galeries, puits profonds, carrières et tranchées. L'exploitation a connu des arrêts brefs mais réguliers pendant les saisons pluvieuses et deux arrêts importants : le premier entre 1943 et 1946, le second après le déclenchement de la guerre de libération. Ce n'est qu'en 1965 que le B.R.M.A a entrepris des travaux de levé topographique et géologique au 1/50000, 1/5000 et 1/1000. En 1971, la SO.NA.R.E.M reprend l'exploitation du kaolin de Djebel Debbagh sur la

base des résultats de la mission chinoise qui a mis en évidence et décrit 62 cavités karstiques. Les travaux de prospection ont été révisés et complétés par l'E.R.E.M de 1978 à 1981 ce qui a permis de découvrir 12 nouvelles poches karstiques.

Les travaux de bornage sur le gisement de Djebel Debbagh effectués par la SO.L.K.A (année 2008) montrent que 20 cavités karstiques sont hors délimitation, la plupart d'entre elles sont situées au Sud et Sud-Ouest du gisement.

D'autres travaux à caractère universitaire se sont intéressés aux différentes formes de minéralisation de Djebel Debbagh, parmi ces travaux on peut mentionner les travaux de [Toubal, 1984](#) consacrés à l'étude des minéralisations Antimoineifères de la région de Hammam Debbagh ; les travaux de [Talbi, 1987](#) réalisés pour l'étude de la minéralisation kolinitique notamment la détermination des mécanismes de leur mise en place. Plus récemment, [Toubal, 2005](#) les minéralisations antimoinifères et associées du Nord-Est Algérien : Etudes gîtologiques, minéralogiques et géochimiques. Comparaison avec les minéralisations de la méditerranée occidentale ; les travaux de [Assassi, 2006](#) effectués sur le gisement de Kaolin de Djebel Debbagh et qui ont conduit à la détermination de la nature des minéralisations kaolinitiques ainsi que l'identification des conditions de leurs mise en place par l'utilisation des isotopes stables et les inclusions fluides ; [Ouddah, 2009](#) Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des chapeaux de fer de Djebel Debbagh - Guelma (Nord-Est Algérien) ; [Beguret, 2016](#) caractérisation géologique et structurale des minéralisations du néritique constantinois (cas de Debbagh ; Nord-est algérien).

### III.6. CONCLUSION

La zone d'étude se situe dans la wilaya de Guelma, au Nord-Est de l'Algérie. Structuralement, elle s'intègre au domaine tellien de l'Atlas maghrébin et appartient au massif du Djebel Debbagh. La structure régionale, particulièrement illustrée par le secteur de Koudiat Guelaat Bou Diar (partie orientale du Djebel Debbagh), se caractérise par un empilement de plusieurs nappes de charriage. De la base au sommet, on distingue : la nappe ultra-tellienne, la nappe de flysch sénonien à microbrèche, la nappe du flysch Tithonique-Crétacé inférieur, et la nappe numidienne. Cet édifice tectonique repose en discordance sur la série autochtone du Constantinois, constituée de calcaires néritiques.

*Chap. : IV*

**E**TUDE MINERALOGIQUE &  
METALLOGRAPHIQUE

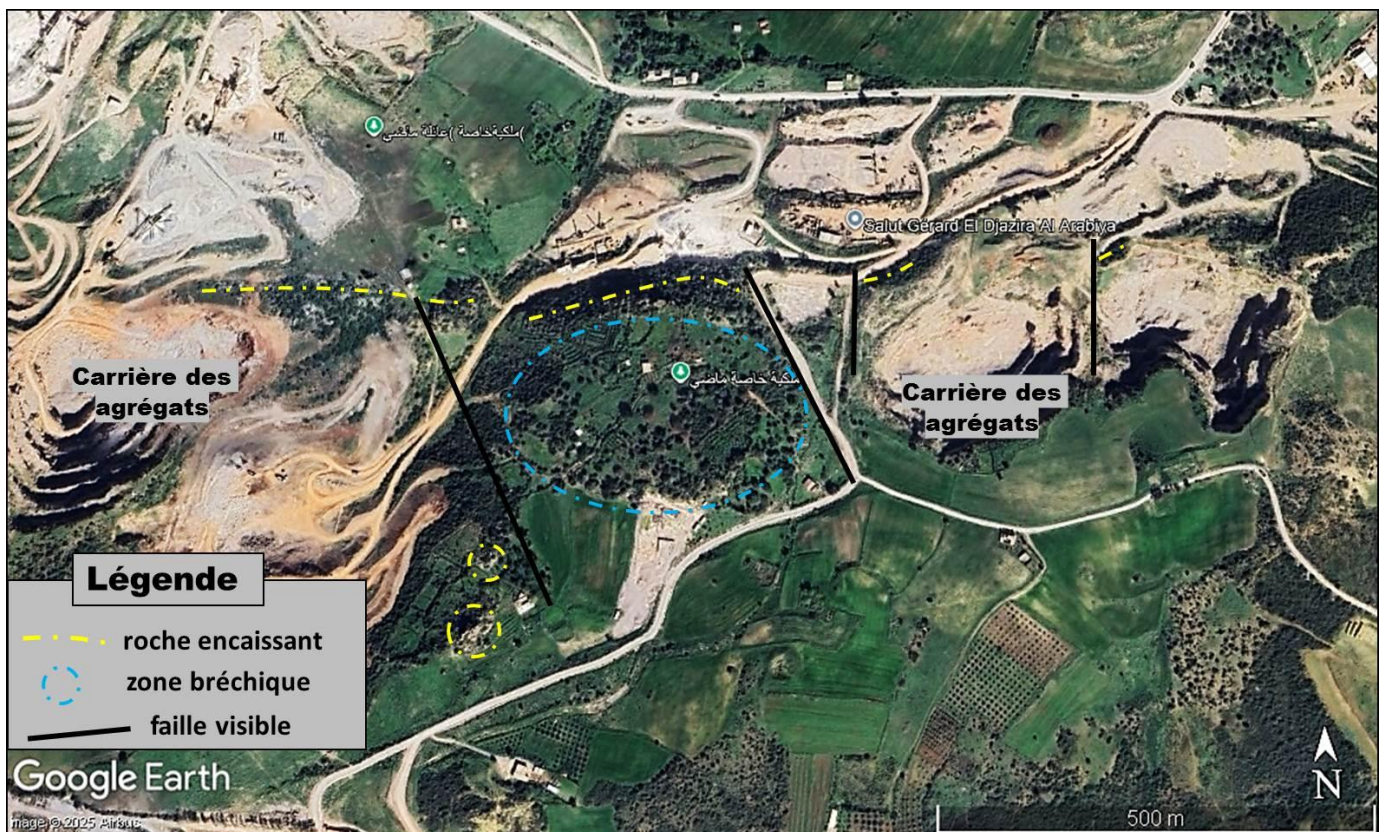


## Chapitre IV

# ETUDE MINÉRALOGIQUE & MÉTALLOGRAPHIQUE

### IV.1. ROCHE ENCAISSANTE

Les minéralisations à Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de.... de Koudiat Guelaat Bou Diar sont encaissées dans un faciès siliceux. Elles recoupent et s'intercalent les calcaires du Crétacé supérieur de la série néritique de Djebel Debbagh Est, qui peuvent atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur avec à grande extension horizontal d'environ 1000 m à faible pendage et présentent une orientation dominante Est-Ouest. Cette direction est globalement concordante avec celle de la faille régionale E-W de Kef Hahouner (Raoul 1974 & Laghouag et al. 2025). (Fig. IV.1.).



**Figure. IV.1.** Photo satellite montre les différents affleurements de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar. (Google Earth, Image © 2025).

Ces faciès sont affectés par des fractures perpendiculaires à la structure qui subdivisent le corps en plusieurs compartiments d'ordre métrique à décimétrique (**Fig. IV.1.**). Ils sont traversés par de nombreuses fractures récentes dues à l'activité tectonique et la néotectonique de la région ([Maouche et al. 2013](#) ; [Bouyahiaoui et al 2015](#) ; [Amara et al. 2019](#) ; [Bendjama et al. 2021](#) ; [Bayou et al. 2023](#)), parfois remplies d'hydroxyde de fer.

#### **IV.1.1. Description des affleurements**

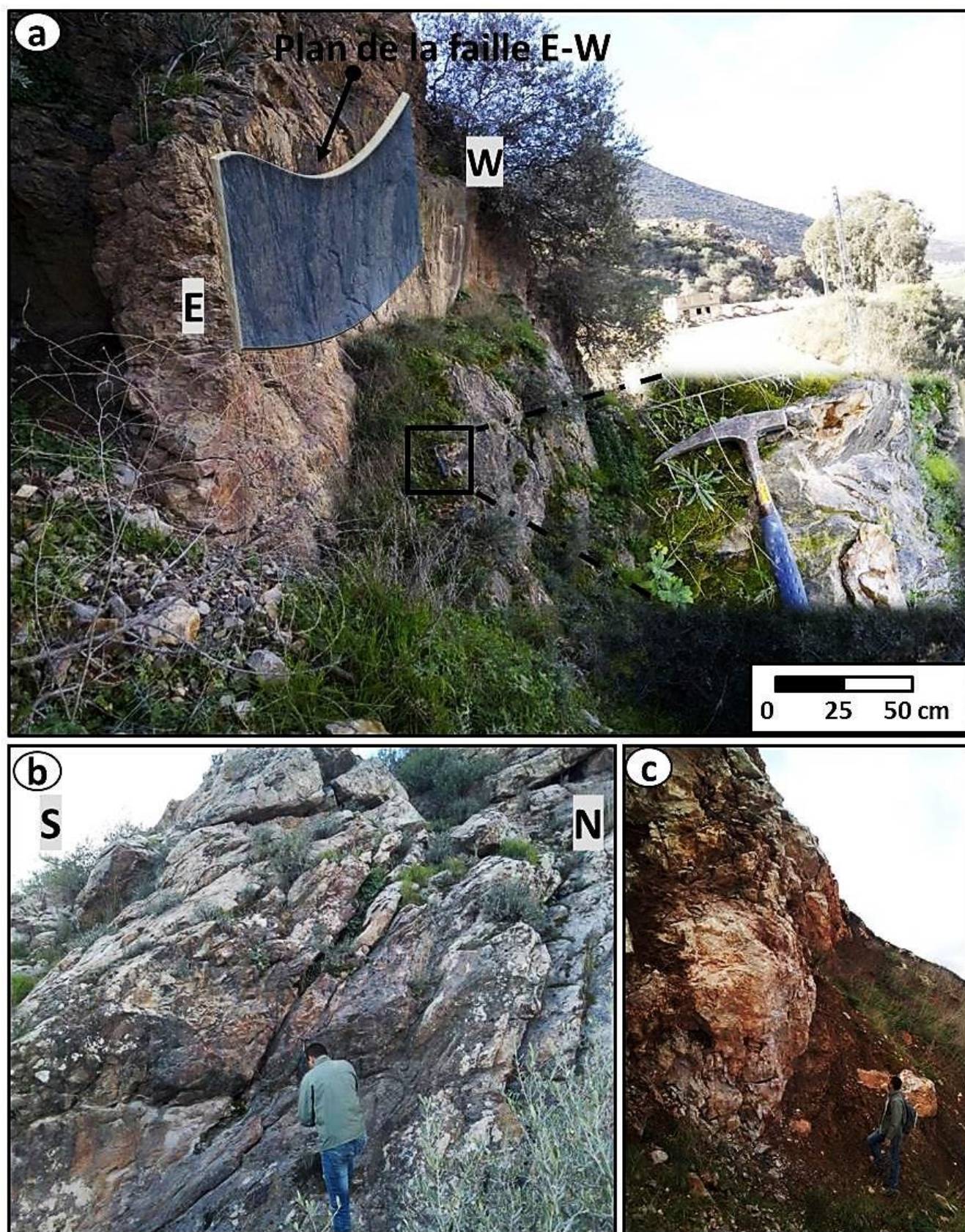
Les affleurements sont présentés sous forme des bancs métriques de couleur grisâtre à brunâtre fracturés et tectonisés, qui peuvent atteindre jusqu'à 10 m d'épaisseur par endroit. Ils sont caractérisés par l'absence de la stratification ou bien une fausse stratification, et sont recouvertes par des dépôts d'âge quaternaire et de couverture végétale par endroit (**Fig. IV.2.**)

Vingt-cinq échantillons ont été prélevés dans les différents affleurements de la zone d'étude. Ces derniers ont fait l'objet d'une étude pétro-minéralogique et métallogénique et géochimique. Afin d'atteindre ces objectifs, 30 lames minces et 10 sections polies ont été confectionnées au niveau de l'atelier des lames minces du département de géologie, de Université Badji Mokhtar d'Annaba (Algérie), 20 lames polies ont été confectionnées au niveau du Laboratoire du Minéralogie et Géochimie Appliquée au Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Tunis El Manar, et 18 échantillons broyés de la roche totale et 7 lames polies sélectionnées (10x10 mm avec une épaisseur inférieure à 500  $\mu\text{m}$ ) ont été analysés par diffraction des rayons X (DRX) au niveau du Laboratoire du Minéralogie et Géochimie Appliquée au Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Tunis El Manar.

#### **IV.1.2. Description macroscopique**

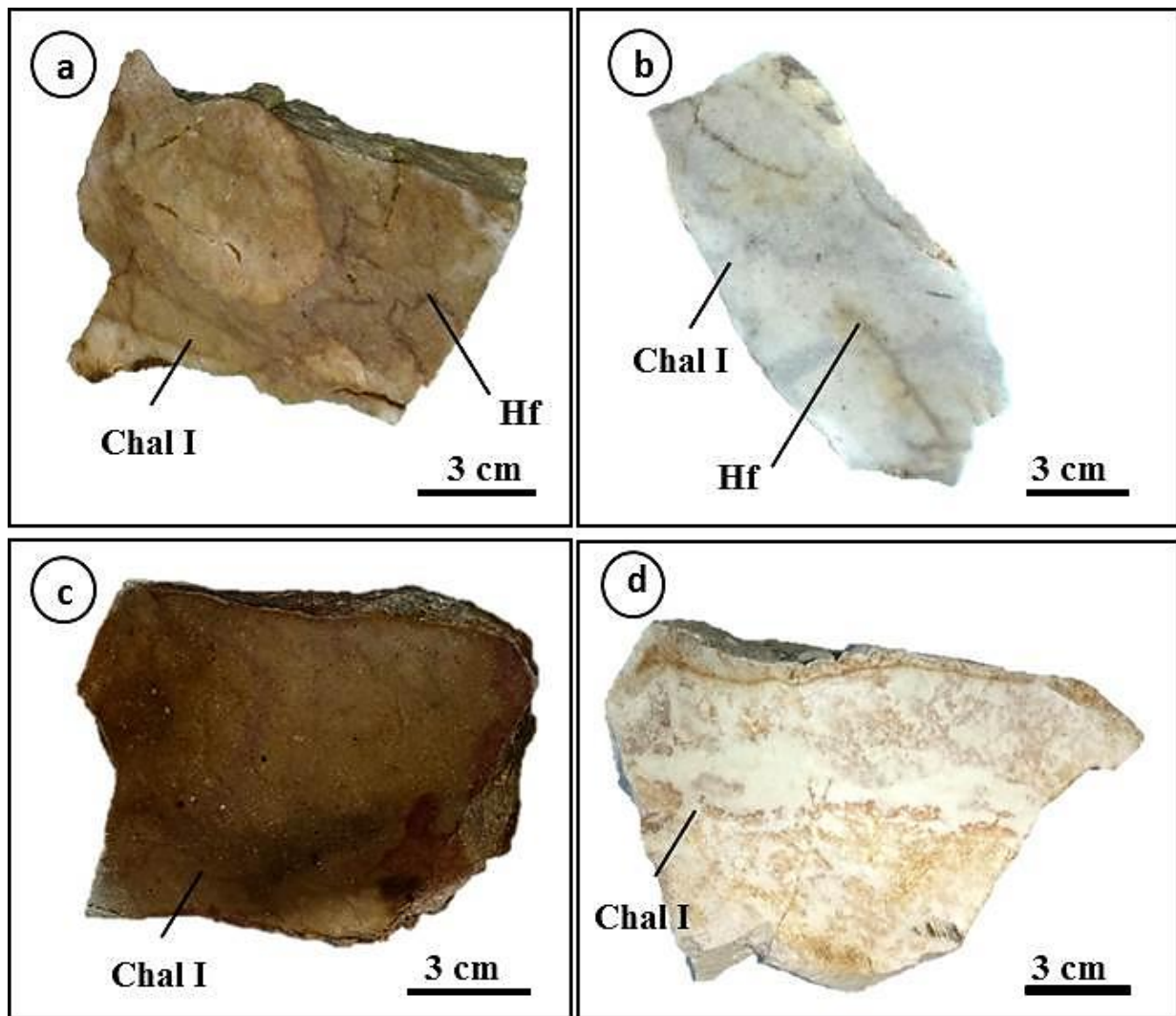
De point de vue lithologie, il s'agit d'une roche silicifiée, composée essentiellement de la calcédoine, Elle se présente sous une couleur brunâtre (**Fig. IV.3a**), grisâtre (**Fig. IV. 3b**), rougeâtre (**Fig. IV. 3c**) et blanchâtre (**Fig. IV. 3b**). Cette roche est très dure et montre une texture massive compacte à cassure anguleuse. Elle est caractérisée par la présence des petites taches de la barytine fibreuse blanchâtre sur tout le niveau des fissures et des hydroxydes de fer (**Fig. IV. 3a et b**).





**Figure. IV.2 : a. b et c** Photographies des différents affleurements de roches encaissantes de l'indice de Kouliat Guelaat Bou Diar.

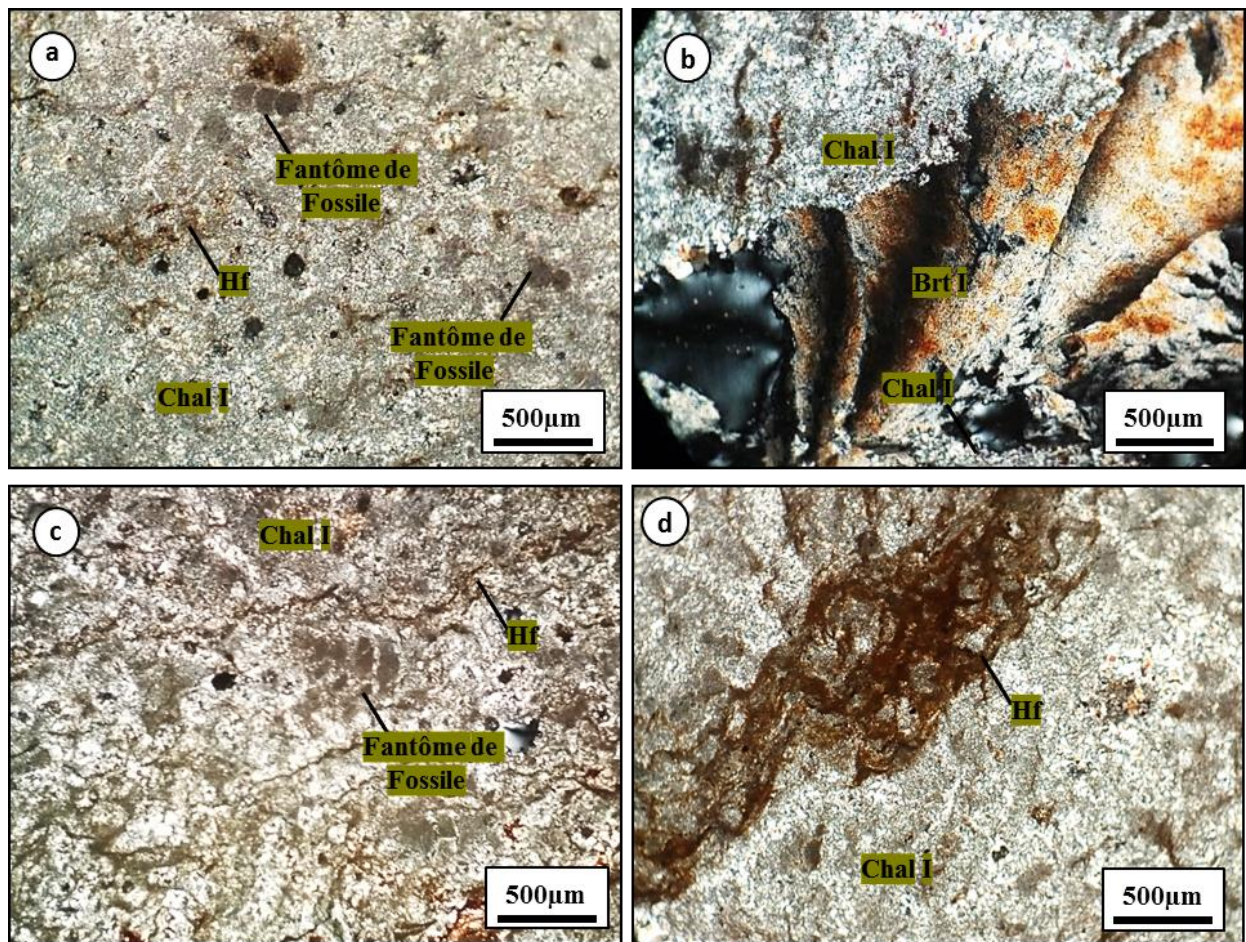




**Figure. IV.3.** Aspect macroscopique de la roche encaissante de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar : (a) faciès brunâtre ; (b) faciès grisâtre ; (c) faciès rougeâtre ; (d) faciès blanchâtre.  
Chal I : calcédoine ; HF : hydroxydes de fer.

#### IV.1.3. Description microscopique

L'étude pétrographique des lames minces réalisées sur les différents faciès, observées au microscope optique, montre que la composition minéralogique est essentiellement dominée par le quartz cryptocristallin (calcédoine I), d'une taille plus ou moins homogène, inférieur à 50  $\mu\text{m}$  (**Fig. IV.4**), ainsi que par des cristaux de quartz néoformé, sub-automorphes à automorphes dans les microfissures (**Fig. IV.4b**), avec quelques cristaux de la barytine saccharoïde d'une taille d'environ 2 mm (**Fig. IV.4b**), on note également la présence des fantômes de fossile (**Fig. IV.4a et c**) et hydroxydes de fer (**Fig. IV.4a**).



**Figure. IV.4.** Aspect microscopique de la roche encaissante de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar : (a, b, c et d aspect microscopique en lumière transmise polarisée analysée). (a) calcédoine (Chal I) d'une taille inférieure à 50 µm, des fantômes de fossile et des hydroxydes de fer (Hf) ; (b) barytine (Brt I) remplissant les veines dans la calcédoine (chal I) ; (c) calcédoine (Chal I) d'une taille inférieure à 50 µm, des fantômes de fossile et des hydroxydes de fer (Hf) ; (d) calcédoine (Chal I) et des hydroxydes de fer (Hf).

#### IV.1.4. Description minéralogique par la DRX

L'échantillon solide finement broyé est monté sur un porte-échantillon adéquat, puis soumis à un faisceau de rayons X pour être diffracté par les plans réticulaires des phases cristallines présentes. En effet, il existe une relation entre l'angle du faisceau diffracté et la distance réticulaire séparant les plans d'atomes au sein d'un réseau cristallin; celle-ci est régie par :

- La loi de Bragg  $n\lambda = 2d\sin\theta$  (où  $\lambda$  = longueur d'onde en angströms,  $d$  = distance réticulaire en angströms et  $\theta$  = angle de diffraction ou de réflexion en degrés).



- Les diffractogrammes ainsi obtenus, à l'aide d'un diffractomètre à rayons X, sont interprétés. Les positions et les intensités des pics observés sont comparés au fichier de référence **PDF-ICDD** (Powder Diffraction File-International Center for Diffraction Data) pour l'identification des phases minéralogiques présentes.

Les principales conditions d'analyse sont :

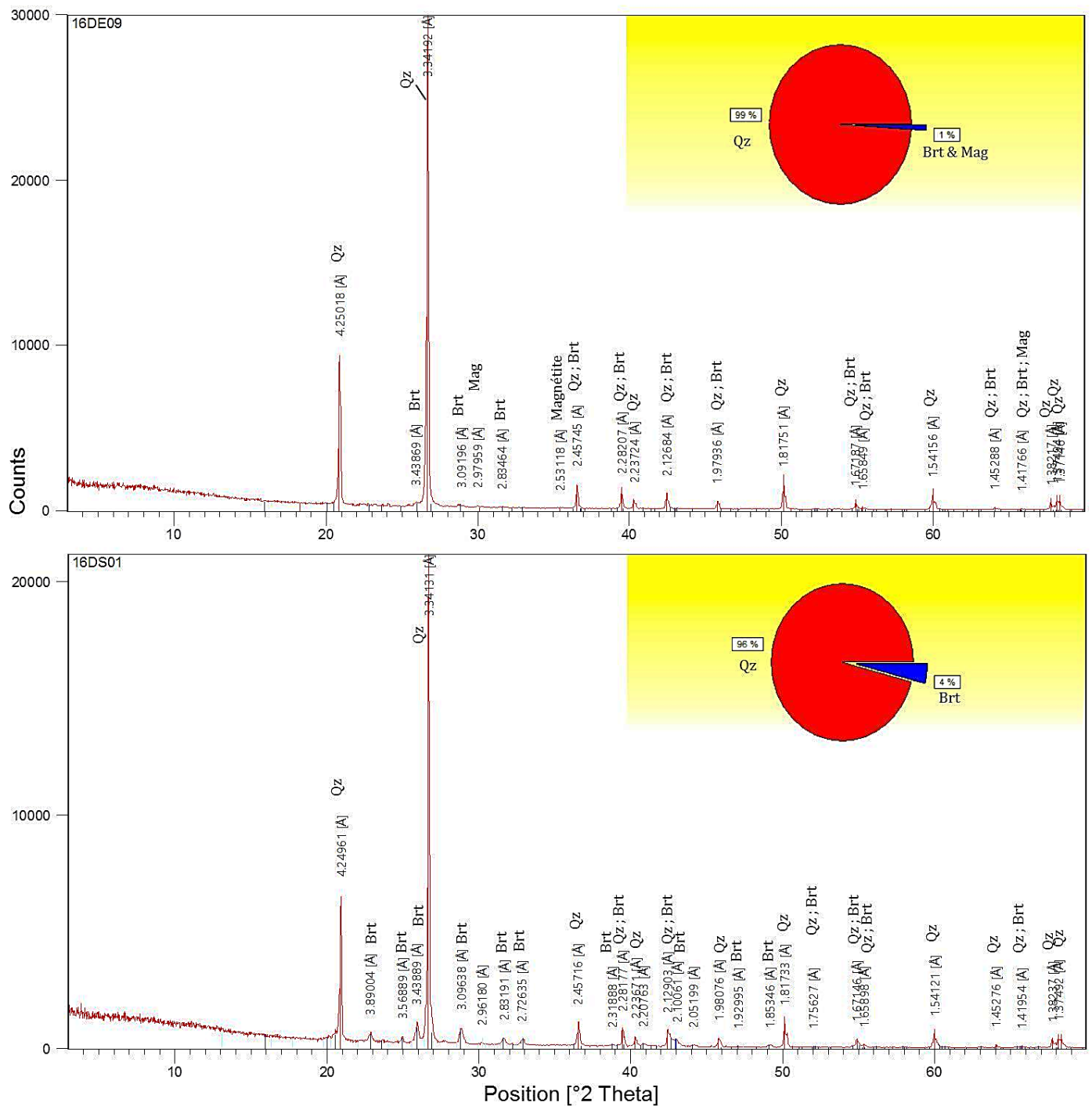
- un Diffractomètre PANalytical: XPERT-PRO, tube radiogène céramique à anticathode de cuivre, puissance du générateur à RX: 40 mA, 45 kV ;
- Logiciel pour l'acquisition des données: *DataCollector de PANalytical* ;
- Logiciel pour traitement des données: *HighScore Plus de PANalytical* ;
- Longueur d'onde  $\text{CuK}\alpha$  [Å]: 1,5418 ;
- Angle de départ [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 2,0000 ;
- Angle final [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 70,0000 ;
- Taille du pas [ $^{\circ}2\text{Th.}$ ]: 0,0170 ;
- Temps du pas [s]: 91,7599.



**Figure. IV.5.** Photo de la Diffractomètre des Rayons X (DRX) prise au Laboratoire du Minéralogie et Géochimie Appliquée au Département des Science de la Terre, Faculté des Sciences, université de Tunis El Manar.

L'étude minéralogique par la DRX de la roche encaissante montre l'association minéralogique [quartz, barytine et magnétite] qui est représenté dans la (**Fig. IV.6**) : le quartz

(Qz) est le plus abondant avec un pourcentage atteint jusqu'à de 99 % dans la roche encaissante, de la barytine et de la magnétite. (Voir Annexe I)



**Figure. IV.6.** Diffractogramme des Rayons X de la roche encaissante de l'indice de Koudiat Guelat Bou Diar. (Qz) : quartz ; (Brt) : barytine et (Mag) : magnétite.

### IV.1.5. Interprétation

La présence de fantômes des fossile (**Fig. IV.4a et c**) dans la roche encaissante (calcédoine I) de la minéralisation à Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar, ainsi que l'absence de minéraux carbonatés (calcite, dolomite..) dans les lames minces (**Fig. IV.6**) et dans les résultats de DRX (**Fig. IV.6**), indiquent que la roche encaissante (calcaires de Crétacé supérieur) a subi une silicification complète. Cette transformation se fait selon la réaction de silicification :  $(2 \text{ CaCO}_3 + \text{SiO}_{2(aq)} + 4 \text{ H}^+_{(aq)} = 2 \text{ Ca}^{2+}_{(aq)} + 2 \text{ CO}_{2(g)} + \text{SiO}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O})$ , ou seules subsistent des matière argileux très fine. Ce stade est dépourvu de minéralisation (stade d'altération hydrothermale pervasive de la roche encaissante). D'après Vila (1971), la silicification est résulte du charriage entre la nappe ultra-Tallien allochtone et la série néritique constantinoise autochtone au cours du Miocène et se terminée au Tortonien.

## IV.2. MINERALISATIONS

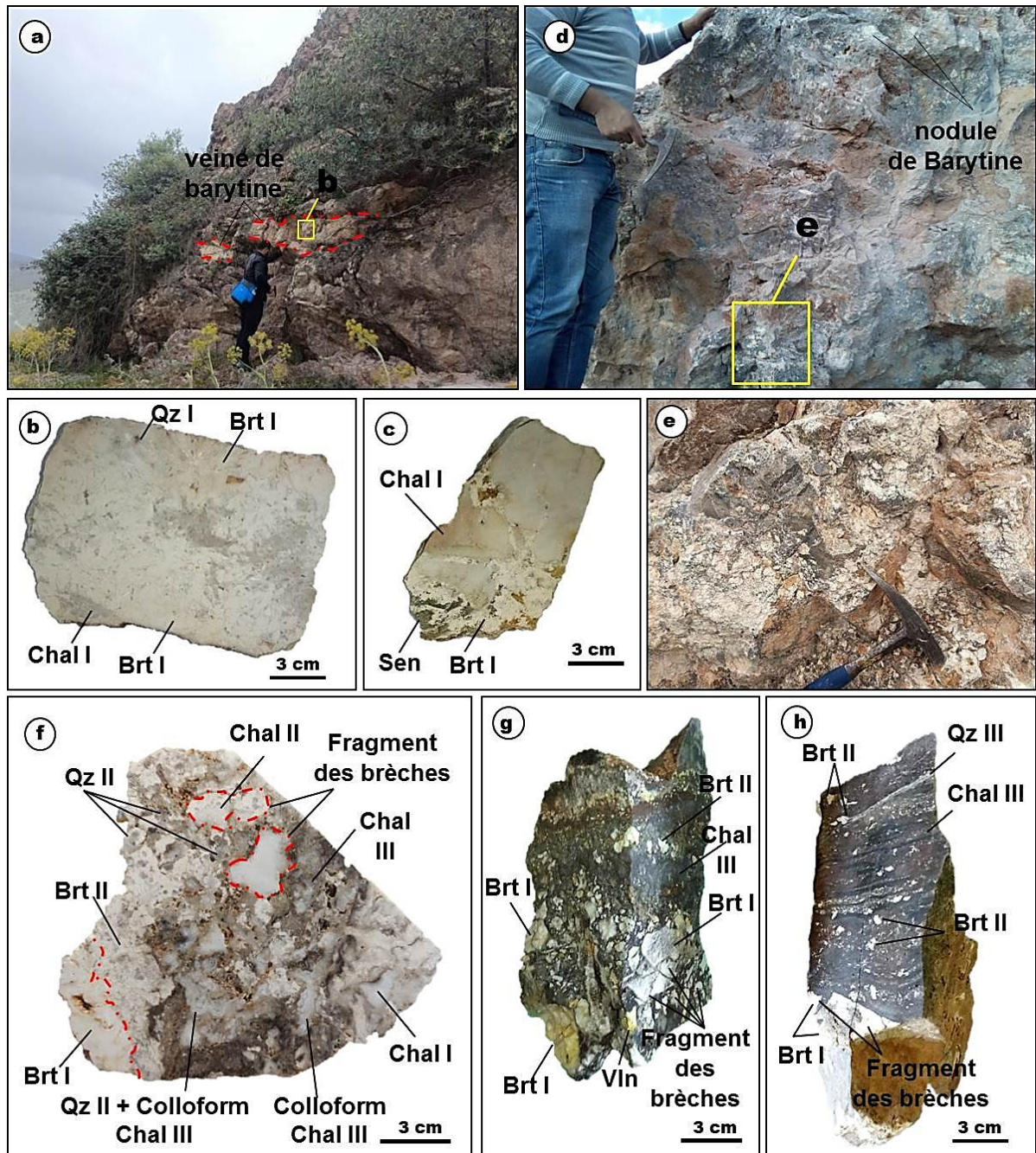
### IV.2.1. Texture et morphologie de corps de minéralisation

Les minéralisations à Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar sont de type filonien. Des textures massifs, bréchiques et rubanées sont reportées dans les figures (**IV.7 & 8**):

- **Textures massifs: elles sont** composées essentiellement de la barytine blanchâtre et de calcédoine II avec le quartz I présenté dans les vienes et les fractures (**Fig. IV.7a et b**) avec une épaisseur centimétrique à grande extension horizontale et à faible pendage (**Fig. IV.7a**) ;
- **Textures bréchiques** on a distingué trois phases de bréchification (brèche tectonique I, brèche hydraulique et une brèche tectonique II) qui ont été mise en évidence :
  - (a) **une brèche tectonique I** elle est reportée dans la (**Fig. IV.7c**) est composée des fragments de la brèche (calcédoine I) cimentés par la barytine I et la calcédoine II avec la stibine I, les oxydes d'antimoine (valentinite et sénarmontite) et le quartz I (**Fig. IV.8a**) ;
  - (b) **une brèche hydraulique I** (**Fig. IV.7d et e**) : elle est caractérisé par les fragments de la brèche (roche encaissante, calcédoine I et la minéralisation) cimentés par la calcédoine III, la barytine II et le quartz II (**Fig. IV.7f et g**), (**Fig. IV. 8d et e**) avec



une association minéralogique suivante [stibine, barytine, sphalérite et rare cinabre avec des oxydes d'antimoine (valentinite et sénarmontite)] ;



**Figure. IV.7.** Aspect macroscopique des différentes textures et des minéralisations : (a) veine de la barytine blanchâtre (Brt I) massive dans le faciès siliceux (Chal I) ; (b) barytine (Brt I) blanchâtre d'une texture massive avec calcédoine (Chal II) et quartz (Qz I) ; (c) barytine (Brt I) et sénarmontite (Snm) cimentée les fragments de brèche de faciès laiteux (calcédoine Chal I) ; (d) et (e) brèche hydraulique présentée les nodules de la barytine I (Brt I) cimentée par la calcédoine (Chal III) ; (f) collomorphe calcédoine (Chal III), quartz (Qz II), barytine (Brt II)



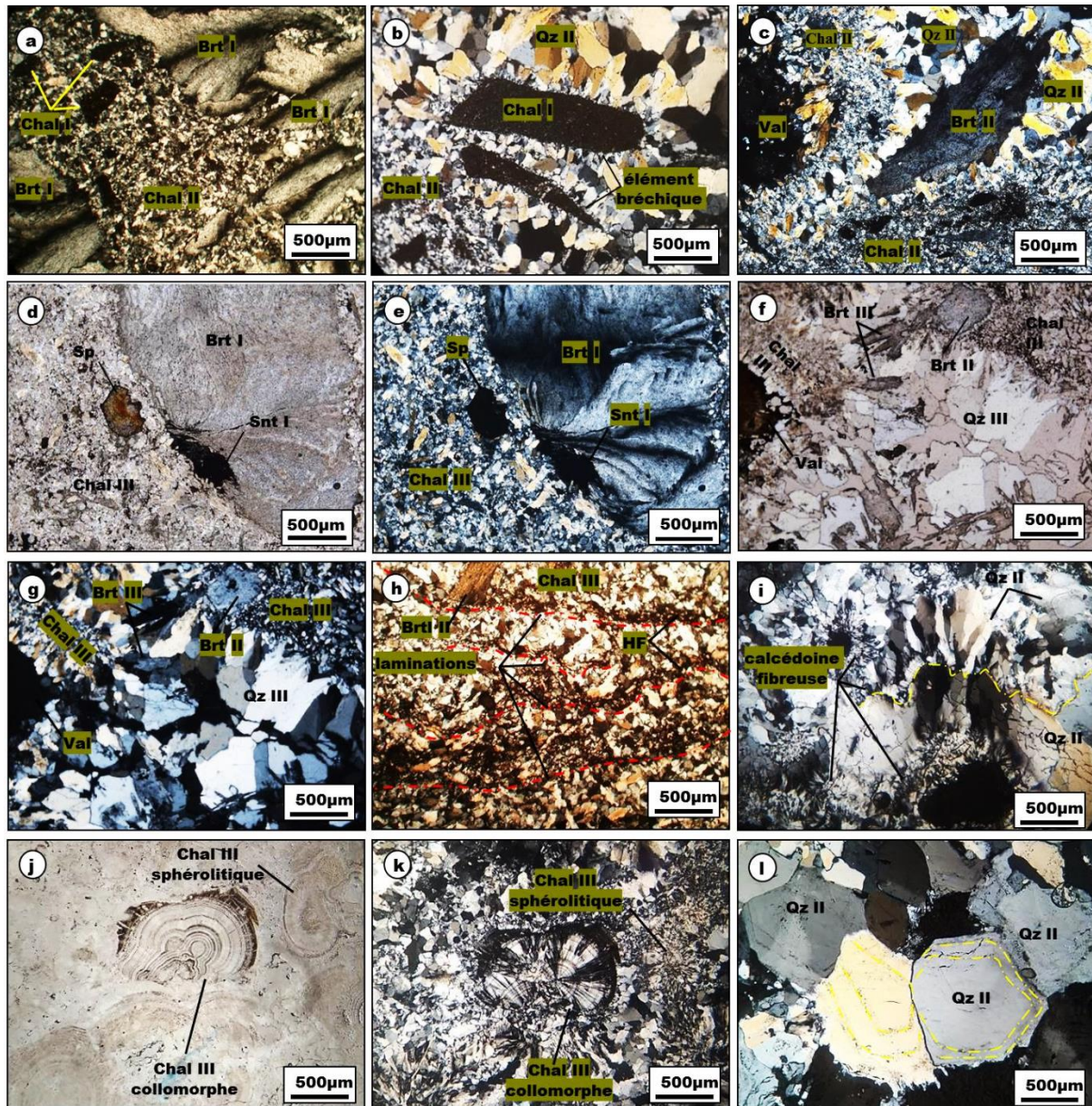
et éléments de brèche (barytine Brt I et calcédoine Chal I et II ) dans un brèche hydraulique cimenté par calcédoine brunâtre (Chal III) ; (g) des fréquemment de la barytine (Brt I) blanchâtre fibreuse millimétrique à centimétrique avec la valentinite (Val) dans un brèche hydraulique cimenté par la calcédoine grisâtre (Chal III) ; (h) faciès brunâtre rubané.

**(c) une brèche tectonique II (Fig. IV.8f et g)** où les fragments de la brèche sont cimentés par le quartz III avec de la barytine III et de stibine III.

- **Textures rubanées** : elles composent d'une alternance des minces passages de calcédoine II cryptocristalline brunâtre d'une taille variant entre 50 à 100 µm) et de calcédoine II se forme des prismes allongés transparents d'une taille variant entre 100 à 200 µm) (**Fig. IV.7h**) et (**Fig. IV.8h**) avec des hydroxydes de fer (Hf) et de barytine II, qui a été identifié par leur couleur brunâtre.

#### IV.2.2. description des minéraux de gangue

Les minéraux de gangue qui ont accompagné le dépôt des minéralisations de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar : ils sont représentés par la calcédoine II de couleur brunâtre cryptocristallin inférieur à 50 µm qui a été déposée avec la barytine I (**Fig. IV.7b**) (**Fig. IV.8a**) et le Quartz I (des prismes allongés pyramidés transparents d'une taille variant de 100 à 300 µm) (**Fig. IV.8b**); la calcédoine III de texture cryptocristalline (**Fig. IV.7d et e**), fibreuse (**Fig. IV.8I**), collomorphe (**Fig. IV.7f**) et sphérolitiques bien développée dans les géodes voir la (**Fig. IV.10j et k**). Elles sont aussi accompagnées avec la barytine II et le quartz II (quartz hexagonal pyramidant transparent arrivant jusqu'à 1 cm de taille, présentant une zonalité microscopique bien claire dans la figure (**Fig. IV.8I**), ce quartz est l'objet de l'étude des inclusions fluides), et de couleur grisâtre et sombre cryptocristalline d'une taille inférieur à 50 µm déposé avec la sphalérite, la stibine II (**Fig. IV.8a**) ; le quartz III (quartz transparent d'un taille variant de 100 à 300 µm bien développé dans les géodes et les fissures) accompagné de la stibine III et de la barytine III (**Fig. IV.8f et g**).



**Figure. IV.8.** Aspect microscopique des différentes textures de l'indice (d, f, h, et j, aspect microscopique en lumière transmise polarisée non analysée ; a, b, c, e, g, i, k et l, aspect microscopique en lumière transmise polarisée analysée) : (a) des fragments bréchiques de la calcédoine (Chal I) cimentés par la calcédoine (Chal II) et de la barytine (Brt I) ; (b) des fragments de la calcédoine (Chal I) cimentés par le quartz cryptocristallin (Chalcédoine Chal II) et le quartz (Qz II) ; (c) la barytine (Brt II) et la valentinite (val) cimentées par la calcédoine (chal II), et la barytine (Brt II) cimentée par le quartz (Qz II) dans les veines de brèches hydrauliques ; (d) et (e) une association de la barytine (Brt I) et la stibine (Snt I) cimentée par la calcédoine (Chal III) avec la sphalérite (Sp) sub-automorphe zonée disséminée dans la calcédoine (chal III) ; (f) et (g) la barytine (Brt II) et la valentinite (val) cimentée par la

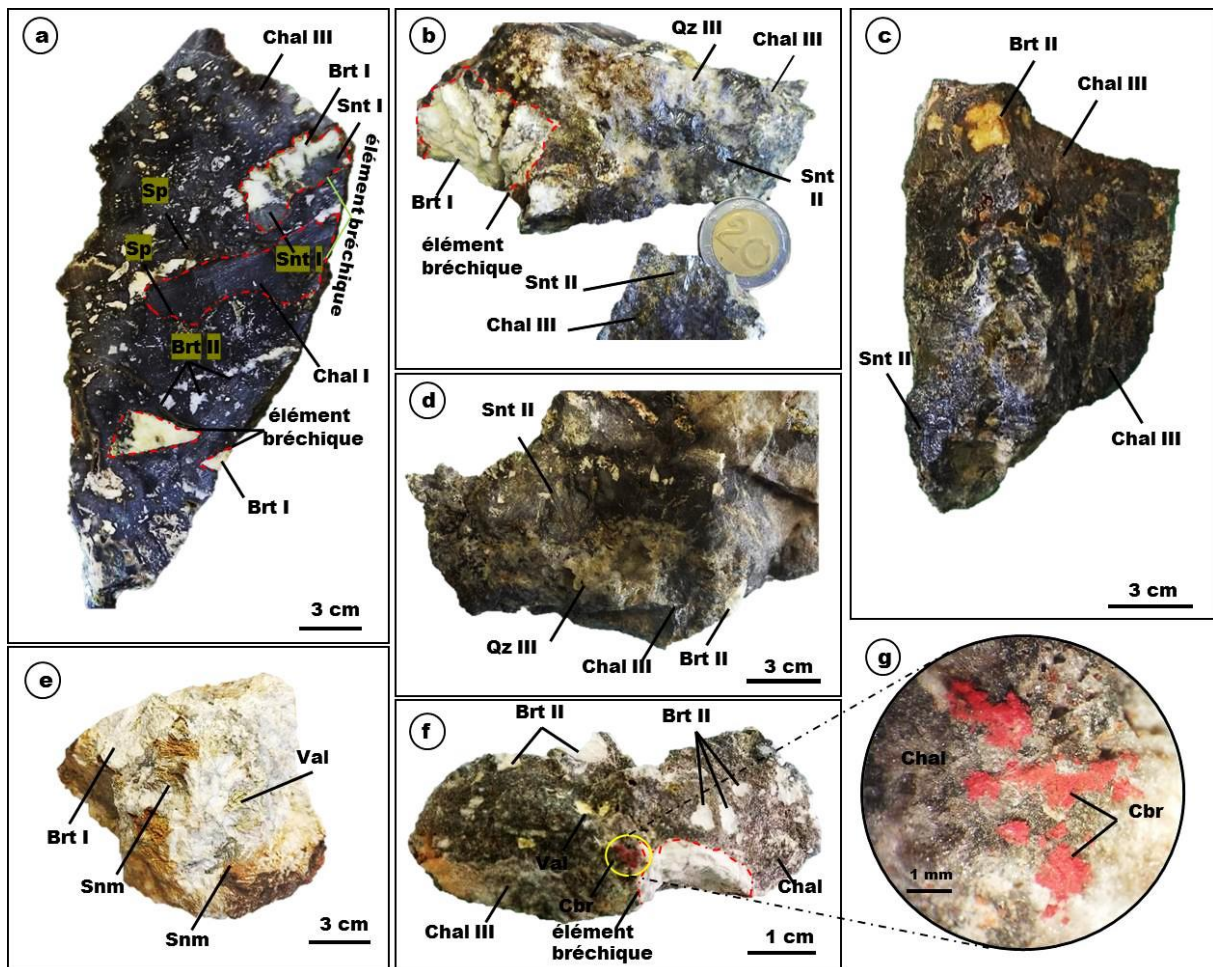
calcédoine (chal III), et la barytine (Br I) cimentée par le quartz (Qz III) dans les veines de brèches ; (h) lamination de Chalcédoine (chal III) des hydroxydes de fer (Hf) de le faciès rabané avec la présence et des cristaux de barytine (Br I) ; (i) calcédoine (Chal III) en texture fibreuse avec le quartz (Qz II) ; (j) et (k) calcédoine (Chal III) en texture sphérolitiques et collomorphe ; (l) quartz (Qz II) automorphe zoné.

