

N° d'ordre : 4090

THÈSE

en vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable

Structure de Recherche : Laboratoire de Géosciences Eau et Environnement

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Métallogénie, Géologie structurale et Géomatique

Présentée et Soutenue le : **04/06/2025**

Par :

Said COURBA

**Géologie structurale et métallogénie des minéralisations à Cu-Ba ± Pb-Améthyste du district filonien au Sud-Est du Maider
(Anti-Atlas oriental, Maroc)**

Devant le JURY :

Larbi BOUDAD	PES	Faculté des sciences, Université Mohammed V de Rabat	Président
Ilham CHRAIBI	PES	Faculté des sciences, Université Mohammed I de Oujda	Rapporteur/Examineur
Lahssen BAIDDER	PES	Faculté des sciences, Université Hassan II de Casablanca	Rapporteur/Examineur
Mourad ESSALHI	PES	Faculté des sciences, Université Mohammed V de Rabat	Rapporteur/Examineur
Boubker BOUKILI	PES	Faculté des sciences, Université Mohammed V de Rabat	Examineur
Abdelaziz EL BASBAS	MCH	Ecole Nationale Supérieure des Mines de Rabat	Examineur
Abdessalam OUALLALI	MCH	Faculté des sciences et Techniques, Université Hassan II de Casablanca	Examineur
Mohamed EL AMRANI	MCH	Faculté des sciences, Université Mohammed V de Rabat	Co-directeur de thèse
Youssef HAHOU	PES	Faculté des sciences, Université Mohammed V de Rabat	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2024 – 25

Dédicace



« La recherche scientifique n'est pas un sport de compétition, c'est une quête de vérité. »
Albert Einstein

Avant tout, je rends grâce à Allah, qui m'a accordé la santé, la patience et la force indispensables pour entreprendre et mener à terme ce parcours doctoral. Aujourd'hui, alors que je touche à l'aboutissement d'une étape majeure de mon parcours scientifique, je mesure pleinement la richesse des cinq années écoulées. Jalonnées d'efforts soutenus et de nombreux défis, elles ont également été marquées par une expérience humaine et scientifique des plus formatrices.

Si la rédaction finale de ce manuscrit m'incombe, je suis pleinement conscient que l'aboutissement de ce travail n'aurait jamais été possible sans le soutien précieux de nombreuses personnes rencontrées tout au long de ce parcours. C'est donc avec une gratitude sincère que je leur adresse, ici, mes remerciements les plus chaleureux.

Je tiens à exprimer mes remerciements les plus sincères à mon père, M. Courba Moha. Je lui souhaite de tout cœur un prompt rétablissement et un retour complet à la santé, afin qu'il puisse continuer à être à mes côtés tout au long de ma vie.

Sa force, son courage et son amour m'inspirent chaque jour. Je suis profondément reconnaissant d'avoir un père aussi remarquable et j'ai hâte de partager encore de nombreux moments précieux avec lui.

À ma mère, Mme Dich Mama, je veux exprimer toute ma gratitude pour son soutien inébranlable et son amour inaltérable. Elle a été une source constante de force et de motivation tout au long de mon parcours, me guidant avec sagesse et bienveillance. Sans elle, je n'aurais pas pu accomplir tout ce que j'ai réalisé. Son soutien indéfectible m'a permis de surmonter chaque épreuve et d'atteindre des sommets que je n'aurais jamais cru possibles. Vous avez su, à chaque instant, m'accompagner avec une patience infinie et une sagesse que seul l'amour profond des parents peut offrir. Vous m'avez appris à persévérer face à l'adversité et à croire en moi, même dans les moments de doute. Pour tout cela, et pour bien plus encore, je vous serai éternellement reconnaissant.

Je souhaite également rendre hommage à mon frère, Aziz, à ma sœur Fatima, à son mari Khalek Hamid, ainsi qu'à leurs précieuses filles, Siham, Manal et Basma. Votre présence chaleureuse et vos sourires réconfortants ont toujours été pour moi une source inépuisable de lumière. Vous m'avez soutenu avec une générosité sans égale, apportant à mon cœur l'énergie et la force dont j'avais besoin. Vous êtes mon pilier, mes racines, et j'espère de tout cœur avoir su, à travers ce parcours, vous rendre fiers de l'amour et du soutien que vous m'avez offerts à chaque étape de mon voyage.

Je dédie également ma profonde gratitude à mes grandes familles Courba et Dich, à mes oncles, mes tantes, mes cousines et cousins, et tout particulièrement à mon cousin Saïd Courba. Votre soutien constant, vos encouragements sincères et votre présence chaleureuse ont été pour moi une véritable source d'inspiration et de force.

Chacun de vous, à sa manière, a contribué à ce parcours en me portant et en m'accompagnant tout au long de cette aventure. Votre amour et votre solidarité ont été des piliers solides sur lesquels je me suis appuyé avec confiance. Pour tout cela, je vous en suis profondément reconnaissant.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à ma famille **Brahimi**, en particulier à M. **Addi** et Mme **Fatima**, ainsi qu'à leurs enfants. Leur soutien indéfectible, leur bienveillance, leur sagesse, leur respect et leurs précieux conseils ont été des piliers tout au long de mes études doctorales.

Leur présence constante, non seulement pour moi, mais également pour ma famille, a eu un impact considérable et a marqué chaque étape de ce parcours. Je leur serai éternellement reconnaissant pour tout ce qu'ils m'ont apporté.

Je remercie sincèrement tous mes amis et collègues de la Faculté des Sciences de Rabat pour leur soutien, leur collaboration et leur esprit de camaraderie. Vos échanges, sur le terrain comme en laboratoire, ont enrichi mon parcours et renforcé ma motivation tout au long de cette aventure académique. Un remerciement tout particulier à Mlle **AAFIR Zineb**, ma collègue et amie depuis la licence, le master et tout au long de cette aventure doctorale. Son engagement, son soutien indéfectible et nos nombreuses discussions scientifiques ont été d'une grande valeur tant sur le plan académique qu'humain.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Madame la Professeure **Latifa MOUHIR**, doyenne de la Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia, pour son soutien indéfectible, sa bienveillance et son engagement constant en faveur de la promotion de la recherche scientifique. Son leadership inspirant et son dévouement à l'excellence académique ont été pour moi une source précieuse de motivation et d'encouragement tout au long de mon parcours.

Je remercie également le professeur **Jaafar Meziane**, vice-doyen chargé des affaires pédagogiques de la Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia, ainsi que le professeur **Abdelaziz Madinzi**, chef du département Génie des Procédés et Environnement (GPE) de la Faculté des Sciences de Mohammedia, pour leur précieux soutien et leurs encouragements tout au long de mon cheminement. Mes sincères remerciements vont également aux professeurs **Khadija Zahidi**, **Mohammed Karim Benhachmi**, ainsi qu'à l'ensemble des enseignants du département. Leur implication et leurs contributions ont considérablement enrichi mon travail et renforcé mon expérience académique. Enfin, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance pour les opportunités qui m'ont été offertes durant les années de vacation effectuées au sein de la faculté, des expériences qui ont été déterminantes pour le développement de mes compétences et de ma carrière académique.

Mes remerciements vont également aux directeurs ainsi qu'aux membres des sociétés « Idmouma Sarl », notamment **M. Saïd Ouhouiss**, et « Marita Group », en particulier **M. Rahhal Boulgoute**, pour leur soutien et leur collaboration tout au long de mon parcours. Leur expertise et leur aide précieuse ont grandement contribué à la réussite de ce projet, et je leur en suis profondément reconnaissant.

Je souhaite également adresser mes remerciements les plus sincères à mon ami et professeur, professeur **Slimane Sassioui**, ainsi qu'au professeur **Driss Chahid**, dont l'encouragement indéfectible, la générosité et l'accompagnement ont été des piliers essentiels dans cette aventure académique. Leur confiance en mes capacités, la sagesse de leurs conseils et leur soutien amical ont constitué une véritable source de motivation et d'inspiration.

Je ne peux oublier non plus l'amitié sincère et l'engagement constant des professeurs **Hicham Qabouch**, **Hamid Bouyghf**, **Abdelaziz Mouhou** et **Younes Chniguer** de la Faculté des Sciences et Techniques de Mohammedia. Leur présence à mes côtés tout au long de ce parcours a été d'une grande valeur, non seulement sur le plan scientifique, mais aussi sur le plan humain. Leur soutien inébranlable, leur amitié véritable et leur chaleur humaine ont ajouté une dimension particulière à cette expérience académique, apportant à la fois convivialité, complicité et une dimension plus humaine à mes travaux. Ces liens d'amitié sont précieux, et je leur en suis profondément reconnaissant.