#### IV.2.3. description des minéralisations

La minéralisation présentée par l'association minéralogique suivante [stibine, barytine, sphalérite et rare cinabre avec des oxydes d'antimoine (valentinite et sénarmontite)] :

- **La stibine** : elle se présente sous forme des aiguilles formant des microstructures sphérolitiques d'une taille millimétrique à centimétrique de couleur gris blanc (**Fig. IV.9a, b, c et d**). Elle est reconnue par son pouvoir réflecteur élevé et anisotropie assez forte. Sur le plan chronologique, trois générations de stibine ont été distinguées : stibine I (Snt I) souvent associée avec la barytine I (Br I) (**Fig. IV.9a et b**) ; stibine II (Snt II) associé avec la calcédoine (Chal III) (**Fig. IV.9d et e**) ; stibine (Snt III) associée avec le quartz III (**Fig. IV.10f**).
- **La barytine** : elle est très abondante sous forme massive (**Fig. IV.9e**) ; et parfois sous des formes nodulaires de taille millimétrique à centimétrique sont également rencontrées (**Fig. IV.9a, b et c**), dans certains échantillons elles se présentent une barytine de type fibreuse et de couleur blanchâtre remplissent les veines (**Fig. IV.9a et b**). De point de vue microscopique, la barytine est caractérisée par une macle saccharoïde, et se présente en trois générations contemporaines avec la stibine : la barytine I (Br I) associée avec la stibine I (Snt I) (**Fig. IV.9a**), (**Fig. IV.10a et j**) ; barytine II (Br II) associée avec la calcédoine III (**Fig. IV.8f et g**) et (**Fig. IV.9b et c**) et la sphalérite (**Fig. IV.10g et h**) ; barytine III (Ba III) associée avec le quartz III (**Fig. IV.8f et g**).





**Figure. IV.9.** Aspect macroscopique des Minéralisations de l'indice : (a) faciès bréchique grisâtre présentée la stibine (Snt I) associée avec la barytine (Brt I) se forme des éléments bréchique, la sphalérite (Sp) disséminé dans la calcédoine (Chal III) ; (b) et (c) faciès bréchique grisâtre présentée la stibine (Snt II) et sphérolite de stibine associée avec la calcédoine (Chal III) grisâtre, la barytine (Brt I) se forme des éléments bréchiques avec la présence de quartz (Qz III) ; (d) faciès bréchique grisâtre présentée des phénocristaux de stibine (Snt II) de l'ordre centimétrique associée avec calcédoine (Chal III) grisâtre, de quartz (Qz III) et de barytine (Brt II) fibreuse blanchâtre ; (e) barytine (Brt I) fibreuse massif blanchâtre associé avec la sénarmontite (Snm) et la valentinite (Val) ; (f) cinabre (Cbr) rouge disséminé dans la calcédoine (Chal III), des nodule de la barytine (Brt II) fibreuse blanchâtre

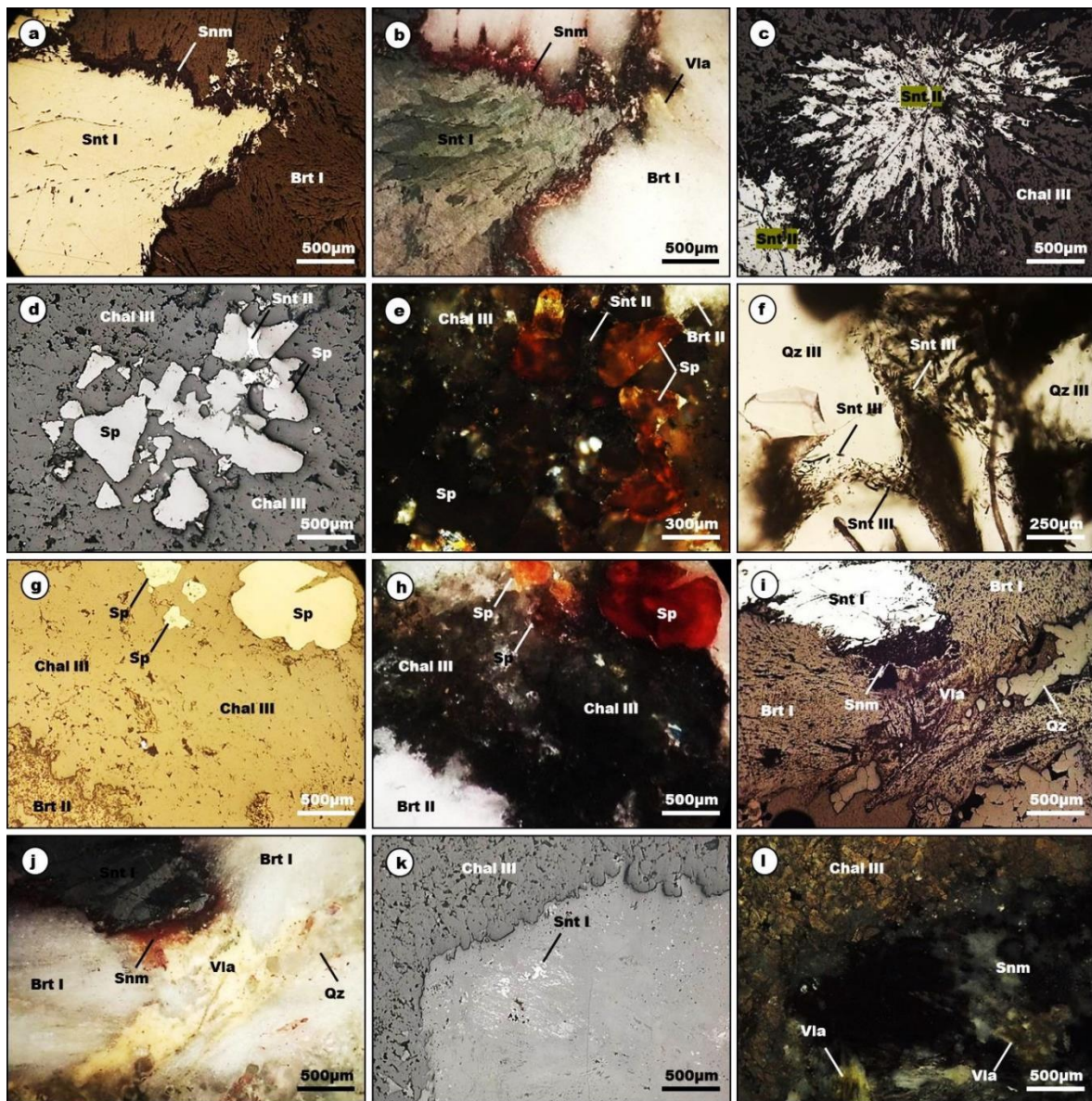
avec la présence de la valentinite (Val) jaunâtre ; (g) aspect microscopique de cinabre (Cbr) rouge associé avec la calcédoine (Chal III) (sous microscope binoculaire).

- **La sphalérite** : elle est moins abondante, elle est caractérisée par un couleure mielleuse, présente des formes variables le plus souvent automorphes dont les tailles avoisinent 6 mm. la sphalérite montre des réflexions interne rougeâtre, brunâtre et mielleuses et se trouve associée à la stibine II (**Fig. IV.10d et e**), avec la calcédoine III (**Fig. IV.9a**), (**Fig. IV.10g et h**) et avec barytine II (**Fig. IV.10g et h**).
- **La valentinite** : ce minéral reconnu par sa couleur jaune, provient de l'altération de la stibine. Sous le microscope, la valentinite se présente sous formes de plages xénomorphes qui jalonnent les agrégats de la stibine I (**Fig. IV.9e et f**) et (**Fig. IV.10i et j**).
- **Sénarmontite** : c'est un produit d'altération de la stibine montrant une couleur verdâtre et se développe tout le long des contacts stibine I et la barytine I (**Fig. IV.9e**) et (**Fig. IV.10i, j et l**).
- **Le Cinabre** : il est le minéral le plus rare, il est caractérisé par sa couleur rouge vif, le cinabre se trouve en imprégnations millimétriques associés avec la barytine I et la calcédoine III (**Fig. IV.9f et g**).

#### IV.2.4. Diffraction des rayons X (DRX)

L'étude minéralogique par la DRX des minéralisations et de leur gangue montre l'association minéralogique qui est représentée dans la (**Fig. IV.11**) : le quartz (Qz) est le plus abondant, la barytine (Brt) moins abondante que le quartz, la stibine (Snt), la sphalérite (Sp), la polhémusite (sulfure de zinc et de mercure), l'alunite (sulfate hydraté d'aluminium et de potassium), magnétite (Oxyde de fer), la sénarmontite (Snm), la stibiconite (oxyde d'antimoine) et l'oxyde d'antimoine et de l'argent.





**Figure. IV.10.** Aspect microscopique des minéralisations de l'indice (a, c, d, g, i et k. aspect microscopique en lumière réfléchi polarisée non analysée ; b, e, h, j et l. aspect microscopique en lumière réfléchi polarisée analysée ; f aspect microscopique en lumière transmise polarisée non analysée) : (a) et (b) stibine (Snt I) associée avec la barytine (Brt I) et la sénarmontite (Snm) entouré la stibine (Snt I) ; (c) sphérolite de stibine (Snt II) associée avec la calcédoine (Chal III) ; (d) et (e) stibine (Snt II) disséminé entre les grains de la sphalérite (Sp) associée avec la calcédoine (Chal III) ; (f) des aiguilles de stibine (Snt III) disséminé dans les cristaux de quartz (Qz III) ; (g) et (h) sphalérite (Sp) associée avec la calcédoine Chal III) et la barytine (Brt II) ; (i) et (j) stibine (Snt I) remplacée partiellement par la valentinite (Vla) et la sénarmontite (Snm) associée avec la barytine (Brt I) ; (k) et (l) stibine (Snt I) remplacée complètement par la valentinite (Vla) et la sénarmontite (Snm).



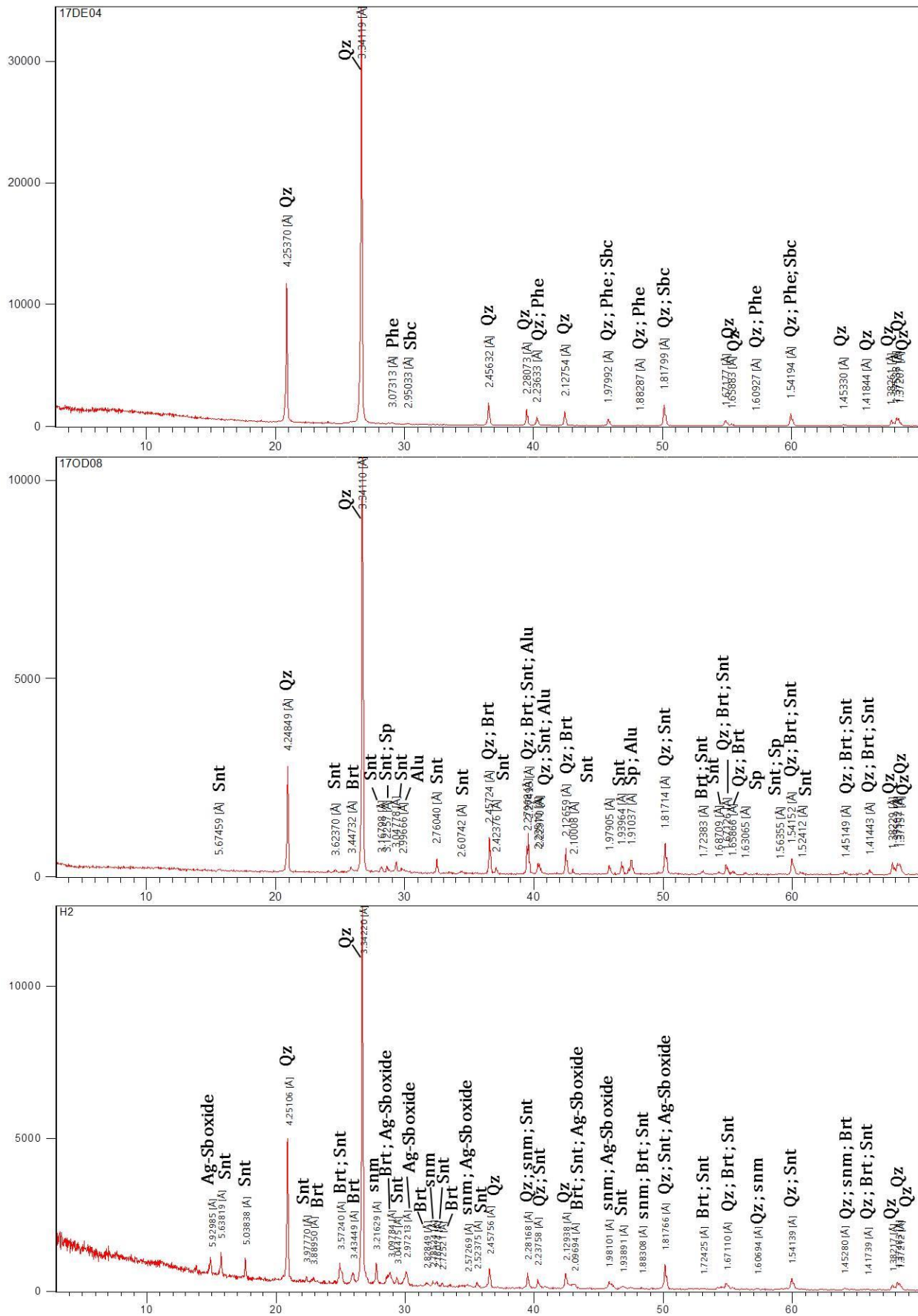


Figure. IV.11. Diffractogramme des Rayons X des minéralisations.

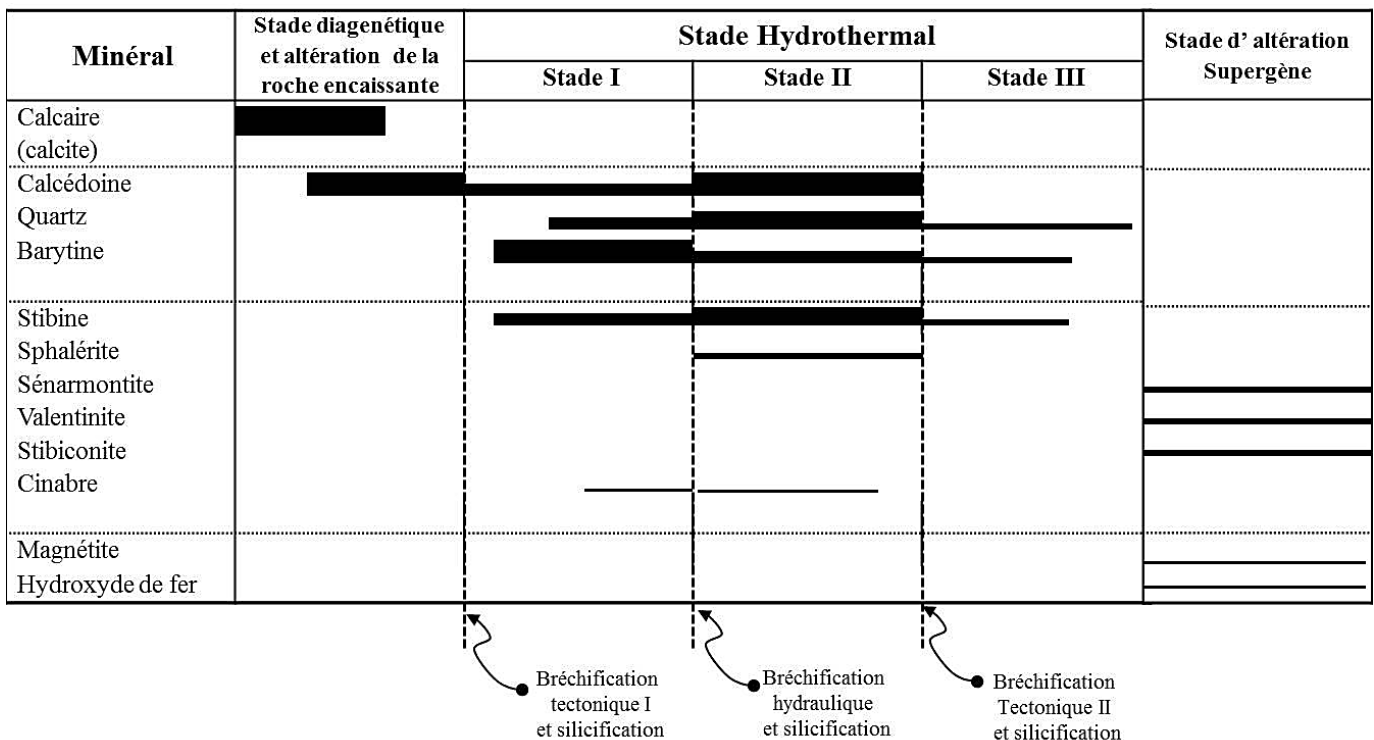
### IV.2.5. Succession paragénétique

L'étude pétrographique, métallographique et minéralogique par DRX avec l'observation macroscopique des différents faciès permette de distinguer trois principaux stades paragénétiques minéralisés selon leurs associations minérales et les phases de fracturation et de silicification avec un stade d'altération hydrothermale de la roche encaissante (non minéralisé) et stade d'altération supergène (La succession de la séquence paragénétique est récapitulée dans la **Fig. IV.12**) :

- **Stade d'altération hydrothermale de la roche encaissante** : il est caractérisé par une silicification intense de la roche carbonatée de Crétacé Supérieur de la série néritique constantinoise et un remplacement total des carbonates par la silice (calcédoine Chal I) par une altération hydrothermale pervasive qui est bien représentée dans les (**Fig. IV.5, 6, 7 et 8**).
- **Stade paragénétique I** : les minéralisations de ce stade sont précipitées dans les vides et les fractures et elles sont cimentées par les éléments de brèche tectonique de la roche encaissante silicifiée (**Fig. IV.9a et c**) et (**Fig. IV.10b**). L'association minérale de ce stade est composée de [barytine I, calcédoine II, stibine I, quartz I] ;
- **Stade paragénétique II** : il est connu par le stade le plus minéralisant, il est caractérisé par une fracturation et bréchification hydraulique avec une deuxième phase de silicification, les éléments de brèche telle que la roche encaissante qui a été silicifiée et des minéralisations de premier stade ont été cimentés par le quartz cryptocristalline III (calcédoine III) dans une texture bréchique (**Fig. IV.9d, e, f, et g**) et (**Fig. IV.10c**) ou bien rubanée (**Fig. IV.9h**) et (**Fig. IV.10h**). Les minéralisations de ce stade sont disséminées dans le ciment (calcédoine III) avec une association minéralogique suivante : [calcédoine III, stibine II, barytine II, Quartz II, sphalérite, valentinite, cinabre, polhémusite,] ;
- **Stade paragénétiques III** : ce stade est le moins minéralisé, il est caractérisé par une deuxième bréchification tectonique avec une troisième phase de silicification, la

minéralisation de ce stade est présentée sous forme des écailles de stibine III inclus dans les cristaux de quartz III (**Fig. IV.11f**) et de barytine III cimentée par le quartz III (**Fig. IV.10f et g**) avec une association minéralogique suivante : [quartz III, stibine III, barytine III].

- **Stade d'altération supergène** : est le stade d'altération secondaire sous l'action des eaux météoriques, présenté par les oxydes d'antimoine et des oxydes et hydroxydes de fer avec une association minéralogique suivante : [sénarmontites, Valentinite, Stibiconite et magnétites]



**Figure. IV.12.** Séquences paragénétiques des minéralisations de l'indice de Kouadiat Guelaat Bou Diar.

#### IV.2.6. Interprétation

L'étude pétrographique, métallographique et minéralogique par DRX avec l'observation macroscopique des différents faciès permet de distinguer trois stades paragénétiques selon leurs associations minérales et les phases de fracturation et de silicification : au stade I le faciès siliceux (calcédoine I) subit une tectonique et une fracturation postérieure au stade d'altération hydrothermale pervasive et les minéralisations ont rempli les vides et cimenté les éléments de brèche tectonique I avec une association

minéralogique [barytine I, calcédoine II, stibine I, quartz I] et la barytine (Brt I) le plus dominat dans ce stade ; Au stade II la deuxième phase de bréchification et fracturation (brèche hydraulique) et la minéralisation de ce stade [calcédoine III, stibine II, barytine II, Quartz II, sphalérite, cinabre, polhémusite,] est disséminé antérieur de la calcédoine III qui a été cimenté les éléments de la brèches, La minéralisation de ce stade est la plus importante ; au stade III, une mineur minéralisation s'est déposée au sien des fractures de la troisième phase de bréchification (brèche tectonique II) antérieur au Quartz III avec l'association minéralogique suivante : [quartz III, stibine III, barytine III]. Enfin, le stade d'altération supergène secondaire sous l'action des eaux météoriques, présenté par les oxydes d'antimoine et des oxydes et hydroxydes de fer avec l'association minéralogique suivante : [sénarmontites, Valentinite, Stibiconite et magnétites].

Les différentes phases de bréchification et de fracturation sont le résultat de l'activité de la tectonique et de la néotectonique dans la région ([Maouche et al. 2013](#) ; [Bouyahiaoui et al 2015](#) ; [Amara et al. 2019](#) ; [Bendjama et al. 2021](#) ; [Bayou et al. 2023](#)), la faille régionale E-W de Kef Hahouner ([Raoul & Velde 1971](#)) et d'autre failles secondaires de la direction Nord-Sud ont subdivisé le corps minéralisé en plusieurs corps, l'intersection de ces failles donne une zone de broyage importante, c'est la zone la plus minéralisée. Le stade III, faiblement minéralisé, est interprété comme une phase d'affaiblissement du système hydrothermal, marqué par une nouvelle fracturation tectonique, la présence des inclusions de stibine III dans le quartz II, peut être due à la cristallisation lente dans un fluide appauvri de minéralisation indique à la fin de l'activité hydrothermale. Ceci a été favorisé par la tectonique.

Les différents textures microscopiques (cryptocristallin ; fibreuse ; lamination sphérolitiques ; collomorphe et zoné) des minéraux de la gangue et de la roche encaissante silicifiée présentent les mêmes caractéristiques que les textures de quartz épithermal à faible

sulfuration (Lindgren., 1933 ; Adams., 1920 ; Dong et *al.*, 1995 ; Taksavas., 2017 ; Taksavas et *al.*, 2018).

### IV.3. CONCLUSION

Les minéralisations à Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar sont encaissées dans un faciès siliceux recoupe et intercalent les calcaires de Crétacé Supérieur de la série néritique de djebel Debbagh Est, avec une gangue siliceuse (calcédoine, quartz cryptocristallin et quartz secondaire). Cette minéralisation de type filonien a des textures massifs, bréchiques et rubanés, avec une association minéralogique suivante [stibine, barytine, sphalérite et rare cinabre avec des oxydes d'antimoine (valentinite et sénarmontite)], Elles ont été représentée par un stade pré-minéralisé et par trois stades paragénétiques minéralisé et un stade d'altération supergène: - **stade pré-minéralisé** : c'est le stade d'altération hydrothermale de la roche encaissante il est caractérisé par une silicification intense de la roche carbonatée de Crétacé Supérieur de la série néritique constantinoise par une altération hydrothermale pervasive; - **stade I** : il est marqué par le dépôt de barytine I, calcédoine II, stibine I, quartz I, ; - **stade II** : c'est le stade le plus minéralisant caractérisé par le développement du calcédoine III, stibine II, barytine II, sphalérite, cinabre, polhémusite ; - **stade III** [quartz III, stibine III, barytine III]. - **stade d'altération supergène**, présenté par les oxydes d'antimoine et des oxydes et hydroxydes de fer avec une association minéralogique suivante : [sénarmontites, Valentinite, Stibiconite et magnétites].



*Chap. : V*

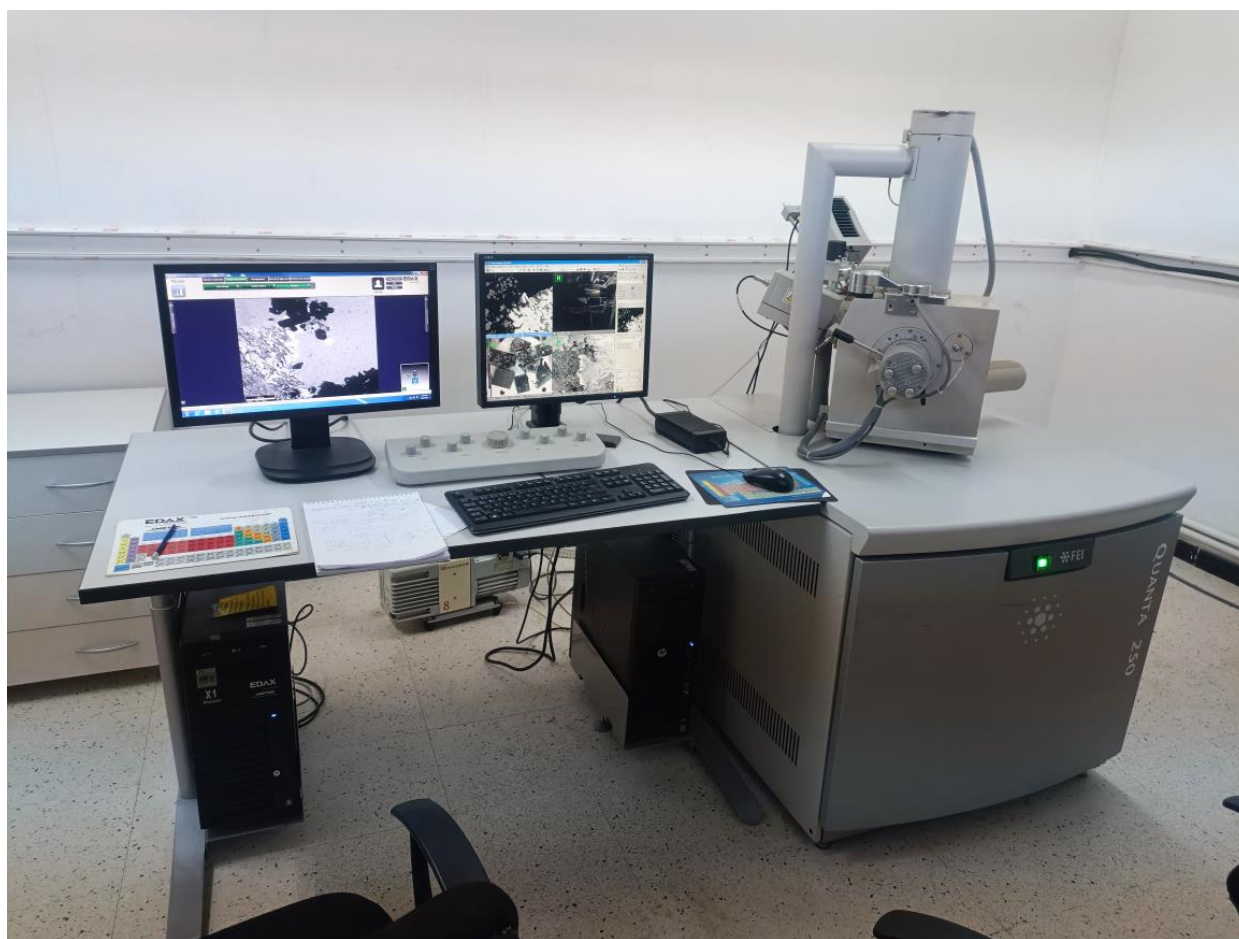
# **C**HIMIE MINERALE

## Chapitre V

### CHIMIE MINERALE

---

Des analyses chimiques des phases minérales en vue de connaître leurs compositions ont été réalisées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) couplé avec EDX. Quatre sections polies sélectionnées pour l'analyse chimique des phases minérales par le microscope électronique à balayage (**MEB**) couplée à la spectroscopie des rayons X à dispersion d'énergie (**EDX**), modèle **FTI QUANTA 250**. L'analyse a été réalisée au sien de laboratoire de l'école nationale supérieur des mines et métallurgie d'Annaba (**Fig. V.1**).

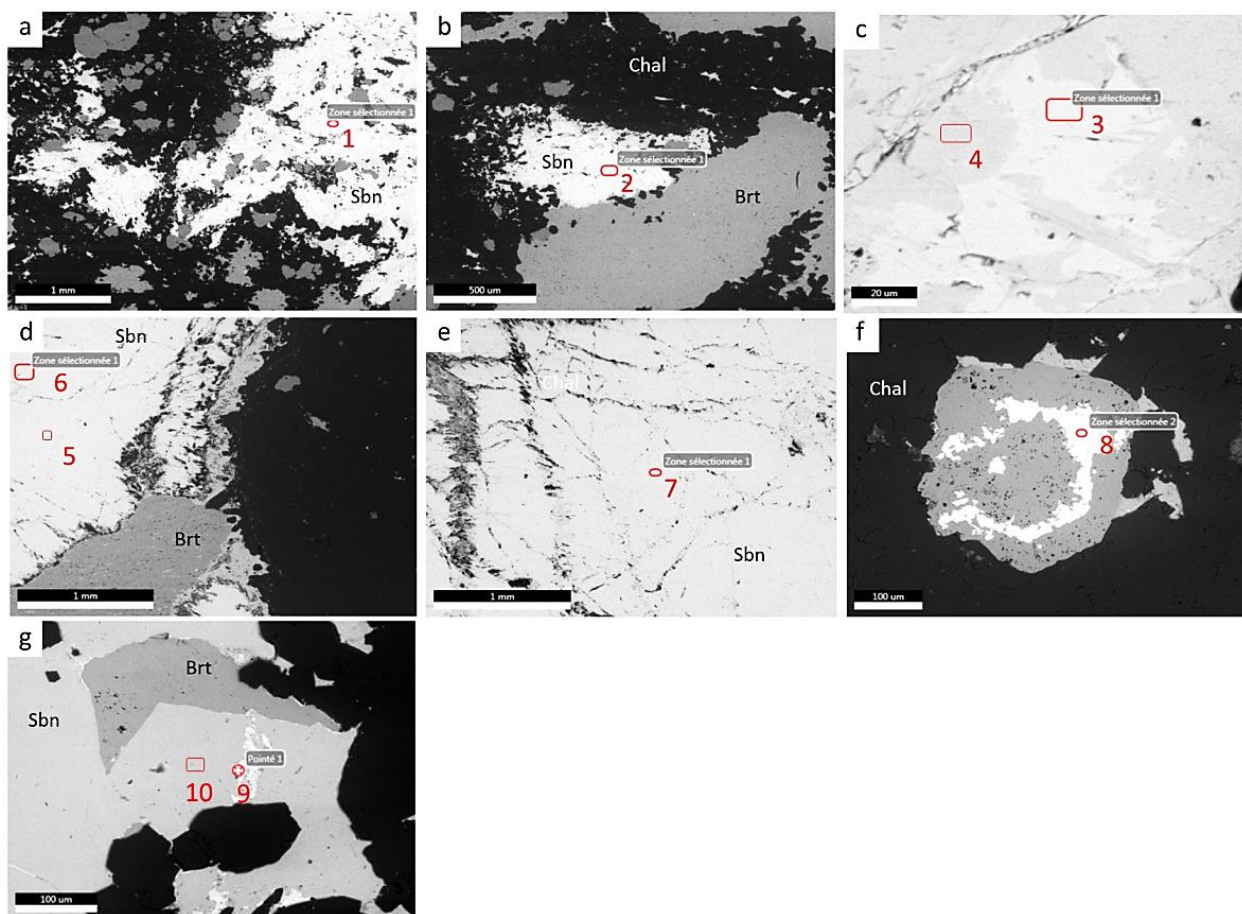


**Figure. V.1.** Photo de le microscope électronique à balayage (**MEB**) couplée à la spectroscopie des rayons X à dispersion d'énergie (**EDX**) prise au laboratoire de l'école nationale supérieur des mines et métallurgie d'Annaba.

## V.1. RESULTATS DES ANALYSES PAR LE MEB-EDS

L'analyse chimique par le microscope électronique à balayage MEB couplé avec EDX de différentes phases minérales : de stibine I, stibine II, barytine, sphalérite, des oxydes d'antimoine et de la calcédoine, sont présentées comme suit :

- **Stibine I** : Dix points d'analyse réalisés sur la stibine I (**Fig. V.2 et Tableau. V.1.**), provenant de deux sections représentatifs de l'échantillon 16DS08, révèlent des teneurs en Sb comprises entre 12,10 et 52,62 % en masse, des teneurs en Pb variant de 3,43 à 46,19 % en masse, ainsi que des teneurs en S allant de 8,29 à 25,87 % en masse. Ces compositions couvrent un domaine s'étendant de la stibine à la boulangérite, en raison de la présence de Pb à des teneurs relativement élevées dans la majorité des points analysés. Les éléments traces montrent des enrichissements remarquable en As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag et Pt, avec des concentrations atteignant respectivement 3,49, 1,35, 1,08, 0,85, 0,79, 0,78, 0,65 et 0,68 % en masse.



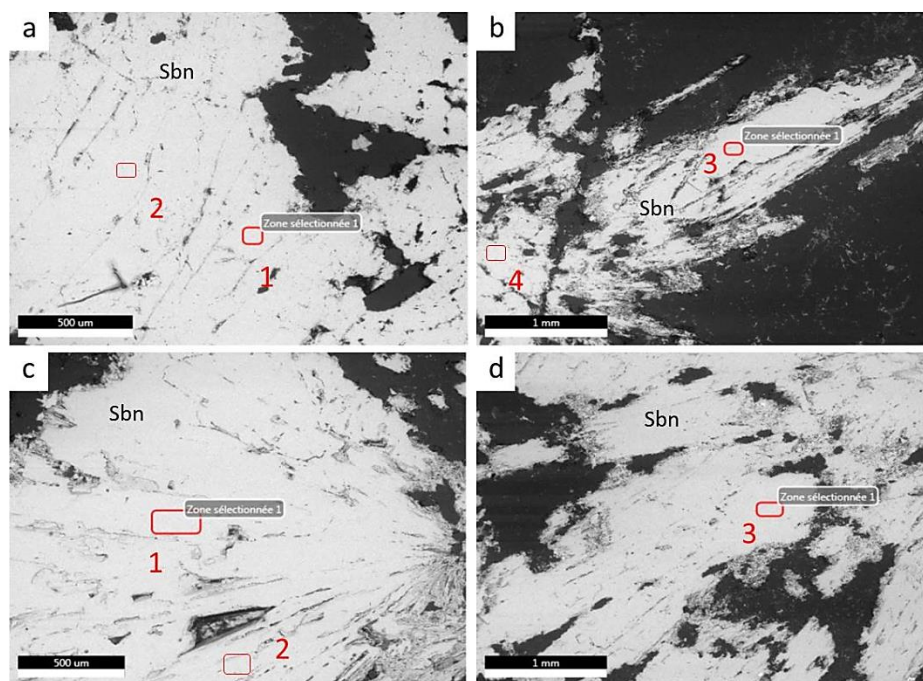
**Figure. V.2.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnés dans la stibine I (Boulangérite) : a, b et c échantillon 16DS08a ; d, e, f et g échantillon 16DS08b.

(Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.

**Tableau. V.1.** L'analyse chimique par MEB-EDX de la stibine I (Boulangérite). n : nombre de mesure.

| Sample 16DS08a     |       |       |       |       | Sample 16DS08b     |       |       |       |       |       |       |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Stibnite I (n = 4) |       |       |       |       | Stibnite I (n = 6) |       |       |       |       |       |       |
| Element            | 1     | 2     | 3     | 4     | Element            | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    |
| %                  |       |       |       |       | %                  |       |       |       |       |       |       |
| Pb                 | 37.52 | 35.23 | 34.89 | 28.21 | Pb                 | 46.19 | 42.34 | 37.47 | 31.90 | 24.24 | 3.43  |
| Sb                 | 26.87 | 25.70 | 21.14 | 36.40 | Sb                 | 31.51 | 30.32 | 26.83 | 12.10 | 25.46 | 52.62 |
| B                  |       |       | 11,49 |       | B                  |       |       | 12.05 | 12.57 | 13.78 |       |
| S                  | 19.31 | 18.86 | 15.59 | 22.83 | S                  | 19.51 | 21.46 | 17.92 | 12.70 | 8.29  | 25.87 |
| Sn                 | 0.21  |       |       |       | Sn                 |       |       |       |       |       |       |
| Hg                 | 0.70  | 0.78  | 0.35  | 0.60  | Hg                 | 0.75  | 0.30  | 0.72  | 0.46  | 0.51  | 0.70  |
| As                 |       | 1.13  |       | 0.63  | As                 |       | 1.38  |       |       | 0.29  | 3.49  |
| Cd                 | 0.11  |       |       |       | Cd                 |       |       |       |       |       |       |
| Ni                 | 0.33  | 0.30  | 0.14  | 0.27  | Ni                 | 0.19  | 0.19  | 0.16  | 0.15  | 0.17  | 0.20  |
| Co                 | 0.24  | 0.28  |       | 0.26  | Co                 | 0.26  | 0.22  |       | 0.13  |       | 0.22  |
| Bi                 |       |       |       |       | Bi                 |       | 1.42  |       |       |       |       |
| Ti                 |       | 0.68  |       | 0.21  | Ti                 | 0.24  | 0.13  |       |       |       |       |
| Te                 |       |       | 0.12  |       | Te                 | 0.39  |       | 0.47  | 0.26  |       |       |
| Fe                 | 0.48  | 0.39  | 0.30  | 0.32  | Fe                 |       |       | 0.32  | 0.50  | 0.24  | 0.39  |
| Tl                 |       |       |       |       | Tl                 |       | 0.54  |       |       |       |       |
| Y                  |       |       |       |       | Y                  |       | 0.19  |       |       |       |       |
| Au                 | 0.85  | 0.38  | 0.42  | 0.50  | Au                 | 0.25  | 0.53  | 0.67  | 0.78  | 0.65  | 0.38  |
| Ag                 |       |       |       | 0.12  | Ag                 | 0.65  | 0.19  | 0.19  |       | 0.15  | 0.23  |
| Os                 | 0.79  | 0.49  | 0.24  | 0.29  | Os                 |       |       | 0.53  | 0.70  | 0.58  | 0.36  |
| Pt                 | 0.49  | 0.68  | 0.20  | 0.54  | Pt                 |       | 0.22  | 0.71  | 0.52  | 0.45  | 0.36  |
| Pd                 |       |       |       |       | Pd                 |       |       | 0.20  |       |       |       |
| Ir                 | 0.81  | 1.08  | 0.37  | 0.50  | Ir                 |       |       | 0.42  | 0.44  | 0.55  | 0.30  |
| Rh                 |       |       |       |       | Rh                 |       |       |       |       |       |       |
| Ru                 | 1.35  | 0.89  | 0.90  | 1.04  | Ru                 |       |       | 1.31  | 0.66  | 0.32  | 0.38  |

- **Stibine II** : Les analyses de la stibine II (sept points sur deux grains des échantillons 16DS10a et 16DS10b. (**Fig. V.3. et Tableau. V.2.**)) indiquent des teneurs en Sb comprises entre 50,00 et 63,52 % en masse, des teneurs en Pb variant de 0,80 à 1,55 % en masse, et des teneurs en S allant de 23,70 à 30,11 % en masse. Ces valeurs sont caractéristiques d'une composition de stibine, avec des teneurs mineures en Pb. Les concentrations en éléments traces de la stibine II sont globalement comparables à celles de la stibine I. Toutefois, le Te, le Sn et le Cd présentent des teneurs sensiblement plus élevées, atteignant respectivement jusqu'à 1,53, 0,54 et 0,39 % en masse, tandis que l'As n'a été détecté que dans un seul point d'analyse, avec une teneur de 0,57 % en masse.



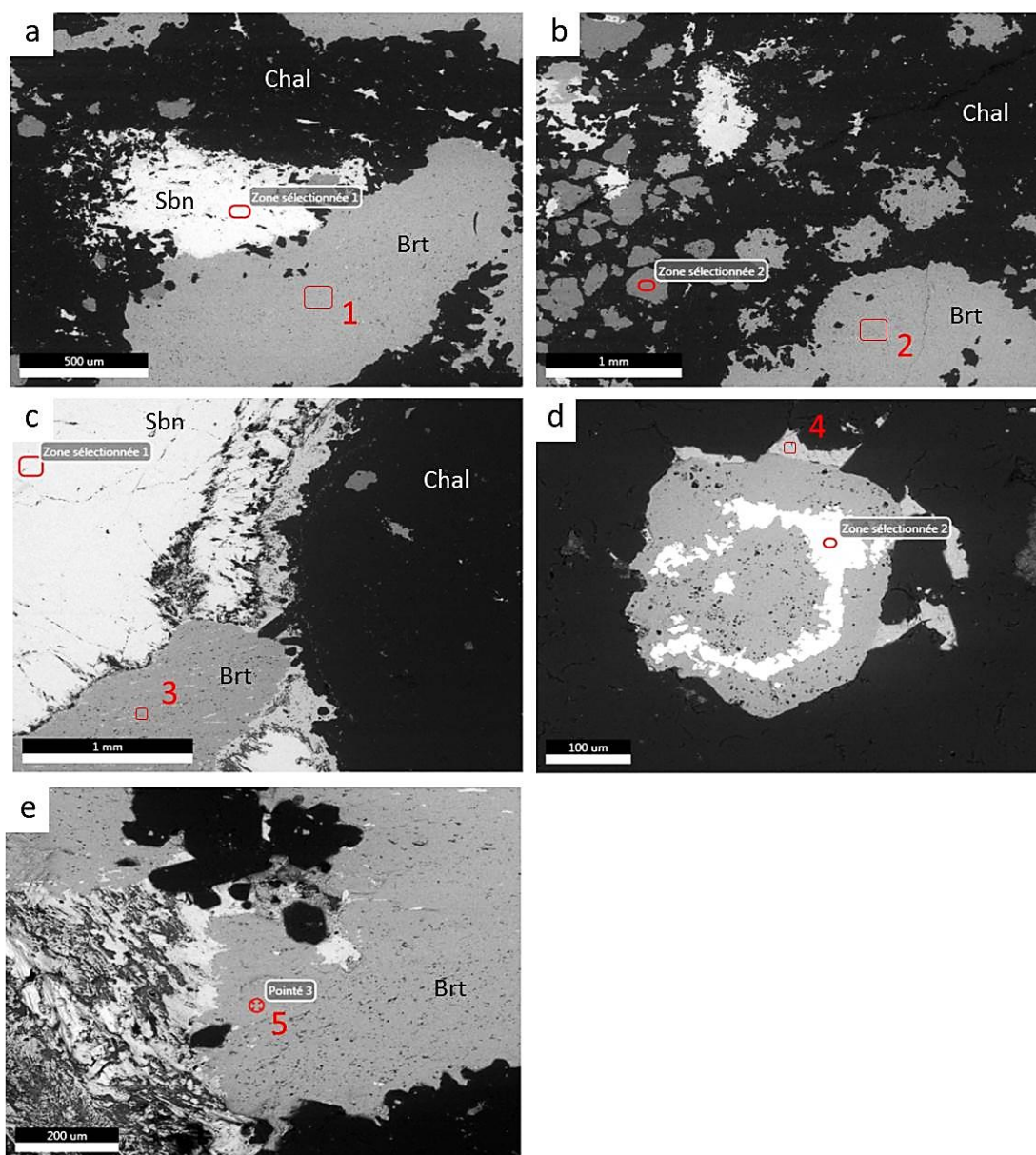
**Figure. V.3.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la stibine II : a et b échantillon 16DS10a ; c et d échantillon 16DS10b. (Sbn) stibine.

**Tableau. V.2.** L'analyse chimique par MEB-EDX de la stibine II. n : nombre de mesure.

| Sample 16DS10a |         |       |       |       | Sample 16DS10b |         |       |       |
|----------------|---------|-------|-------|-------|----------------|---------|-------|-------|
| Stibnite II    | (n = 4) |       |       |       | Stibnite II    | (n = 3) |       |       |
| Element        | 1       | 2     | 3     | 4     | Element        | 1       | 2     | 3     |
| %              |         |       |       |       | %              |         |       |       |
| Sb             | 63.52   | 62.41 | 57.77 | 50.00 | Sb             | 61.84   | 62.64 | 61.81 |
| B              |         |       |       | 13.57 | B              |         |       |       |
| S              | 29.26   | 30.11 | 27.32 | 23.70 | S              | 29.08   | 29.02 | 28.87 |
| Pb             | 0.83    | 0.80  |       | 1.26  | Pb             | 1.55    | 1.39  | 1.15  |
| Sn             | 0.13    | 0.25  |       | 0.15  | Sn             | 0.25    | 0.26  | 0.54  |
| Hg             | 0.68    | 0.74  | 0.58  | 0.54  | Hg             | 0.75    | 0.84  | 0.62  |
| As             |         |       | 0.57  |       | As             |         |       |       |
| Cd             | 0.11    | 0.13  | 0.39  | 0.21  | Cd             | 0.36    | 0.17  | 0.28  |
| Ni             |         | 0.10  | 0.12  | 0.11  | Ni             |         | 0.11  | 0.15  |
| Co             | 0.29    | 0.14  | 0.36  | 0.24  | Co             | 0.16    | 0.19  | 0.26  |
| Bi             |         |       |       |       | Bi             |         |       |       |
| Ti             | 0.13    | 0.16  |       |       | Ti             | 0.17    | 0.20  | 0.25  |
| Te             | 1.37    | 1.16  |       |       | Te             | 1.53    | 1.13  | 0.92  |
| Fe             | 0.27    | 0.27  | 0.29  | 0.20  | Fe             |         | 0.31  | 0.40  |
| Tl             |         |       |       |       | Tl             |         |       |       |
| Y              |         |       |       |       | Y              |         |       |       |
| Au             | 0.46    | 0.65  | 0.26  | 0.33  | Au             | 0.79    | 0.35  | 0.70  |
| Ag             |         |       |       |       | Ag             |         | 0.24  | 0.22  |
| Os             | 0.44    | 0.59  | 0.55  | 0.36  | Os             | 0.70    | 0.47  | 0.64  |
| Pt             | 0.35    | 0.43  | 0.45  | 0.49  | Pt             | 0.49    | 0.32  | 0.61  |
| Pd             | 0.33    | 0.30  | 0.20  |       | Pd             | 0.40    | 0.15  | 0.28  |
| Ir             | 0.26    | 0.50  | 0.82  | 0.31  | Ir             | 0.46    | 0.51  | 0.28  |
| Rh             |         |       |       |       | Rh             |         |       | 0.17  |
| Ru             | 0.58    | 0.34  | 0.50  | 0.35  | Ru             | 0.57    | 0.55  | 0.46  |



- **Barytine** : cinq points d'analyse de cristaux de barytine provenant de l'échantillon 16DS08 (**Fig. V.4. et Tableau. V.3.**) montrent des teneurs en Ba variant de 33,38 à 42,87 % en masse, et en S de 10,15 à 13,23 % en masse. Les éléments traces présentant les teneurs les plus élevées sont principalement le Sr (2,99–4,64 % en masse) et le Pb (0,44–2,62 % en masse), ainsi que des traces de Hg, Au et Ag, avec des concentrations inférieures à 0,5 % en masse chacun.

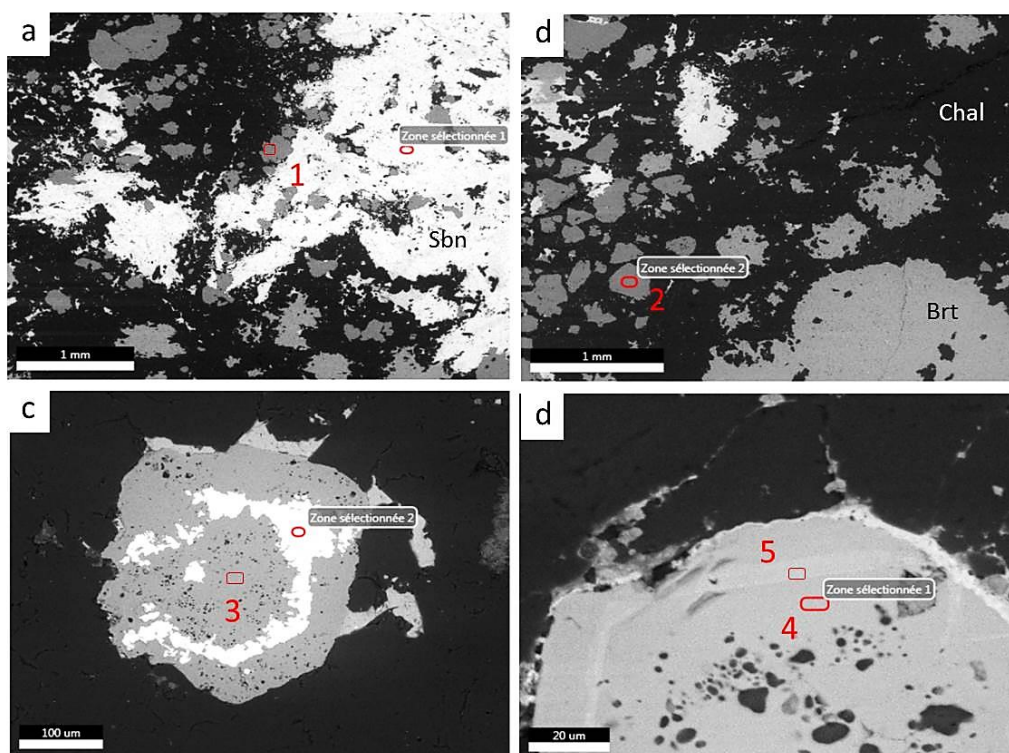


**Figure. V.4.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans la barytine : a, et b échantillon 16DS08a ; c, d et e échantillon 16DS08b. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.

**Tableau. V. 3.** L'analyse chimique par MEB-EDX de la barytine. n : nombre de mesure.

| Sample 16DS08a |       |       | Sample 16DS08b |       |       |       |
|----------------|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| Barite (n = 2) |       |       | Barite (n = 3) |       |       |       |
| Element        | 1     | 2     | Element        | 3     | 4     | 5     |
| %              |       |       | %              |       |       |       |
| Ba             | 35.55 | 42.87 | Ba             | 40.14 | 33.38 | 40.35 |
| O              | 39.09 | 39.68 | O              | 32.32 | 34.26 | 38.47 |
| S              | 13.23 | 10.15 | S              | 10.29 | 10.41 | 12.93 |
| Sr             | 3.83  |       | Sr             | 4.64  | 2.99  | 3.44  |
| Ti             | 2.57  | 3.14  | Ti             | na    | na    | 2.56  |
| Ce             |       |       | Ce             | 1.56  |       |       |
| Pb             | 0.44  | 0.94  | Pb             | 2.62  | 1.02  | 0.74  |
| Sb             | 0.2   |       | Sb             | na    | 0.35  |       |
| Zn             |       | 0.22  | Zn             | na    | 2.35  |       |
| Sn             | 0.14  | 0.15  | Sn             | na    |       |       |
| Hg             | 0.37  | 0.43  | Hg             | na    | 0.46  |       |
| Ni             |       | 0.38  | Ni             | na    |       |       |
| Fe             |       | 0.34  | Fe             | na    |       | 0.24  |
| Au             | 0.32  |       | Au             | na    | 0.57  |       |
| Ag             | 0.2   |       | Ag             | na    | 0.13  | 0.28  |
| Os             | 0.18  |       | Os             | na    | na    |       |
| Pt             | 0.2   | 0.13  | Pt             | na    | na    | 0.11  |
| Pd             |       |       | Pd             | na    | na    |       |
| Ir             | 0.13  | 0.15  | Ir             | na    | na    | 0.16  |
| Rh             |       |       | Rh             | na    | na    |       |
| Ru             |       |       | Ru             | na    | na    |       |
| Au             |       | 0.05  | Au             |       |       | 0.09  |
| Os             |       | 0.06  | Ni             |       |       | 0.09  |

- **Sphalérite** : la composition chimique des grains de sphalérite issus de deux échantillons (16DS08 et 16DS10) (**Fig. V.5. et Tableau. V.4.**), déterminée par analyses MEB-EDX, révèle des teneurs en Zn comprises entre 38,79 et 47,34 % en masse, tandis que les concentrations en S varient de 27,96 à 32,52 % en masse. Les éléments traces se caractérisent par des teneurs élevées en Pb (jusqu'à 2,02 % en masse) et en Sb (jusqu'à 1,81 % en masse), ainsi que par la présence de traces d'Au, de Hg, de Pt et d'Os, dont les concentrations restent inférieures à 1 % en masse chacune.

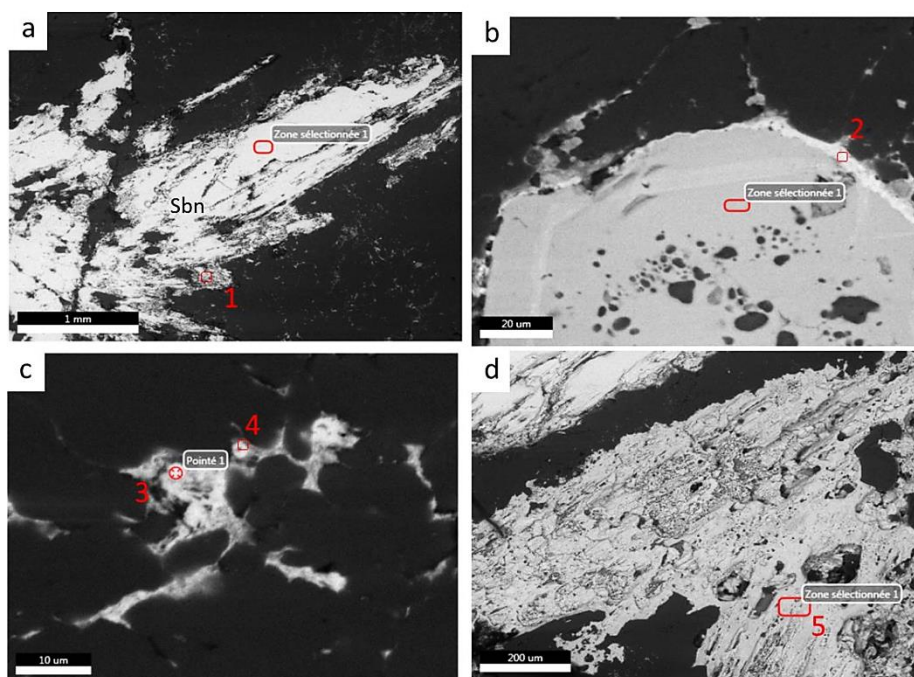


**Fig. V.5** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnés dans la sphalérite : a, et b échantillon 16DS08a ; c échantillon 16DS08b ; d échantillon 16DS10a. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.

**Tableau. V.4.** L'analyse chimique par MEB-EDX de la sphalérite. n : nombre de mesure.

| Sample 16DS08a     |       |       | Sample 16DS08b     |       |  | Sample 16DS10a     |       |       |
|--------------------|-------|-------|--------------------|-------|--|--------------------|-------|-------|
| Sphalerite (n = 2) |       |       | Sphalerite (n = 1) |       |  | Sphalerite (n = 2) |       |       |
| Element            | 1     | 2     | Element            | 3     |  | Element            | 4     | 5     |
| %                  |       |       | %                  |       |  | %                  |       |       |
| Zn                 | 47.34 | 43.00 | Zn                 | 41.14 |  | Zn                 | 41.59 | 38.79 |
| S                  | 32.52 | 28.32 | S                  | 28.38 |  | S                  | 28.79 | 27.96 |
| Pb                 | 2.02  | 0.27  | Pb                 |       |  | Pb                 |       | 0.37  |
| Sb                 | 1.81  | 0.22  | Sb                 | 0.56  |  | Sb                 | 1.11  | 1.63  |
| Hg                 | 0.36  | 0.23  | Hg                 | 0.36  |  | Hg                 | 0.20  | 1.53  |
| Ti                 | 0.11  |       | Ti                 |       |  | Ti                 |       |       |
| Fe                 |       |       | Fe                 | 0.34  |  | Fe                 |       | 0.40  |
|                    |       |       | Cu                 | 0.11  |  | Co                 |       | 0.14  |
| Au                 | 0.41  | 0.51  | Au                 | 0.86  |  | Au                 | 0.17  | 0.40  |
| Ag                 |       | 0.19  | Ag                 | 0.11  |  | Ag                 |       | 0.21  |
| Os                 | 0.46  | 0.39  | Os                 | na    |  | Os                 |       | 0.48  |
| Pt                 | 0.72  | 0.54  | Pt                 | na    |  | Pt                 | 0.23  | 0.45  |
| Pd                 | 0.22  |       | Pd                 | na    |  | Pd                 |       |       |
| Ir                 | 0.11  | 0.17  | Ir                 | na    |  | Ir                 |       | 0.34  |
| Rh                 | 0.11  |       | Rh                 | na    |  | Rh                 |       |       |
| Ru                 |       |       | Ru                 | na    |  | Ru                 |       |       |

- **Oxyde d'antimoine** : *La sénarmontite* présente des teneurs en Sb et en Pb plus élevées (55,37 et 1,71 % en masse, respectivement, présenté dans le point de mesure de l'échantillon 16DS10b (**Fig. V.6.d et Tableau. V.5.**)) que celles de *la valentinite* (20–38 et 0,65–1,48 % en masse, respectivement (**Fig. V.6.a, b et c et Tableau. V.5.**)). Les deux phases contiennent des traces d'Au et de Hg (jusqu'à 0,7 % en masse chacun), ainsi que d'Os, de Pt, d'Ir et de Pd, avec des teneurs inférieures à 0,5 % en masse chacun.



**Figure. V.6.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnés dans les oxydes d'antimoine : a, b et c échantillon 16DS10a ; d échantillon 16DS10b. (Sbn) stibine.

Les analyses MEB-EDX révèlent également la présence d'autres produits d'altération, notamment des oxydes de Pb (*massicot*) et des oxydes Pb-Sb (*bindheimite*) :

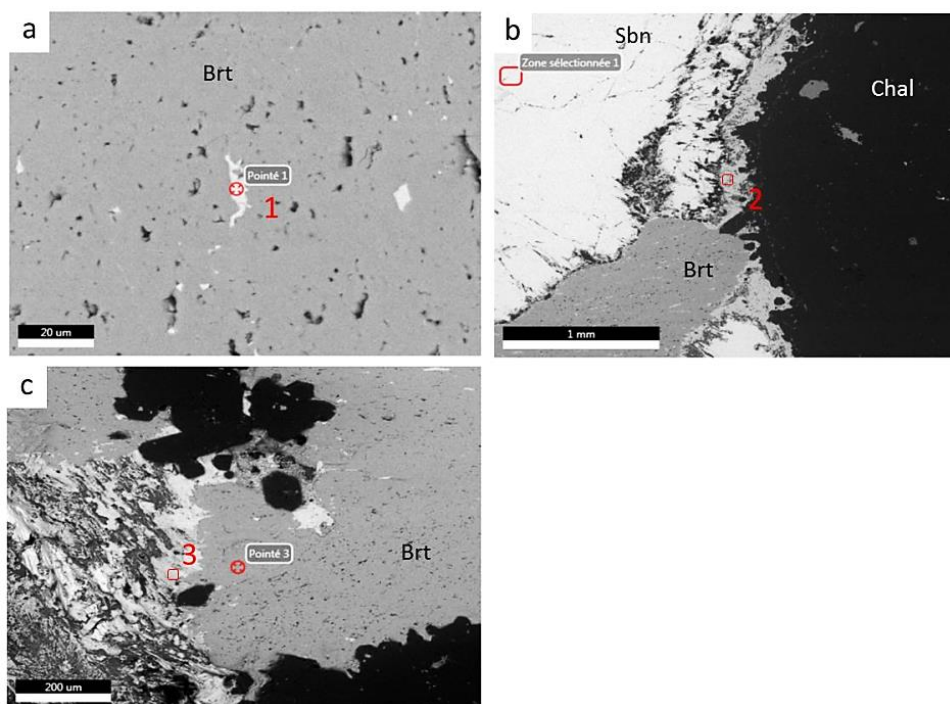
- **oxydes de Pb** : *le massicot* présente sous forme des petites inclusions dans la barytine (dans le point de mesure de l'échantillon 16DS08a (**Fig. V.7.d**)), à des teneurs en Pb élevées (31,54 % en masse) (**Tableau. V.6.**), avec des traces d'Au, de Hg, de Sb de Pt, d'Os, d'Ir et de Ru dont les concentrations restent inférieures à 1 % en masse chacune. (**Tableau. V.6.**)

- **oxydes de Pb-Sb** : *la bindheimite* est produit d'altération de la boulangérite présenté dans les deux points de mesure de l'échantillon 16DS08b (**Fig. V.7.b et c**)), des teneurs en Sb et en Pb élevées (36,22-36,36 et 22,28-25,04 % en masse, respectivement) (**Tableau. V.5.**), avec des traces d'Au (0,86-1,27% en masse) plus élevé que le *massicot*, et de Hg, de Sb de Pt, d'Os, d'Ir et de Ru dont les concentrations restent inférieures à 1 % en masse chacune. (**Tableau. V.6.**)



**Tableau. V.5.** L'analyse chimique par MEB-EDX des oxydes d'antimoine (valentinites & sénarmontite). n : nombre de mesure.

| Sample 16DS10a |       |       |       |       | Sample 16DS10b |       |
|----------------|-------|-------|-------|-------|----------------|-------|
| Sb Oxide       | (n=4) |       |       |       | Sb Oxide       | (n=1) |
| Element        | 1     | 2     | 3     | 4     | Element        | 5     |
| %              |       |       |       |       | %              |       |
| Sb             | 37;52 | 35.18 | 23.32 | 20.03 | Sb             | 55.37 |
| S              | 24.53 |       |       |       | S              |       |
| O              | 25.62 | 31.11 | 45.70 | 44.98 | O              | 31.16 |
| Pb             | 0.65  | 1.45  | 1.37  | 1.48  | Pb             | 1.71  |
| Sn             | 0.41  | 0.36  |       |       | Sn             | 0.45  |
| Cd             | 0.25  | 0.37  | 0.24  | 0.21  | Cd             | 0.23  |
| Zn             |       |       |       | 1.11  | Zn             | 1.83  |
| Te             |       |       |       | 1.02  | Te             |       |
| Hg             | 0.77  | 0.61  | 0.25  | 0.40  | Hg             | 0.37  |
| Co             | 0.15  | 0.14  |       |       | Co             |       |
| Fe             | 0.26  | 2.58  | 6.59  | 3.72  | Fe             |       |
| Au             | 0.46  | 0.70  | 0.30  | 0.47  | Au             | 0.42  |
| Ag             | 0.23  |       | 0.10  |       | Ag             | 0.11  |
| Os             | 0.43  | 0.45  | 0.25  | 0.34  | Os             | 0.53  |
| Pt             | 0.39  | 0.49  | 0.23  | 0.35  | Pt             | 0.41  |
| Ir             | 0.49  | 0.15  | 0.23  | 0.20  | Ir             | 0.32  |
| Ru             |       | 0.31  | 0.23  |       | Ru             | 0.25  |
| Pd             |       | 0.20  | 0.11  | 0.23  | Pd             | 0.26  |
| Rh             |       | 0.16  |       |       | Rh             |       |



**Figure. V.7.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées dans les oxydes de Pb et des oxydes de Pb-Sb: a échantillon 16DS08a ; b et c échantillon 16DS08b.

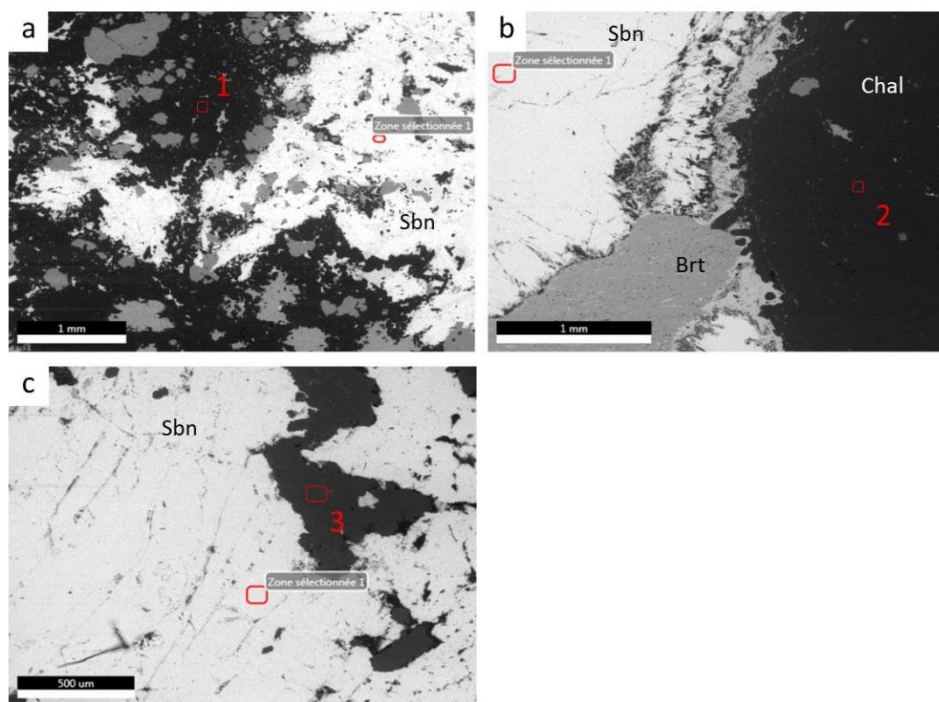
(Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.



**Tableau. V.6.** L'analyse chimique par MEB-EDX des oxydes de Pb et des oxydes de Pb-Sb (massicot & bindheimite). n : nombre de mesure.

| Sample   | 16DS08a | Sample      | 16DS08b |       |
|----------|---------|-------------|---------|-------|
| Pb Oxide | (n =1)  | Pb-Sb Oxide | (n =2)  |       |
| Element  | 10      | Element     | 12      | 13    |
| %        |         | %           |         |       |
| Sb       | 0.33    | Sb          | 36.22   | 36.36 |
| Pb       | 31.54   | Pb          | 25.04   | 22.28 |
| O        | 37.36   | O           | 28.21   | 27.91 |
| Sn       | na      | Sn          | 0.29    |       |
| Mo       | na      | Mo          | 2.72    |       |
| Ti       | 1.28    | Ti          |         | 0.13  |
| As       |         | As          | 0.36    | 0.63  |
| Hg       | 0.74    | Hg          | 0.98    | 0.70  |
| Co       |         | Co          | 0.18    |       |
| Fe       |         | Fe          | 0.47    | 1.40  |
| Au       | 0.25    | Au          | 1.27    | 0.86  |
| Ag       |         | Ag          | 0.12    |       |
| Os       | 0.54    | Os          | na      | 0.74  |
| Pt       | 0.33    | Pt          | na      | 0.45  |
| Ir       | 0.47    | Ir          | na      | 0.88  |
| Ru       | 0.21    | Ru          | na      |       |

- **calcédoine** : L'analyse chimique de la calcédoine met en évidence la présence de traces de Pb, de Sb et de S. Les éléments traces, tels que Hg, Au, Os, Pt, Ir et Pd, présentent des teneurs inférieures à 0,7 % en masse chacun.



**Figure. V.8.** aspect microscopique par MEB avec les points sélectionnées : a, b et c échantillon 16DS08a ; d, e, f et g échantillon 16DS08a. (Sbn) stibine, (Brt) barytine, (Chal) calcédoine.

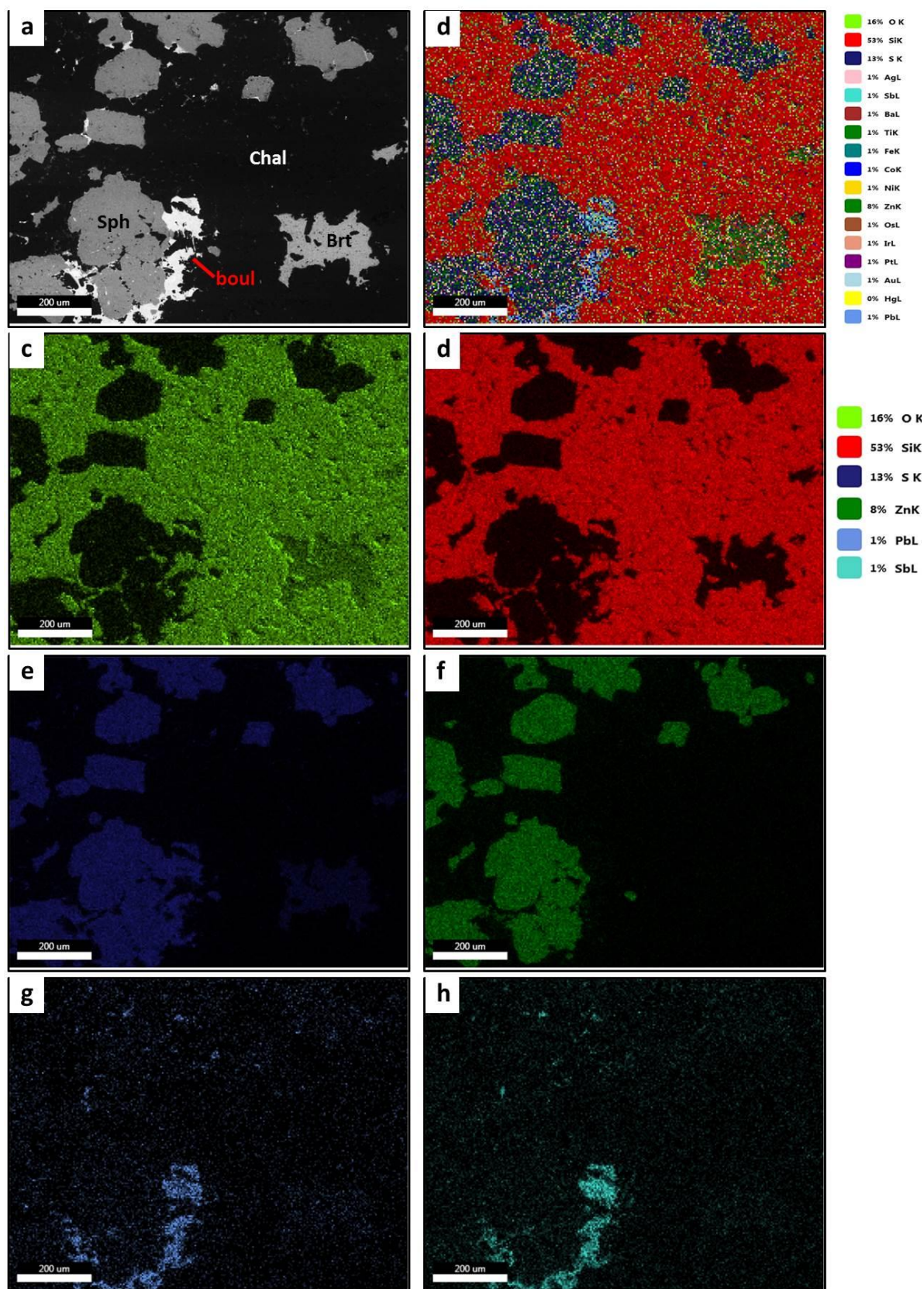
**Tableau. V.7.** L'analyse chimique par MEB-EDX de la calcédoine. n : nombre de mesure.

| Sample 16DS08a     | Sample 16DS08b     | Sample 16DS10a     |
|--------------------|--------------------|--------------------|
| Calcédoine (n = 1) | Calcédoine (n = 1) | Calcédoine (n = 1) |
| Element 7          | Element 8          | Element 7          |
| %                  | %                  | %                  |
| O 56.69            | O 56.33            | O 52.88            |
| Si 40.39           | Si 42.26           | Si 35.18           |
| Pb 0.68            | Pb na              | Pb 0.16            |
| Sb 0.60            | Sb na              | Sb 3.95            |
| Hg 0.20            | Hg na              | Hg 0.17            |
|                    |                    | Co 0.16            |
| Zn 0.36            | Zn na              | Te 0.24            |
| S 0.35             | S 0.47             | S 2.25             |
| Au 0.15            | Au na              | Au 0.30            |
| Pt 0.72            | Pt na              | Os 0.20            |
| Pd 0.22            | Pd na              | Pt 0.17            |
| Ir 0.13            | Ir na              | Ir 0.15            |
| Rh 0.10            | Rh na              | Ru 0.14            |
| Os 0.06            |                    | Pd 0.09            |
| Ag 0.05            |                    | Cd 0.09            |

## V.2. LA CARTOGRAPHIE PAR MEB-EDX

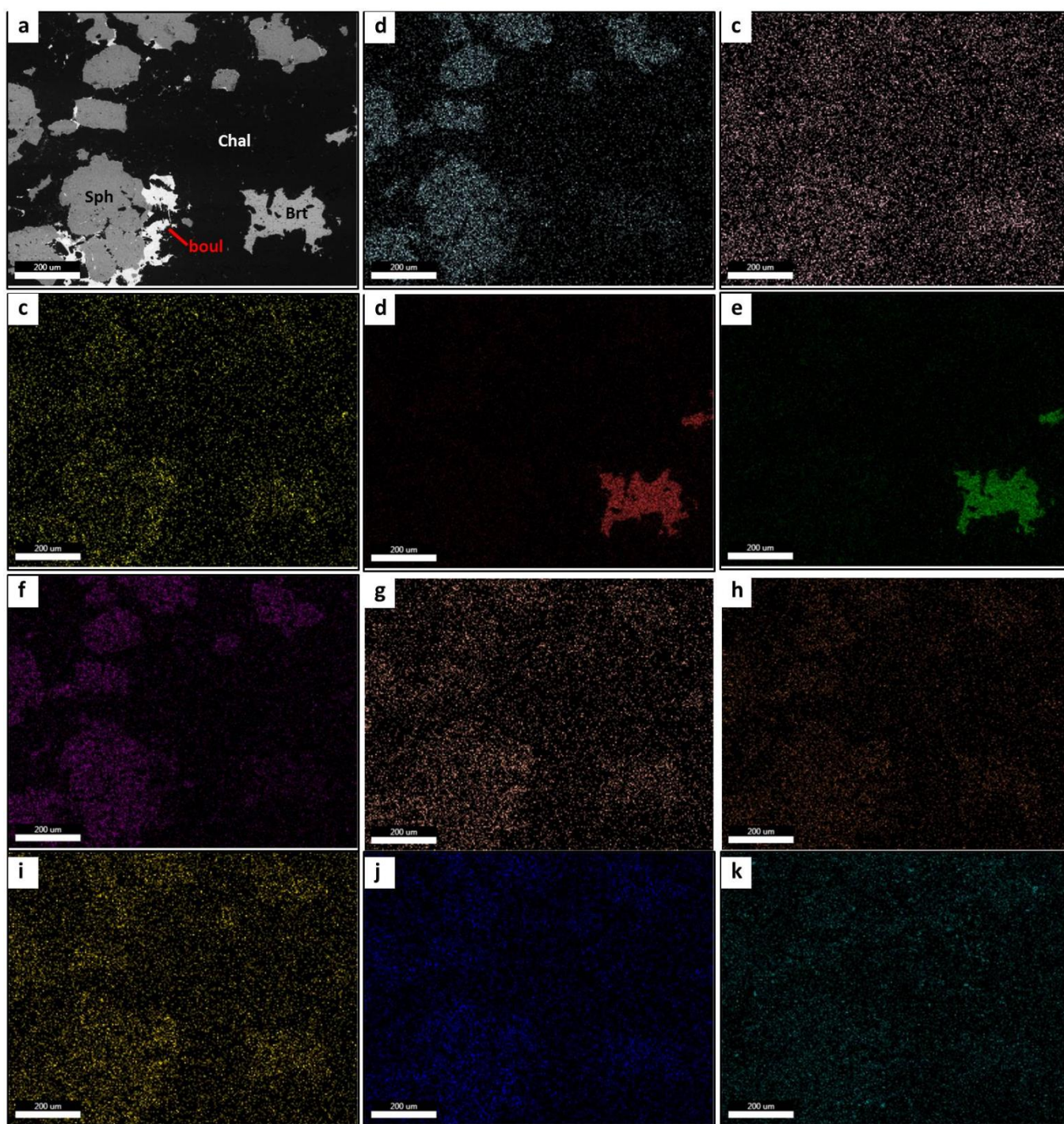
La cartographie par MEB-EDX d'une zone sélectionné permettre de donner une idée sur la distribution des éléments dans les différents phases minérales et la corrélation des éléments de traces.

La distribution élémentaire des éléments majeurs O, Si, S, Zn, Pb et Sb des phases minérales suivantes : calcédoine, sphalérite, boulangérites et de barytine, sont représenté dans la **Figure. Fig. V.9** et la distribution élémentaires des éléments en traces Au, Ag, Hg, Ba, Ti, Pt, Ir, Os, Ni, Co et Fe, sont représenté dans la **Figure. V.10**. il est montre une corrélation entre les éléments majeur Sb, Zn, Pb et les éléments de traces Au, Ag, Pt, Ir, Os avec une grande affinité à le S, une corrélation remarquable de la Ba avec le Ti, et de Hg et le Ni avec le Pb.



**Figure. V.9.** Cartographie des éléments majeurs par MEB-EDX : **a.** MEB image de la zone sélectionnée, **b.** distribution multiple des éléments, **c, d, e, f, g, et h.** distribution élémentaires des éléments majeur O, Si, S, Zn, Pb et Sb respectivement.





**Figure. V.10.** Cartographie des éléments en traces par MEB-EDX : **a.** MEB image de la zone sélectionnée, **b, c, d, e, f, g, et h.** distribution élémentaires des éléments en traces Au, Ag, Hg, Ba, Ti, Pt, Ir, Os, Ni, Co et Fe respectivement.

### V.3. INTERPRETATION

En conclusion, la signature géochimique observée, marquée par des enrichissements en éléments traces dans les phases minérales et leur gangue, est typique d'un environnement épithermal à faible sulfuration ([Simmons et al., 2005](#) ; [White et Hedenquist, 1990](#)). L'association de ces éléments avec des PGE (Platinum Group Elements) dans les minéralisations implique en outre une source magmatique profonde, d'origine mantellique ([Hedenquist et Lowenstern, 1994](#) ; [Hanley, 2005](#)).



***Chap. : VI***

# **I NCLUSION FLUIDES**

## Chapitre VI

# INCLUSION FLUIDES

---

### VI.1. GENERALITE SUR LES INCLUSIONS FLUIDES

#### VI.1.1. Définition des inclusions fluides

Les inclusions fluides sont de minuscules capsules de fluide, généralement de taille micrométrique, piégées de manière fortuite dans des minéraux au cours de leur croissance ou de leur fracturation ultérieure (Roedder, 1984). Elles constituent des échantillons directs et souvent préservés des fluides (aqueux, carboniques, hydrocarbonés ou magmatiques) qui ont circulé dans les roches. Leur étude, la microthermométrie, permet de remonter aux conditions de température, pression et composition chimique existant lors de leur formation (Bodnar, 2003). On les rencontre dans une grande diversité de contextes géologiques. Elles sont abondantes dans les minéraux des filons hydrothermaux (comme le quartz), dans les cristaux des roches magmatiques, au sein des roches métamorphiques, et même dans les ciments des roches sédimentaires, témoignant des fluides de la diagenèse (Goldstein & Reynolds, 1994). Leur observation se fait principalement par microscopie optique sur des lames minces spécialement préparées (Shepherd et al., 1985).

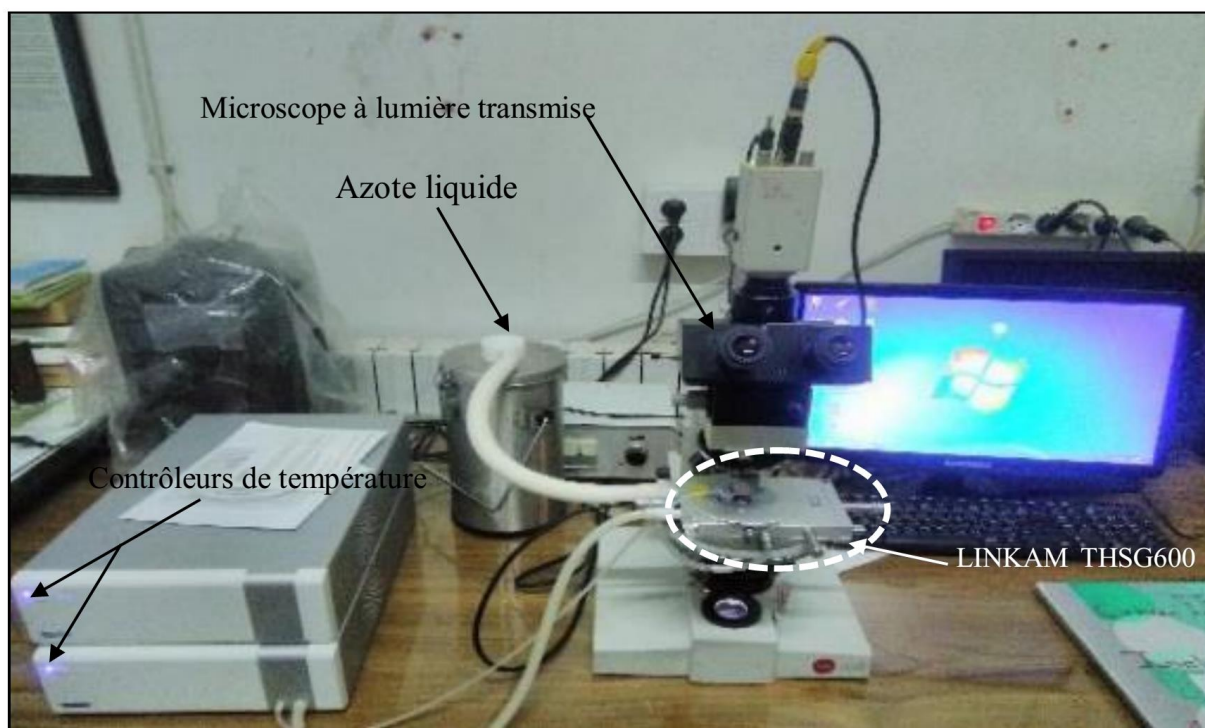
#### VI.1.2. Microthermométrie des Inclusions Fluides : Principe et Application

La microthermométrie est une méthode d'analyse quantitative essentielle en géologie qui permet d'identifier et de caractériser les fluides piégés dans les minéraux sous forme d'inclusions micrométriques. Son principe fondamental, comme défini par Roedder (1984), repose sur l'observation contrôlée des changements de phase (fusion, vaporisation, disparition de phases) que subit le contenu de l'inclusion lorsque sa température est modifiée de manière précise dans une platine chauffante-refroidissante montée sur un microscope. Le postulat de base est que l'inclusion s'est formée comme un système homogène (un seul fluide) et qu'elle se comporte, après son piégeage, comme une cellule fermée de volume constant (Bodnar, 2003).

## V.2. LES INCLUSIONS FLUIDES

L'étude des inclusions fluides est effectuée sur les minéraux de gangue encaissant la minéralisation. Elle est basée essentiellement sur les cristaux de quartz, les inclusions fluides dans la sphalérite et dans la barytine fibreuse sont très petites ne permettent pas de faire l'étude pétrographie ou bien des mesures sur ses inclusions.

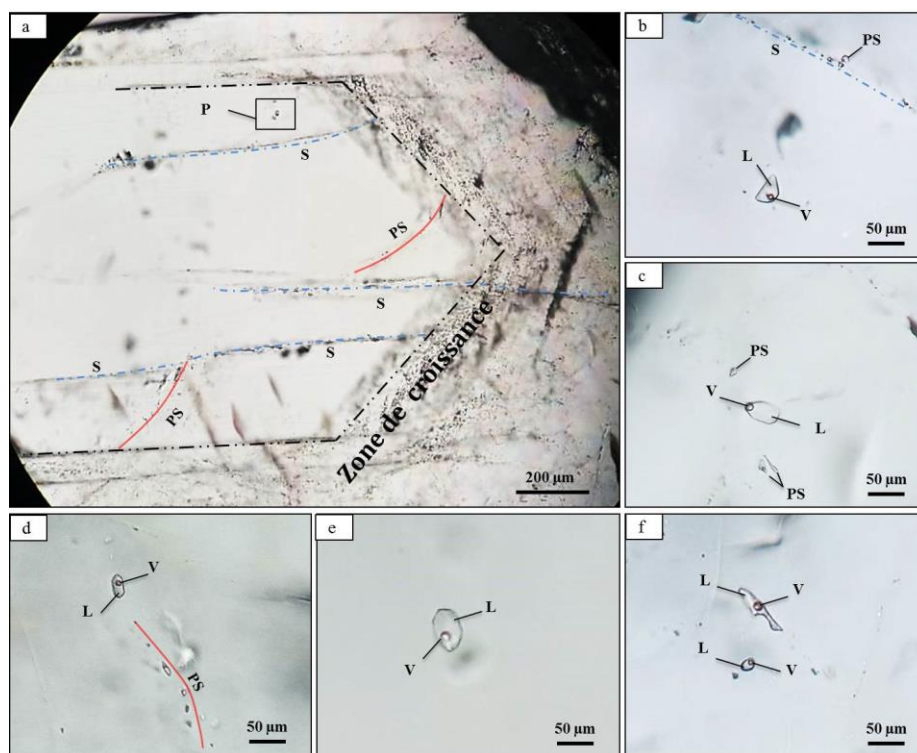
Les mesures microthermométriques sont réalisés sur des lamelles polies à deux surfaces d'une épaisseur variant de 200 à 400  $\mu\text{m}$  en utilisant la platine chauffante-réfrigérante Linkam THMSG 600, avec une température ambiante de  $-180^{\circ}$  au  $600^{\circ}\text{C}$ . La reproductibilité des mesures est du  $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$  en-dessous de  $^{\circ}\text{C}$  30. La préparation et les mesures sont effectuées au niveau du Laboratoire du Minéralogie et Géochimie Appliquée au Département des Science de la Terre, Faculté des Sciences, université de Tunis El Manar. La salinité des inclusions fluides a été calculée on se basant sur la méthode de [Bodnar \(1993\)](#).



**Figure. VI.1.** Appareillage des mesures microthermométriques photo prise au Laboratoire Ressources Minérales et Environnement de la Faculté des Sciences de Tunis.