Merci à tous pour ces années de partage et d'apprentissage

Remerciements

Je tiens d'abord à exprimer ma profonde gratitude au Professeur **Mohammed Regragui**, Doyen de la Faculté des Sciences de Rabat, pour son soutien et son engagement envers la recherche scientifique. J'adresse également mes remerciements chaleureux au Professeur **Souad El Hajjaji**, Vice doyenne chargée de la recherche et la coopération à la Faculté des Sciences de Rabat et directrice du CEDOC, Ainsi qu'à toute l'équipe du CEDOC de la Faculté des Sciences de Rabat, pour leur accueil chaleureux et leur soutien précieux ayant contribué à la réussite de mon travail de recherche. Leur disponibilité, leur expertise et leur collaboration active ont été d'une aide précieuse, facilitant mes démarches et m'offrant les moyens de progresser de manière significative dans mes travaux.

Mes remerciements vont également au professeur **Ilias Kacimi**, directeur du laboratoire Géosciences, Eau et Environnement (**L-G2E**), pour son précieux soutien et son attention envers mes recherches. Je remercie sincèrement le Professeur **Larbi Boudad**, chef du département de géologie, pour son soutien constant, sa disponibilité et ses conseils avisés tout au long de ma thèse. Son engagement et sa bienveillance, tant sur le plan humain que professionnel, ont profondément marqué mon parcours et ont été pour moi une source continue de motivation.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à mon directeur de thèse, le Professeur **Youssef Hahou**, pour son encadrement rigoureux, sa disponibilité constante et la confiance qu'il m'a témoignée tout au long de ce travail. Son expertise scientifique, sa vision claire et ses conseils éclairés ont été d'une aide précieuse à chaque étape de cette recherche. Grâce à lui, j'ai pu aborder mon sujet avec une méthodologie solide et une réflexion critique. Au-delà de l'accompagnement académique, je lui suis également reconnaissant pour sa bienveillance et son écoute, qui m'ont toujours motivé et soutenu dans les moments difficiles. Travailler à ses côtés a été un honneur et une expérience humaine marquante.

Je remercie également très chaleureusement mon co-directeur, le Professeur **Mohamed El Amrani**, pour son accompagnement attentif, ses remarques constructives et son investissement tout au long de cette thèse. Son regard complémentaire, sa rigueur scientifique et la pertinence de ses interventions ont grandement enrichi la qualité de ce travail. Nos échanges réguliers, tant sur le plan scientifique que personnel, ont toujours été pour moi une source d'enrichissement et de réflexion. Sa confiance et sa proximité m'ont permis d'évoluer dans un cadre stimulant et bienveillant. Je lui suis profondément reconnaissant pour l'énergie et le temps qu'il a consacrés à mon encadrement.

Je tiens également à exprimer ma sincère gratitude envers les membres du jury qui ont accepté de consacrer leur temps et leur expertise à l'évaluation de ce travail de thèse.

C'est un honneur pour moi d'avoir le professeur **Larbi Boudad**, de la Faculté des Sciences de Rabat (Université Mohammed V) en tant que président du jury, guidant le processus d'évaluation avec sa vaste expérience en géosciences.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à Madame le Professeur **Ilham Chraïbi**, de la Faculté des Sciences d'Oujda (Université Mohammed Ier), pour son soutien, ses précieux conseils et l'intérêt qu'elle a porté à mon travail. Son expertise et sa bienveillance ont grandement contribué à l'enrichissement de ce travail. J'adresse mes sincères remerciements au Professeur **Lahssen Baidder**, de la Faculté des Sciences Ain Chock de Casablanca (Université Hassan II), pour sa grande disponibilité, ses conseils éclairés et sa générosité scientifique. Son écoute bienveillante, sa rigueur et ses encouragements ont été d'un grand soutien tout au long de ce travail, et le professeur **Mourad Esalhi** de la Faculté des Sciences de Rabat (Université Mohammed V), les rapporteurs de ma thèse, leur expertise et leurs connaissances approfondies se révèlent inestimables pour l'évaluation de mon travail. De plus, je tiens à exprimer ma profonde gratitude au professeur **Boubker Boukili** de la Faculté des Sciences de Rabat, (Université Mohammed V), au professeur **Abdelaziz El Basbas** de l'École Nationale Supérieure des Mines de Rabat et au professeur **Abdessalam Ouallali** de la Faculté des Sciences et Techniques de Mohammadia, examinateurs de ma thèse. Leurs remarques et suggestions ont joué un rôle essentiel dans l'évaluation de mon travail. Leur présence au sein de ce jury témoigne de l'exigence et de la rigueur de cette évaluation. Je suis honoré d'avoir pu compter sur leur expertise et leur engagement, et je les remercie sincèrement pour leur contribution à l'avancement des recherches en géosciences.