### VI.2.1. Pétrographie des inclusions fluides

L'étude des inclusions fluides a été effectuée sur des cristaux de quartz II (zonés) du stade le plus minéralisé (stade II) qui sont décrits dans la partie de description macroscopique. Ces inclusions sont primaires, secondaires et pseudo-secondaires et elles sont classées sur la base de leur position, taille et morphologie selon les critères de classement de [Van den Kerkhof et Hein, 2001](#) & [Goldstein \(2003\)](#). Les inclusions primaires sont biphasées (liquide + vapeur) sous formes ovoïdes, arrondies, polymorphes et des pseudomorphes de cristaux négatifs (**Fig. VI.2**). La taille varie entre 20 à 200  $\mu\text{m}$  et le taux du remplissage liquide varie entre 85 et 95%. Les inclusions pseudo-secondaires sont des inclusions biphasées (liquide + vapeur) des tailles varient entre 20 à 40  $\mu\text{m}$  (**Fig. VI.2**). Les inclusions secondaires sont des inclusions monophasées (liquide) et biphasées (liquide + vapeur) sous formes arrondies et des petites tailles ( $>15 \mu\text{m}$ ) (**Fig. VI.2a et b**).



**Figure. VI.2.** Types et formes des inclusions fluides de l'indice de Koudiat Guelat Bou Diar. (a) Aspect microscopique de prisme pyramidé de quartz II ; (b) Inclusion fluide primaire biphasée et des inclusions secondaires alignées avec des inclusions pseudo-secondaires biphasées ; (c) Inclusions fluide primaire biphasée sous forme ovoïde avec des inclusions fluides pseudo-secondaire ; (d) Inclusion fluide primaire biphasée sous forme de cristal négative et des inclusions fluides pseudo-secondaire biphasée on alignement ; (e)

Inclusion fluide primaire biphasée sous forme ovoïde ; (f) Inclusion fluide biphasée se forme arrondie et polymorphe. P-primaire, PS-pseudo-secondaire, S-secondaire, L-liquide, V-vapeur.

### VI.2.2. Mesures microthermométriques des inclusions fluides

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur les inclusions fluides primaires (n=102 mesures) et pseudo-secondaires (n=10 mesures) **Tableau. VI.1:**

- **Les inclusions primaires** donnent des températures d'homogénéisation variant entre 124 et 270 °C (**Fig. VI.3a**) avec une moyenne de 174°C, les températures de fin de fusion de la glace sont variant entre -16,5 et -0,5 °C (**Fig. VI.3b**) avec une moyenne de -5,42°C, pour la salinité calculée en utilisant le système eutectique H<sub>2</sub>O-NaCl [d'après Bodnar, 1993](#), elle varie entre 0,85 et 19,45% éq. NaCl (**Fig. VI.3c**) avec une moyenne de 7,76% éq. NaCl.

- **les inclusions pseudo-secondaires** donnent des températures d'homogénéisation variant entre 124 et 149 °C (**Fig. VI.3a**) avec une moyenne de 140°C. Les températures de fin de fusion de la glace sont variant entre -18 et -1 °C (**Fig. VI.3b**) avec une moyenne de -9,71°C. La salinité varie entre 1,74 et 20,97% éq. NaCl (**Fig. VI.3c**) avec une moyenne de 12,33% éq. NaCl. La corrélation binaire Th-Salinité révèle l'existence d'un seul fluide (**Fig. VI.3d**) qui est caractérisé par une température moyenne élevée à 174 °C et une salinité modérée à 7,76% éq. NaCl.

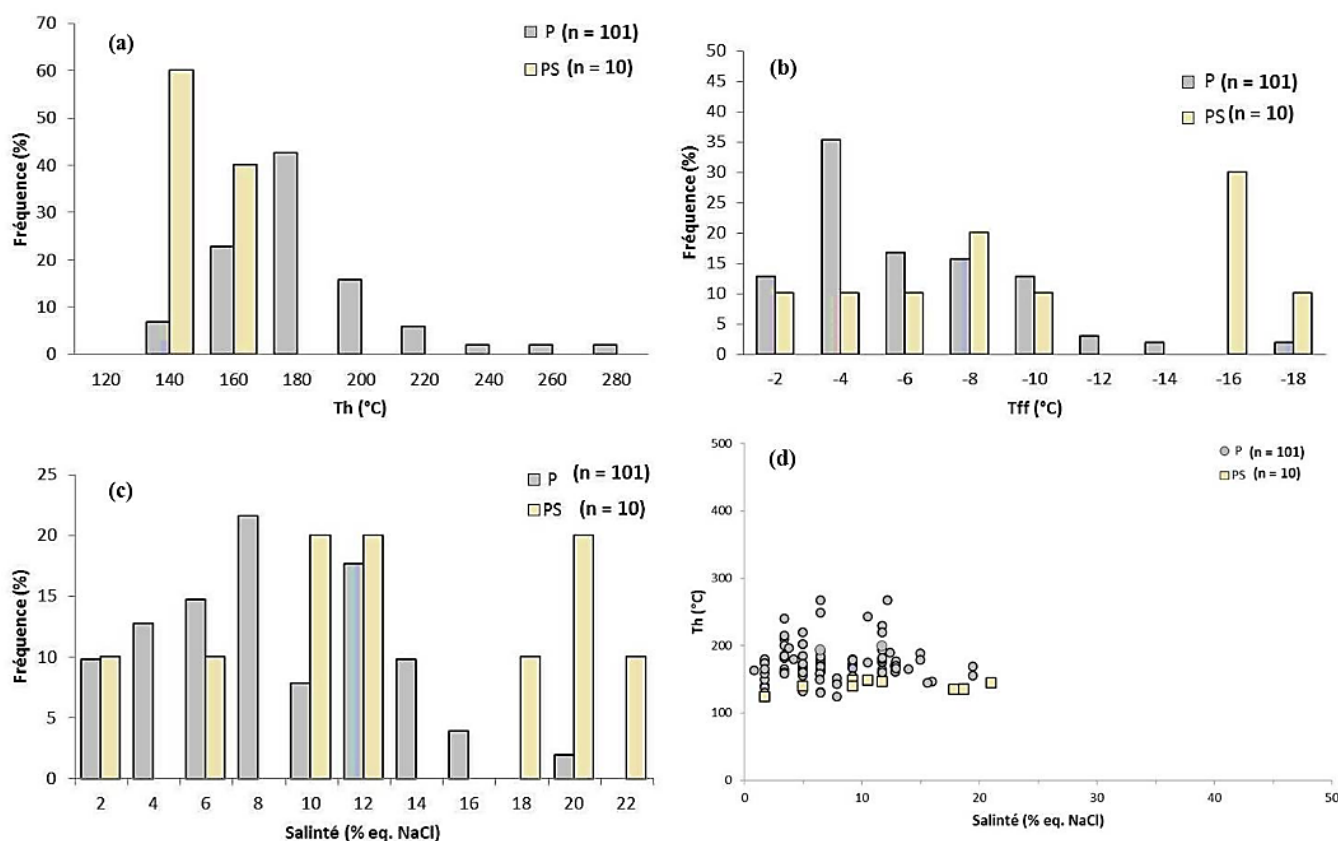
### VI.2.2. Interprétation

L'étude microthermométriques des inclusions fluides montre que les fluides minéralisateurs caractérisés par une température moyenne sont élevés à 174 °C et une salinité moyenne modérée à 7,76% éq. NaCl. Ces fluides minéralisateurs sont de type épithermal.

La densité du fluide minéralisateur varie entre 0.8 et 1.1 g/cm<sup>3</sup> selon le diagramme de température d'homogénéisation contre la salinité et des variations de densité d'après [Wilkinson, J.J. \(2001\)](#) (**Fig. VI.4**). La relation entre la température d'homogénéisation et les valeurs de salinité, montre une diminution progressive et régulière de la température d'homogénéisation avec l'augmentation de la salinité, ce qui peut être interprété comme le résultat de processus d'ébullition. Par ailleurs, les variations marquées de la salinité sont très probablement liées au mélange de deux fluides de composition extrême : (i) un composant de faible salinité, d'origine météorique, responsable des inclusions à basse salinité, et (ii) un



composant magmatique de salinité modérée à élevée. Les valeurs intermédiaires de salinité reflètent ainsi différents rapports de dilution entre ces deux pôles. De telles caractéristiques sont couramment observées dans des minéralisations épithermales à antimoine similaires à l'échelle mondiale.



**Figure. VI.3.** (a) Histogrammes des fréquences des températures d'homogénéisations Th (°C) des inclusions fluides aqueuses ; (b) histogrammes de fréquence des températures de fin de fusion de la glace Tff (°C) des inclusions fluides aqueuses ; (c) histogramme de fréquence des salinités des inclusions fluides aqueuses ; (d) corrélation binaire Th-Salinité des inclusions fluides aqueuses primaires et pseudo-secondaire de l'indice de Kouadiat Guelat Bou Diar. (P) primaire ; (PS) pseudo-secondaire ; (n) nombre des mesure.

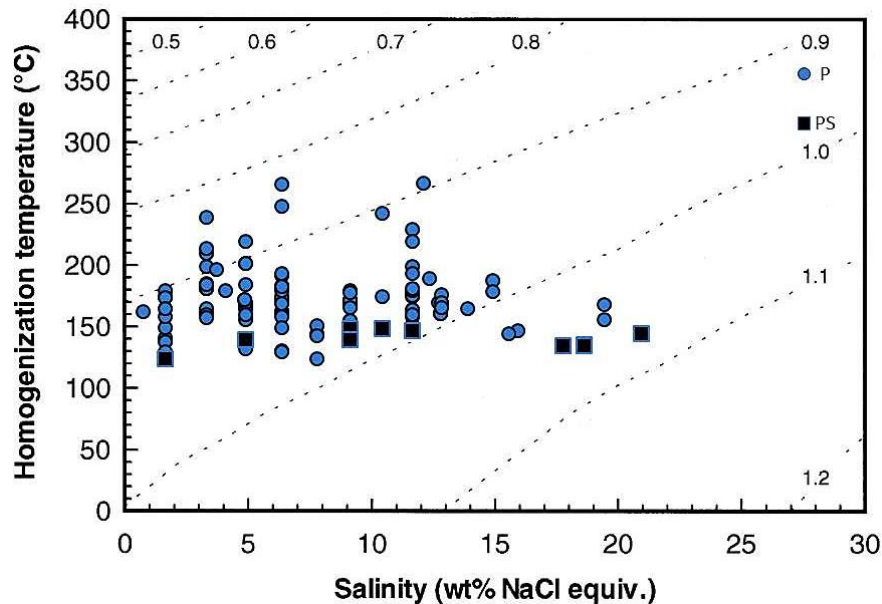
**Tableau. VI.1.** Résumé de la pétrographie des inclusions fluides et des données microthermométriques de l'indice de Kouadiat Guelat Bou Diar.

| N° | éch    | CODE | typologie | la taille<br>en $\mu\text{m}$ | degré de remplissage<br>(F) en % | T <sub>congélation</sub><br>en °C | T <sub>tectic</sub><br>en °C | T <sub>melting ice</sub><br>en °C | T <sub>homogénéisation</sub><br>en °C | Salinité<br>Wt eq en % NaCl |
|----|--------|------|-----------|-------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| 1  | 18DEQz | 1    | p (L+V)   | 50                            | 95                               | -34.2                             |                              | -5.1                              | 145                                   | 7.87                        |
| 2  | 18DEQz | 1    | p (L+V)   | 35                            | 95                               | -32.7                             |                              | -3                                | 135                                   | 4.96                        |
| 3  | 18DEQz | 1    | p (L+V)   | 50                            | 90                               | -35                               |                              | -4.4                              | 131                                   | 6.45                        |

|    |        |       |          |     |    |       |           |       |       |
|----|--------|-------|----------|-----|----|-------|-----------|-------|-------|
| 4  | 18DEQz | 1_1   | p (L+V)  | 50  | 95 | -40   | -5.1      | 151.5 | 7.86  |
| 5  | 18DEQz | 1_2   | p (L+V)  | 50  | 95 | -35.1 | -1        | 141   | 1.74  |
| 6  | 18DEQz | 1_3   | p (L+V)  | 65  | 95 | -42   | -4.2      | 172.3 | 6.45  |
| 7  | 18DEQz | 1_4   | p (L+V)  | 35  | 95 | -39.9 | -3        | 132   | 4.96  |
| 8  | 18DEQz | 1_5   | p (L+V)  | 40  | 95 | -41.1 | -1.6      | 138.5 | 1.74  |
| 9  | 18DEQz | 1_6   | PS (L+V) | 20  | 95 | -35.6 | -1        | 124   | 1.74  |
| 10 | 18DEQz | 1_7   | p (L+V)  | 65  | 95 | -39   | -4        | 130   | 6.45  |
| 11 | 18DEQz | 1_8   | p (L+V)  | 30  | 95 | -41.7 | -1.7      | 130.3 | 1.74  |
| 12 | 18DEQz | 2     | p (L+V)  | 50  | 95 | -38   | -4.2      | 175   | 6.45  |
| 13 | 18DEQz | 2     | p (L+V)  | 50  | 90 | -55   | -3.7      | 202   | 4.96  |
| 14 | 18DEQz | 2_1a  | p (L+V)  | 50  | 90 | -39.8 | -1.7      | 150   | 1.74  |
| 15 | 18DEQz | 2_2a  | p (L+V)  | 60  | 95 | -48.9 | -5        | 124   | 7.86  |
| 16 | 18DEQz | 2_3a  | p (L+V)  | 50  | 95 | -47.8 | -5.3      | 142.8 | 7.87  |
| 17 | 18DEQz | 2_4c  | p (L+V)  | 75  | 95 | -49   | -6        | 172.2 | 9.21  |
| 18 | 18DEQz | 2_5e  | p (L+V)  | 100 | 95 | -51   | -6.6      | 168.6 | 9.21  |
| 19 | 18DEQz | 2_6e  | p (L+V)  | 50  | 95 | -53   | -6.2      | 173   | 9.21  |
| 20 | 18DEQz | 2_7e  | p (L+V)  | 75  | 95 | -49.8 | -8.9      | 200   | 11.7  |
| 21 | 18DEQz | 2_8e  | p (L+V)  | 50  | 95 | -58.7 | -7        | 175.2 | 10.49 |
| 22 | 18DEQz | 2-9d1 | p (L+V)  | 50  | 95 | -57.8 | -11       | 188.5 | 14.97 |
| 23 | 18DEQz | 2-9d2 | p (L+V)  | 35  | 95 | -61   | -10.7     | 165   | 13.94 |
| 24 | 18DEQz | 2_10  | p (L+V)  | 70  | 95 | -57.3 | -12.5     | 147   | 15.96 |
| 25 | 18DEQz | 2_11  | p (L+V)  | 35  | 95 | -62.1 | -16.5     | 168.9 | 19.45 |
| 26 | 18DEQz | 2_12  | p (L+V)  | 30  | 95 | -62.9 | -9.2      | 161.2 | 12.85 |
| 27 | 18DEQz | 2_13  | p (L+V)  | 25  | 95 | -62.9 | -9.4      | 162   | 12.85 |
| 28 | 18DEQz | 3_1a  | p (L+V)  | 50  | 95 | -51.8 | -16.5     | 156   | 19.45 |
| 29 | 18DEQz | 3_2a  | p (L+V)  | 75  | 90 | -45   | -37 -12.5 | 145   | 15.6  |
| 30 | 18DEQz | 3_3a  | p (L+V)  | 80  | 90 | -33.2 | -2.2      | 161.7 | 3.39  |
| 31 | 18DEQz | 3_4a  | p (L+V)  | 30  | 95 | -36   | -2.3      | 165   | 3.39  |
| 32 | 18DEQz | 3_5a  | ps (L+V) | 35  | 95 | -56   | -14.7     | 135   | 17.79 |
| 33 | 18DEQz | 3_6a  | ps (L+V) | 35  | 95 | 55.5  | -15.8     | 136   | 18.63 |
| 34 | 18DEQz | 3_7a  | pS (L+V) | 25  | 95 | -60.2 | -18       | 145   | 20.97 |
| 35 | 18DEQz | 3_8a  | ps (L+V) | 20  | 95 | 55.5  | -15.8     | 135   | 18.63 |
| 36 | 18DEQz | 3_9a  | ps (L+V) | 35  | 95 | -42   | -3.2      | 140   | 4.96  |
| 37 | 18DEQz | 3_10c | p (L+V)  | 60  | 85 | -46.7 | -3.5      | 167   | 4.96  |
| 38 | 18DEQz | 3_11b | p (L+V)  | 45  | 90 | -39.3 | -3.4      | 165   | 4.96  |
| 39 | 18DEQz | 3_12b | p (L+V)  | 75  | 90 | -36   | -3        | 167   | 4.96  |
| 40 | 18DEQz | 3_13b | p (L+V)  | 50  | 90 | -39.3 | -4        | 184   | 6.45  |
| 41 | 18DEQz | 3_14b | p (L+V)  | 65  | 90 | -45   | -25 -4    | 163   | 6.45  |
| 42 | 18DEQz | 3_15b | p (L+V)  | 40  | 95 | -45   | -25 -4.2  | 163   | 6.45  |
| 43 | 18DEQz | 3_16b | p (L+V)  | 60  | 80 | -40   | -3        | 156   | 4.96  |
| 44 | 18DEQz | 5_1   | p (L+V)  | 100 | 90 | -38.7 | -17 -2.8  | 182   | 3.39  |
| 45 | 18DEQz | 5_2   | p (L+V)  | 120 | 90 | -38.7 | -17 -2.9  | 182   | 3.39  |
| 46 | 18DEQz | 5_3   | p (L+V)  | 90  | 90 | -45   | -3.6      | 220   | 4.96  |
| 47 | 18DEQz | 5_4   | p (L+V)  | 35  | 90 | -19   | -2.3      | 186   | 3.39  |
| 48 | 18DEQz | 4_1   | p (L+V)  | 50  | 90 | -43.6 | -6        | 166   | 9.21  |

|    |        |      |          |     |    |       |       |      |       |       |
|----|--------|------|----------|-----|----|-------|-------|------|-------|-------|
| 49 | 18DEQz | 4_2  | p (L+V)  | 25  | 95 | -44.7 |       | -6   | 155   | 9.21  |
| 50 | 18DEQz | 4_3  | p (L+V)  | 20  | 95 | -44.7 |       | -6   | 155   | 9.21  |
| 51 | 18DEQz | 4_4  | p (L+V)  | 25  | 95 | -41   |       | -2   | 240   | 3.39  |
| 52 | 18DEQz | 4_5  | p (L+V)  | 30  | 95 | -45   |       | -4   | 192   | 6.45  |
| 53 | 18DEQz | 4_6  | p (L+V)  | 20  | 95 | -46.5 |       | -4.2 | 160   | 6.45  |
| 54 | 18DEQz | 4_7  | p (L+V)  | 80  | 90 | -47   |       | -4.8 | 180   | 6.45  |
| 55 | 18DEQz | 4_8  | p (L+V)  | 25  | 90 | -49.2 |       | -4.4 | 169   | 6.45  |
| 56 | 18DEQz | 4_9  | p (L+V)  | 45  | 85 | -45.8 |       | -2.7 | 210   | 3.39  |
| 57 | 18DEQz | 4_10 | p (L+V)  | 130 | 90 | -42.3 | -22   | -3.6 | 170.5 | 4.96  |
| 58 | 18DEQz | 4_11 | p (L+V)  | 35  | 90 | -45.6 |       | -3.6 | 160   | 4.96  |
| 59 | 18DEQz | 4_12 | p (L+V)  | 25  | 95 | -43.9 |       | -7   | 150   | 10.49 |
| 60 | 18DEQz | 4_13 | p (L+V)  | 50  | 85 | -44.1 |       | -4   |       | 6.45  |
| 61 | 18DEQz | 4_14 | p (L+V)  | 200 | 95 | -44   |       | -4   | 249.4 | 6.45  |
| 62 | 18DEQz | 4_15 | p (L+V)  | 25  | 95 | -43.2 |       | -6   | 180   | 9.21  |
| 63 | 18DEQz | 4_16 | pS (L+V) | 35  | 90 | -43.9 |       | -8.8 | 147   | 11.7  |
| 64 | 18DEQz | 4_17 | pS (L+V) | 40  | 95 | -49.7 |       | -7   | 148.5 | 10.49 |
| 65 | 18DEQz | 4_18 | pS (L+V) | 30  | 95 | -53.1 | -29   | -6.8 | 149   | 9.21  |
| 66 | 18DEQz | 4_19 | p (L+V)  | 200 | 90 | -35   | -21.4 | -3.6 | 201.9 | 4.96  |
| 67 | 18DEQz | 4_20 | p (L+V)  | 25  | 95 | -49   |       | -8.3 | 149.3 | 11.7  |
| 68 | 18DEQz | 4_21 | p (L+V)  | 120 | 90 | -41   |       | -1.9 | 175   | 1.74  |
| 69 | 18DEQz | 4_22 | p (L+V)  | 60  | 90 | -46   |       | -8   | 152.4 | 11.7  |
| 70 | 18DEQz | 4_23 | p (L+V)  | 65  | 90 | -46.6 |       | -6   | 178.6 | 9.21  |
| 71 | 18DEQz | 4_24 | p (L+V)  | 25  | 95 | -58   | -28   | -8.7 | 175.3 | 11.7  |
| 72 | 18DEQz | 4_25 | p (L+V)  | 50  | 95 | -49.8 | -28   | -8.1 | 149.5 | 11.7  |
| 73 | 18DEQz | 4_26 | p (L+V)  | 50  | 85 | -40.7 |       | -4   | 183.6 | 6.45  |
| 74 | 18DEQz | 4_27 | p (L+V)  | 60  | 90 | -51.1 |       | -11  | 178.9 | 14.97 |
| 75 | 18DEQz | 4_28 | p (L+V)  | 65  | 80 | -49   |       | -4   | 267.2 | 6.45  |
| 76 | 18DEQz | 4_29 | p (L+V)  | 85  | 90 | -39.1 |       | -2.3 | 214.9 | 3.39  |
| 77 | 18DEQz | 7_1  | pS (L+V) | 30  | 95 | -39.7 | -26   | -6   | 140   | 9.21  |
| 78 | 18DEQz | 7_2  | p (L+V)  | 70  | 90 | -44.7 | -21.7 | -9.3 | 161   | 12.85 |
| 79 | 18DEQz | 7_3  | p (L+V)  | 70  | 90 | -35.8 |       | -2.5 | 160   | 3.39  |
| 80 | 18DEQz | 7_4  | p (L+V)  | 80  | 80 | -40   |       | -2   | 200   | 3.39  |
| 81 | 18DEQz | 7_5  | p (L+V)  | 75  | 85 | -47.8 |       | -8   | 164   | 11.7  |
| 82 | 18DEQz | 8_1  | p (L+V)  | 40  | 90 | -51.3 |       | -8   | 158.8 | 11.7  |
| 83 | 18DEQz | 8_2  | p (L+V)  | 120 | 90 | -36.1 |       | -2.8 | 185.1 | 3.39  |
| 84 | 18DEQz | 8_3  | p (L+V)  | 65  | 90 | -36.5 |       | -3   | 184.8 | 4.96  |
| 85 | 18DEQz | 8_4  | p (L+V)  | 85  | 90 | -35.7 |       | -0.5 | 163   | 0.85  |
| 86 | 18DEQz | 8_5  | p (L+V)  | 40  | 90 | -37.1 |       | -1.8 | 179.8 | 1.74  |
| 87 | 18DEQz | 8_6  | p (L+V)  | 70  | 90 | 39.5  |       | -2   | 158.1 | 3.39  |
| 88 | 18DEQz | 8_7  | p (L+V)  | 50  | 95 | 41.2  |       | -1.9 | 158.5 | 1.74  |
| 89 | 18DEQz | 8_8  | p (L+V)  | 90  | 90 | -37.3 |       | -1.8 | 174.5 | 1.74  |
| 90 | 18DEQz | 8_9  | p (L+V)  | 100 | 90 | -36.2 |       | -1.6 | 165   | 1.74  |
| 91 | 18DEQz | 10_1 | p (L+V)  | 100 | 90 | -46.9 |       | -8.9 | 170   | 12.76 |
| 92 | 18DEQz | 10_2 | p (L+V)  | 110 | 85 | -46.5 |       | -8.5 | 268   | 12.15 |
| 93 | 18DEQz | 10_3 | p (L+V)  | 120 | 90 | -50.5 |       | -9   | 177   | 12.87 |
| 94 | 18DEQz | 10_4 | p (L+V)  | 110 | 90 | -42   |       | -7   | 243   | 10.5  |

|     |        |       |         |     |    |       |      |       |       |
|-----|--------|-------|---------|-----|----|-------|------|-------|-------|
| 95  | 18DEQz | 10_5  | p (L+V) | 50  | 90 | -58   | -9   | 170   | 12.87 |
| 96  | 18DEQz | 10_6  | p (L+V) | 70  | 90 | -48.5 | -8   | 230   | 11.72 |
| 97  | 18DEQz | 10_7  | p (L+V) | 40  | 95 | -56   | -8.6 | 190   | 12.42 |
| 98  | 18DEQz | 10_8  | p (L+V) | 100 | 90 | -43.1 | -2.2 | 197   | 3.79  |
| 99  | 18DEQz | 10_9  | p (L+V) | 35  | 95 | -43.4 | -3   | 173   | 4.94  |
| 100 | 18DEQz | 10_10 | p (L+V) | 25  | 95 | -48   | -4   | 159   | 6.43  |
| 101 | 18DEQz | 10_11 | p (L+V) | 50  | 90 | -41.3 | -4   | 194   | 6.43  |
| 102 | 18DEQz | 10_12 | p (L+V) | 35  | 95 | -44   | -4   | 150   | 6.43  |
| 103 | 18DEQz | 10_13 | p (L+V) | 100 | 90 | -53.6 | -8   | 178   | 11.72 |
| 104 | 18DEQz | 10_14 | p (L+V) | 30  | 90 | -52   | -8   | 220   | 11.72 |
| 105 | 18DEQz | 10_15 | p (L+V) | 45  | 85 | -48   | -9   | 166   | 12.87 |
| 106 | 18DEQz | 10_16 | p (L+V) | 90  | 90 | -53.6 | -8   | 194   | 11.72 |
| 107 | 18DEQz | 10_17 | p (L+V) | 40  | 90 | -51.4 | -8   | 176   | 11.72 |
| 108 | 18DEQz | 10_18 | p (L+V) | 50  | 80 | -44   | -8   | 160.5 | 11.72 |
| 109 | 18DEQz | 10_19 | p (L+V) | 35  | 95 | -43.4 | -3   | 173   | 4.94  |
| 110 | 18DEQz | 10_20 | p (L+V) | 100 | 95 | -41.4 | -2.5 | 180   | 4.17  |
| 111 | 18DEQz | 10_21 | p (L+V) | 110 | 90 | -49   | -8   | 180   | 11.72 |
| 112 | 18DEQz | 10_22 | p (L+V) | 100 | 90 | -47   | -8   | 182   | 11.72 |



**Figure. VI.4.** Variation de densité ( $\text{g/cm}^3$ ) contre la température et salinité où la densité des solutions de NaCl saturées en vapeur a été tracée. (Wilkinson, J.J. 2001).

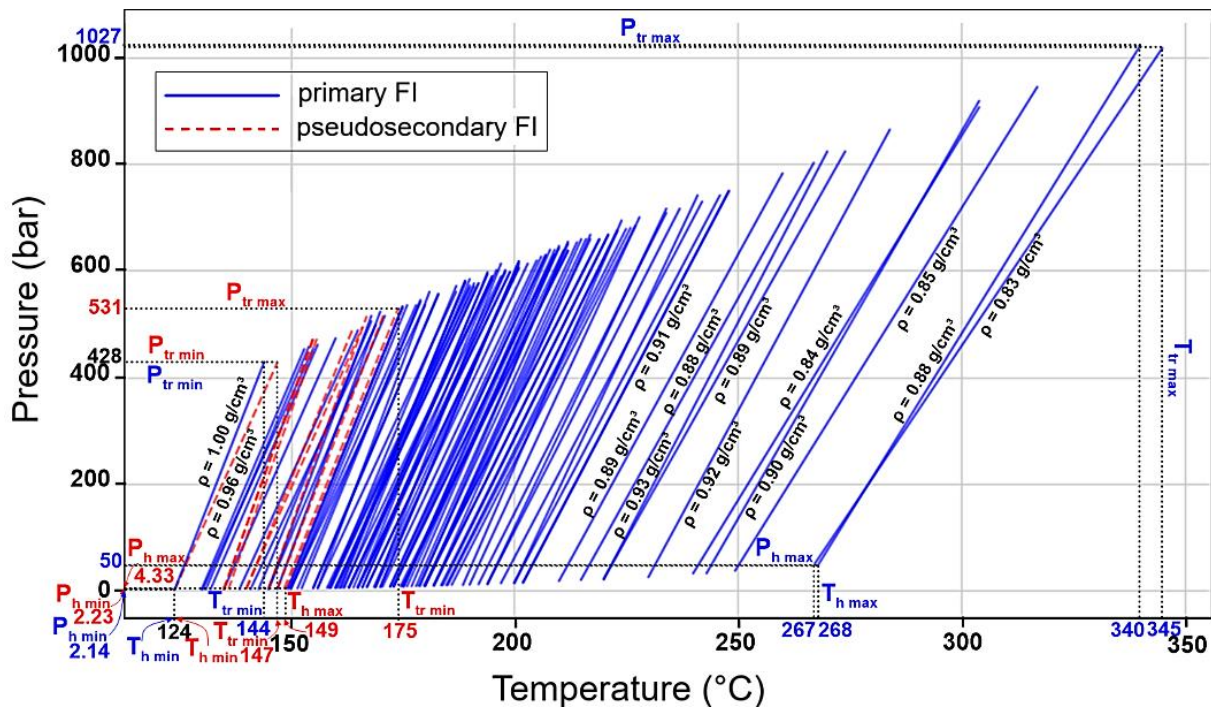
### VI.2.3. températures et pressions de piégeage

Les températures et pressions de piégeage ont été calculées à l'aide du logiciel Hokieflincs  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl (Steele-MacInnis et al., 2012). La correction de pression a été effectuée sur la base du gradient géothermique de la zone d'étude, estimé entre 40 et 50  $^\circ\text{C}/\text{km}$  (Bouchareb Haouchine et al., 1994 ; Bouaicha et al., 2017 ; Hocine et al., 2024). Les

résultats sont présentés dans le **Tableau. VI.2.** et l'**annexe II**, tandis que les courbes isochores sont illustrées à la **Figure. VI.5.**

**Tableau. VI.2.** représenté le résumé des résultats des températures et pressions de piégeage ont été calculées à l'aide du logiciel Hokieflincs H<sub>2</sub>O–NaCl (Steele-MacInnis et al., 2012).

| Host minerals | Type        | Numbre measur<br>n | Ice Melting Temperature<br>T <sub>ime</sub> range (°C) | Salinity range<br>(% NaCl)        | Density<br>ρ range (g/cm <sup>3</sup> ) | Trapping Temperature<br>T range (°C) | Trapping Pressure<br>P range (bar) |
|---------------|-------------|--------------------|--------------------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|
| Quartz        | P<br>(L+V)  | 101                | -16 to -0,5<br>average<br>-5,42                        | 0,85 to 19,45<br>average<br>7,76  | 0.83 to 1.06<br>average<br>0,95         | 144 to 345<br>average<br>209         | 428 to 1017<br>average<br>633      |
| Quartz        | PS<br>(L+V) | 10                 | -18 to -1<br>average<br>-9,71                          | 1,74 to 20,97<br>average<br>12,33 | 0.96 to 1.08<br>average<br>1,02         | 147 to 175<br>average<br>163         | 428 to 531<br>average<br>494       |



**Figure. VI.5.** Diagramme pression–température montrant les courbes isochores des inclusions fluides primaires et pseudo-secondaires dans le Quartz II. Th : température d’homogénéisation ; Ph : pression à la température d’homogénéisation ; Ttr : température de piégeage ; Ptr : pression de piégeage ; min : minimum ; max : maximum ; ρ : densité.



En considérant une valeur moyenne du gradient géothermique ( $\sim 45$  °C/km) et une densité moyenne des roches de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , la pression lithostatique calculée varie entre 650 et 1470 bars. Afin de permettre le piégeage des fluides sans provoquer d'hydro-fracturation, la pression des fluides doit rester inférieure à la pression lithostatique (environ 0,5 à 1,0 fois la pression lithostatique) ainsi qu'à la résistance à la traction des roches encaissantes (Hubbert, 1959 ; Roedder, 1984 ; Chi et al., 1993).

Ainsi, les inclusions fluides primaires ont été piégées à des températures comprises entre 144 et 345 °C, avec une moyenne de 209 °C, et à des pressions variant de 428 à 1024 bars, pour une moyenne de 633 bars. Ces conditions correspondent à des densités de fluide allant de  $0,83$  à  $1,06 \text{ g/cm}^3$ , avec une valeur moyenne de  $0,95 \text{ g/cm}^3$ . Les inclusions fluides pseudo-secondaires, quant à elles, ont été piégées dans un intervalle de températures compris entre 147 et 175 °C, avec une moyenne de 163 °C, et sous des pressions comprises entre 400 et 750 bars, pour une moyenne de 495 bars. Les densités de fluide correspondantes varient de  $0,96$  à  $1,08 \text{ g/cm}^3$ , avec une densité moyenne de  $1,02 \text{ g/cm}^3$ .

Il convient de noter que les densités des inclusions fluides primaires et pseudo-secondaires sont comparables à celles représentées sur la **figure. VI.4** de Wilkinson (2001). Les conditions P–T–V–X indiquent que la minéralisation a été contrôlée par des processus de mélange de fluides. Un tel contexte est à nouveau cohérent avec un environnement épithermal à faible sulfuration, vraisemblablement associé à un système hydrothermal actif à des profondeurs crustales faibles à modérées.

#### VI.2.4. Comparaison

Les résultats microthermométriques des inclusions fluides du quartz de l'indice minéralisateur de Koudiat Guelat Bou Diar sont comparables avec les fluides minéralisateurs des gîtes et des gisements d'antimonifères de type épithermal dans le Nord-Est algérien (**Tableau. VI.3.**) parmi eux : la minéralisation Li, Sn, W, et U de Kef el Fedjel Nord-Ouest de l'Edough (Marignac et al., 2016) ; la minéralisation Sb, As et Au de Ain Barbar Nord-ouest Annaba (Aissa et al., 1998a) ; la minéralisation As, Sb, Zn, Pb, Fe et Au de Koudiat El Ahrach Nord-Ouest de l'Edough (Aissa et al., 1998b) ; la minéralisation Sb, Ag et Ba de Ain Kerma Nord Constantinois (Toubal., 2005) ; dans l'Ouest de la Turquie la minéralisation Sb, As, Zn, Cu et Fe de MuratDagi (Aral, 1989 & Gokce et al., 1994) ; dans l'Est du Myanmar la minéralisation d'antimoine de Lyhamyar avec une température variant entre 143,8 et 260,4 °C

et de salinité modérée à élevée (2,9–20,9 % en poids). équivalent NaCl) (Min Oo *et al.*, 2020) et aussi avec des minéralisations épithermales de type sinter base métal dans le monde (Tableau. VI.3.) parmi elles : la minéralisation Au, Ag, Sb et Hg Buckskin Mountain Nevada (Viker., 2007) ; la minéralisation Au, Ag, As, Sb et Hg Mule Canyon Nevada (John *et al.*, 2003 ; John *et al.*, 2018) ; la minéralisation Pb, Cu, Zn, As, Sb, Au et Ag The Kohuamuri New Zaeland (Hamilton *et al.*, 2016) ; Au, Ag, Sb, As, Tl et Hg McLaughlin California (Sherlock *et al.*, 1995).

**Tableau. VI.3.** Tableau comparatif entre les différentes caractérisations des fluides minéralisateurs des gîtes et gisements de type épithermal dans l’Algérie et dans le monde.

| Localisation                 | Minéralisation                           | Type              | Température Homogénéisation (°C)        | Salinité wt% equiv NaCl          | age                               | Auteur                                  |
|------------------------------|------------------------------------------|-------------------|-----------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------|
| Guelaat Bou Diar Algérie     | Sb, Ba, Zn et Hg                         | Epithermal        | - 270 – 120                             | - 1,2 – 18                       | depuis le Miocène jusqu’au Actuel | Cette étude                             |
| Kef el Fedjel Edough/Algérie | Li, Sn, W, et U                          | Epithermal        | - 270–250 (in Qz)<br>- 245–160 (in flt) | - 1.4 (in Qz)<br>- ≤0.5 (in flt) | Langhian                          | Marignac <i>et al.</i> , 2016           |
| Ain Barbar Algérie           | Sb, As et Au                             | Epithermal        | < 270                                   | /                                | Miocène                           | Aissa <i>et al.</i> , 1998a             |
| Koudiat El Ahrach/Algérie    | As, Sb, Zn, Pb, Fe et Au                 | Epithermal        | - 270-180                               | - 2,4-0,5                        |                                   | Aissa <i>et al.</i> , 1998b             |
| Ain Kerma Algérie            | Sb, Ag et Ba                             | Epithermal        | > 179                                   | /                                | Mio-Pliocène                      | Toubal., 2005                           |
| El Goudi Algérie             | As, Sb, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Ni, Co et Bi | Méso à épithermal | /                                       | /                                | Miocène                           | Toubal <i>et al.</i> , 2005             |
| MuratDagi Ouest Turquie      | Sb, As, Zn, Cu et Fe de                  | Epithermal        | ≈ 165                                   | ≈ 3                              | Post-Miocène                      | Aral, 1989 & Gokce <i>et al.</i> , 1994 |
| Lyhamyar Est Mynamar         | Sb                                       | Epithermal        | - 143,8–260,4                           | - 2,9–20,9                       | /                                 | Min Oo <i>et al.</i> , 2020             |
| Buckskin Mountain Nevada     | Au, Ag, Sb et Hg                         | Epithermal        | - 250 – 100                             | /                                | Miocène                           | Viker., 2007                            |
| Mule Canyon Nevada           | Au, Ag, As, Sb et Hg                     | Epithermal        | - < 270                                 | /                                | Miocène                           | John <i>et al.</i> , 2003               |
| The Kohuamuri New Zaeland    | Pb, Cu, Zn, As, Sb, Au et Ag             | Epithermal        | - ≤ 100 °C                              | /                                | Mio-Pliocène                      | Hamilton <i>et al.</i> , 2016           |
| McLaughlin California        | Au, Ag, Sb, As, Tl et Hg                 | Epithermal        | - 263 – 121                             | 2,4                              | /                                 | Sherlock <i>et al.</i> , 1995           |

### VI.3. CONCLUSION

L'étude des inclusions fluides effectuée sur les cristaux de quartz qui sont classées sur la base de leur position, taille et morphologie a montré trois types ((primaires, pseudo-secondaires et secondaires), Les inclusions primaires sont biphasées (liquide +vapeur) sous formes ovoïdes, arrondies, polymorphes et des pseudomorphes de cristaux négatifs. La taille varie entre 20 et 200  $\mu\text{m}$  et le taux du remplissage liquide varie entre 85 et 95%, les inclusions pseudo-secondaires sont des inclusions biphasées (L +V) des tailles variant entre 20 et 40  $\mu\text{m}$ , pour les inclusions secondaires ce sont des inclusions monophasées (L) et biphasées (liquide + vapeur) sous formes arrondies et des petites tailles ( $>15 \mu\text{m}$ ).

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur les inclusions fluides primaires. Les températures d'homogénéisations varient entre 120 et 270 °C avec une moyenne de 174°C, une salinité qui varie entre 0,85 et 20% éq. NaCl avec une moyenne de 7,76% éq. NaCl, avec une densité variant de 0.8 à 1.1  $\text{g/cm}^3$ , sur la base de la caractérisation préliminaire basée sur des études pétro-minéralogiques, métallogéniques et des inclusions fluides les minéralisations à Sb, Ba, Zn et Hg de la zone d'étude sont alors de type épithermal à faible sulfuration. L'origine des fluides minéralisateurs de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar provient des fluides très chauds salines de profondeur mélangés avec des fluides froids de surface avec un phénomène de mixing des fluides qui explique la variation étendu de la température d'homogénéisation et de la salinité des fluides contrôlée par la faille régional profond de Kef Hahouner

# **C**ONCLUSION GÉNÉRALE

## CONCLUSION GENERALE

---

Les minéralisations Sb, Ba, Zn et Hg de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar (Guelma, NE Algérie) se situent dans le domaine tellien de l'Atlas maghrébin. Sa genèse est contrôlée par l'orogénèse alpine cénozoïque (subduction-collision Eurasie-Afrique), qui a engendré des failles profondes, un magmatisme associé et un empilement de nappes de charriage structurant le massif du Djebel Debbagh. Sa structure montre un empilement de plusieurs nappes de charriage avec de haut en bas : la nappe numidienne, la nappe du flysch Tithonique - Crétacé inférieur, la nappe de flysch sénonien à microbrèches et la nappe ultra-tellienne. Ces nappes reposent sur la série autochtone à calcaire néritique du constantinois.

Ses minéralisations sont encaissées dans un faciès siliceux recoupe et intercale les calcaires du Crétacé supérieur de la série néritique du djebel Debbagh Est, avec une gangue siliceuse (calcédoine, quartz cryptocristallin et quartz secondaire). Cette minéralisation de type filonien à des textures massives, bréchiques et rubanées, avec l'association minéralogique suivante : [stibine, barytine, sphalérite et rare cinabre avec des oxydes d'antimoine (valentinite et sénarmontite)]. Elle est représentée par un stade pré-minéralisé et par trois stades paragénétiques minéralisé et un stade d'altération supergène : - **le stade pré-minéralisé** est le stade d'altération hydrothermale de la roche encaissante il est caractérisé par une silicification intense de la roche carbonatée du Crétacé supérieur de la série néritique constantinoise par une altération hydrothermale pervasive; - **le stade I**, est marqué par le dépôt de barytine I, calcédoine II, stibine I, quartz I ; - **le stade II** est le stade le plus minéralisant caractérisé par le développement de la calcédoine III, stibine II, barytine II, sphalérite, cinabre, polhémusite ; - **le stade III** [quartz III, stibine III, barytine III]. - **stade d'altération supergène**, est présenté par la : [sénarmontites, Valentinite, Stibiconite et magnétites]. Les



différents textures microscopiques (cryptocristallin ; fibreuse ; laminations ; sphérolitiques ; collomorphe et zonées) des minéraux de la gangue et de la roche encaissante silicifiée sont présentent les mêmes caractéristiques que les textures de quartz épithermal à faible sulfuration.

L'analyse chimique par MEB-EDS des différentes phases minérales révèle des compositions et des enrichissements en éléments traces distincts: **-la stibine I** de première stade minéralisateur est composée essentiellement par Sb (de 12,10 à 52,62% en poids), Pb (de 3,43 à 46,19% en poids) et S (de 8,29 à 25,87% en poids), cette composition s'étend de la stibine à la boulangérite, car la présence de Pb avec des concentration plus ou moins élevées dans la majorité des points analysés et des éléments traces montrent des enrichissements remarquables en As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag et Pd, avec des concentrations atteignant respectivement 3,49, 1,35, 1,08, 0,85, 0,79, 0,78, 0,65 et 0,68 % en poids ; **-la stibine II** de deuxième stade minéralisateur est composée essentiellement par Sb (de 50 à 63,52% en poids), Pb (de 0,80 à 1,55% en poids) et S (de 23,70 à 30,11% en poids), ces concentrations représenté la composition idéale de la stibine et des éléments traces similaires à celles de **la stibine I**. Cependant, Te, Sn et Cd présentent des concentrations remarquablement plus élevées (jusqu'à 1,53, 0,54 et 0,39 % en poids, respectivement) ; **-la barytine** est composée essentiellement de Ba (de 33,38 à 42,87 % en poids) et de S (de 10,15 à 13,23 % en poids), avec des teneurs plus élevées de certains éléments traces présentant le Sr (2,99–4,64 % en poids) et le Pb (0,44–2,62 % en poids), ainsi que des traces de Hg, Au et Ag, avec des concentrations inférieures à 0,5 % en poids ; **-la Sphalérite** révèle des teneurs en Zn comprises entre 38,79 et 47,34 % en poids, et de S varient de 27,96 à 32,52 % en poids. Les éléments traces se caractérisent par des teneurs élevées en Pb (jusqu'à 2,02 % en masse) et en Sb (jusqu'à 1,81 % en poids), ainsi que par la présence de traces d'Au, de Hg, de Pt et d'Os, dont les concentrations restent inférieures à 1 % en poids chacune ; **-La sénarmontite** présente

des teneurs en Sb et en Pb plus élevées (55,37 et 1,71 % en poids, respectivement) que celles de **la valentinite** (20–38 et 0,65–1,48 % en poids, respectivement). Les deux phases contiennent des traces d’Au et de Hg (jusqu’à 0,7 % en poids chacun), ainsi que d’Os, de Pt, d’Ir et de Pd, avec des teneurs inférieures à 0,5 % en poids chacun ; **la calcédoine** met en évidence la présence de traces de Pb, de Sb et de S. Les éléments traces, tels que Hg, Au, Os, Pt, Ir et Pd, présentent des teneurs inférieures à 0,7 % en masse chacun.

La présence de ces éléments en trace avec des concentrations relativement élevées dans les minéralisations et même dans la gangue sont typiques de la minéralisation de type épithermale à faible sulfuration. Et la présence des éléments du groupe de platine (PGE) dans les minéralisations indique une contribution magmatique profonde de type mantellique.

L’étude des inclusions fluides effectuée sur les cristaux de quartz qui sont classées sur la base de leur position, taille et morphologie a montré trois types ((primaires, pseudo-secondaires et secondaires), Les inclusions primaires sont biphasées (liquide +vapeur) sous formes ovoïdes, arrondies, polymorphes et des pseudomorphes de cristaux négatifs. La taille varie entre 20 et 200  $\mu\text{m}$  et le taux du remplissage liquide varie entre 85 et 95%, les inclusions pseudo-secondaires sont des inclusions biphasées (L +V) dont les tailles varient entre 20 et 40  $\mu\text{m}$ , pour les inclusions secondaires ce sont des inclusions monophasées (L) et biphasées (liquide + vapeur) sous formes arrondies et des petites tailles ( $>15 \mu\text{m}$ ).

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur les inclusions fluides primaires. Les températures d’homogénéisation varient entre 120 et 270 °C avec une moyenne de 174°C, une salinité qui varie entre 0,85 et 20% éq. NaCl avec une moyenne de 7,76% éq. NaCl, avec une densité variant de 0.8 à 1.1  $\text{g/cm}^3$ . Sur la base de la caractérisation préliminaire basée sur des études pétro-minéralogiques, métallogéniques et des inclusions

fluides à minéralisations Sb, Ba, Zn et Hg de la zone d'étude sont alors de type épithermal à faible sulfuration.

L'origine des fluides minéralisateurs de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar provient de fluides très chauds et salins de profondeur, mélangés avec des fluides froids de surface avec un phénomène de **MIXING** des fluides qui explique la variation étendue de la température d'homogénéisation et de la salinité des fluides, contrôlée par la faille régionale profonde de Kef Hahouner.

### **Recommandation**

En synthèse, les minéralisations polymétalliques (Sb, Ba, Zn, Hg) de l'indice de Koudiat Guelaat Bou Diar correspondent à un système épithermal de faible sulfuration, enrichi en une large gamme d'éléments traces économiquement stratégiques (notamment As, Au, Ag, Te, Sn, Cd) et en éléments du groupe du platine (PGE : Ir, Pt, Pd, Os). Cette association géochimique mixte suggère une genèse impliquant des fluides hydrothermaux épithermaux interagissant avec une source magmatique profonde d'affinité mantellique.

Pour consolider ces résultats et guider l'exploration future, nous recommandons fortement :

1. Des analyses géochimiques approfondies et ciblées sur les sols, les roches et les concentrés minéraux, afin de mieux évaluer le potentiel économique de la zone pour ces éléments traces et PGE.
2. La réalisation d'analyses isotopiques (notamment S, Pb, et éventuellement H-O sur les inclusions fluides) afin de préciser l'origine des métaux et des fluides, et de contraindre les sources impliquées (mantellique, crustale,).
3. L'intégration de toutes les données (structurales, minéralogiques, microthermométriques et les futures données géochimiques/isotopiques) dans l'élaboration d'un modèle génétique robuste. Ce modèle sera essentiel pour comprendre les contrôles de la minéralisation et définir des cibles d'exploration

efficaces dans ce district et dans des contextes géologiques analogues de l'Atlas maghrébin et dans le monde.

# **B**IBLIOGRAPHIE



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Abbassene, F., (2016).** Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne : Secteur de la Petite Kabylie. Thèse de doctorat USTHB Alger/ UBO Brest, P 360
- Adams, SF., (1920).** A microscopic study of vein quartz: *Economic Geology*, v. 15, p. 623-664.
- Aissa DE, Cheilletz A, Gasquet D, Marignac C (1995).** Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis: the Edough case (NE Algeria). *Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts*. Balkema, Rotterdam 23-26.
- Aissa DE, (1996).** Etude géologique, géochimique et métallogénique du massif de l'Edough (Annaba, NE Algérie). Unpubl Thèse Doctorat Etat, USTHB, Alger, Algeria.
- Aissa DE, Marignac C, Cheilletz A, Gasquet D, (1998a).** Géologie et métallogénie sommaire du massif de l'Edough (NE Algérie). *Mém Serv Géol Alg* 9:7-55
- Aissa DE, Marignac C, Cheilletz A, Boiron MC, (1998b).** L'indice à arsénopyrite aurifère du Koudiet El Harrach (Edough, Annaba). *Bull Serv Géol Alg* 9(1):3-20
- Nait Amara, B., Aissa, D. E., Maouche, S., Braham, M., Machane, D., & Guessoum, N. (2019).** Hydrothermal alteration mapping and structural features in the Guelma basin (Northeastern Algeria): contribution of Landsat-8 data. *Arabian Journal of Geosciences*, 12, 1-14. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4224-4>
- Aral H, (1989).** Antimony mineralization in the northern Murat Dagi (western Turkey). *Econ Geol* 84(4):780-787. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.4.780>
- Assassi, F., (2006):** Reconstruction des températures des fluides de minéralisation karstiques de Dj. Debbagh. Guelma- Nord-Est Algérien". *Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar- Annaba, Algérie*. 161p.
- Baudelot S. & Gery B. (1979).** Découvertes d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie. *C. R. Acad. Sc., (D)*, t. 288, p. 1513-1516.

- Bayou Y, Abtout A, Renaut RA, Bouyahiaoui B, Maouche S, Vatankhah S, Berguig MC (2023).** The northeastern Algeria hydrothermal system: gravimetric data and structural implication. *Geotherm Energy* 11(1):14. <https://doi.org/10.1186/s40517-02300258-2>
- Bellon, H., (1976).** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique – implications géodynamiques. Thèse ès Sciences. Univ. Orsay, 368 p.
- Bellon H, Lepvrier C, Magné J, Raymond D, (1977).** L'activité éruptive dans l'algérois: nouvelles données géochronologiques. *Geol Mediterr* 4(4):291-298. <https://doi.org/10.3406/geolm.1977.1010>
- Bellon, H., et Semroud, B., (1978).** Premières datations du complexe magmatique de la région de Béjaia-Amizour. 6ème Réun. Ann. Sci. Terre. Orsay, 25.
- Bellon, H., and Guardia, P., (1980).** Le volcanisme alcalin Plio-Quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique, *Rev. Geol. Dyn. Geog Phys.*, 22, (3), 213-222.
- Benali H (2007).** Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie: Typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implications métallogéniques. Doct thesis, USTHB, Algiers.
- Benali, H., Semroud, B., Belanteur, O., (1999).** Sur la présence d'Adakites à El-Aouana (Algérie). Première conférence internationale de la géologie africaine, Assiut, Egypte, 23–25.
- Bendjama H, Yelles-Chaouche A, Boulahia O et al. (2021).** The March 2017 earthquake sequence along the EW-trending M'cid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria. *Geosci J* 25(5):697-713. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y>
- Blayac, J., (1912).** Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie. 2<sup>ème</sup> série, n°6, In-8°, 492 p., 53 fig., 5 pl. h.-t.
- Bodnar RJ (1993).** Revised equation and table for determining the freezing-point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 57(3):683–684.

- BODNAR RJ., (2003) :** Re-equilibration of fluid inclusions: In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. 32, 213-230.
- Bouaicha F, Dib H, Belkhiri L, Manchar N, Chabour N (2017).** Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal springs from the Guelma region, Algeria. J Geol Soc India 90(2): 226-232. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0703-y>
- BOUAICHA, F., (2018).** LE GEOTHERMALISME DE LA REGION DE GUELMA. Thèse Doctorat en science, Université des Frères Mentouri Constantine 1, Algérie.
- Bouchareb-Haouchine FZ, Issaad A, Bendhia EH (1994).** Estimation and interpretation of geothermal gradient in Northern Algeria. Bull Serv Geol Algeria 5, 69-74.
- Bouillin, J.-P., (1977) :** Géologie Alpine de la petite Kabylie dans les régions de Collo et d'ELMilia. *Thèse, Paris -Toulouse*, 511p.
- Bouillin, J.-P., (1986) :** Le « bassin maghrébin » une ancienne limite entre L'Europe et L'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la société Géologique de France*, 8, t.II., 547-558.
- Bouyahiaoui B, Sage F, Abtout A, Klingelhoef F, Yelles-Chaouche K, Schnürle P, Marok A, Déverchère J, Arab M, Galve, Collot JY (2015).** Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implication for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophys J Int* 201(3):1912-1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>
- Beguiret, L., Assassi, F., & Harrouchi, L. (2016).** Deconvolution applied to aeromagnetic data of the Debbagh massive, neritic Constantinois (north-eastern Algeria). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 57(3).
- BUSSON G. (1972).** Principe méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du mésozoïque saharien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat, Sér.c, Science de la terre*.
- Carman, G. D. (2005).** Geology, mineralization, and hydrothermal evolution of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, Papua New Guinea. <https://doi.org/10.5382/SP.10.14>
- Chadi, (2004).** Cadre géologique et structurale des séries crétacées néritiques du constantinois (Est-Algerien). Doctorat d'état Université, constantine, 219p.

- Chouabi. A.M, (1987).** Étude géologique de la région de Hammam N'Baïls (SE de Guelma, Constantinois, Algérie) : un secteur des zones externes de la chaîne des Maghrébides. (France.123p.).
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Deverch, J., Bellon, H., Ouabadi, A., Bosch, D., (2017).** An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. Geological Society of Africa Presidential Review. 125. 27 –41
- Chi G, Guha J, Lu HZ (1993).** Separation mechanism in the formation of proximal and distal tin polymetallic deposits, Xinlu ore field, southern China; evidence from fluid inclusion data. Econ Geol 88(4): 916-933. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.4.916>
- Coiffait, P.E., (1992).** Un bassin post-nappes dans son cadre structural: l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord-Orientale). Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 501 p
- Cunneen R, Sillitoe RH, (1989).** Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia. Econ Geol. 84 :135-142
- Dareste de la Chavanne J., (1910).** La région de Guelma : étude des gisements tertiaires. Thèse PhD- Université de Lyon, France. Bull. Serv. Carte.Géol.,Algérie,vol., 50 p
- David L (1956).** Etude géologique des monts de la Haute Medjerda.Publ. Serv. Carte.géol. Algérie.nouv.série, nO 11,304 p., 88 fig. 6 pl., 1 carte géol. 1/200.000°.
- Deleau P., (1938).** Etude géologique de la région de Jemmapes, Hammam Meskoutine et le col des Oliviers. Bull. Serv. Carte. Géol., Algérie, Sér., n° 24, 2t..
- Delfaud J. (1974).** - Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. séance du 4.11.1974.
- Delfaud J. (1986).** - Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les association biologiques.Bull.
- Dewey, J.-E ; Pitman, W.-C ; Ryan, W.-B., (1973).** Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Bulletin géologique de la société américaine*, 84, 3137-3180

- Dong G, Morrison G, Jaireth S, (1995).** Quartz textures in epithermal veins, Queensland--classification, origin, and implication. *Economic Geol* 90(6):1841-1856.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.6.1841>
- Durand-Delga, M., (1955).** Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. (Thèse, Paris). *Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, (2), Stratigraphie., Descriptions régionales, n°24, 533 p.*
- Durand, Delga,-M., (1969).** Mise au point sur la structure Nord –Est de la Berbérie. *Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie, (nouvelle série), n°39, 89-131.*
- Durand, Delga,-M., (1980).** La méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *La société géologique de France (livre jubilaire du cent cinquantième 1830 – 1880, 10, 203- 224.*
- Durand, Delga,-M., ; Fontboté, J.-M., (1980).** Le cadre structural de la méditerranée occidentale. *Mémoire du bureau de recherches géologiques et minières. 115, 65 -85*
- Ficheur E., (1890).** Description géologique de la kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse Paris. édit. Fontana et Cie. Alger. P. 284.
- Ficheur E., (1903).** "Les terrains anciens de l'Eocène métamorphique dans les massifs numidiens". *Bull. Sc. Fr. (4) III, pp. 407-431.*
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., (2001).** The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187-216.
- Fournier RO, Rowe JJ, (1966).** Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am J Sci* 264(9):685-697.  
[https://doi.org/10.2475/ajs.264.9.685.](https://doi.org/10.2475/ajs.264.9.685)
- Fournier RO, Pitt AM (1985).** Yellowstone magmatic-hydrothermal system, U.S.A. In: *International symposium on geothermal energy, U S G S, California Int. vol. 319-327*
- Glaçon, J. (1971).** Le gisement de Cavallo (El-Aouana, Algérie). *Bull. B.R.G.M. (2), Sect. II, 6, 69-78.*



- Gérald, J.-P., (1969).** Le Flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flyschmaurétanien (Grande Kabylie). *Bulletin de la société géologique de la France*, (7), XI, p676-686.
- Gokce A, Spiro B (1994).** Stable isotope study of antimony deposits in the Muratdagı region, western Turkey. *Minerl Deposita* 29(4):361-365. <https://doi.org/10.1007/BF00191042>
- Goldstein RH and Reynolds TJ (1994).** Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course Notes* 31: 188.
- Goldstein RH (2003).** Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral Assoc Can, Short Course Ser 32: 9-53. <https://doi.org/10.3749/9780921294672.ch02>
- Guellal S., Kazi-Tani N., Lahondère J. C., Sigal J. et Vila J. M. (1977).** Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, faciès, position structurale et paléogéographique. *Bull. SOC. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112.
- Guiraud R. (1973).** Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sciences, Nice, inédite., 270 p., 114 fig., XII pl. h.t.
- Guido DM, Channing A, Campbell KA, Zamuner A, (2010).** Jurassic geothermal landscapes and fossil ecosystems at San Agustín, Patagonia, Argentina. *J Geol Soc* 167(1):11-20. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-109>
- Guido DM, Campbell KA (2011).** Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): characteristics and controls on regional distribution. *J Volcanol Geotherm Res* 203(1-2):35-47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.001>
- Hamilton A, Campbell K, Rowland J, Browne P (2017).** The Kohuamuri siliceous sinter as a vector for epithermal mineralisation, Coromandel Volcanic Zone, New Zealand. *Minerl Deposita* 52(2):181-196. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0658-8>
- Hanley, J. J. (2005).** The aqueous geochemistry of the platinum-group elements (PGE) in surficial, low-T hydrothermal and high-T magmatic-hydrothermal environments. <https://doi.org/10.3749/9780921294764.ch02>
- Hedenquist, J.W., and Lowenstern, J.B., (1994).** The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, v. 370, p. 519-527.

- Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W.F., and Aoki, M., (1994).** Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan: *Economic Geology*, v. 89, p. 1-30.
- Hedenquist JW, Arribas A Jr, Gonzalez-Urien E (2000).** Exploration for epithermal gold deposits. *Rev Econ Geol* 13:245–277
- Hernandez, J. & Lepvrier, C. (1979).** Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie. pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France* 7), t. XXI, n°1 : 73-86.
- Hilly, J., (1962).** Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est Constantinois). *Pub. Serv. Carte Géol. Algérie (Nlles séries)* 19, 408
- Hocine A, Abtout A, Hamai L, Adjiri S, Mazari A (2024).** Hydrothermal system operating mechanism by 3D gravimetric inversion and Vertical Electrical Soundings: Case of Hammam Righa hot springs, central Algeria. *J Afr Earth Sci* 214, 105268. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105268>
- Hubbert MK (1959).** Role of fluid pressure in mechanics of over-thrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48:1459-1519. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[115:ROFPIM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2)
- Izawa, E.; Urashima, Y.; Ibaraki, K.; Suzuki, R.; Yokoyama, T.; Kawasaki, K.; Koga, A.; Taguchi, S. (1990).** The Hishikari gold deposit: High-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *J. Geochem. Explor.* 36, 1–56.
- John DA, Hofstra AH, Fleck RJ, Brummer JE, Saderholm EC (2003).** Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold silver deposit, north-central Nevada: *Econ Geol* 98(2):425-463. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.2.425>
- John DA, Vikre PG, du Bray EA, Blakely RJ, Fey DL, Rockwell BW, Mauk JL, Anderson ED, Graybeal FT (2018),** Descriptive models for epithermal gold-silver deposits: U S G S, Scientific Investigations Report 2010-5070-Q, 247p. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>
- Kaminskiy FV, Roman'ko YF, Kolesnikov SK, Salkhi M (1993).** Lamproites of northern Algeria. *Int Geol Rev* 35(3):235-252. <https://doi.org/10.1080/00206819309465525>

- Kazi-Tani N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque N-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse d'Etat, Univ. Pau :886.
- Laghouag, M.Y., (2014).** Etude des lamproïtes du Nord-Est algérien. Mémoire de Magister, Université Ferhat Abbas, Sétif 1, 185 p.
- Laghouag MY, Chabou MC, Godard G, Avanzinelli R, Casalini M, Laouar R, Garrido CJ (2025).** Geology, mineralogy, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the ultrapotassic rocks and associated shoshonites of Kef Hahouner (Northeastern Algeria): New data and geodynamic implications. *Geochem* 85(3): 126313. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126313>
- Lahondère, J.-C., ; Feinberg, H., Haq, B.U., (1979).** Datation des grès numidiens d'Algérie orientale. *Compte Rendu de L'Académie des Sciences*, t 289, 383 -3886.
- Lahondere J.C. et Magne G., (1983).** "Evolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma à la fin du secondaire et du début du tertiaire : conséquences paléogéographiques". *C.R. Acad. Sc. de Paris*, t. 297, pp. 775-776.
- Laouar R, Boyce AJ, Ahmed-Said Y, Ouabadi A, Fallick AE, Toubal A (2002).** Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 35(2):271-283. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00037-4)
- Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., (2005).** Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 41, 445-465.
- Laouar R, Lekoui A, Bouima T, Salmi-Laouar S, Bouhlef S, Aabdallah N, Boyce AJ, Fallick AE, (2018).** Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geol Rev* 101:312-329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>.
- Laouar R, Salmi-Laouar S, Sami L, Boyce A, Kolli O, Boutaleb A, Fallick AE (2016).** Fluid inclusion and stable isotope studies of the Mesloulia Pb-Zn-Ba ore deposit, NE Algeria: characteristics and origin of the mineralizing fluids. *J Afr Earth Sci* 121:119-135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.06.004>

- Larit, H., Laouar, R., Bouhlel, S., Kechiched, R., Lekoui, A., Salmi-Laouar, S., ... & Toubal, A. (2025).** The sinter-type Sb-Ba-Zn-hg mineralization of the Koudiat Guelaat Bou Diar showing (Djebel Debbagh, NE Algeria): geological, mineralogical and fluid inclusions studies. *Carbonates and Evaporites*, 40(4), 165. <https://doi.org/10.1007/s13146-025-01204-y>
- Lekoui A., (2019).** LES MINERALISATIONS LIEES AU MAGMATISME TERTIAIRE DE LA REGION D'OUED AMIZOUR: GEOCHIMIE, GITOLOGIE ET ETUDE DES ISOTOPES STABLES. Thèse Doctorat en science, UBMA, Algérie.
- Lekoui A, Laouar R, Aissa DE, Boyce AJ (2024).** Origin of the mineralizing fluids involved in the formation of the scheelite skarn in the Beleleita area (Edough NE, Algeria): Fluid inclusion and stable S, O and C isotope study. *B M R E* 175(175):41-63. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1543523>
- Lepvrier, C., and Velde, D., (1976).** A propos des intrusions tertiaires de la marge nord-africaine entre Cherchel et Ténès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 18 :991 998.
- Lindgren W., (1933).** Dépôts minéraux. Compagnie de livres McGraw-Hill, New York.
- Lynne BY, Campbell KA, Moore J, Browne PRL, (2008).** Origin and evolution of the Steamboat Springs siliceous sinter deposit, Nevada, U.S.A. *Sediment Geol.* Vol. 210(3-4):111-131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.07.006>
- Lynne BY (2012).** Mapping vent to distal-apron hot spring paleo-flow pathways using siliceous sinter architecture. *Geotherm* 43:3-24. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2012.01.004>
- Magne J., (1969).** Cadre structural de Dj. Debbagh – Nord Constantinois, Algérie. *Bull. Soc. Géol. De France* (7) T. XI. pp. 75-81.
- Maouche S, Abtout A, Merabet NE, Aïfa T, Lamali A, Bouyahiaoui B, Bougchiche S, Ayache M (2013).** Tectonic and Hydrothermal Activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). *J Geol Res* 2013(1):409475. <https://doi.org/10.1155/2013/409475>
- Marcoux E, Le Berre P, Cocherie A, (2004).** The Meillers Autunian hydrothermal chalcedony: First evidence of a ~295 Ma auriferous epithermal sinter in the French Massif Central. *Ore Geol Rev* 5(1-2):69-87. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.10.001>

- Marignac, C., Zimmermann, J.L., (1983).** Ages K-Ar de l'Événement Hydrothermal et des Intrusions Associées dans le District Minéralisé Miocène d'Aïn-Barbar (Est Constantinois, Algérie). *Mineral. Deposita* 18, 457-467.
- Marignac C (1985).** Les minéralisations filoniennes d'Aïn Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. Unpubl Thesis Doctorat Etat, INPL-Nancy 2:1163.
- Marignac C, Aïssa DE, Cheilletz A, Gasquet D, (2016).** Edough-Cap de Fer Polymetallic District, Northeast Algeria: II. Metallogenic Evolution of a Late Miocene Metamorphic Core Complex in the Alpine Maghrebide Belt. In: Bouabdellah, M., Slack, J. (eds) *Mineral Deposits of North Africa. Mineral Resource Reviews.* Springer, Cham. pp. 167-199. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5_6)
- Mauk, J. L., & Simpson, M. P. (2007).** Geochemistry and stable isotope composition of altered rocks at the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology*, 102(5), 841-871. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.5.841>
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M.h., Cotten, J., Belanteur, O., (2000).** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *CR Acad. Sc. Séries IIA Earth and Planetary Science* 331, 159-173.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M. (1996).** Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la Mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167 :147-157.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., (2006).** Pressure–temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *CR Geoscience* 338, 92-114
- Min Oo A, Xinbiao L, Zaw K, Htay T, Binke S, Mohammed Abdalla Adam M (2020).** Ore Geology, Fluid Inclusions, and (H-O-S-Pb) Isotope Geochemistry of the Sediment-Hosted Antimony Mineralization, Lyhamyar Sb Deposit, Southern Shan Plateau, Eastern Myanmar: Implications for Ore Genesis. *Minerals* 10(4):296. <https://doi.org/10.3390/min10040296>

- Ouabadi, A. (1994).** Pétrologie, géochimie, et origine des granitoïdes peralumineux à cordièrite (cap Bougaroun, Beni Toufout, et Filfila) Algérie Nord-orientale. Thèse doctorat ès sciences, USTHB, Alger. 257p.
- Ouabadi, A. (1994).** Pétrologie, géochimie, et origines des granitoïdes péralumineux à cordièrite (Cap Bouganroum, Beni-Touffout et Filfila Algérie Nord Orientale. Thèse Université. Rennes. 257
- Ouddah, A., (2009).** Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des chapeaux de fer de Djebel Debbagh - Guelma (Nord-Est Algérien). *Thèse de Magistère, Université Badji Mokhtar- Annaba, Algérie.*
- Paquet, J., (1974).** La Tectonique éocène dans les cordillères bétiques, Vers une nouvelle conception de la paléogéographie en méditerranée occidentale. *Bulletin de la société géologique de la France.*, (7), XVI, 58 -71.
- Peybernès, B., Chouabbi, A., & Vila, J. M. (2002).** Reconstitution du substratum jurassique-crétacé basal du domaine des Sellaoua (marge sud-téthysienne, Algérie nord-orientale) à partir des galets du bassin mio-pliocène d'Hamman N'Baïls. *Comptes Rendus Palevol*, 1(8), 681-688. [https://doi.org/10.1016/S1631-0683\(02\)00081-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0683(02)00081-7)
- Raoult, J.-F., (1968).** chevauchement d'âge éocène dans la dorsale du Djebel Bou Abed (Est de la chaîne numidique, Algérie). *C.R. Acad. Sc.*, (D), t. 266, p. 861-864, 2 fig. Paris.
- Raoult, J.-F., (1969).** Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société géologique, France.*, (7), XI, 516 – 543.
- Raoult JF, Velde D (1971).** Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *C R Acad Sci. Ser D*, de Paris 272:1051-1054.
- Raoult, J.-F., (1974).** Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). (*Thèse, Paris*), *Mémoire, Société, géologique, France., Nouvelle, Série, L III, n°121, 163p.*



- Raoult J. F. (1975).** Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie Orientale). Bull. Soc. Géol. Fr, (7), XVII, n° 3, pp. 394-409.
- Rye, R. O. (1993).** The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment; the stable isotope perspective. Economic geology, 88(3), 733-752.
- Roedder E (1984).** Fluid inclusions. Rev. Mineral. 12, 1–644.
- Romanko EF (1991).** Principaux traits géologiques et métallogéniques de la région de Skikda. EREM CRD, inédit. n° 920-2
- Roman'ko EF, Roman'ko AE, Meskhi AM (1998).** The geology and geochemistry of Meso-Cenozoic magmatic formations in Northeastern Algeria. Dokl Earth Sci 362:925-927.
- Rouvier H. (1977).** Géologie de l'extrême-nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Sc. Paris VI, 2 tomes, 898 p., 88 fig., 38 pl. fig., 10 pl. phot., cartes et coupes h.t.
- Sanchez-Yanez C, Reich M, Leisen M, Morata D, Barra F (2017).** Geochemistry of metals and metalloids in siliceous sinter deposits: Implications for elemental partitioning into silica phases: Appl Geochem 80:112-133.  
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.03.008>
- Schinteie, R., Campbell, K.A., Browne, P.R.L., (2007).** Microfacies of stromatolitic sinter from acid– sulphate–chloride springs at Parariki stream, Rotokawa geothermal field, New Zealand”. *Palaeontol. Electron.* 10 (1), 1–33.
- Semroud, B (1981).** Evolution pétrologique du complexe magmatique Néogène de la région de Béjaïa-Amizour. Thèse d'état, USTHB. Alger, 267p.
- Semroud, B., Maury R.C., Ouabadi A., Cotten J., Fourcade S., Fabries J. & Gravelle M (1994).** Géochimie des granitoïdes miocènes de Béjaïa—Amizour (Algérie du Nord) C. R. Acad. Sci. Paris, 318, II,
- Sherlock RL, Tosdal RM, Lehrman NJ, Graney JR, Losh S, Jowett EC, Kesler SE (1995).** Origin of the McLaughlin Mine sheeted vein complex; metal zoning, fluid

- inclusion, and isotopic evidence. *Econ Geol.* 90(8)2156–2181.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.8.2156>
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. A (1985).** Practical Guide to Fluid Inclusion Studies; Blackie and Son: Glasgow, UK,; p. 239.
- Sillitoe, RH. (1993).** Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. In *Mineral Deposits Modeling* (eds R. V. Kirkham W. D. Sinclair, R. I. Thorpe & J. M. Duke), pp. 403–17. Special Paper of the Geological Association of Canada No. 40.
- Sillitoe, RH. (2015).** Epithermal Paleosurfaces *Miner Deposita* 50:767– 793.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-015-0614-z>
- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2005).** Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits.  
<https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S.F., White, N.C., and John, D.A., (2005).** Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits: Economic Geology 100 th Anniversary Volume, p. 485-522.
- Slagter S, Reich M, Munoz-Saez C, Southon J, Morata D, Barra F et al. (2019).** Environmental controls on silica sinter formation revealed by radiocarbon dating. *Geol* 47(4):330-334. <https://doi.org/10.1130/G45859.1>
- Steele-MacInnis M, Lecumberri-Sanchez P, Bodnar RJ (2012).** HokieFlinCs\_H2O-NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H2O–NaCl. *Computers & Geosciences*, 49: 334-337. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>
- Suzzoni, J.-M. ; Aïte, M.-R. ; Gérald, J.-P., (1992).** Identification d’une période distensive multidirectionnelle par l’analyse microstructurale dans les basaltes d’âge Langhien de Dellys (Grande Kabylie, Algérie). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris.*, t314, Série,II, p 821 -827.
- Taksavas T (2017).** Petrographic Analysis of Bonanza Epithermal Vein Textures at Buckskin National and Fire Creek Deposits, Northern Nevada. Master Thesis, (Doctoral dissertation) Auburn University. Alabama. p. 156.

- Taksavas T, Monecke T, Reynolds TJ (2018).** Textural Characteristics of Noncrystalline Silica in Sinters and Quartz Veins: Implications for the Formation of Bonanza Veins in Low-Sulfidation Epithermal Deposits. *Minerals* 8(8):331. <https://doi.org/10.3390/min8080331>
- Taponnier., P, (1977).** Evolution tectonique du Système alpin en méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bulletin de la société géologique de la France*, (7), 19, 437-460.
- Toubal A (1984).** Contribution à l'étude des minéralisations antimonifères du Nord -Est Algérien. (Doctoral dissertation, Thèse 3ème Cycle, Université de Paris VI, France 141p.
- Toubal A (2005).** Les minéralisations antimonifères et associées du Nord-Est Algérien : Etudes gîtologiques, minéralogiques et géochimiques. Comparaison avec les minéralisations de la méditerranée occidentale. Thèse Doctorat d'Etat, UBMA, Algérie. pp. 116.
- Toubal A, Mezghache H, Semroud B, (2005).** Les minéralisations polymétalliques aurifères d'El Goudi (Région de Skikda, Nord Est algérien) : caractérisation minéralogique et signification métallogénique. *Bull Serv Géol Alg* 16(1)3-14
- Van den Kerkhof A M, Hein UF (2001).** Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55(1-4): 27-47. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2)
- Vila J.M., (1966 ).** Aperçu sur la stratigraphie de la terminaison orientale de la chaîne calcaire en Algérie. *C. R. Somm, S. G. F.* 181p.
- Vila JM (1971).** Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du Nord-Est de la Berberie entre les régions d'Annaba (Bone) et de Guelma. *Bull Soc Géol, de France* 7(1-2):85-99. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.1-2.85>
- Vila JM (1972).** Les témoins méridionaux du môle néritique constantinois de Hammam Meskhotine et Guelma. *Bull Hist Nat Afr Nord, Alger* 63(1-2):29-37
- Vila J.M., (1973).** Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du N-E de la Berberie entre la région d'Annaba et de Guelma. *Bull. Sté. Géol. Fr., 7° série, t. XIII* ; pp. 85-99.

- Vila JM (1974).** Le rocher de Constantine : stratigraphie, microfaune et position structurale. Bull Hist Nat Afr Nord, Alger pp. 385-392
- Vila J.M., (1977).** Les témoins méridionaux du môle néritique constantinois de Hammam Meskhotine et Guelma. Bull. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger. pp. 29-37.
- Vila, J.-M., (1980).** La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat, Paris VI*, 663.
- Vila JM, Hernandez J, Velde D (1974).** Sur la présence d'un filon de roche Lamproïtique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois Algérie. CR Acad Sci, Paris Ser D 278:2589-2592
- Vila JM, Magne J (1969).** Cadre structural de Dj. Debar (Nord Constantinois, Algérie). Bull Soc Géol, de France S7-XI(1):75-81. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XI.1.75>
- Voûte C. (1967).** Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Babouche et des régions limitrophes. Pub! Serv. Carte géol. Algérie, nouv. série, nO 36, t.1 255 p., t. 2, 136 p. , 3 cartes, 41 pl.
- Warr LN (2021).** IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineral Mag 85(3): 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wildi W (1983).** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev Géol dynam Géog phys 24(3):201-297. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:89891>
- Wilkinson JJ (2001).** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55(1-4):229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- White, D. E., & Waring, G. A. (1963).** Volcanic emanations (No. 440-K).
- White, NC and Hedenquist, JW (1990).** Epithermal environments and styles of mineralization; variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration 36: 445–474.
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., (1995).** Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration: SEG Newsletter, v. 23, p. 1, 9-13.

**White, N.C., Leake, M.J., McCaughey, S.N. and Parris, B.W., (1995).** Epithermal deposits of the southwest Pacific: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 54, p. 87-136.

**SITE D'INTERNET**

**Google Earthe, (2018) :** Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA. GEBCO, © image 2017. *Date des images satellite 10/04/2017.*

**Google Earthe, (2025) :** Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA. GEBCO, © image 2022. *Date des images satellite 13/06/2022.*

# **ANNEXE I**



**Table a 1.** X- ray diffraction characteristics of the main identified minerals.

| <b>Mineral</b>                       | <b>1<sup>st</sup>ray (d-spacing)</b> | <b>1<sup>st</sup>ray (d-spacing)</b> | <b>1<sup>st</sup>ray (d-spacing)</b> | <b>Reference code</b> |
|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|
| <b>Quartz</b>                        | 100 % (3.34296)                      | 22 % (4.25452)                       | 9 % (1.81763)                        | 01-087-2096           |
| <b>Barite</b>                        | 100 % (3.44500)                      | 95 % (3.10300)                       | 70 % (3.10300)                       | 00-024-1035           |
| <b>Stibnite</b>                      | 100 % (3.04878)                      | 92 % (2.76215)                       | 70 % (3.55112)                       | 01-078-1347           |
| <b>Sphalerite</b>                    | 100 % (3.12606)                      | 49 % (1.91431)                       | 29 % (1.63253)                       | 01-077-2100           |
| <b>Polhemusite</b>                   | 100 % (3.08000)                      | 80 % (1.88800)                       | 70 % (1.60800)                       | 00-031-0870           |
| <b>Stibiconite</b>                   | 100 % (2.96758)                      | 32 % (2.57000)                       | 30 % (1.81726)                       | 01-074-0130           |
| <b>Senarmontite</b>                  | 100 % (3.21928)                      | 35 % (2.78798)                       | 32 % (1.97140)                       | 01-071-0365           |
| <b>Silver<br/>Antimony<br/>Oxide</b> | 100 % (2.97000)                      | 37 % (1.81900)                       | 32 % (2.57200)                       | 00-052-0264           |
| <b>Alunite</b>                       | 100 % (2.99465)                      | 46 % (4.96654)                       | 26,9 % (2.28073)                     | 01-071-1776           |
| <b>Magnetite</b>                     | 100 % (2.53200)                      | 40 % (1.48450)                       | 30 % (1.61580)                       | 00-019-0629           |

# **A****NNEXE** **II**

Table a.2. Summary of fluid inclusion petrography and microthermometric data for zoned quartz (Qz II) crystals from the main stage ore deposition (stage II). P: primary, PS: pseudo-secondary, L: liquid, V: vapor, Tf : freezing temperature, Te : eutectic temperature, Time : ice melting temperature, Th : homogenization temperature, P: pressure.

| N° | Host minerals | Type     | Size (µm) | Liquid Filling range (%) | Tf range (°C) | Te range (°C) | Time range (°C) | Th range (°C) | Salinity range (% NaCl) | P @ homog. (bar) | Density (g/cm3) | dP/dT (bar/°C) | Trapping Conditions |         |
|----|---------------|----------|-----------|--------------------------|---------------|---------------|-----------------|---------------|-------------------------|------------------|-----------------|----------------|---------------------|---------|
|    |               |          |           |                          |               |               |                 |               |                         |                  |                 |                | T (°C)              | P (bar) |
| 1  | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -34.2         |               | -5.1            | 145           | 7.87                    | 3.95             | 0.98            | 19.64          | 171                 | 515     |
| 2  | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 95                       | -32.7         |               | -3              | 135           | 4.96                    | 3.03             | 0.97            | 19.06          | 160                 | 473     |
| 3  | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 90                       | -35           |               | -4.4            | 131           | 6.45                    | 2.66             | 0.98            | 20.08          | 154                 | 457     |
| 4  | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -40           |               | -5.1            | 151.5         | 7.86                    | 4.70             | 0.97            | 19.25          | 179                 | 541     |
| 5  | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -35.1         |               | -1              | 141           | 1.74                    | 3.68             | 0.94            | 17.95          | 169                 | 498     |
| 6  | Quartz        | P (L+V)  | 65        | 95                       | -42           |               | -4.2            | 172.3         | 6.45                    | 7.99             | 0.95            | 17.66          | 207                 | 627     |
| 7  | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 95                       | -39.9         |               | -3              | 132           | 4.96                    | 2.78             | 0.97            | 19.21          | 156                 | 461     |
| 8  | Quartz        | P (L+V)  | 40        | 95                       | -41.1         |               | -1.6            | 138.5         | 1.74                    | 3.41             | 0.95            | 18.24          | 165                 | 488     |
| 9  | Quartz        | PS (L+V) | 20        | 95                       | -35.6         |               | -1              | 124           | 1.74                    | 2.23             | 0.96            | 18.51          | 147                 | 428     |
| 10 | Quartz        | P (L+V)  | 65        | 95                       | -39           |               | -4              | 130           | 6.45                    | 2.59             | 0.98            | 19.90          | 153                 | 453     |
| 11 | Quartz        | P (L+V)  | 30        | 95                       | -41.7         |               | -1.7            | 130.3         | 1.74                    | 2.68             | 0.96            | 18.60          | 155                 | 454     |
| 12 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -38           |               | -4.2            | 175           | 6.45                    | 8.52             | 0.94            | 17.51          | 211                 | 638     |
| 13 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 90                       | -55           |               | -3.7            | 202           | 4.96                    | 15.50            | 0.91            | 15.89          | 248                 | 749     |
| 14 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 90                       | -39.8         |               | -1.7            | 150           | 1.74                    | 4.67             | 0.94            | 17.82          | 180                 | 535     |
| 15 | Quartz        | P (L+V)  | 60        | 95                       | -48.9         |               | -5              | 124           | 7.86                    | 2.14             | 1.00            | 20.86          | 144                 | 428     |
| 16 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -47.8         |               | -5.3            | 142.8         | 7.87                    | 3.71             | 0.98            | 19.88          | 168                 | 505     |
| 17 | Quartz        | P (L+V)  | 75        | 95                       | -49           |               | -6              | 172.2         | 9.21                    | 7.84             | 0.96            | 18.39          | 206                 | 626     |
| 18 | Quartz        | P (L+V)  | 100       | 95                       | -51           |               | -6.6            | 168.6         | 9.21                    | 7.15             | 0.97            | 18.86          | 201                 | 612     |
| 19 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -53           |               | -6.2            | 173           | 9.21                    | 7.98             | 0.96            | 18.42          | 207                 | 630     |
| 20 | Quartz        | P (L+V)  | 75        | 95                       | -49.8         |               | -8.9            | 200           | 11.7                    | 14.15            | 0.96            | 17.63          | 241                 | 741     |
| 21 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -58.7         |               | -7              | 175.2         | 10.49                   | 8.34             | 0.97            | 18.60          | 209                 | 639     |
| 22 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -57.8         |               | -11             | 188.5         | 14.97                   | 10.85            | 0.99            | 18.97          | 224                 | 694     |
| 23 | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 95                       | -61           |               | -10.7           | 165           | 13.94                   | 6.30             | 1.01            | 20.54          | 194                 | 597     |
| 24 | Quartz        | P (L+V)  | 70        | 95                       | -57.3         |               | -12.5           | 147           | 15.96                   | 3.89             | 1.04            | 22.33          | 170                 | 523     |
| 25 | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 95                       | -62.1         |               | -16.5           | 168.9         | 19.45                   | 6.57             | 1.05            | 21.31          | 197                 | 613     |
| 26 | Quartz        | P (L+V)  | 30        | 95                       | -62.9         |               | -9.2            | 161.2         | 12.85                   | 5.81             | 1.00            | 20.35          | 189                 | 581     |
| 27 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -62.9         |               | -9.4            | 162           | 12.85                   | 5.92             | 1.00            | 20.36          | 190                 | 584     |

Table a.2. Continued

| N° | Host minerals | Type     | Size (µm) | Liquid Filling range (%) | Tf range (°C) | Te range (°C) | Time range (°C) | Th range (°C) | Salinity range (% NaCl) | P @ homog. (bar) | Density (g/cm3) | dP/dT (bar/°C) | Trapping Conditions |         |
|----|---------------|----------|-----------|--------------------------|---------------|---------------|-----------------|---------------|-------------------------|------------------|-----------------|----------------|---------------------|---------|
|    |               |          |           |                          |               |               |                 |               |                         |                  |                 |                | T (°C)              | P (bar) |
| 28 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -51.8         |               | -16.5           | 156           | 19.45                   | 4.76             | 1.06            | 22.25          | 181                 | 560     |
| 29 | Quartz        | P (L+V)  | 75        | 90                       | -45           | -37           | -12.5           | 145           | 15.6                    | 3.68             | 1.04            | 22.48          | 168                 | 515     |
| 30 | Quartz        | P (L+V)  | 80        | 90                       | -33.2         |               | -2.2            | 161.7         | 3.39                    | 6.29             | 0.94            | 17.47          | 195                 | 583     |
| 31 | Quartz        | P (L+V)  | 30        | 95                       | -36           |               | -2.3            | 165           | 3.39                    | 6.82             | 0.93            | 17.35          | 199                 | 597     |
| 32 | Quartz        | Ps (L+V) | 35        | 95                       | -56           |               | -14.7           | 135           | 17.79                   | 2.72             | 1.07            | 23.65          | 155                 | 473     |
| 33 | Quartz        | Ps (L+V) | 35        | 95                       | 55.5          |               | -15.8           | 136           | 18.63                   | 2.77             | 1.07            | 23.70          | 156                 | 477     |
| 34 | Quartz        | PS (L+V) | 25        | 95                       | -60.2         |               | -18             | 145           | 20.97                   | 3.50             | 1.08            | 23.17          | 167                 | 515     |
| 35 | Quartz        | Ps (L+V) | 20        | 95                       | 55.5          |               | -15.8           | 135           | 18.63                   | 2.69             | 1.07            | 23.77          | 155                 | 473     |
| 36 | Quartz        | Ps (L+V) | 35        | 95                       | -42           |               | -3.2            | 140           | 4.96                    | 3.50             | 0.97            | 18.92          | 166                 | 494     |
| 37 | Quartz        | P (L+V)  | 60        | 85                       | -46.7         |               | -3.5            | 167           | 4.96                    | 7.08             | 0.94            | 17.67          | 201                 | 605     |
| 38 | Quartz        | P (L+V)  | 45        | 90                       | -39.3         |               | -3.4            | 165           | 4.96                    | 6.75             | 0.94            | 17.74          | 198                 | 597     |
| 39 | Quartz        | P (L+V)  | 75        | 90                       | -36           |               | -3              | 167           | 4.96                    | 7.12             | 0.94            | 17.49          | 201                 | 605     |
| 40 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 90                       | -39.3         |               | -4              | 184           | 6.45                    | 10.49            | 0.93            | 16.95          | 223                 | 675     |
| 41 | Quartz        | P (L+V)  | 65        | 90                       | -45           | -25           | -4              | 163           | 6.45                    | 6.39             | 0.95            | 18.09          | 195                 | 589     |
| 42 | Quartz        | P (L+V)  | 40        | 95                       | -45           | -25           | -4.2            | 163           | 6.45                    | 6.37             | 0.95            | 18.17          | 195                 | 589     |
| 43 | Quartz        | P (L+V)  | 60        | 80                       | -40           |               | -3              | 156           | 4.96                    | 5.40             | 0.95            | 18.03          | 187                 | 560     |
| 44 | Quartz        | P (L+V)  | 100       | 90                       | -38.7         | -17           | -2.8            | 182           | 3.39                    | 10.15            | 0.92            | 16.68          | 221                 | 667     |
| 45 | Quartz        | P (L+V)  | 120       | 90                       | -38.7         | -17           | -2.9            | 182           | 3.39                    | 10.14            | 0.92            | 16.70          | 221                 | 667     |
| 46 | Quartz        | P (L+V)  | 90        | 90                       | -45           |               | -3.6            | 220           | 4.96                    | 22.19            | 0.89            | 14.91          | 274                 | 823     |
| 47 | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 90                       | -19           |               | -2.3            | 186           | 3.39                    | 11.16            | 0.91            | 16.36          | 227                 | 683     |
| 48 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 90                       | -43.6         |               | -6              | 166           | 9.21                    | 6.75             | 0.97            | 18.78          | 198                 | 601     |
| 49 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -44.7         |               | -6              | 155           | 9.21                    | 5.11             | 0.98            | 19.47          | 183                 | 556     |
| 50 | Quartz        | P (L+V)  | 20        | 95                       | -44.7         |               | -6              | 155           | 9.21                    | 5.11             | 0.98            | 19.47          | 183                 | 556     |
| 51 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -41           |               | -2              | 240           | 3.39                    | 32.55            | 0.84            | 13.60          | 304                 | 906     |
| 52 | Quartz        | P (L+V)  | 30        | 95                       | -45           |               | -4              | 192           | 6.45                    | 12.51            | 0.92            | 16.51          | 234                 | 708     |
| 53 | Quartz        | P (L+V)  | 20        | 95                       | -46.5         |               | -4.2            | 160           | 6.45                    | 5.91             | 0.96            | 18.34          | 191                 | 576     |
| 54 | Quartz        | P (L+V)  | 80        | 90                       | -47           |               | -4.8            | 180           | 6.45                    | 9.51             | 0.94            | 17.46          | 217                 | 659     |
| 55 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 90                       | -49.2         |               | -4.4            | 169           | 6.45                    | 7.37             | 0.95            | 17.92          | 203                 | 613     |

Table a.2. Continued

| N° | Host minerals | Type     | Size (µm) | Liquid Filling range (%) | Tf range (°C) | Te range (°C) | Time range (°C) | Th range (°C) | Salinity range (% NaCl) | P @ homog. (bar) | Density (g/cm3) | dP/dT (bar/°C) | Trapping Conditions |         |
|----|---------------|----------|-----------|--------------------------|---------------|---------------|-----------------|---------------|-------------------------|------------------|-----------------|----------------|---------------------|---------|
|    |               |          |           |                          |               |               |                 |               |                         |                  |                 |                | T (°C)              | P (bar) |
| 56 | Quartz        | P (L+V)  | 45        | 85                       | -45.8         |               | -2.7            | 210           | 3.39                    | 18.42            | 0.89            | 15.24          | 260                 | 782     |
| 57 | Quartz        | P (L+V)  | 130       | 90                       | -42.3         | -22           | -3.6            | 170.5         | 4.96                    | 7.70             | 0.94            | 17.53          | 205                 | 619     |
| 58 | Quartz        | P (L+V)  | 35        | 90                       | -45.6         |               | -3.6            | 160           | 4.96                    | 5.94             | 0.95            | 18.08          | 192                 | 576     |
| 59 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -43.9         |               | -7              | 150           | 10.49                   | 4.44             | 0.99            | 20.25          | 176                 | 535     |
| 60 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 85                       | -44.1         |               | -4              |               | 6.45                    |                  |                 |                |                     |         |
| 61 | Quartz        | P (L+V)  | 200       | 95                       | -44           |               | -4              | 249.4         | 6.45                    | 37.55            | 0.85            | 13.43          | 317                 | 944     |
| 62 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -43.2         |               | -6              | 180           | 9.21                    | 9.40             | 0.96            | 17.92          | 216                 | 659     |
| 63 | Quartz        | PS (L+V) | 35        | 90                       | -43.9         |               | -8.8            | 147           | 11.7                    | 4.03             | 1.01            | 21.22          | 171                 | 523     |
| 64 | Quartz        | PS (L+V) | 40        | 95                       | -49.7         |               | -7              | 148.5         | 10.49                   | 4.27             | 0.99            | 20.35          | 174                 | 529     |
| 65 | Quartz        | PS (L+V) | 30        | 95                       | -53.1         | -29           | -6.8            | 149           | 9.21                    | 4.33             | 0.99            | 20.23          | 175                 | 531     |
| 66 | Quartz        | P (L+V)  | 200       | 90                       | -35           | -21.4         | -3.6            | 201.9         | 4.96                    | 15.49            | 0.91            | 15.87          | 248                 | 749     |
| 67 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -49           |               | -8.3            | 149.3         | 11.7                    | 4.31             | 1.01            | 20.86          | 175                 | 532     |
| 68 | Quartz        | P (L+V)  | 120       | 90                       | -41           |               | -1.9            | 175           | 1.74                    | 8.72             | 0.92            | 16.79          | 212                 | 638     |
| 69 | Quartz        | P (L+V)  | 60        | 90                       | -46           |               | -8              | 152.4         | 11.7                    | 4.69             | 1.00            | 20.52          | 179                 | 545     |
| 70 | Quartz        | P (L+V)  | 65        | 90                       | -46.6         |               | -6              | 178.6         | 9.21                    | 9.11             | 0.96            | 18.00          | 214                 | 653     |
| 71 | Quartz        | P (L+V)  | 25        | 95                       | -58           | -28           | -8.7            | 175.3         | 11.7                    | 8.22             | 0.99            | 19.20          | 208                 | 639     |
| 72 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 95                       | -49.8         | -28           | -8.1            | 149.5         | 11.7                    | 4.34             | 1.00            | 20.76          | 175                 | 533     |
| 73 | Quartz        | P (L+V)  | 50        | 85                       | -40.7         |               | -4              | 183.6         | 6.45                    | 10.40            | 0.93            | 16.97          | 223                 | 673     |
| 74 | Quartz        | P (L+V)  | 60        | 90                       | -51.1         |               | -11             | 178.9         | 14.97                   | 8.75             | 1.00            | 19.64          | 212                 | 654     |
| 75 | Quartz        | P (L+V)  | 65        | 80                       | -49           |               | -4              | 267.2         | 6.45                    | 50.35            | 0.83            | 12.49          | 345                 | 1017    |
| 76 | Quartz        | P (L+V)  | 85        | 90                       | -39.1         |               | -2.3            | 214.9         | 3.39                    | 20.37            | 0.88            | 14.93          | 267                 | 802     |
| 77 | Quartz        | PS (L+V) | 30        | 95                       | -39.7         | -26           | -6              | 140           | 9.21                    | 3.41             | 0.99            | 20.42          | 164                 | 494     |
| 78 | Quartz        | P (L+V)  | 70        | 90                       | -44.7         | -21.7         | -9.3            | 161           | 12.85                   | 5.78             | 1.00            | 20.40          | 189                 | 580     |
| 79 | Quartz        | P (L+V)  | 70        | 90                       | -35.8         |               | -2.5            | 160           | 3.39                    | 6.01             | 0.94            | 17.65          | 192                 | 576     |
| 80 | Quartz        | P (L+V)  | 80        | 80                       | -40           |               | -2              | 200           | 3.39                    | 15.13            | 0.89            | 15.63          | 246                 | 741     |
| 81 | Quartz        | P (L+V)  | 75        | 85                       | -47.8         |               | -8              | 164           | 11.7                    | 6.31             | 0.99            | 19.72          | 194                 | 593     |
| 82 | Quartz        | P (L+V)  | 40        | 90                       | -51.3         |               | -8              | 158.8         | 11.7                    | 5.53             | 0.99            | 20.08          | 187                 | 571     |
| 83 | Quartz        | P (L+V)  | 120       | 90                       | -36.1         |               | -2.8            | 185.1         | 3.39                    | 10.88            | 0.92            | 16.52          | 226                 | 680     |

Table a.2. Continued

| N°  | Host minerals | Type    | Size (µm) | Liquid Filling range (%) | Tf range (°C) | Te range (°C) | Time range (°C) | Th range (°C) | Salinity range (% NaCl) | P @ homog. (bar) | Density (g/cm3) | dP/dT (bar/°C) | Trapping Conditions |         |
|-----|---------------|---------|-----------|--------------------------|---------------|---------------|-----------------|---------------|-------------------------|------------------|-----------------|----------------|---------------------|---------|
|     |               |         |           |                          |               |               |                 |               |                         |                  |                 |                | T (°C)              | P (bar) |
| 84  | Quartz        | P (L+V) | 65        | 90                       | -36.5         |               | -3              | 184.8         | 4.96                    | 10.79            | 0.92            | 16.59          | 225                 | 678     |
| 85  | Quartz        | P (L+V) | 85        | 90                       | -35.7         |               | -0.5            | 163           | 0.85                    | 6.64             | 0.92            | 17.11          | 197                 | 589     |
| 86  | Quartz        | P (L+V) | 40        | 90                       | -37.1         |               | -1.8            | 179.8         | 1.74                    | 9.75             | 0.91            | 16.55          | 219                 | 658     |
| 87  | Quartz        | P (L+V) | 70        | 90                       | 39.5          |               | -2              | 158.1         | 3.39                    | 5.76             | 0.94            | 17.57          | 190                 | 568     |
| 88  | Quartz        | P (L+V) | 50        | 95                       | 41.2          |               | -1.9            | 158.5         | 1.74                    | 5.82             | 0.94            | 17.52          | 191                 | 570     |
| 89  | Quartz        | P (L+V) | 90        | 90                       | -37.3         |               | -1.8            | 174.5         | 1.74                    | 8.62             | 0.92            | 16.79          | 212                 | 636     |
| 90  | Quartz        | P (L+V) | 100       | 90                       | -36.2         |               | -1.6            | 165           | 1.74                    | 6.88             | 0.93            | 17.17          | 199                 | 597     |
| 91  | Quartz        | P (L+V) | 100       | 90                       | -46.9         |               | -8.9            | 170           | 12.76                   | 7.24             | 0.99            | 19.63          | 201                 | 617     |
| 92  | Quartz        | P (L+V) | 110       | 85                       | -46.5         |               | -8.5            | 268           | 12.15                   | 48.72            | 0.88            | 13.49          | 340                 | 1021    |
| 93  | Quartz        | P (L+V) | 120       | 90                       | -50.5         |               | -9              | 177           | 12.87                   | 8.53             | 0.99            | 19.19          | 210                 | 646     |
| 94  | Quartz        | P (L+V) | 110       | 90                       | -42           |               | -7              | 243           | 10.5                    | 32.64            | 0.90            | 14.51          | 304                 | 918     |
| 95  | Quartz        | P (L+V) | 50        | 90                       | -58           |               | -9              | 170           | 12.87                   | 7.23             | 0.99            | 19.67          | 201                 | 617     |
| 96  | Quartz        | P (L+V) | 70        | 90                       | -48.5         |               | -8              | 230           | 11.72                   | 25.62            | 0.92            | 15.53          | 284                 | 864     |
| 97  | Quartz        | P (L+V) | 40        | 95                       | -56           |               | -8.6            | 190           | 12.42                   | 11.47            | 0.97            | 18.19          | 228                 | 700     |
| 98  | Quartz        | P (L+V) | 100       | 90                       | -43.1         |               | -2.2            | 197           | 3.79                    | 14.18            | 0.90            | 15.81          | 242                 | 729     |
| 99  | Quartz        | P (L+V) | 35        | 95                       | -43.4         |               | -3              | 173           | 4.94                    | 8.22             | 0.93            | 17.19          | 209                 | 630     |
| 100 | Quartz        | P (L+V) | 25        | 95                       | -48           |               | -4              | 159           | 6.43                    | 5.77             | 0.96            | 18.31          | 190                 | 572     |
| 101 | Quartz        | P (L+V) | 50        | 90                       | -41.3         |               | -4              | 194           | 6.43                    | 13.06            | 0.92            | 16.40          | 237                 | 716     |
| 102 | Quartz        | P (L+V) | 35        | 95                       | -44           |               | -4              | 150           | 6.43                    | 4.57             | 0.96            | 18.80          | 178                 | 535     |
| 103 | Quartz        | P (L+V) | 100       | 90                       | -53.6         |               | -8              | 178           | 11.72                   | 8.81             | 0.98            | 18.78          | 212                 | 650     |
| 104 | Quartz        | P (L+V) | 30        | 90                       | -52           |               | -8              | 220           | 11.72                   | 21.25            | 0.93            | 16.13          | 270                 | 823     |
| 105 | Quartz        | P (L+V) | 45        | 85                       | -48           |               | -9              | 166           | 12.87                   | 6.56             | 1.00            | 19.94          | 196                 | 601     |
| 106 | Quartz        | P (L+V) | 90        | 90                       | -53.6         |               | -8              | 194           | 11.72                   | 12.57            | 0.96            | 17.74          | 234                 | 716     |
| 107 | Quartz        | P (L+V) | 40        | 90                       | -51.4         |               | -8              | 176           | 11.72                   | 8.41             | 0.98            | 18.92          | 210                 | 642     |
| 108 | Quartz        | P (L+V) | 50        | 80                       | -44           |               | -8              | 160.5         | 11.72                   | 5.78             | 0.99            | 19.96          | 189                 | 578     |
| 109 | Quartz        | P (L+V) | 35        | 95                       | -43.4         |               | -3              | 173           | 4.94                    | 8.22             | 0.93            | 17.19          | 209                 | 630     |
| 110 | Quartz        | P (L+V) | 100       | 95                       | -41.4         |               | -2.5            | 180           | 4.17                    | 9.73             | 0.92            | 16.69          | 219                 | 659     |
| 111 | Quartz        | P (L+V) | 110       | 90                       | -49           |               | -8              | 180           | 11.72                   | 9.23             | 0.97            | 18.65          | 215                 | 659     |
| 112 | Quartz        | P (L+V) | 100       | 90                       | -47           |               | -8              | 182           | 11.72                   | 9.66             | 0.97            | 18.52          | 217                 | 667     |





# The sinter-type Sb- Ba-Zn- hg mineralization of the Kouadiat Guelaat Bou Diar showing (Djebel Debbagh, NE Algeria): geological, mineralogical and fluid inclusions studies

Hamza Larit<sup>1</sup> · Rabah Laouar<sup>1</sup> · Salah Bouhlel<sup>2</sup> · Rabah Kechiched<sup>3</sup> · Abdelmalek Lekoui<sup>4</sup> · Sihem Salmi-Laouar<sup>1</sup> · Ouafi Ameur-Zaimeche<sup>4</sup> · Abderrahmane Toubal<sup>1</sup>

Received: 12 August 2025 / Accepted: 6 November 2025

© The Author(s), under exclusive licence to Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2025

## Abstract

The Kouadiat Guelaat Bou Diar is part of the Djebel Debbagh massif, which belongs to the Tellian Atlas of northeastern Algeria. The latter has experienced multiple Cenozoic tectonic episodes related to the Alpine subduction-collision event between the African and the Eurasian plate that led to the development of deep regional faults, thrusting nappes, and igneous activity. The Sb-Ba-Zn-Hg mineralization of the Kouadiat Guelaat Bou Diar deposit, located in the Constantine neritic series, was studied for the first time in order to determine their mineralogical composition and paragenetic succession, and to characterize the mineralizing fluids through fluid inclusion studies. This vein-type mineralization, long considered as sinter-type, is hosted by the Cenomanian limestones of Djebel Debbagh series, which often show brecciated textures. Barite, stibnite, sphalerite, rare cinnabar and antimony oxides (valentinite and senarmontite) are the main minerals determined through microscopic observations and SEM-EDX analyses. Fluid inclusion (FI) studies were carried out on quartz crystals of the main mineralizing stage (II). Petrographic observation shows three types of FI: primary, pseudo-secondary and secondary FI. The primary inclusions of 20 to 200  $\mu\text{m}$  in size are mainly two-phase (liquid+vapor) FI, with liquid filling rates varying between 85 and 95%. Pseudo-secondary inclusions are also two-phase (liquid+vapor) but with smaller size (20 to 40  $\mu\text{m}$ ). Rare secondary, often single-phase (liquid), spherical inclusions are small ( $>15 \mu\text{m}$ ). Microthermometric measurements were performed on the primary and pseudo-secondary FI. Homogenization temperatures ( $T_h$ ) in the primary FI were in the range of 124 to 270  $^{\circ}\text{C}$ , and the salinity values vary between 0.85 and 19.45% eq. NaCl. Secondary FI gave slightly lower and narrower range of  $T_h$ , between 124 and 149  $^{\circ}\text{C}$ , but similar wide range of salinities varying between 1.74 and 20.97% eq. NaCl. The estimated P-T-V-X conditions yield trapping pressures between 428 and 1024 bar, corresponding to shallow to moderate crustal depths. These data point to hot, moderately saline deep-seated, probably magmatic heated, fluids that migrated upward to the surface through deep regional faults. Mineralogical and metallogenic results, as well as fluid inclusion data, indicate that the Sb-Ba-Zn and Hg mineralization of Kouadiat Guelaat Bou Diar is comparable to many low-sulfidation epithermal deposits of NE Algeria and worldwide. It belongs to sinter-type mineralization that may contain potentially precious metals, such as gold and silver.

**Keywords** Base metals · Fluid inclusions · Epithermal · Sinter-type · Guelaat Bou Diar, Algeria

## Introduction

Northeastern Algeria is marked by the occurrence of numerous deposits and polymetallic occurrences distributed along the Tellian Atlas chain whose structure is the consequence of Alpine orogeny (e.g., Toubal 1984; Laouar et al. 2002).

In this area, antimoniferous mineralization is known to be related to: (a) the Neoproterozoic to Paleozoic metamorphic complex of the Edough and Lesser Kabylia massifs (Marignac 1985; Toubal 1984; Aissa 1996; Laouar et al. 2002; Benali 2007; Marignac et al. 2016), (b) the Cretaceous sedimentary lithologies of the neritic domain (Constantine

Extended author information available on the last page of the article

region) (Vila 1980; Lahondère and Magne 1983; Toubal 1984, 2005), and (c) the Miocene-Pliocene post-nappes basins of Constantine, Guelma and Hammam N'bail (Toubal 1984, 2005; Toubal et al. 2005). This antimoniferous mineralization shows complex mineral associations, with Sb, As, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni and Co, as well as precious metals, such as Au and Ag (Table 1).

In many regions throughout the world, antimoniferous mineralization is associated to siliceous sinters. These are superficial expressions of geothermal systems that may precipitate epithermal mineralization, where fluids from relatively hot deep reservoirs with temperatures above 175 °C discharge their metal contents onto the earth's surface (e.g., Fournier and Rowe 1966; Fournier and Pitt 1985; Hampton et al. 2004; Sanchez-Yanez et al. 2017; Slagter

**Table 1** Summary of main ore deposits in north-eastern Algeria

| Struc-tural context                | Ore deposit                                           | Host rocks                                                        | Age          | Mineralization                                          | References                                                                         |
|------------------------------------|-------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|--------------|---------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| Meta-morphic complex of the Edough | Ain Barbar (Annaba)                                   | Upper Cretaceous flysch                                           | Langhian     | Pb, Zn, Cu                                              | Marignac (1985); Aissa et al. (1995)                                               |
|                                    | Saf Saf, Koudiat El-Ahrach (Annaba)                   | Neoproterozoic gneisses, Paleogene volcano-sedimentary rock       | Langhian     | Zn, Cu, As, Sb (Co, Bi, Ag, Au)                         | Marignac (1976); Aissa et al. (1995); Laouar et al. (2002); Marignac et al. (2016) |
|                                    | Beleleita, Karezas (Annaba)                           | Neoproterozoic skarns hosted by gneisses                          | Langhian     | W, As, Au                                               | Lekoui et al. 2024; Marignac et al. 2016; Laouar et al. 2002; Aissa et al. 1995)   |
|                                    | Berrahal, Boumaiza (Annaba)                           | Paleozoic marbles and skarns                                      | -            | Fe (Pb, Zn, Cu)                                         | Aissa (1996)                                                                       |
| Lesser Kabylia massifs             | El Goudi (Skikda)                                     | Oligo-Miocene Kabyle detrital formations                          | Miocene      | Sb, As, (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Ni, Co, Bi)                | Toubal et al. (2005)                                                               |
|                                    | Ismail, Guenicha, Mra Sma, Ras El Ma (Azzaba, Skikda) | Dorsal Kabyle carbonates formations Ypresian to Lutetian          | -            | Hg, Pb, Zn, Cu, Sb, Ba                                  | Bouaroudj (1986)                                                                   |
|                                    | Sidi Kamber, Boudoukha (Skikda)                       | Paleozoic Micaschists, gneiss and Miocene microgranite            | Langhian     | Pb, Zn, Cu, Ag, Ba (In, Cd, As, Sb, Au, Ni, Co, Bi, Sn) | Touahri (1987, 1991); Bouabssa et al. (2019)                                       |
|                                    | Oued Amizour (Béjaïa)                                 | Miocene granitoids                                                | Langhian     | Zn, Pb, Cu, Ba.                                         | Benali (2007); Laouar et al. (2018)                                                |
| Con-stantinois neritic series      | El Aouana (Jijel)                                     | Miocene granitoids                                                | Langhian     | Pb, Zn, Cu, Ba, (Ag, Au).                               | Benali (2007)                                                                      |
|                                    | Dj Taya (Djebel Debbagh, Guelma)                      | Jurassic to upper Cretaceous neritic limestone series             | -            | Sb, Hg, Pb, Zn, Ag                                      | Toubal (1984, 2005)                                                                |
|                                    | Ain kerma, Koudiat Takouk (NW Constantine)            | Jurassic and Cretaceous limestone and dolomites                   | Post-Miocene | Sb, cu, Zn, As, (Ag)                                    | Deleau and Thierry (1953); (Toubal 1984, 2005)                                     |
|                                    | Hammimat, Sensa (Oum Boughi)                          | Aptian-Albian Marly sandstone, limestone, marl and marl-sandstone | Post-Miocene | Sb (Hg, As)                                             | Toubal (1984, 2005)                                                                |
| Post-nappes basins                 | Hammam N'Bails (Guelma)                               | Mio-Pliocene limestone                                            | Post-Miocene | Zn, Sb, As, Pb (Au, Ag)                                 | Toubal (1984, 2005)                                                                |

et al. 2019; Munoz-Saez et al. 2020). They are characterized by the deposition of amorphous silica in the form of opal, chalcedony and cryptocrystalline quartz (Fournier and Rowe 1966; Fournier and Pitt 1985; Lynne et al. 2008; Guido and Campbell 2011; Lynne 2012) and are most often accompanied by the precipitation of Sb, As, Hg, Ti, and precious metals, such as Au and Ag. A number of studies have focused on these siliceous sinter-type ores, such as the “quartzite” Sb-Au deposit of Meillers, France, of Hercynian age (Marcoux et al. 2004), the Queensland (Australia) As, Sb, Hg, Ba, Au and Ag mineralization of Devonian-Carboniferous age (Cunneen and Sillitoe 1989), the McLaughlin (California, USA) Au, Ag, Sb, As, Tl and Hg mineralization of high-temperature epithermal sinter-type deposit (Sherlock et al. 1995), the San Augustin (Argentina) As, Sb, Au and Ag mineralization of Jurassic age (Guido et al. 2010), and the Kohuamuri (New Zealand) Pb, Cu, Zn, As, Sb and Au-Ag epithermal mineralizations of Miocene-Pliocene age (Hamilton et al. 2017).

In Algeria, research on the sinter-type and associated mineralization is scarce and remains poorly studied, despite their economic importance. The only work that has been carried on these deposits is that of Toubal (2005) which reported a summary description of this ore type. In this perspective, the aim of the present study is to characterize the Guelma region sinter-type deposit and the mineralizing fluids involved in the genesis of the mineralization. Detailed mineralogical and metallogenic results combined with of fluid inclusion data will be presented and compared with similar ores worldwide.

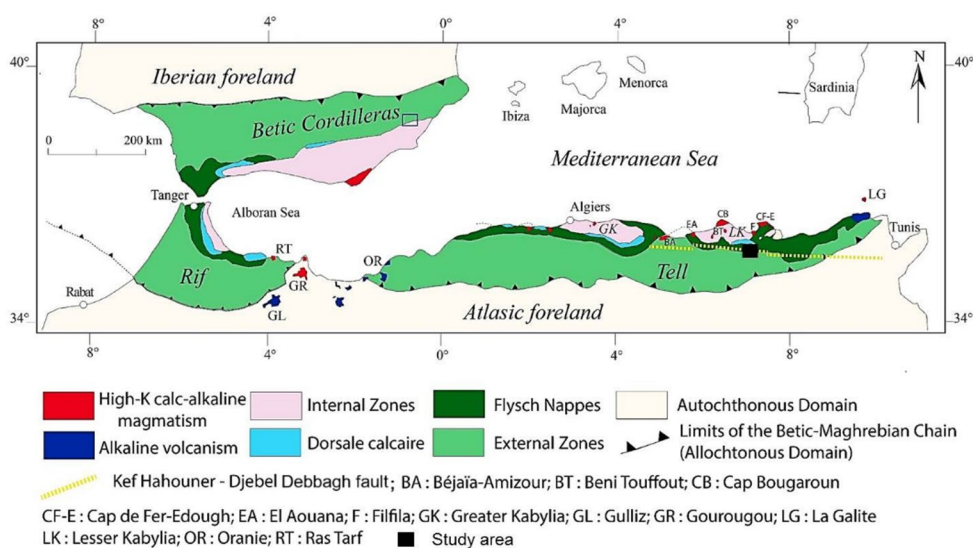
## Geological setting

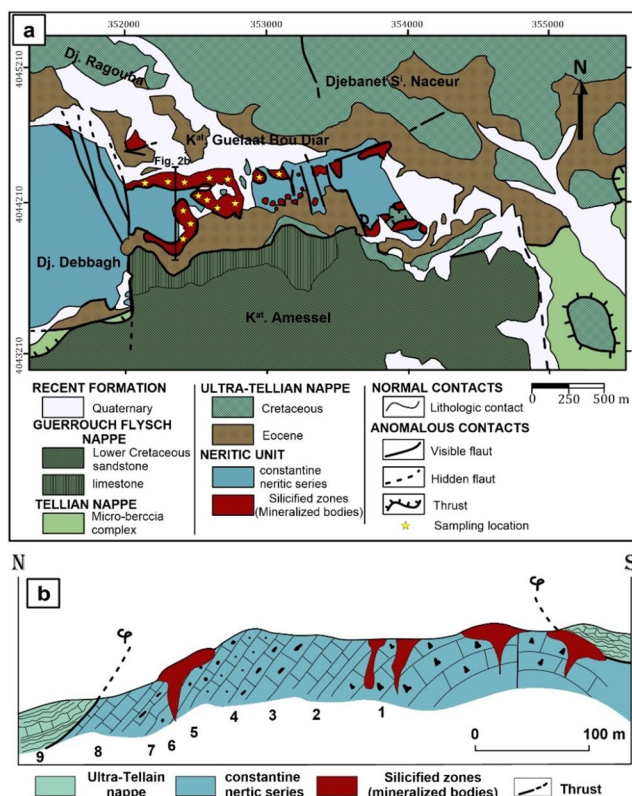
### Regional tectonic setting and geothermal fields

The Koudiat Guelaat Bou Diar showing is located in the Guelma region, northeastern Algeria (Fig. 1). Geologically, it is part of the Djebel Debbagh massif which is structured into several thrust nappes forming a dome of about 3 km large and extending east-westerly over 10 km. From the bottom to the top, the following nappes are distinguished: the Ultra Tellian nappe (Cretaceous to Eocene sediments), the Tellian nappe (Senonian deposits), and the Guerrouch nappe (Tithonic and Numidian flyschs) (Vila and Magne 1969; Vila 1980; Labondère and Magne 1983; Wildi 1983). These nappes overly the autochthonous neritic limestone series of the Constantinois (Fig. 2; Vila and Magne 1969).

This region hosts numerous thermal springs, which are thought to be responsible for silicification and ore deposition. The water temperatures of these springs vary between 21 and 98 °C, the highest temperatures are those of Hammam Debbagh which reaches 98 °C at the surface and 300 °C at depth (Deleau 1938; Rezig 1991). Based on water and gas chemistry, (Belhai et al., 2017) pointed out that these thermal springs are related to local tectonic settings and various geological lithologies, especially the Triassic evaporitic formation at depth. Although the crustal radiogenic He is the most dominant in all thermal springs in the region, some He isotope data point to the contribution of deeper sources (magmatic systems), since some radiogenic He show mantle-like signature. Similar conclusion was given by Issaadi (2005) based on geochemical and isotopic study of Hammam Debbagh thermal springs. In addition, Rezig (1991) has already mentioned the magmatic influence on the origin of the thermal field in the area.

**Fig. 1** Geological sketch map showing the Alpine orogen of the western Mediterranean. (Modified from Laghouag et al. 2025). The study area is shown in black rectangle





**Fig. 2** **a** Geological map of the Koudiat Guelaat Bou Diar deposit (from the 1/50,000 geological map of Guelma, sheet no. 54 (Vila 1971)). **b**. Detailed cross-section of the Guelaat Bou Diar deposit. (modified from Toubal (2005): (1) Massive Caprine-bearing limestones, (2) Nodular limestone, (3) Brecciated limestone, 5. Calcarenes, 6. microbreccias, 7. Silicified breccias with mineralization, 8. Marls and limestones, 9. Ultra-Tellian series.

### Local geological features

At Koudiat Guelaat Bou Diar, the complete sedimentary section outcrops at the eastern part of the Djebel Debbagh. It is subdivided into several formations, ranging in age from the Jurassic to the upper Cretaceous. Vila (1972, 1980) distinguished from the bottom to the top the following lithologies (Fig. 3; Table 2): (a) dark dolomites of Jurassic age, (b) dark dolomitic layers of Neocomian age, (c) Barremian Rudist-bearing massive limestones, (d) Aptian well-bedded Orbitolina- and Miliolide-rich limestones, (e) calcaro-dolomitic levels, with ghosts of recrystallized Rudist tests and intercalations of massive bioclast-bearing limestone (Orbitolines and debris of Melobesia) of Vraconian-Cenomanian age, (f) organo-detrital, Caprine-bearing massive limestones of Cenomanian age, (g) levels of Campanian brecciated limestone with reworked debris of Orbitolina-bearing limestone, and (h) pyrite-bearing blackish marls of Maastrichtian age. The siliceous levels crosscut and replace the upper parts of the Cenomanian limestones (Vila 1974; Toubal 1984, 2005). Cenomanian limestones are the most severely affected by

fractures and brecciation, and host various Sb, Ba, Zn, Hg mineralization veins (Figs. 2 and 3).

### Sample preparation and analytical techniques

#### Sampling

Twenty-five representative samples were collected from the different outcrops in the study area (Fig. 2a), and include alteration zones, mineralized veins and breccia facies (see Figs. 4 and 5a and d-e). These samples were used for petrological, mineralogical, metallographic and fluid inclusion studies.

#### Petrography and mineralogy (XRD and SEM-EDX techniques)

For petrographic and metallographic investigations, thirty thin sections were prepared at the Thin Section Laboratory of the geology department, University of Badji Mokhtar Annaba, Algeria, and twenty-five polished sections were prepared at the Laboratory of Applied Mineralogy and Geochemistry, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Tunis El Manar, Tunisia. For mineralogical study, eighteen whole-rock powder samples and seven selected polished (10 × 10 mm) slides were prepared for X-ray diffraction (XRD) analyses at the Faculty of Sciences, University of Tunis El Manar. For this, a CPS 120 INEL XRD powder diffractometer with radiation source CuK $\alpha$ , wavelength  $\lambda$  of 1.5418 Å and acceleration voltage of 40 Kv was used. X'Pert HighScorePlus software package (PANalytical 2004) and PDF-2 (2003) data base were utilized for mineral identification.

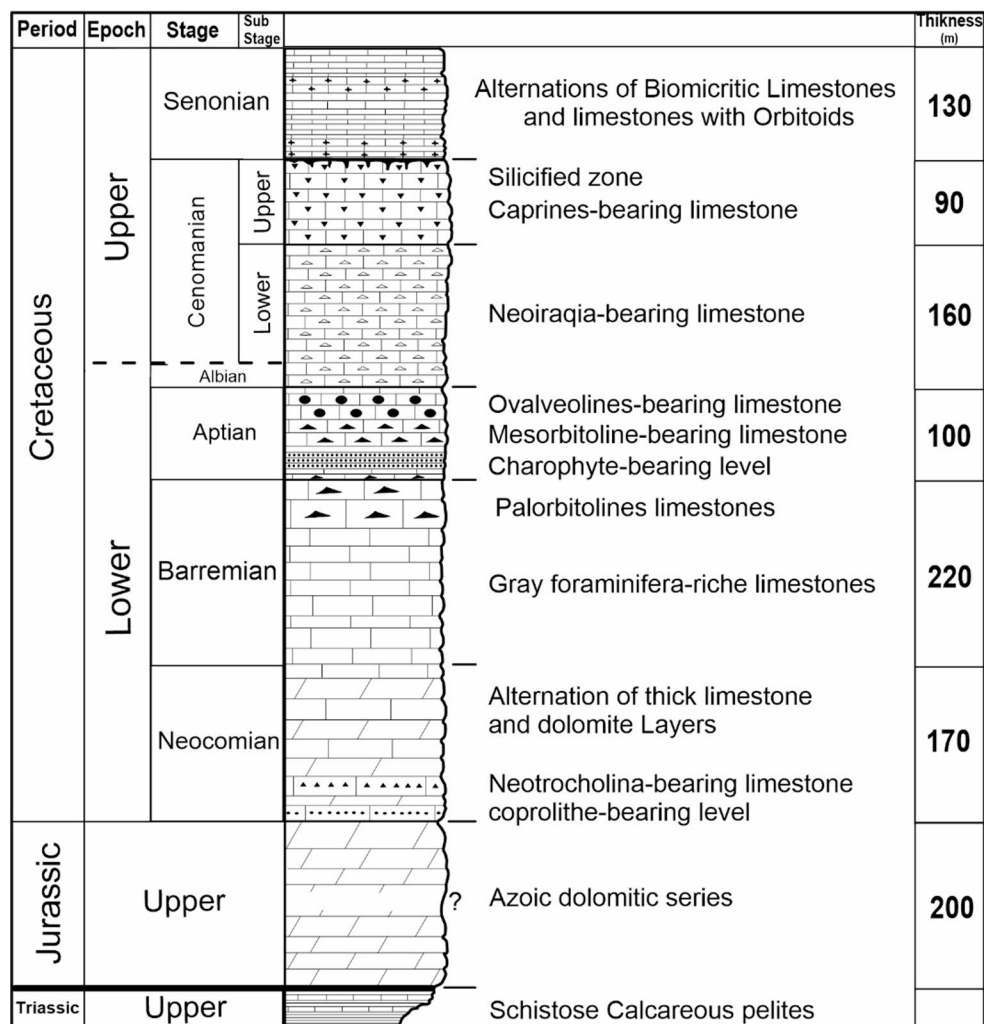
SEM-EDX analyses were carried out on four polished sections for mineral chemistry determinations. A scanning electron microscope (SEM) coupled with energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX), model FTI QUANTA 250, was used. The analyses were carried out in the laboratory of the National High School of Mines (Annaba, Algeria).

#### Fluid inclusion methods

Fluid inclusion study was carried out on mainly quartz, hosting the base-metal mineralization. Fluid inclusions observed in sphalerite and fibrous barite are too small for petrographic studies and microthermometric measurements. Analyses were performed on doubly polished rock wafers (between 200 and 400  $\mu$ m thick) using the Linkam THMSG 600 heating-cooling stage, with a temperature range between −180 and 600 °C. The reproducibility of the measurements



**Fig. 3** lithostratigraphic column of the Constantinois neritic series of Djebel Debbagh Est. (modified from Vila 1974).



is  $\pm 0.1$  °C below 30 °C. Wafer preparation and microthermometric measurements were carried out at the Laboratory of Mineralogy and Applied Geochemistry of the department of earth sciences, faculty of science, University of Tunis El Manar, Tunisia. Salinity of fluid inclusions was calculated using the method of Bodnar (1993).

## Results

### Mineralization

The antimony mineralization at the Koudiat Guelat Bou Diar occurrence shows strong similarities with several deposits located in northeastern Algeria, in terms of both mineralogical assemblages and lithostratigraphic properties of the host rocks. The metal association (Sb, Hg, Pb, Zn, Ag) is almost identical to that observed at the nearby Djebel Debbagh Oriental and Djebel Taya, and further west at Aïn Kerma and Koudiat Takouk (Toubal 2005). These deposits

are hosted in the Jurassic to Cretaceous karstic limestone and dolostone lithologies of the Constantinois neritic series. The karst systems are spatially associated with major regional fault structures, particularly the Kef Hahouner-Debbagh Fault, which likely played a crucial role in hydrothermal fluid circulation and ore deposition. Comparable Sb mineralization is also recorded at El Goudi (Skikda), where it is hosted in Oligo-Miocene Kabyle detrital rocks, and shared regional tectonic control. Similarly, the Hammam N'Bails Sb-rich deposit (Guelma region) is hosted by the Mio-Pliocene lacustrine limestones of the post-nappe basins. Despite the lithological differences, the mineral assemblage in this deposit remains comparable to that of Koudiat Guelat Bou Diar.

On the other hand, the mercury-rich mineralization of the Azzaba region (Ismail, Mra Sma, Guenicha, and Ras El Ma; see Table 1), which can be grouped with the above ore deposits, is hosted by the Ypresian to Lutetian carbonate rocks of the Dorsale Kabyle (Bouaroudj 1986). Although lithologically distinct, their close proximity (~50 km) and

**Table 2** Summary table showing the ore host-rocks, age, lithology and ore-relations of the Koudiat Guelaat Bou Diar deposit.

| Ore host rock                | Age                  | Lithology                                                                                                                                                                    | Ore relation                                                                                                       |
|------------------------------|----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| dolomites                    | Jurassic             | dark dolomites                                                                                                                                                               | no reported mineralization                                                                                         |
| dolomitic layers             | Neocomian            | dark dolomitic layers                                                                                                                                                        | no reported mineralization                                                                                         |
| massive limestones           | Barremian            | Rudist-bearing massive limestones                                                                                                                                            | no reported mineralization                                                                                         |
| limestones                   | Aptian               | well-bedded Orbitolina- and Miliolide-rich limestones                                                                                                                        | no reported mineralization                                                                                         |
| bioclast-bearing limestone   | Vraconian-Cenomanian | calcareo-dolomitic levels, with ghosts of recrystallized Rudist tests and intercalations of massive bioclast-bearing limestone (Orbitolines and debris of <i>Melobesia</i> ) | no reported mineralization                                                                                         |
| massive limestones           | Cenomanian           | organo-detrital, caprine-bearing massive limestones                                                                                                                          | vein-type Sb, Ba, Zn, Hg brecciated mineralization hosted in limestone that was, in places, completely silicified. |
| Orbitolina-bearing limestone | Campanian            | levels of brecciated limestone with reworked debris of Orbitolina-bearing limestone                                                                                          | no reported mineralization                                                                                         |
| marls                        | Maastrichtian        | pyrite-bearing blackish marls                                                                                                                                                | no reported mineralization                                                                                         |

the presence of similar metal associations (Hg, Sb, Pb, Zn, Cu, Ba) further support the idea of a common metallogenic and structural framework. The Edough massif also hosts similar antimony and base-metal mineralization (Sb, Zn, Cu, As, Co, Au) within the Precambrian gneisses, Paleogene volcano-sedimentary sequences, and skarns (Aïssa et al. 1995; Laouar et al. 2002). Although the geological context differs from that of the Constantinois domain, this mineralization is also structurally controlled and frequently occurs along fault zones, lithological contacts, and

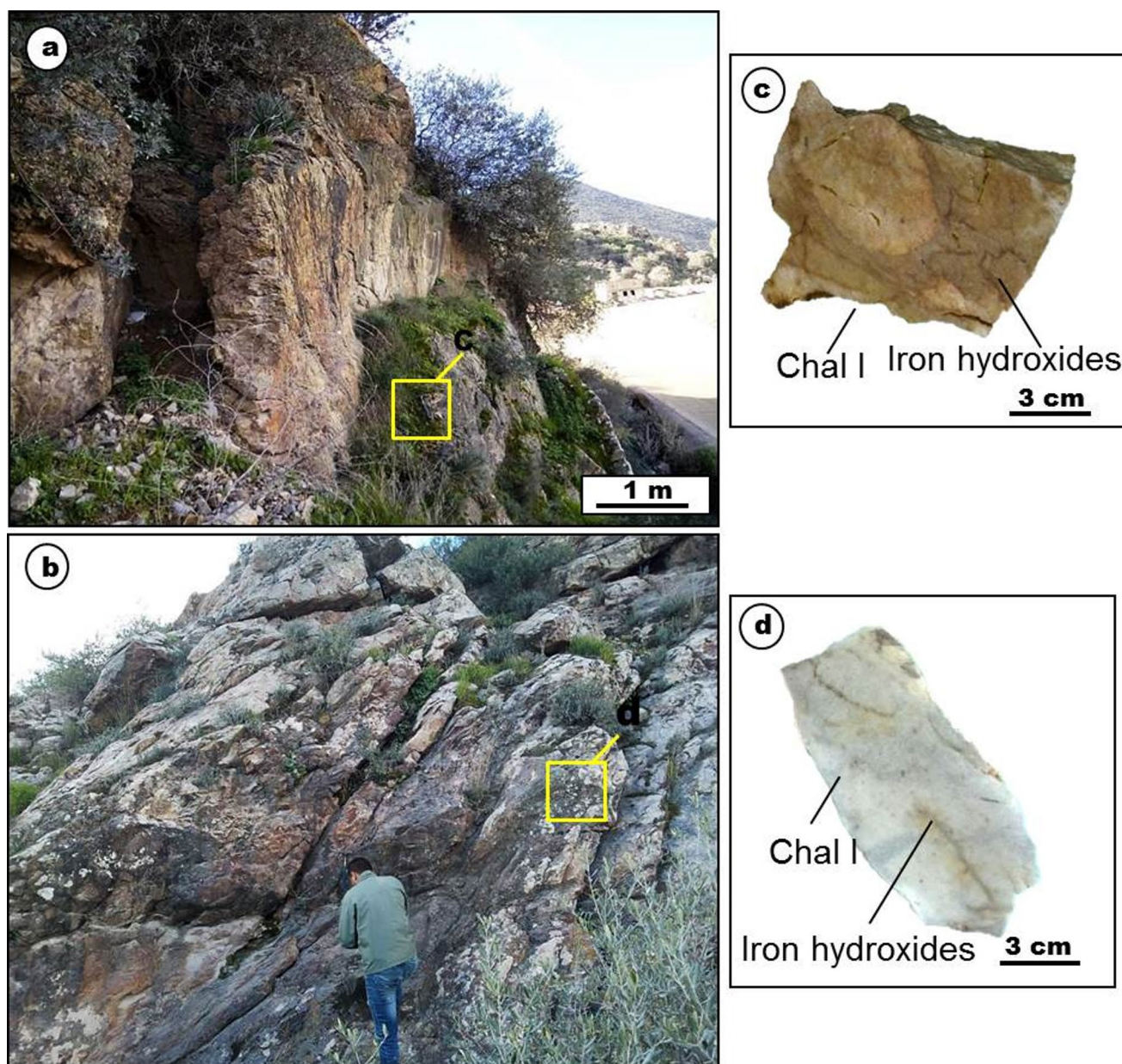
hydrothermal skarn systems, indicating similar concentration mechanisms. Finally, several base-metal (Pb, Zn, Cu, Ba±Ag and Au) deposits, such as those of El Aouana (Jijel) and the giant Oued Amizour Zn deposit (Béjaïa), are hosted within the Miocene granitoids. While their genesis is of magmatic-hydrothermal origin, they are aligned with the broader tectonic framework of northeastern Algeria, mainly linked to the Miocene tectono-magmatic activity along the northwestern African coast.

The Sb, Ba, Zn and Hg mineralization of Koudiat Guelaat Bou Diar deposit is hosted by ~10 m thick, low dipping, E-W-directed vein that extends for about 1000 m. The vein shows whitish to greyish, hard siliceous facies (Fig. 4) that crosscut and replace the Cenomanian limestones of the Djebel Debbagh neritic series. This irregular siliceous vein body, which is composed mainly of chalcedony, is crosscut by numerous fractures sometimes filled with iron hydroxides and often parallel to the major, slightly E-W-directed Kef Hahouner - Debbagh fault described by Raoult (1974) and Laghouag et al. (2025) (cf. Fig. 1). The fractures are often vertical and subdivide the vein body into several meter- to decimeter-thick compartments (Fig. 2a, b and c). Field observations show that the mineralized bodies vary in size from 1 to 40 cm for the massive, N-S oriented barite veins (Fig. 5a), but can reach 3 to 7 m in the E-W oriented hydraulic breccia veins that hosts the base-metal main mineralization (Fig. 5d).

The mineral assemblages often show massive texture, but banded and brecciated habits may occur, especially near fracture zones:

- *Massive texture*: This displays mainly whitish barite and chalcedony II with quartz I within the fracture zones (Fig. 5a, b);
- *Brecciated texture*: Three phases of brecciation were identified: (a) tectonic breccia I (Fig. 5c) composed of breccia fragments (chalcedony I) cemented by barite I and chalcedony II with stibite I, antimony oxides (valentinite and senarmontite) and quartz I (Fig. 8b and c); (b) hydraulic breccia I (Fig. 5d and e) characterized by breccia fragments (country rocks, chalcedony I and mineralization) cemented by chalcedony III, with barite II, quartz II, stibnite, sphalerite and rare cinnabar and antimony oxides (valentinite and senarmontite) (Figs. 5f and g, 6a and b and 8d and e, and 7a); and (c) tectonic breccia II where breccia fragments are cemented by quartz III with barite III and stibnite III (Fig. 8f and g).
- *Banded texture*: This is shown by alternating centimeter-thick layers of brownish cryptocrystalline chalcedony III (50–100 µm) and quartz III (100–200 µm) (Figs. 5h and 8h) with iron hydroxides and barite II.





**Fig. 4** Field aspect of the siliceous facies: **a** and **b** fractured brownish and milky facies outcrop; **c** brownish facies (chalcedony Chal I) of a very hard compact massive texture with iron hydroxides; **d** milky

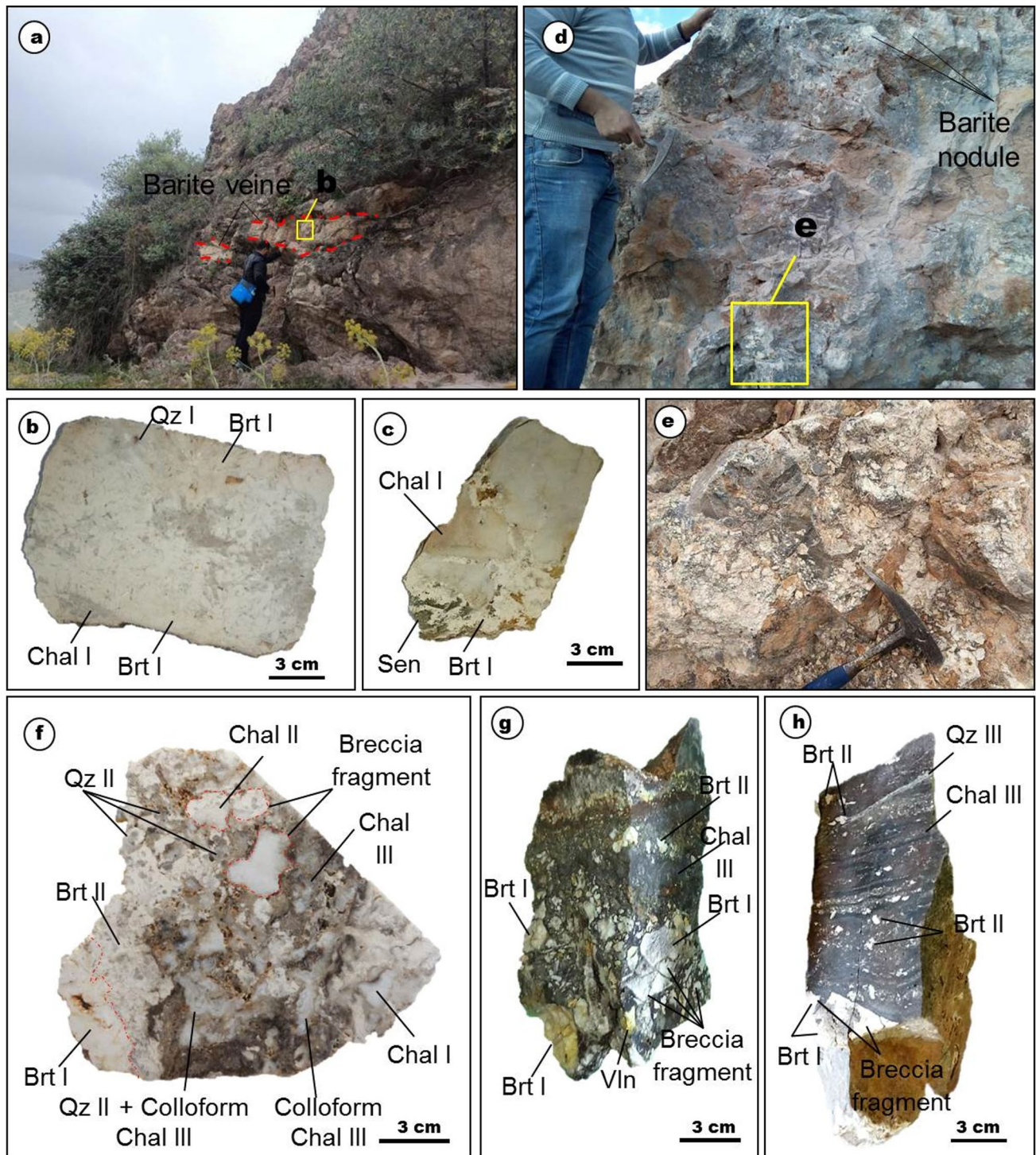
facies (chalcedony Chal I) of a very hard compact massive texture with iron hydroxides (Abbreviations in all figures are from Warr 2021)

The mineralization that often shows brecciated texture within the siliceous facies, is characterized by the following mineralogical association: stibnite, barite, sphalerite and rare cinnabar with antimony oxides, such as valentinite and senarmontite.

Stibnite occurs often as lead-grey, millimetric to centimetric acicular crystals, but also shows, occasionally, spherulitic microtextures (Fig. 6a, b and c). It is recognized, microscopically, by its high reflectivity and strong anisotropy. Three generations of stibnite have been distinguished: stibnite I (Sbn I) often associated with barite I (Fig. 7a and

b), stibnite II (Sbn II) associated with sphalerite and chalcedony (Chal III) (Fig. 7d and e) and stibnite III (Sbn III) often associated with quartz III (Fig. 7f). MEB-EDX analyses were carried out on Stibnite I and the Stibnite II for their chemical compositions (see Appendix I, Supplementary material). Ten analyzed spots of Stibnite I from two representative crystals of sample 16DS08 gave Sb concentrations varying from 12.10 to 52.62 wt%, Pb contents comprised between 3.43 and 46.19 wt% and S ranging from 8.29 to 25.87 wt%. This composition spans the range from stibnite to boulangerite due to the occurrence of Pb in relatively

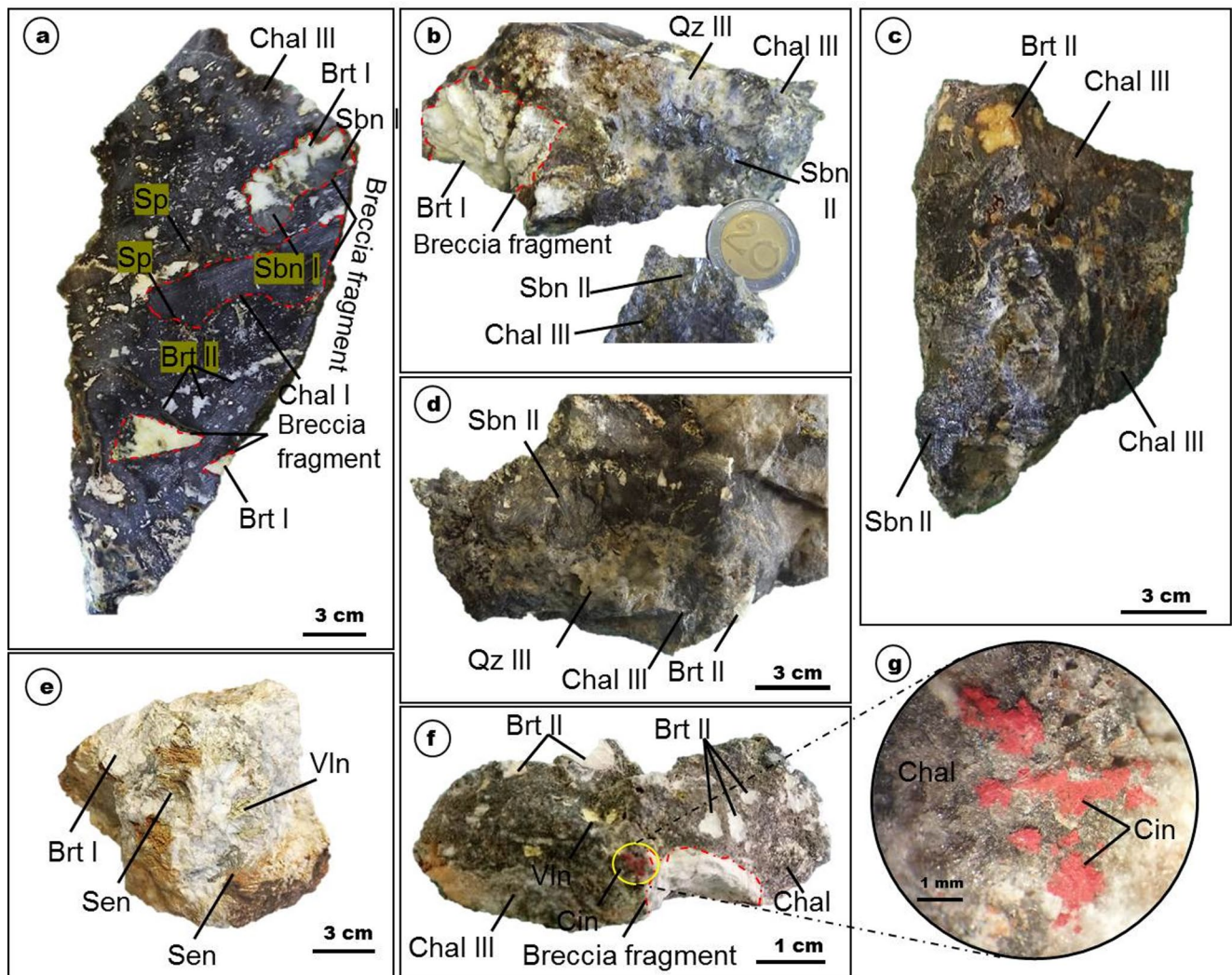




**Fig. 5** Macroscopic aspect of different textures of the Koudiat Gue-laât Bou Diar mineralization: **a** massive texture with whitish barite vein (Brt I) in siliceous facies (Chal I); **b** whitish barite (Brt I) massive texture with chalcedony (Chal II) and quartz (Qz I); **c** breccia texture with barite (Brt I) and senarmontite (Sen) cemented by milky chalcedony; **d** and **e** hydraulic breccia texture showing barite nodules (Brt I) cemented by chalcedony (Chal III); **f** collomorphic texture of

chalcedony (Chal III) with quartz (Qz II), barite (Brt II) within breccia elements (barite Brt I and chalcedony Chal I and II) in a hydraulic breccia cemented by brownish chalcedony (Chal III); **g** millimeter- to centimeter-size fibrous white barite (Brt I) with valentinite (Vln) in a hydraulic breccia that is cemented by greyish chalcedony (Chal III); **h** brownish banded texture





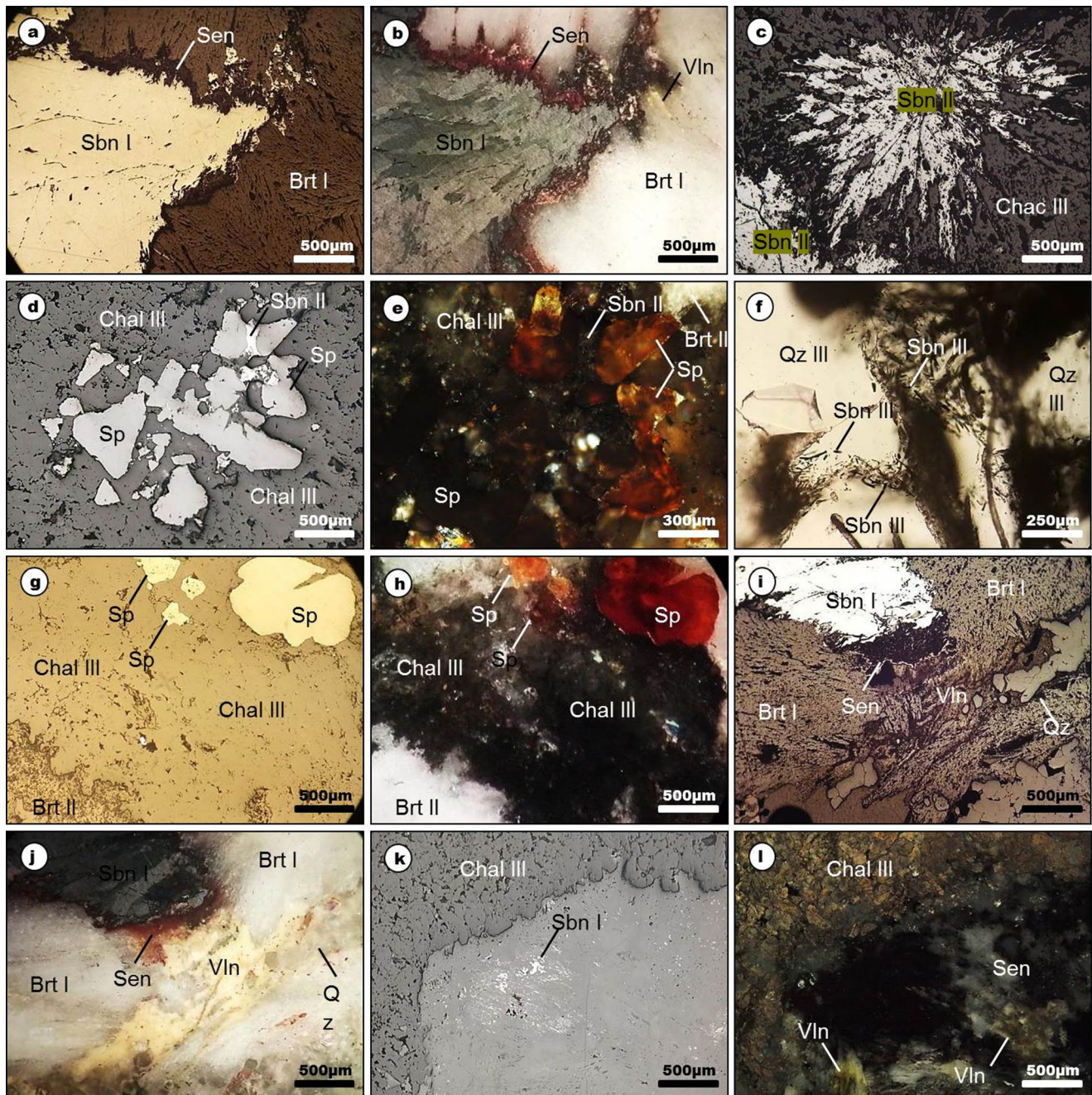
**Fig. 6** Macroscopic aspects of the Koudiat Guelat Bou Diar mineralization. **a** grayish brecciated facies showing stibnite (Sbn I) associated with barite (Brt I) and disseminated sphalerite (Sp) in chalcedony (Chal III); **b** and **c** greyish brecciated facies displaying stibnite (Sbn II) and spherulitic stibnite associated with grey chalcedony (Chal III), brecciated barite (Brt I) is associated with quartz (Qz III); **d** greyish brecciated facies with centimeter-size stibnite (Sbn II) associated with

greyish chalcedony (Chal III), quartz (Qz III) and whitish fibrous barite (Brt II); **e** whitish massive fibrous barite (Brt I) associated with senarmontite (Sen) and valentinite (Vln); **f** disseminated cinnabar (Cin) within chalcedony (Chal III), whitish fibrous barite (Brt II) nodules associated with yellowish valentinite (Vln); **g** microscopic aspect of cinnabar (Cin) associated with chalcedony (Chal III)

high contents in the majority of analyzed spots. Trace element contents show relatively high As, Ir, Pt, Au, Os, Hg, Ag, Pt and with concentrations up to 3.49, 1.35, 1.08, 0.85, 0.79, 0.78, 0.65 and 0.68 wt%, respectively. Analyses of Stibnite II (7 spots of two grains) gave Sb contents varying between 50 and 63.52 wt%, Pb between 0.80 and 1.55 wt% and S concentrations ranging from 23.70 to 30.11 wt%. This reflects stibnite composition, with minor Pb contents. Trace element contents of Stibnite II are similar to those of stibnite I. However, Te, Sn and Cd display remarkably higher concentration (up to 1.53, 0.54, and 0.39 wt%, respectively), whereas As was detected in only one spot with 0.57 wt%.

Barite is very abundant and can form masses and pods of about 1 to 2 m in diameter. It often shows massive textures (Fig. 6e), but millimeter- to centimeter-thick nodular forms may also occur (Fig. 5a, b and c). In some occasions, whitish fibrous barite occurs as vein-fillings. Microscopically, barite shows twinned crystals that often form prismatic textures, and occurs in three generations: (a) barite I (Brt I) associated with stibnite I (Fig. 6a, 7a, 8d and e), (b) barite II (Brt II) associated with chalcedony III and sphalerite (Figs. 6c and f and 7g and h), and (c) barite III (Brt III) associated with quartz III (Fig. 8f and g). MEB-EDX analyses of five spots on barite crystals from sample 16DS08 gave Ba contents varying from 33.38 to 42.87 wt% and S from 10.15





**Fig. 7** Microscopic aspects of the Koudiat Guelaat Bou Diar mineralization. **a** and **b** stibnite (Sbn I) associated with barite (Brt I) and senarmontite (Sen) surrounding stibnite (Sbn I); **c** stibnite spherulite (Sbn II) associated with chalcedony (Chal III); **d** and **e** stibnite (Sbn II) associated with sphalerite (Sp) and chalcedony (Chal III); **f** acicular

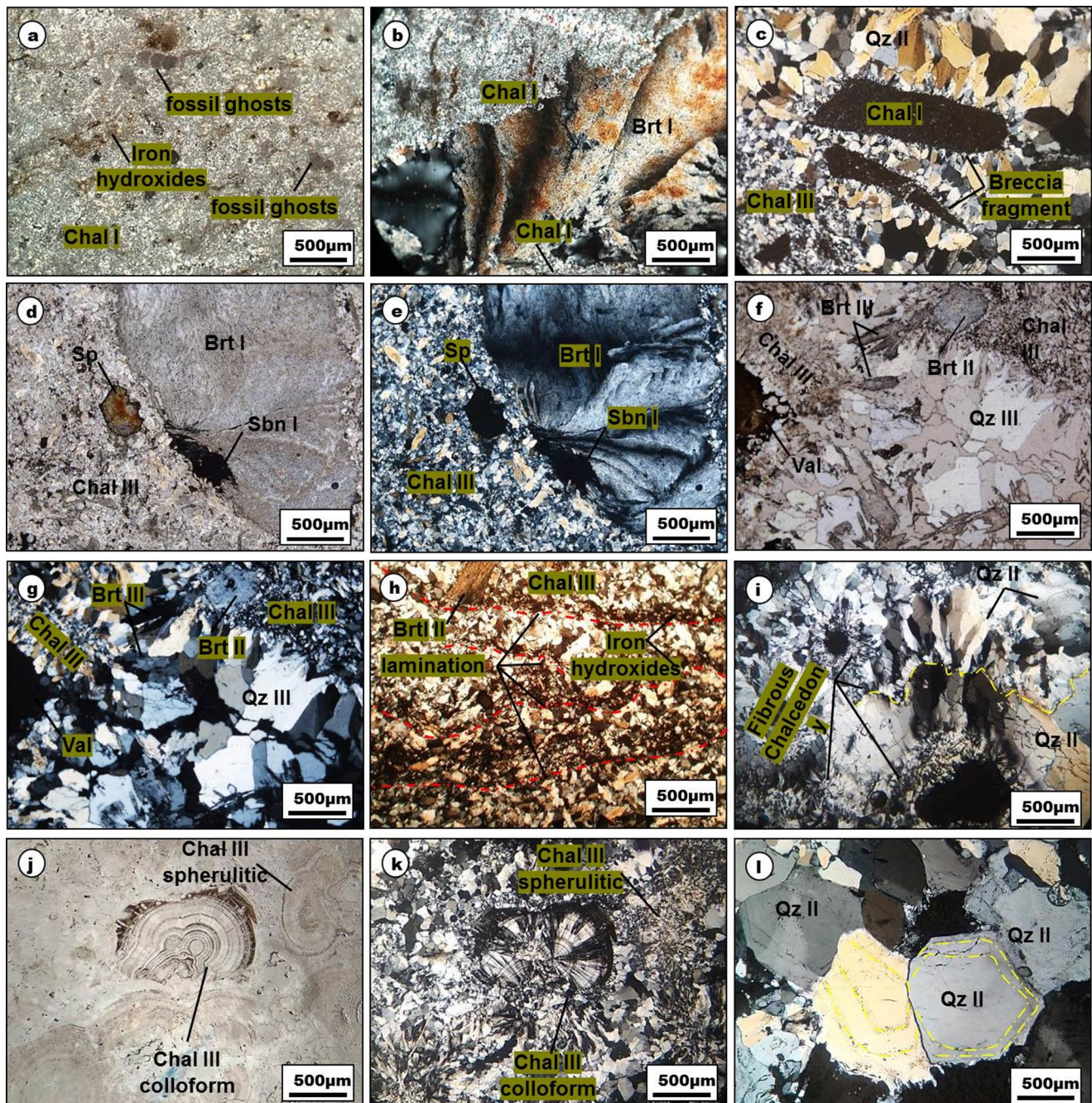
stibnite (Sbn III) within quartz crystals (Qz III); **g** and **h** sphalerite (Sp) associated with chalcedony (Chal III) and barite (Brt II); **i** and **j** stibnite (Sbn I) partially replaced by valentinite (Vln) and senarmontite (Sen) associated with barite (Brt I); **k** and **l** stibnite (Sbn I) almost completely replaced by valentinite (Vln) and senarmontite (Sen)

to 13.23 wt%. Trace elements showing high contents are mainly Sr (2.99–4.64 wt%), Pb (0.44–2.62 wt%), and traces of Hg, Au and Ag with concentrations less than 0.5 wt% each (Appendix I, Supplementary material).

Sphalerite is less abundant, often honey-colored and shows mainly euhedral to subhedral crystals of about 5 mm in diameter. Microscopically, sphalerite exhibit reddish,

brownish and honey-colored internal reflections and is often associated with stibnite II (Fig. 7d, e), chalcedony III and barite II (Figs. (6a, 7g, h). Chemical composition of sphalerite grains from two samples (16DS08 and 16DS10), obtained from MEB-EDX analyses, show Zn contents varying between 38.79 and 47.34 wt% and S concentrations ranging from 27.96 to 32.52 wt%. Trace element contents





**Fig. 8** Microscopic aspect of different gangue minerals: **a** chalcedony (Chal I) less than 50  $\mu\text{m}$  in size, Globigerina-type fossil ghosts and iron hydroxides; **b** barite (Brt I) veins in chalcedony (Chal I) breccia; **c** fragments of chalcedony (Chal I) cemented by chalcedony (Chal II) and the whole is surrounded by late quartz (Qz II); **d** and **e** barite (Brt I) and stibnite (Sbn I) association cemented by chalcedony (Chal III) with zoned sub-automorphic sphalerite (Sp) disseminated in chalced-

ony (Chal III); **f** and **g** barite (Brt II) and valentinite (Vln) cemented by chalcedony (Chal III), and barite (Brt III) cemented by quartz (Qz III) in breccia veins; **h** Chalcedony (Chal III) with barite, crosscut by iron hydroxides in banded facies (Brt II); **i** chalcedony (Chal III) in fibrous texture with quartz (Qz II); **j** and **k** chalcedony (Chal III) in spherulitic and collomorph texture; **l** zoned, euhedral to subhedral quartz (Qz II)

are marked by high values of Pb (up to 2.02 wt%), Sb (up to 1.81 wt%), and traces of Au, Hg, Pt and Os, with concentrations less than 1 wt% each.

Cinnabar is rare, and is recognized by its bright red color. It is found in millimeter impregnations within barite

I and chalcedony II (Fig. 6f, g). Valentinite and Senarmontite minerals are alteration products of stibnite. Valentinite is recognized by its yellow color, and often occurs as xenomorphic patches around stibnite crystals and stibnite I aggregates (Fig. 7j, l). Greyish-white senarmontite develops



along the contacts stibnite I - barite I (Fig. 7i), and almost wholly replacing stibnite crystals (Fig. 7k). Senarmontite shows higher Sb and Pb contents (55.37 and 1.71 wt%, respectively) than those of valentinite (20–38 and 0.65–1.48 wt%, respectively). Both contain traces of Au and Hg (up to 0.7 wt% each), Os, Pt, Ir and Pd, with contents less than 0.5 wt% each.

Gangue minerals consist of chalcedony, which is a silicification product, and quartz. Microscopically, brownish chalcedony II shows cryptocrystalline habit, associated with barite I (Fig. 6b) and quartz (I). The latter displays elongated transparent bipyramidal prisms, ranging in size from 100 to 300  $\mu\text{m}$  (Fig. 5b). Chalcedony III shows cryptocrystalline (Fig. 6d and e), fibrous (Fig. 6i), collomorphic (Fig. 5f) and spherulitic habits, and is well-developed in the voids of the host rocks (see Fig. 6j and k). It is often associated with barite II and quartz (II). The latter often displays euhedral hexagonal sections, up to 1 cm in size, and showing clear zonation (Fig. 6l). This type of quartz was subject to fluid inclusions study. Grayish-dark cryptocrystalline quartz is associated with sphalerite and stibnite II (Fig. 7a). Finally, quartz III varies in size from 100 to 300  $\mu\text{m}$ , and is well developed in voids and fissures, often accompanied by stibnite III and barite III (Fig. 6f and g). Chemical analysis of chalcedony shows the occurrence of traces of Pb, Sb and S. Trace elements, such as Hg, Au, Os, Pt, Ir and Pd, show contents less than 0.7 wt% each. MEB-EDX analyses show also the occurrence of other alteration products, such as Pb oxides (massicot) and Pb-Sb oxide (bindheimite) (see Appendix I, Supplementary material).

The XRD analytical results of four representative samples show that the Koudiat Guelat Bou Diar deposit is composed of the following mineralogical association: quartz (Qz), the most abundant with up to 98% of the rock, barite (Brt) less abundant than quartz, stibnite (Sbn), sphalerite (Sp), polhemusite (zinc-mercury sulfide, Phe), alunite (hydrated aluminum-potassium sulfate, Alu), magnetite (iron oxide, Mag), senarmontite (Sen), stibiconite (antimony oxide, Sbc) and antimony-silver oxide (Ag-Sb oxide) (Fig. 9).

### Paragenetic succession

Field relations, petrographic, metallographic and mineralogical observations of the various minerals enable to distinguish three main mineralized paragenetic stages. These were defined based on the different mineral relations, fracturing and silicification stages. An early stage is considered as hydrothermal alteration of the host rock (unmineralized). The succession of the paragenetic sequence is shown on Fig. 10, and is as follows:

- *Hydrothermal alteration of the host rock*: This stage is characterized by intense silicification of the Upper Cretaceous carbonate rock of the Constantinois neritic series and total replacement of the carbonates by silica (chalcedony Chal I) through pervasive hydrothermal alteration, which is well shown in Figs. 4 and 8a.
- *Paragenetic stage I*: Mineralization in this stage is precipitated in the fractures zones and is cemented by the tectonic breccia elements of the silicified country rock (Fig. 5a, c, and Fig. 8b). The mineral association of this stage is composed of barite I, chalcedony II, stibnite I, quartz I, senarmontite, valentinite and stibiconite.
- *Paragenetic Stage II*: This is the main stage of mineralization, and is characterized by hydraulic fracturing and brecciation with a second phase of silicification. The breccia is composed mainly of country rock, and the ore minerals of this stage, which are cemented by cryptocrystalline chalcedony III, show either breccia (Fig. 5d, e, f, g, and 6c) or banded textures (Figs. 5h and 8h). The mineralogical association of this stage is: chalcedony III, stibnite II, barite II, quartz II, sphalerite, senarmontite, valentinite, cinnabar, polhemusite, stibiconite, antimony and silver oxides.
- *Paragenetic stage III*: This is the least mineralized stage, characterized by a second tectonic brecciation with a third silicification phase. Mineralization in this stage shows stibnite III, sometimes enclosed within quartz III crystals (Fig. 7f) and barite III associated with quartz III (Fig. 8f, g); the mineralogical association is quartz III, stibnite III, barite III.

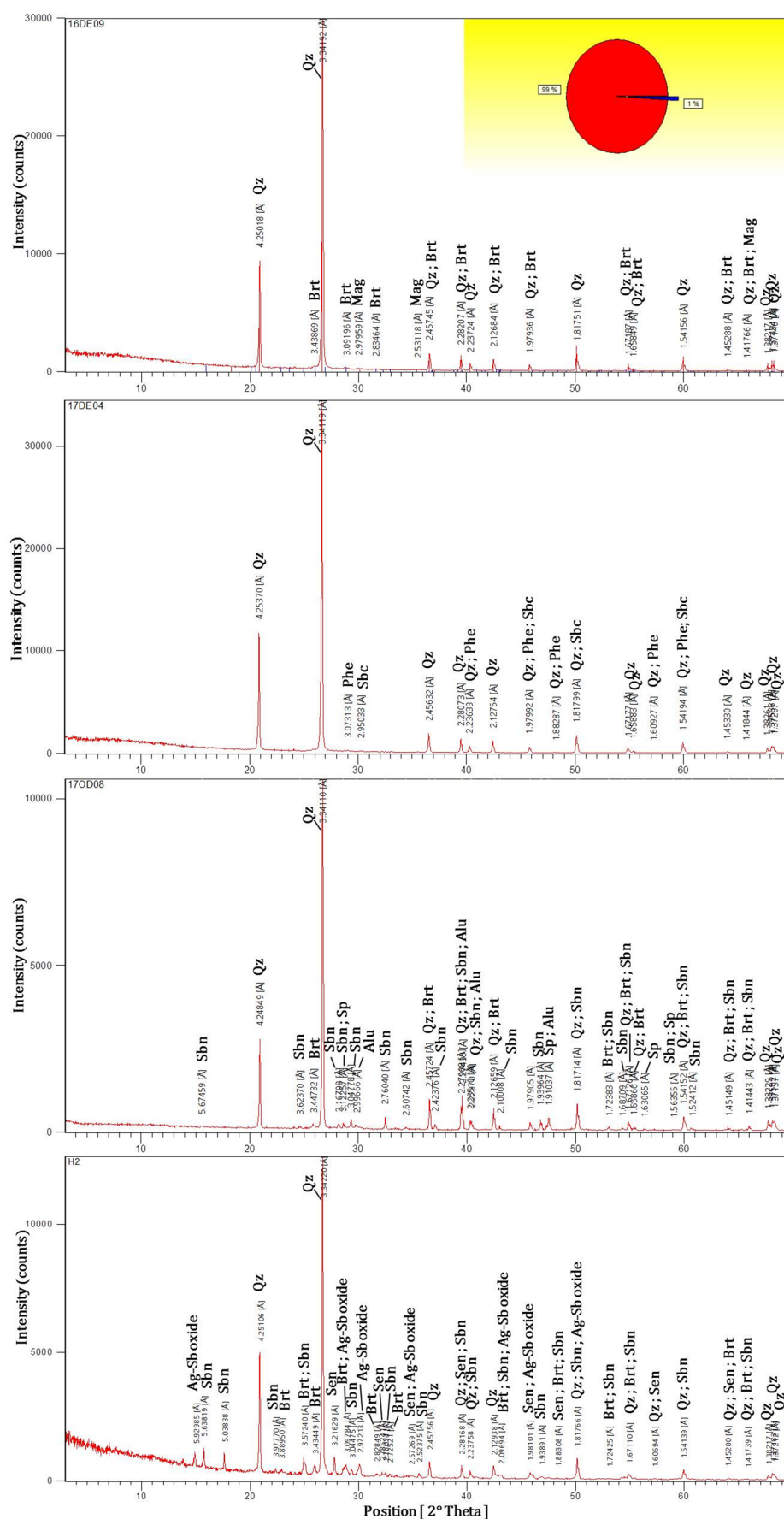
### Fluid inclusion study

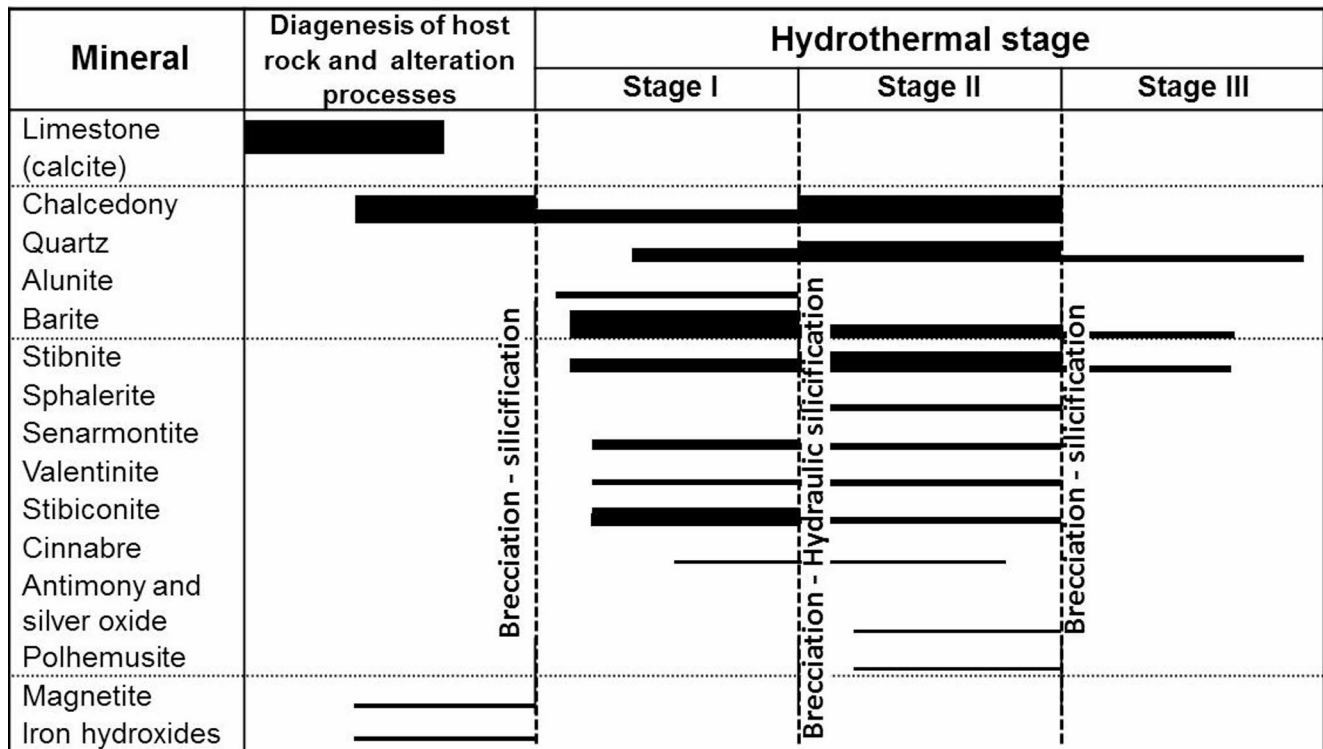
#### Petrography

The study of fluid inclusions (FI) was carried out on zoned quartz (Qz II) crystals from the main stage ore deposition (stage II) (see Figs. 8l and 11a). Quartz is chosen for FI analyses because it is an excellent mineral for the study, as it offers better translucency, no reactivity with the contained fluid, and significant stability against subsequent alteration processes. Further, the selection of quartz II is justified by its formation during the main mineralizing stage, enabling more reliable conclusions regarding the deposition of stibnite mineralization. Furthermore, this quartz II, unlike other minerals, contains microscopically visible inclusions (ranging in size from 20 to 50  $\mu\text{m}$ ) that are more appropriate for petrographic analysis than for microthermometry. Other types of quartz are cryptocrystalline (i.e. chalcedony) with very scarce FIs and most often too tiny to permit microthermometric measurements. Barite, as a sulfate mineral that may contain FI, but the hosted fluid inclusions, which might



**Fig. 9** X-ray diffractograms of four representative samples from the Koudiat Guelat Bou Diar ore deposit. *Qz* Quartz, *Brt* Barite, *Sbn* Stibnite, *Sp* Sphalerite, *Phe* Polhemusite, *Alu* Alunite, *Mag* Magnetite, *Sen* Senarmontite, *Sbc* Stibiconite, *Ag-Sboxide* Antimony-silver oxide





**Fig. 10** Paragenetic succession of the Koudiat Guelat Bou Diar mineralization

be particularly susceptible to stretching or leakage in barite crystal, could react with the mineral itself leading to salinity modification and then subsequent inaccuracies in microthermometric measurements.

The observed FI are classified into primary, pseudo-secondary and secondary FI on the basis of position, size and morphology, according to the classification criteria of Van den Kerkhof and Hein (2001) and Goldstein (2003). Primary FI are biphasic (liquid+vapour) in the form of ovoid, rounded, polymorphic and pseudomorphic negative crystals (Fig. 11). They range in size from 20 to 200  $\mu\text{m}$ , with liquid filling rates of 85% to 95%. Pseudo-secondary FI are also two-phase inclusions (liquid+vapour) ranging in size from 20 to 40  $\mu\text{m}$  (Fig. 11). Secondary FI are single- (liquid) and two-phase (liquid+vapour) inclusions, showing rounded shapes and small sizes ( $>15 \mu\text{m}$ ) (Fig. 11a and b).

#### Microthermometric measurements

Microthermometric measurements were carried out on primary ( $n=102$  measurements) and on pseudo-secondary ( $n=10$  measurements) fluid inclusions (Table 3 and Appendix II, Supplementary material).

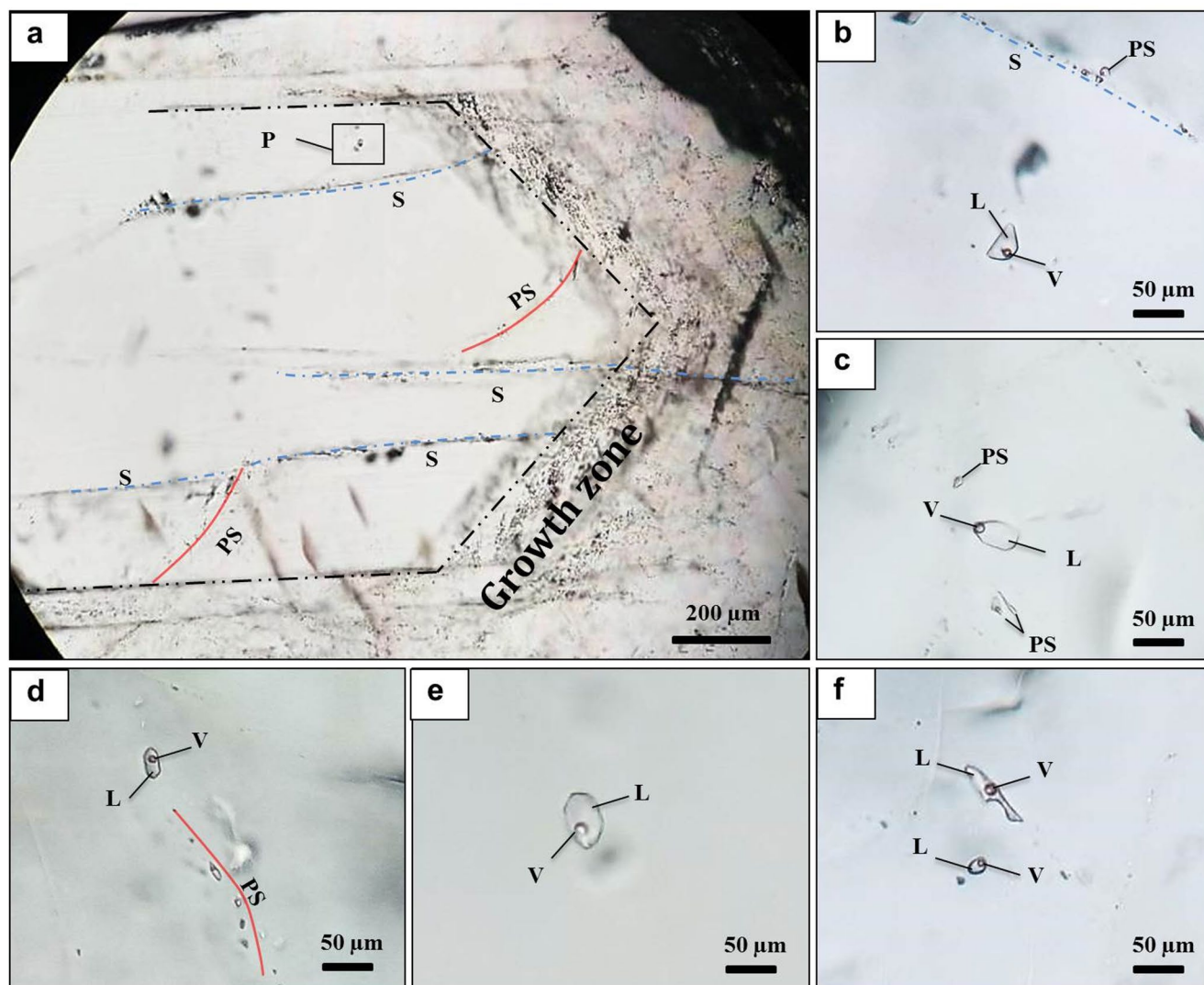
- *Primary inclusions* gave homogenization temperatures ( $T_h$ ) ranging from 124 to 270  $^{\circ}\text{C}$  that concentrate on 160–180  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 12a) with an average of 174  $^{\circ}\text{C}$ , and

ice melting temperatures ( $T_{\text{ime}}$ ) varying from  $-16.5$  to  $-0.5$   $^{\circ}\text{C}$  that concentrate on  $-10$  to  $-2$   $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 12b), with an average of  $-5.42$   $^{\circ}\text{C}$ . Salinities, which were calculated using the  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl eutectic system of Bodnar (1993), range from 0.85 to 19.45% eq. NaCl that concentrate on 4–14% eq. NaCl (Fig. 12c), with an average of 7.76% eq. NaCl.

- *Pseudo-secondary inclusions* give a rather narrow range of homogenization temperatures varying from 124 to 149  $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 12a), with an average of 140  $^{\circ}\text{C}$ . Similar to primary FI, ice melting temperatures and salinities gave wide ranges: from  $-18$  to  $-1$   $^{\circ}\text{C}$  (Fig. 12b) (average =  $-9.71$   $^{\circ}\text{C}$ ), and 1.74 to 20.97% eq. NaCl (Fig. 12c), (average = 12.33% eq. NaCl), respectively. The binary Th versus salinity diagram reveals the existence of a single fluid (Fig. 12d) characterized by a relatively high average temperature of 174  $^{\circ}\text{C}$  and moderate salinity of 7.76% eq. NaCl.

#### Discussion

The presence of Globigerina fossil ghosts (Fig. 8a) in the silicified rocks that host the Sb, Ba, Zn and Hg mineralization from the Koudiat Guelat Bou Diar deposit, and the absence of carbonate minerals (calcite, dolomite, etc.), as shown in the petrographic study (Fig. 8) indicates that the country



**Fig. 11** Types and shapes of fluid inclusions at the Koudiat Guelaat Bou Diar deposit. **a** Microscopic aspect of analyzed euhedral quartz II; **b** A two-phase primary fluid inclusion (FI) and secondary FI aligned with two-phase pseudo-secondary FI; **c** Two-phase ovoid primary FI

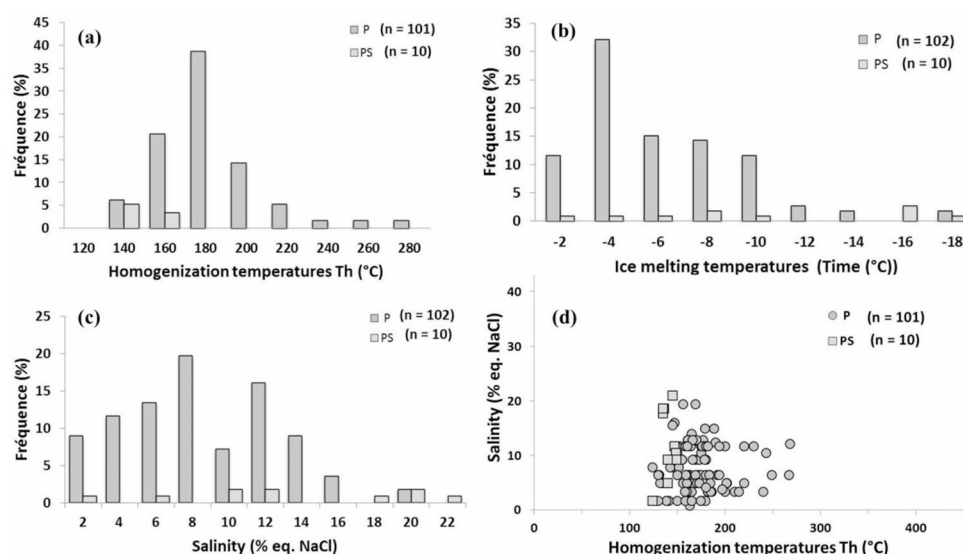
with pseudo-secondary FI; **d** Two-phase primary negative crystal FI and aligned two-phase pseudo-secondary FI; **e** Two-phase primary ovoid fluid inclusion; **f** Two-phase rounded, polymorphic FI. *P* Primary, *PS* Pseudo-secondary, *S* Secondary, *L* Liquid, *V* Vapor

**Table 3** Summary of fluid inclusion petrography and microthermometric data for zoned quartz (Qz II) crystals from the main stage ore deposition (stage II)

| Mineral | Stage | Type     | Nbr | Size (μm) | Liquid Filling (%) | $T_f$ (°C)                      | $T_e$ (°C)                  | $T_{ime}$ (°C)               | $T_h$ range (°C)          | Salinity (% NaCl)           |
|---------|-------|----------|-----|-----------|--------------------|---------------------------------|-----------------------------|------------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| Quartz  | II    | P (L+V)  | 102 | 20 to 200 | 80 to 95           | −62.9 to −19 average<br>−43.3   | −37 to −17 average<br>−24.2 | −16 to −0.5 average<br>−5.42 | 124 to 268 average<br>174 | 0.9 to 19.5 average<br>7.76 |
| Quartz  | II    | PS (L+V) | 10  | 20 to 40  | 95                 | −60.2 to −35.6 average<br>−43.3 | −29 to −26 average<br>−27.5 | −18 to −1 average<br>−9.71   | 124 to 149 average<br>140 | 1.7 to 21 average<br>12.33  |

*P* Primary, *PS* Pseudo-secondary, *L* Liquid, *V* Vapor,  $T_f$  Freezing temperature,  $T_e$  Eutectic temperature,  $T_{ime}$  Ice melting temperature,  $T_h$  Homogenization temperature

**Fig. 12** **a** Histograms of FI homogenization temperatures (Th (°C)); **b** histograms of FI ice melting temperatures (Time (°C)); **c** histogram of calculated FI salinities; **d** Th-Salinity binary diagram of primary and pseudo-secondary FI of the Koudiat Gue-laot Bou Diar deposit. *P* Primary FI, *PS* Pseudo-secondary FI



rocks (Upper Cretaceous limestone) have undergone complete silicification of the original carbonate minerals according to the silicification reaction  $(2\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2(\text{aq})} + 4\text{H}^+_{(\text{aq})} = 2\text{Ca}^{2+}_{(\text{aq})} + 2\text{CO}_{2(\text{g})} + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O})$ . This stage is devoid of mineralization and considered as pervasive hydrothermal alteration of the limestones. According to Vila (1971), silicification resulted from thrusting between the allochthonous ultra-Tellian nappe and the autochthonous Constantinois neritic series (cf. Figure 2) during the Miocene and ending at the Tortonian age. Deep faults, such as the Kef Hahouner-Debbagh fault, are considered as pathways for Si- and metal-rich fluids that contribute to limestone silicification and ore deposition. Similar tectonic events were observed in western Turkey, in the northern Murat Dagi region (Turkey's second-largest antimony-producing district), where post-Miocene vein-type antimony mineralization is controlled by normal faults with the host rocks (ultramafics, marbles and conglomerates), which were strongly silicified prior to the deposition of antimoniferous mineralization (Aral 1989).

From field observations, petrographic, metallographic and mineralogical investigations of the ore deposit, three paragenetic stages were distinguished, each with its specific mineral association. During stage I, the host Upper Cretaceous carbonate rocks of the Constantinois neritic series were strongly silicified producing metasomatic siliceous rocks composed mainly of chalcedony I. This stage of pervasive hydrothermal alteration was then followed by tectonic and fracturing events and the deposition of stage II mineralization that filled the voids and cemented the tectonic breccia (Figs. 5a and c and 8b). The mineralogical association of this stage is barite I, chalcedony II, stibnite I, quartz I, senarmontite, valentinite, stibiconite and barite (Brt I), the most dominant in this stage (Fig. 10). Stage II started with a second phase of brecciation and fracturing

(hydraulic brecciation) (Fig. 5d, e, f and g) followed by the deposition of main ores represented by disseminated stibnite II, barite II, quartz II, sphalerite, senarmontite, valentinite, cinnabar, polhemusite, stibiconite, antimony oxide and silver that are cemented chalcedony III (Fig. 6a, b, c, d, f). Stage III is characterized by minor mineralization that is deposited within the fractures (Fig. 8f, g) of the third brecciation phase (tectonic breccia II) (Fig. 7f). The mineralogical association of this stage is quartz III, stibiconite III and barite III. The various phases of brecciation and fracturing are the result of tectonic activities in the region (e.g., Maouche et al. 2013; Bouyahiaoui et al. 2015; Amara et al. 2019; Bendjama et al. 2021; Bayou et al. 2023). The regional E-W Kef Hahouner-Debbagh fault (Raoul and Velde 1971; Laghouag et al. 2025) and other N-S-trending secondary faults have contributed to the subdivision of the orebody into several sections (Fig. 2a). On the other hand, the junction of these faults gave rise to significant brecciated zones, where most of the mineralization was deposited. Poorly mineralized Stage III, could be regarded as an ultimate attenuation hydrothermal phase accompanied by metal fluid depletion. Indeed, the occurrence of stibnite III inclusions within quartz II, presumably resulting from gradual crystallization in a mineralization-depleted fluid, leading to the cessation of hydrothermal activity. This has most likely been favored by tectonic quiescence. The observed ore textures, including banded and massive quartz along with the occurrence of cryptocrystalline fine-grained, fibrous, spherulitic, colomorphous silica, within the gangue and silicified host rock are characteristics of low-sulfidation epithermal deposits worldwide (e.g., Dong et al. 1995; Hamilton et al. 2017; Taksavas 2017; Taksavas et al. 2018).

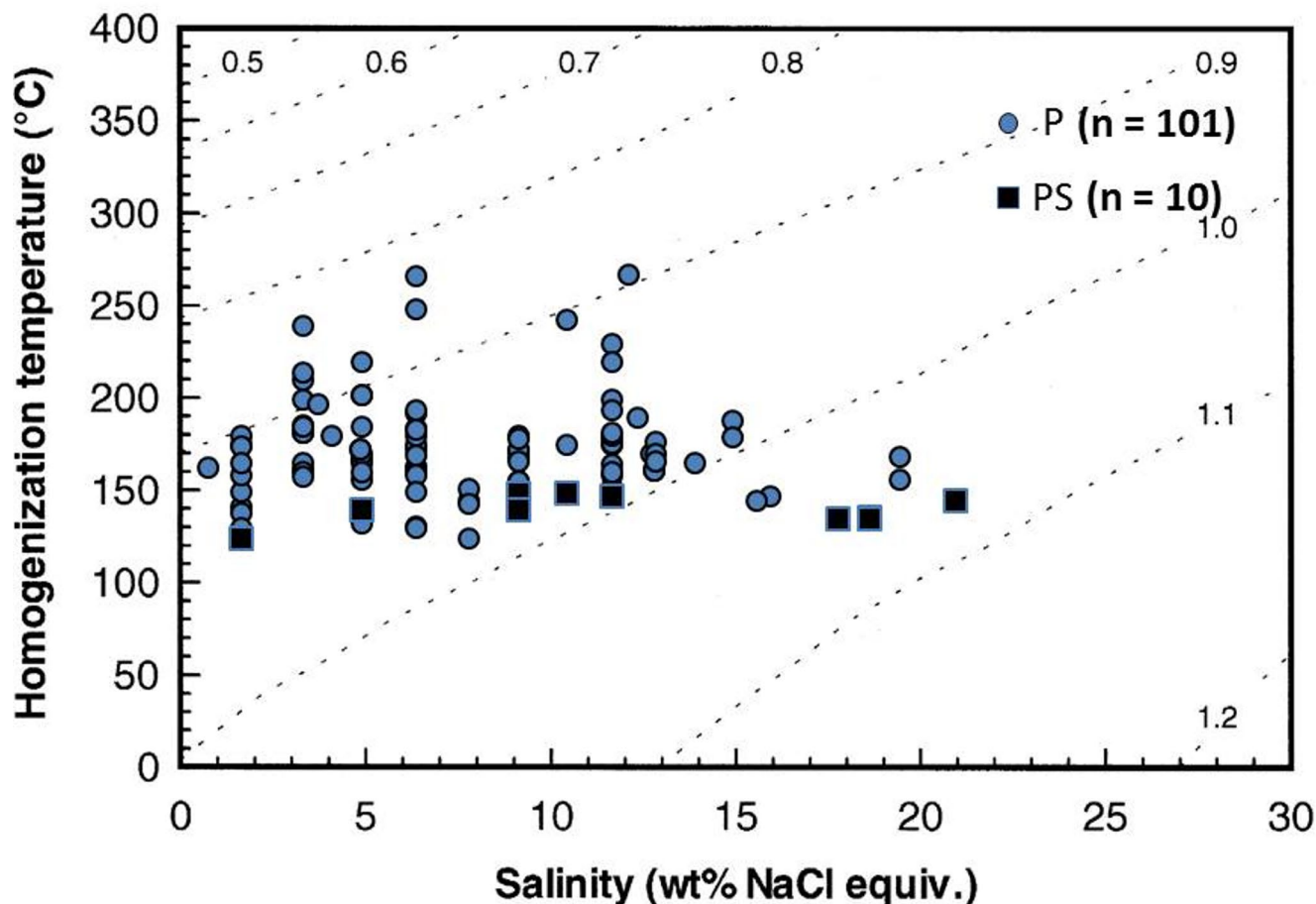
Microthermometric measurements on fluid inclusions shows that the mineralizing fluids are characterized by



relatively large interval of both temperature and salinity variation, but high temperature (174 °C in average) and a moderate salinity of 7.76% eq. NaCl in average. Figure 13 that displays the relationship between homogenization temperature and salinity values, shows a smooth decrease in the homogenization temperature trend with increasing salinities, which can be related to boiling processes. In addition, the significant salinity variations are most likely relevant of mixing of two end-member fluids: a low salinity meteoric-derived component responsible for low-salinity inclusions, and a moderate to high salinity magmatic-derived component, while intermediates values of salinities represent the dilution ratios. These features are common in similar Sb-epithermal mineralization worldwide. These mineralizing fluids are, therefore, of epithermal type according to the homogenization temperature and salinity diagram from Wilkinson (2001). Mineralizing fluid density varies between 0.8 and 1.1 g/cm<sup>3</sup> according to the homogenization temperature versus salinity diagram and density variations according to Wilkinson (2001) (Fig. 13).

Trapping temperatures and pressures were calculated using Hokieflines H<sub>2</sub>O-NaCl software (Steele-MacInnis et

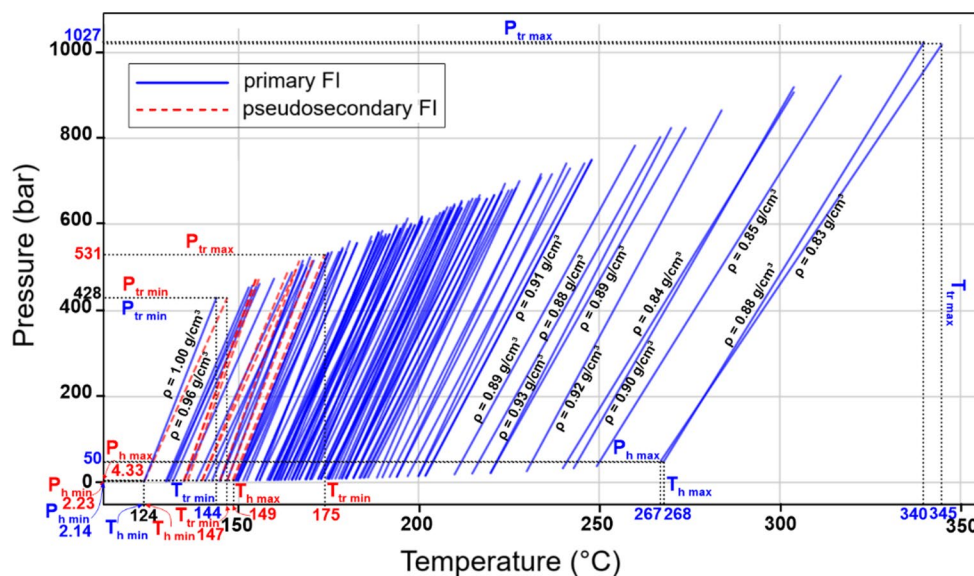
al. 2012). Pressure correction was performed based on the geothermal gradient in the study area, which ranges from 40 to 50 °C/km (Bouchareb Haouchine et al. 1994; Bouaicha et al. 2017; Hocine et al. 2024). The results are shown in appendix II (see Supplementary material), while isochoric curves are illustrated in Fig. 14. For a mean value of the geothermal gradient (~45 °C) using an average rock density of 2.7 g/cm<sup>3</sup>, the calculated lithostatic pressure ranges from 650 to 1470 bars. To prevent fluid entrapment without causing hydrofracturing, fluid pressure should be maintained below the lithostatic pressure value (approximately 0.5 to 1.0 times the lithostatic pressure) and the tensile strength of the surrounding rocks (Hubbert 1959; Roedder 1984; Chi et al. 1993). Hence, the primary fluid inclusions were trapped at temperatures between 144 and 345 °C, with an average of 209 °C, and at pressures ranging from 428 to 1024 bar, with an average of 633 bar. These conditions correspond to fluid densities from 0.83 to 1.06 g/cm<sup>3</sup>, averaging 0.95 g/cm<sup>3</sup>. The pseudo-secondary fluid inclusions were trapped at temperature range from 147 to 175 °C, with an average of 163 °C and pressures between 400 and 750 bar, averaging 495 bar. These conditions correspond to fluid densities ranging from



**Fig. 13** Density variation (g/cm<sup>3</sup>) against temperature and salinity (density of vapor-saturated NaCl solutions) (Wilkinson 2001). *P* Primary FI, *PS* Pseudo-secondary FI



**Fig. 14** Pressure-temperature diagram showing isochoric curves for the primary and pseudo-secondary fluid inclusions in the Quartz II.  $T_h$  Homogenization temperature,  $P_h$  Pressure at homogenization temperature,  $T_{tr}$  Trapping temperature,  $P_{tr}$  Trapping pressure,  $min$  Minimum,  $max$  Maximum and  $\rho$  Density



0.96 to 1.08 g/cm<sup>3</sup>, with an average density of 1.02 g/cm<sup>3</sup>. It is worth noting that the primary and pseudo-secondary fluid inclusion densities are similar to those represented on Fig. 13 of Wilkinson (2001). The P-T-V-X conditions indicate that mineralization was controlled by fluid mixing process. Such a setting aligns again with a low-sulfidation epithermal environment, presumably associated with an active hydrothermal system at shallow to moderate crustal depths.

The microthermometric results on quartz primary FI from the Koudiat Guelaat Bou Diar deposit are comparable to those of the mineralizing fluids recorded in epithermal-type antimoniferous deposits and beds in northeastern Algeria (Table 4), such as the Li, Sn, W, and U mineralization of Kef el Fedjel, northwest Edough massif (Marignac et al. 2016), the Sb, As and Au mineralization of Ain Barbar, western Edough massif Annaba (Aissa et al. 1998a), the As, Sb, Zn, Pb, Fe and Au mineralization of Koudiat El Ahrach, northwest Edough (Aissa et al. 1998b), the Sb, Ag and Ba mineralization of Ain Kerma, northern Constantine (Toubal 2005). Fluid inclusion characteristics (the relatively high  $T_h$ : up to 270 °C, and salinities: up to 19.45% eq. NaCl) of the studied deposit are clearly different from those of the southern Monts du Mellègue polymetallic deposits in the Eastern Saharan Atlas ( $T_h$  < 160 °C and high salinities: up to 30% eq. NaCl; Laouar et al. 2016) where no igneous activity is recorded. However, they are comparable to many Pb-Zn-Cu deposits related to Miocene magmatic activity along the NE Algerian coast (e.g., Aissa et al. 1995; Laouar et al. 2018; Lekoui et al. 2024). With their mineral major and trace element contents, they are also similar to a number of epithermal deposits worldwide, such as the Sb, As, Zn, Cu, Fe mineralization of Murat Dagi, western Turkey, (Aral 1989; Gokce and Spiro, 1994), the Lyhamyar antimony mineralization in eastern Myanmar ( $T_h$  varying between

144 and 260 °C, and moderate to high salinity ranging from 2.9 to 20.9 wt%. NaCl equivalent; Min Oo et al. 2020), the sinter-type Au, Ag, Sb and Hg mineralization of Buckskin Mountain, Nevada (Viker 2007), the Au, Ag, As, Sb and Hg mineralization of Mule Canyon, Nevada (John et al. 2003, 2018); the Pb, Cu, Zn, As, Sb, Au and Ag mineralization of Kohuamuri, New Zealand (Hamilton et al. 2017), and Au, Ag, Sb, As, Tl and Hg of McLaughlin, California (Sherlock et al. 1995) (Table 4).

The mineralizing fluids at the Koudiat Guelaat Bou Diar showing are hot, moderately saline fluids originated from depth. Circulation of these fluids is most likely controlled by the deep regional Kef Hahouner fault (Maouche et al. 2013; Bouyahiaoui et al. 2015; Amara et al. 2019; Bendjama et al. 2021; Bayou et al. 2023; Laghouag et al. 2025) and the strong tectonic events that the region experienced during the Miocene Alpine orogeny. A gravity surveys recently carried out in the region by Bendali et al. (2022) and Bayou et al. (2023) showed that these deep faults are the pathways of the hot springs of the nearby Hammam Debbagh and Hammam Ouled Ali areas. These hot saline fluids are probably of magmatic origin, given the presence of a geothermal anomaly in the region and the possible existence of a deep igneous batholith extending from Constantine to the Tunisian border (Deleau 1938; Comry, and D'Archimbaud, 1970; ENEL 1982; Rezig 1991; Maouche et al. 2013; Bouyahiaoui et al. 2015; Amara et al. 2019; Bayou et al. 2023). This may also be supported by the presence of Lamproitic volcanic rocks at Kef Hahouner and Koudiat el Anzazza of 11–9 Ma. (Raoult and Velde 1971; Vila et al. 1974; Bellon et al. 1977; Kaminsky et al. 1993; Roman'ko et al. 1998; Lustrino et al. 2016; Laghouag et al. 2025) at about 30 km west of the study area, along the Kef Hahouner-Debbagh major fault described by Raoult (1974). In addition, in his chemical and

**Table 4** Characteristics of Koudiat Guelaat Bou Diar in comparison with similar epithermal deposits in Algeria and worldwide.

| Location                      | Mineralization                         | Type               | Homogenization temperature (Th) (°C)      | Salinity (%eq. NaCl)          | Age of host rocks | Reference                            |
|-------------------------------|----------------------------------------|--------------------|-------------------------------------------|-------------------------------|-------------------|--------------------------------------|
| Guelaat Bou Diar, Algeria     | Sb, Ba, Zn, Hg, Au, Os, Pt, Ir, Ru     | Epithermal         | 120 to 270                                | 1,2 to 18                     | Upper Cretaceous  | This study                           |
| Kef el Fedjel Edough, Algeria | Li, Sn, W, U                           | Epithermal         | 250 to 270 (in Qz)<br>160 to 245 (in flt) | 1.4 (in Qz)<br>≤ 0.5 (in flt) | Langhian          | Marignac et al. (2016)               |
| Ain Barbar Algeria            | Sb, As, Au                             | Epithermal         | < 270                                     | /                             | Miocene           | Aissa et al. (1998a)                 |
| Koudiat El Ahrach, Algeria    | As, Sb, Zn, Pb, Fe, Au                 | Epithermal         | 180 to 270                                | 2,4 to 0,5                    |                   | Aissa et al. (1998b)                 |
| Ain Kerma Algeria             | Sb, Ag, Ba                             | Epithermal         | > 179                                     | /                             | Mio-Pliocene      | Toubal (2005)                        |
| El Goudi Algeria              | As, Sb, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Ni, Co, Bi | Meso to epithermal | /                                         | /                             | Miocene           | Toubal et al. (2005)                 |
| MuratDagi Turkey              | Sb, As, Zn, Cu, Fe                     | Epithermal         | ~ 165                                     | ~ 3                           | Post-Miocene      | Aral (1989); Gokce and Spiro. (1994) |
| Lyhamyar Mynamar              | Sb                                     | Epithermal         | 144 to 260                                | 2,9 to 20,9                   | /                 | Min Oo et al. (2020)                 |
| Buckskin Mountain Nevada, USA | Au, Ag, Sb, Hg                         | Epithermal         | 100 to 250                                | /                             | Miocene           | Viker (2007)                         |
| Mule Canyon Nevada, USA       | Au, Ag, As, Sb, Hg                     | Epithermal         | < 270                                     | /                             | Miocene           | John et al. (2003)                   |
| The Kohuamuri New Zealand     | Pb, Cu, Zn, As, Sb, Au, Ag             | Epithermal         | ≤ 100 °C                                  | /                             | Mio-Pliocene      | Hamilton et al. (2017)               |
| McLaughlin California, USA    | Au, Ag, Sb, As, Tl, Hg                 | Epithermal         | 121 to 263                                | 2,4                           | /                 | Sherlock et al. (1995)               |

isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ) study of thermal and thermomineral springs of northern Algeria, Issaadi (2005) pointed out that Hammam Debbagh hot springs originate from deep structures and might be related to deep magmatic activity. The occurrence of trace Au, Hg, Os, Pt, Ir and Ru within the studied deposit is in accordance with the work of Romanko (1991) who identified some auriferous samples with 4 g/t Au in the clayey karst of Djebel Debbagh Ouest, this may probably be linked to the epithermal hydrothermal processes in the region. Further, Bouarroudj (1986) relates the emplacement of the mercury ore deposit at Azzaba (~60 km to the north) to this epithermal province.

Field relations, textural patterns, mineralogical paragenesis, mineral chemistry, and fluid inclusion data converge on three main mineralizing factors of the Sb-Ba-Zn-Hg Guelaat Bou Diar showing: (1) a tectonic control consisting of deep faults and fractures, particularly the Kef Hahouner-Debbagh E-W fault, that promote hydrothermal fluid circulation, while compression of the Tellian nappes powered fluid pressure and migration; (2) buried igneous bodies evidenced in the nearby Kef Hahouner igneous rocks (Laghouag et al. 2025) and the widespread geothermal activity in the area; and (3) a lithological control expressed by the neritic limestones which is reactive and conducive to meteoric-basinal fluid infiltration, resulting in mixing fluid processes.

While this study provides a detailed mineralogical analysis, along with interpretations of the paragenetic succession, and characterizes the mineralizing fluid through fluid inclusion studies, it also has certain limitations. Future research should focus on geochemical analyses, including major and trace elements and stable S- and O-isotope assessments, to further refine the proposed genetic model.

## Conclusion

Sb, Ba, Zn and Hg mineralization at the Koudiat Guelaat Bou Diar deposit is hosted in Upper Cretaceous limestones of the Constantinois neritic series at Hammam Debbagh district after severe silicification processes, where part of the limestones was completely transformed into silica, mainly chalcedony. This vein-type mineralization of brecciated texture, consists of stibnite, barite, sphalerite and rare cinnabar with antimony oxides (valentinite and senarmontite). Fluid inclusion study on gangue quartz of the main stage of ore deposition shows three types of FI (primary, pseudo-secondary and secondary), with 20 to 200  $\mu\text{m}$  in size. Microthermometric measurements that are carried out on the primary FI show large range of homogenization temperature (Th between 120 and 270 °C, with an average of 174 °C), and

also wide salinity range, from 0.85 to 20% eq. NaCl with an average of 7.76% eq. NaCl. Densities vary from 0.8 to 1.1 g/cm<sup>3</sup>. This point to deep-seated hot and moderately saline fluids. The most probable occurrence of igneous body deep in this area, as pointed out by geophysical data and gas studies support our obtained FI results. Neotectonic events contributed largely to the alteration and silicification processes, where fluids circulated upwards through fractures and major faults, mainly the Kef Hahouner-Debbagh fault. Petrological, mineralogical, metallogenic and fluid inclusion studies of the Sb, Ba, Zn and Hg mineralization of Koudiat Guelat Bou Diar show that this deposit is comparable to many epithermal base-metal, sinter-type ores worldwide. Further exploration studies should be focused on precious metals, such as gold and silver in the area, especially after discovering traces of gold nearby this deposit.

**Supplementary Information** The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1007/s13146-025-01204-y>.

**Acknowledgements** The authors wish to thank the University of Badji Mokhtar Annaba for providing short-term grants to H. Larit to travel to Tunisia and conduct XRD and fluid inclusion analyses at the Faculty of Science, University of Tunis El Manar, Tunisia. We also extend our gratitude to Mr. Allem Djaafar for sample and thin section preparation, and Mr Mustapha Metiri for SEM-EDX technical support and assistance during the analyses at the laboratory of the National High School of Mines. The authors would like to warmly thank the editor and the two anonymous reviewers for their marks and comments that greatly improved the paper.

**Author contributions** CRediT authorship contribution statement: Hamza Larit: Writing—original draft, review & editing. Rabah Laouar: Supervision, methodology, writing—original draft, writing—review & editing. Salah Bouhlel: Conceptualization, laboratory analysis and data accuracy, review and editing. Rabah Kechiche, Ouafi Ameur-Zaimeche and Sihem Salmi-Laouar: methodology, writing—review & editing. Abderrahmane Toubal: Supervision, methodology, writing—original draft.

**Data availability** No datasets were generated or analysed during the current study.

## Declarations

**Conflict of interest** The authors declare no competing interests.

## References

- Aissa DE (1996) Etude géologique, géochimique et métallogénique du Massif de l'edough (Annaba, NE Algérie). Unpubl Thèse Doctorat Etat, USTHB, Alger, Algeria
- Aissa DE, Cheilletz A, Gasquet D, Marignac C (1995) Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis: the Edough case (NE Algeria). Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts. Balkema, Rotterdam 23–26
- Aissa DE, Marignac C, Cheilletz A, Gasquet D (1998a) Géologie et métallogénie sommaire du massif de l'Edough (NE Algérie). Mem Serv Geol Alg 9:7–55
- Aissa DE, Marignac C, Cheilletz A, Boiron MC (1998b) L'indice à arsénopyrite aurifère du Koudiet El Harrach (Edough, Annaba). Bull Serv Geol Alg 9(1):3–20
- Aral H (1989) Antimony mineralization in the Northern Murat Dagı (western Turkey). Econ Geol 84(4):780–787. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.4.780>
- Bayou Y, Abtout A, Renaut RA, Bouyahiaoui B, Maouche S, Vatankeh S, Berguig MC (2023) The northeastern Algeria hydrothermal system: gravimetric data and structural implication. Geotherm Energy 11(1):14. <https://doi.org/10.1186/s40517-023-00258-2>
- Belhai M, Fujimitsu Y, Nishijima J, Bersi M (2017) Hydrochemistry and gas geochemistry of the northeastern Algerian geothermal waters. Arab J Geosci 10(1):8. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2790-2>
- Bellon H, Lepvrier C, Magné J, Raymond D (1977) L'activité éruptive Dans l'algérois: nouvelles données géochronologiques. Geol Mediterr 4(4):291–298. <https://doi.org/10.3406/geolm.1977.1010>
- Benali H (2007) Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie: Typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implications métallogéniques. Doct thesis, USTHB, Algiers
- Bendali M, Abtout A, Bouyahiaoui B, Boukerbout H, Marok A, Reolid M (2022) Interpretation of new gravity survey in the seismogenic upper Chelif basin (North of Algeria): deep structure and modeling. J Iber Geol 48(2):205–224. <https://doi.org/10.1007/s41513-022-00190-7>
- Bendjama H, Yelles-Chaouche A, Boulahia O et al (2021) The March 2017 earthquake sequence along the EW-trending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria. Geosci J 25(5):697–713. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y>
- Bodnar RJ (1993) Revised equation and table for determining the freezing-point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. Geochim Cosmochim Acta 57(3):683–684
- Bouabsa L, Kihal H, Hatert F (2019) Mineralogy and paragenesis associations of polymetallic deposits (Pb-Zn-Cu-Ag) of bou-doukha and sidi kambar-NE Algeria. In CAJG. Cham: Springer International Publishing. pp 355–357 [https://doi.org/10.1007/978-3-030-72547-1\\_76](https://doi.org/10.1007/978-3-030-72547-1_76)
- Bouaicha F, Dib H, Belkhir L, Manchar N, Chabour N (2017) Hydro-geochemistry and geothermometry of thermal springs from the Guelma region, Algeria. J Geol Soc India 90(2):226–232. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0703-y>
- Bouarroudj MT (1986) les minéralisations à Hg, Pb, Zn, Cu, Ba de la zone Nord Numidique du nord de l'algérie oriental. Métallogénie et recherche de guides de prospection. Thèse de docteur Ingénieur, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI
- Bouchareb-Haouchine FZ, Issaad A, Bendhia EH (1994) Estimation and interpretation of geothermal gradient in Northern Algeria. Bull Serv Geol Alger 5:69–74
- Bouyahiaoui B, Sage F, Abtout A, Klingelhoefer F, Yelles-Chaouche K, Schnürle P, Marok A, Déverchère J, Arab M, Galve, Collot JY (2015) Crustal structure of the Eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implication for late cenozoic geodynamic evolution of the Western mediterranean. Geophys J Int 201(3):1912–1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>
- Chai P, Sun JG, Xing SW, Li B, Lu C (2016) Ore geology, fluid inclusion and 40Ar/39Ar geochronology constraints on the genesis of the Yingchengzi gold deposit, Southern Heilongjiang Province, NE China. Ore Geol Rev 72:1022–1036. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.026>
- Chi G, Guha J, Lu HZ (1993) Separation mechanism in the formation of proximal and distal Tin polymetallic deposits, Xinlu ore field,

- Southern China; evidence from fluid inclusion data. *Econ Geol* 88(4):916–933. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.4.916>
- Comry G, D'Archimbaud JD (1970) Les possibilités géothermiques de l'Algérie. *Geothermics* 2:110–116. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(70\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0375-6505(70)90012-X)
- Cunneen R, Sillitoe RH (1989) Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia. *Econ Geol* 84:135–142
- Deleau P (1938) Etude géologique des régions de jemmâpes, d'hammam-meskoutine et du col des oliviers. *Serv carte géol algérie*, B (n. s.) n° 1, 70p
- Deleau P, Thiéry P (1953) Les gîtes d'antimoine du Département de Constantine: le gîte d'Aïn-Kerma (étude géologique et minière). *Publ Serv Géol Alg, Trav Collab Fasc.* 1(69):7Dib AH (1985) le thermalisme de l'Est Algérien. Thèse de doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, USTHB Alger, Algérie
- Dong G, Morrison G, Jaireth S (1995) Quartz textures in epithermal veins, Queensland—classification, origin, and implication. *Econ Geol* 90(6):1841–1856. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.6.1841>
- ENEL (1982) Etude de reconnaissance géothermique de Constantinois Oriental. Rapport interne – SONEGAS – Algérie
- Fournier RO, Pitt AM (1985) Yellowstone magmatic-hydrothermal system, U.S.A. In: *International symposium on geothermal energy*, U S G S. California Int. vol. 319–327
- Fournier RO, Rowe JJ (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am J Sci* 264(9):685–697. <https://doi.org/10.2475/ajs.264.9.685>
- Gokce A, Spiro B (1994) Stable isotope study of antimony deposits in the Muratdagı region, Western Turkey. *Miner Deposita* 29(4):361–365. <https://doi.org/10.1007/BF00191042>
- Goldstein RH (2003) Petrographic analysis of fluid inclusions. n I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation*. Mineral Assoc Can, Short Course Ser 32: 9–53. <https://doi.org/10.3749/9780921294672.ch02>
- Guido DM, Campbell KA (2011) Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): characteristics and controls on regional distribution. *J Volcanol Geotherm Res* 203(1–2):35–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.001>
- Guido DM, Channing A, Campbell KA, Zamuner A (2010) Jurassic geothermal landscapes and fossil ecosystems at San Agustín, Patagonia, Argentina. *J Geol Soc* 167(1):11–20. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-109>
- Hamilton A, Campbell K, Rowland J, Browne P (2017) The Kohuamuri siliceous sinter as a vector for epithermal mineralisation, Coromandel volcanic Zone, new Zealand. *Miner Deposita* 52(2):181–196. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0658-8>
- Hampton WA, White GP, Hoskin PWO, Browne PRL, Rodgers KA (2004) Cinnabar, livingstonite, stibnite and pyrite in Pliocene silica sinter from Northland, New Zealand. *Mineral Mag* 68(1):191–198. <https://doi.org/10.1180/0026461046810180>
- Hocine A, Abtout A, Hamai L, Adjiri S, Mazari A (2024) Hydrothermal system operating mechanism by 3D gravimetric inversion and Vertical Electrical Soundings: case of Hammam Righa hot springs, central Algeria. *J Afr Earth Sci* 214:105268. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105268>
- Hubbert MK (1959) Role of fluid pressure in mechanics of over-thrust faulting. *Geol Soc Am Bull* 48:1459–1519. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[115:ROFPM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPM]2.0.CO;2)
- Issaad A (2005) Identification et origine des gaz associés aux sources minérales, thermales et thermominérales algériennes. apports à la connaissance de la géologie profonde de l'algérie septentrionale. *Bull Serv Géol Alg* 16(2):115–125
- John DA, Hofstra AH, Fleck RJ, Brummer JE, Saderholm EC (2003) Geologic setting and genesis of the mule Canyon low-sulfidation epithermal gold silver deposit, north-central Nevada. *Econ Geol* 98(2):425–463. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.2.425>
- John DA, Vikre PG, du Bray EA, Blakely RJ, Fey DL, Rockwell BW, Mauk JL, Anderson ED, Graybeal FT (2018) Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. *Sci Invest Rep* 2010-5070-Q. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>
- Kaminskiy FV, Roman'ko YF, Kolesnikov SK, Salkhi M (1993) Lamproites of Northern Algeria. *Int Geol Rev* 35(3):235–252. <https://doi.org/10.1080/00206819309465252>
- Labondère JC, Magne J (1983) L'évolution du «domaine néritique constantinois» Dans La région de Guelma (Algérie), à La fin du secondaire et Au début du tertiaire: conséquences paléogéographiques. *C R Acad Sci Ser 2 De Paris* 297(10):775–778
- Laghouag MY, Chabou MC, Godard G, Avanzinelli R, Casalini M, Laouar R, Garrido CJ (2025) Geology, mineralogy, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the ultrapotassic rocks and associated shoshonites of Kef Hahouner (Northeastern Algeria): new data and geodynamic implications. *Geochemistry* 85(3):126313. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126313>
- Laouar R, Boyce AJ, Ahmed-Said Y, Ouabadi A, Fallick AE, Toubal A (2002) Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *J Afr Earth Sci* 35(2):271–283. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00037-4)
- Laouar R, Salmi-Laouar S, Sami L, Boyce A, Kolli O, Boutaleb A, Fallick AE (2016) Fluid inclusion and stable isotope studies of the mesloulia Pb-Zn-Ba ore deposit, NE algeria: characteristics and origin of the mineralizing fluids. *J Afr Earth Sci* 121:119–135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.06.004>
- Laouar R, Lekoui A, Bouima T, Salmi-Laouar S, Bouhlef S, Aabdallah N, Boyce AJ, Fallick AE (2018) Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued amizour (NE Algeria). *Ore Geol Rev* 101:312–329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>
- Lekoui A, Laouar R, Aissa DE, Boyce AJ (2024) Origin of the mineralizing fluids involved in the formation of the scheelite skarn in the Beleleita area (Edough NE, Algeria): fluid inclusion and stable S, O and C isotope study. *B M R E* 175(175):41–63. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1543523>
- Lustrino M, Agostini S, Chalal Y, Fedele L, Stagno V, Colombi F, Bouguerra A (2016) Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The late miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites. *J Volcanol Geotherm Res* 327:539–553. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.021>
- Lynne BY (2012) Mapping vent to distal-apron hot spring paleo-flow pathways using siliceous sinter architecture. *Geotherm* 43:3–24. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2012.01.004>
- Lynne BY, Campbell KA, Moore J, Browne PRL (2008) Origin and evolution of the Steamboat Springs siliceous sinter deposit, Nevada, U.S.A. *Sediment Geol* 210(3–4):111–131. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.07.006>
- Maouche S, Abtout A, Merabet NE, Aïfa T, Lamali A, Bouyahiaoui B, Bougchiche S, Ayache M (2013) Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). *J Geol Res* 2013(1):409475. <https://doi.org/10.1155/2013/409475>
- Marcoux E, Le Berre P, Cocherie A (2004) The Meillers Autunian hydrothermal chalcedony: first evidence of a ~295 Ma auriferous epithermal sinter in the French Massif Central. *Ore Geol Rev* 5(1–2):69–87. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.10.001>
- Marignac C (1976) Mise En évidence des successions paragenétiques Dans les principaux filons minéralisés du district filonien polymétallique d'Aïn-Barbar (Willaya d'Annaba-Algérie). *Sci Terre* XX 4:333–401



- Marignac C (1985) Les minéralisations filoniennes d'Aïn Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. Unpubl Thesis Doctorat Etat, INPL-Nancy 2:1163
- Marignac C, Aïssa DE, Cheilletz A, Gasquet D (2016) Edough-Cap de fer polymetallic District, Northeast Algeria: II. Metallogenic evolution of a late miocene metamorphic core complex in the alpine maghrebide belt. In: Bouabdellah M, Slack J (eds) Mineral deposits of North Africa. Mineral resource reviews. Springer, Cham, pp 167–199. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-31733-5_6)
- Min Oo A, Xinbiao L, Zaw K, Htay T, Binke S, Mohammed Abdalla Adam M (2020) Ore geology, fluid inclusions, and (H-O-S-Pb) isotope geochemistry of the sediment-hosted antimony mineralization, Lyhamyar Sb deposit, Southern Shan Plateau, Eastern myanmar: implications for ore genesis. *Minerals* 10(4):296. <https://doi.org/10.3390/min10040296>
- Munoz-Saez C, Manga M, Hurwitz S, Slagter S, Churchill DM, Reich M et al (2020) Radiocarbon dating of silica sinter and postglacial hydrothermal activity in the El Tatio geyser field. *Geophys Res Lett* 47(11):e2020GL087908. <https://doi.org/10.1029/2020GL087908>
- Nait Amara B, Aïssa DE, Maouche S, Braham M, Machane D, Gues-soum N (2019) Hydrothermal alteration mapping and structural features in the Guelma basin (Northeastern Algeria): contribution of Landsat-8 data. *Arab J Geosci* 12(3):94. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4224-4>
- Raoult JF (1974) Géologie du centre de La chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mem Soc Geol Fr* 53(121):1–162
- Raoult JF, Velde D (1971) Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites En coulées Dans Le Miocène continental Au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *C R Acad Sci Ser D De Paris* 272:1051–1054
- Rezig M (1991) Etude géothermique du nord-est de l'Algérie. DEA, Université de Montpellier .44 p
- Roedder E (1984) Fluid inclusions. *Rev Mineral Petrol* 12:1–644
- Roman'ko EF, Roman'ko AE, Meskhi AM (1998) The geology and geochemistry of Meso-Cenozoic magmatic formations in North-eastern Algeria. *Dokl Earth Sci* 362:925–927
- Romanko EF (1991) Principaux traits géologiques et métallogéniques de la région de Skikda. EREM CRD, inédit. n° 920-2
- Sanchez-Yanez C, Reich M, Leisen M, Morata D, Barra F (2017) Geochemistry of metals and metalloids in siliceous sinter deposits: implications for elemental partitioning into silica phases. *Appl Geochem* 80:112–133. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.03.008>
- Sherlock RL, Tosdal RM, Lehrman NJ, Graney JR, Losh S, Jowett EC, Kesler SE (1995) Origin of the McLaughlin mine sheeted vein complex; metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence. *Econ Geol* 90(8):2156–2181. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.8.2156>
- Slagter S, Reich M, Munoz-Saez C, Southon J, Morata D, Barra F et al (2019) Environmental controls on silica sinter formation revealed by radiocarbon dating. *Geol* 47(4):330–334. <https://doi.org/10.1130/G45859.1>
- Steele-MacInnis M, Lecumberri-Sanchez P, Bodnar RJ (2012) HokieFlinches\_H2O-NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H2O–NaCl. *Comput Geosci* 49:334–337. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>
- Taksavas T (2017) Petrographic analysis of bonanza epithermal vein textures at buckskin national and fire creek deposits, northern nevada. Master thesis, (Doctoral dissertation) Auburn University. Alabama. p. 156
- Taksavas T, Monecke T, Reynolds TJ (2018) Textural characteristics of noncrystalline silica in sinters and quartz veins: implications for the formation of Bonanza veins in Low-Sulfidation epithermal deposits. *Minerals* 8(8):331. <https://doi.org/10.3390/min8080331>
- Touahri B (1987) Géochimie et métallogénie des minéralisations à plomb et zinc du nord de l'Algérie. Thèse Doct Sci, Univ Paris VI, p 380
- Touahri B (1991) Géochimie et métallogénie des minéralisations à Plomb et zinc du Nord de l'Algérie. *Mem Off Nat Geol* 4(10):260. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6466112>
- Toubal A (1984) Contribution à l'étude des minéralisations antimoni-fères du Nord -Est Algérien. (Doctoral dissertation, Thèse 3ème Cycle, Université de Paris VI, France 141p
- Toubal A (2005) Les minéralisations antimonifères et associées du Nord-Est Algérien: Etudes géologiques, minéralogiques et géochimiques. Comparaison avec les minéralisations de la méditerranée occidentale. Thèse Doctorat d'Etat, UBMA, Algérie. p. 116
- Toubal A, Mezghache H, Semroud B (2005) Les minéralisations polymétalliques aurifères d'el Goudi (Région de Skikda, Nord est algérien): caractérisation minéralogique et signification métallogénique. *Bull Serv Géol Alg* 16(1):3–14
- Van den Kerkhof AM, Hein UF (2001) Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55(1–4):27–47. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)0037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)0037-2)
- Vikre PG (2007) Sinter-vein correlations at buckskin Mountain, National District, Humboldt County, Nevada. *Econ Geol* 102(2):193–224. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.2.193>
- Vila JM (1971) Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du Nord-Est de La Berberie entre les régions d'annaba (Bone) et de Guelma. *Bull Soc Géol De France* 7(1–2):85–99. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.1-2.85>
- Vila JM (1972) Les témoins méridionaux du môle néritique Constantinois de Hammam meskhotine et Guelma. *Bull Hist Nat Afr Nord Alger* 63(1–2):29–37
- Vila JM (1974) Le Rocher de constantine: stratigraphie, microfaune et position structurale. *Bull Hist Nat Afr Nord, Alger*, pp 385–392
- Villa JM (1980) La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-tunisiens. Thèse sci, Univ Pierre et Marie Cuire, Paris VI, 2tomes, 665p
- Vila JM, Magne J (1969) Cadre structural de Dj. Debar (Nord Constantinois, Algérie). *Bull Soc Géol, de France* XI(1):75–81. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XI.1.75>
- Vila JM, Hernandez J, Velde D (1974) Sur la présence d'un filon de roche Lamproïtique trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois Algérie. *CR Acad Sci, Paris Ser D* 278:2589–2592
- Warr LN (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral Mag* 85(3):291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias Au Miocène. *Rev Géol Dynam Géog Phys* 24(3):201–297. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:89891>
- Wilkinson JJ (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55(1–4):229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)

**Publisher's Note** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.



## Authors and Affiliations

Hamza Larit<sup>1</sup> · Rabah Laouar<sup>1</sup> · Salah Bouhlel<sup>2</sup> · Rabah Kechiched<sup>3</sup> · Abdelmalek Lekoui<sup>4</sup> · Sihem Salmi-Laouar<sup>1</sup> · Ouafi Ameur-Zaimeche<sup>4</sup> · Abderrahmane Toubal<sup>1</sup>

✉ Rabah Laouar  
rabah.laouar@univ-annaba.dz; rabahlaouar@yahoo.fr

Hamza Larit  
hamza.larit@univ-annaba.dz

Salah Bouhlel  
salah.bouhlel@fst.utm.tn

Rabah Kechiched  
kechiched.rabah@univ-ouargla.dz

Abdelmalek Lekoui  
Lekouim121@gmail.com

Sihem Salmi-Laouar  
sihem.salmi-laouar@univ-annaba.dz

Ouafi Ameur-Zaimeche  
ouafigeology@gmail.com

- <sup>1</sup> Laboratory of Research in Geology (LRG), Geology Department, University of Badji Mokhtar Annaba, 23000 Annaba, Algeria
- <sup>2</sup> Laboratoire des Réservoirs Souterrains: Pétroliers, Gaziers et Aquifères, University of Kasdi Merbah Ouargla, 30000 Ouargla, Algeria
- <sup>3</sup> Mineral Resources Group, Geology Department, Faculty of Sciences of Tunis, University of Tunis El Manar, 2092 Tunis, Tunisia
- <sup>4</sup> Laboratory of Geological Engineering (LGG), Department of Earth and Universe Sciences, University of Mohamed Seddik Ben Yahia Jijel, 18000 Jijel, Algeria