Je tiens à exprimer ma gratitude la plus sincère et mon affection la plus profonde envers mon cher ami, collègue et véritable frère de cœur, le professeur **Jamal Achmani**. Depuis le début de mon projet de Master, il a été une présence constante et un soutien inébranlable dans ma vie académique. À chaque étape de mon parcours, il a su apporter des conseils avisés, une écoute attentive et une aide précieuse qui m'ont permis de surmonter les défis rencontrés. Que ce soit lors de périodes de doute ou de moments plus difficiles, sa bienveillance et sa générosité ont transformé chaque obstacle en une opportunité de croissance. Les moments passés ensemble sur le terrain resteront gravés dans ma mémoire, non seulement pour les découvertes scientifiques que nous avons partagées, mais aussi pour l'expérience humaine unique que nous avons vécue. Chaque instant de complicité, chaque rire, chaque échange sincère ont renforcé nos liens et enrichi cette aventure scientifique. Ses qualités humaines, telles que sa sagesse, son humilité et sa disponibilité, ont profondément marqué ma vision de la recherche et de l'amitié. Jamal, tu n'es pas simplement un collègue

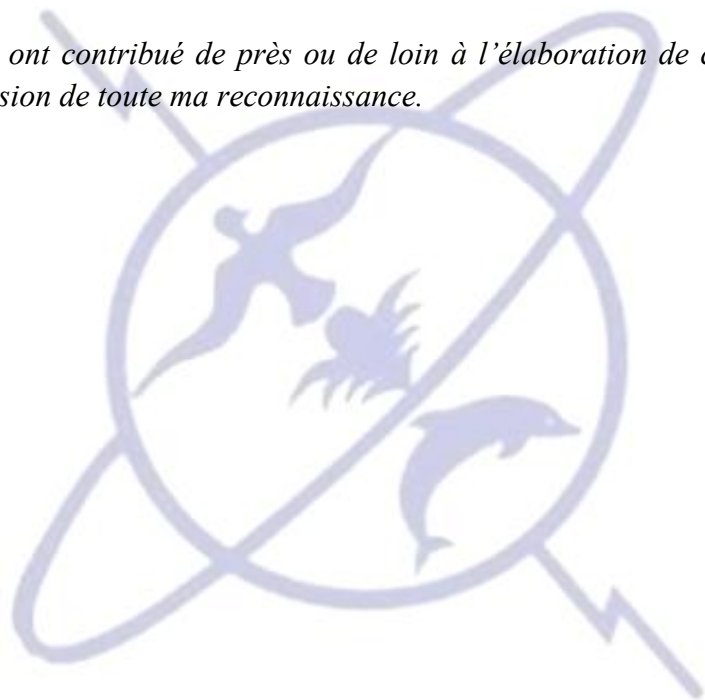
Je tiens à remercier profondément les professeurs **Jocelyn Barbarand** et **Thomas Blaise** de l'Université Paris-Saclay. Leur soutien a été inestimable et a joué un rôle essentiel dans ma deuxième publication portant sur la minéralisation de Cu, Ba, Pb et améthyste de Baba Joua Ali. En outre, les discussions enrichissantes et les échanges approfondis qu'ils ont menés sur les résultats obtenus ont grandement facilité l'élaboration et la rédaction de mon manuscrit. Je leur adresse mes remerciements les plus sincères et leur exprime ma profonde gratitude.

Je tiens également à remercier l'ensemble des enseignants du département de géologie notamment, le professeur **Lala Amina Ouzaouit**, le professeur **M'hamed El Janati**, le professeur **Tarik Bouramtane**, le professeur **Saadia Lharti**, le professeur **Afaf Amine**, le professeur **Naima El Assaoui** et le professeur **Naima Hamoumi**, dont l'intérêt porté à mes travaux a été une source de motivation et de reconnaissance. Cette expérience a été marquée par un environnement académique chaleureux et bienveillant, qui m'a permis de progresser à la fois sur le plan scientifique et humain.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude au **corps professoral de la Faculté des Sciences de Meknès**, qui a consacré ses efforts à m'inculquer les outils et les méthodologies nécessaires pour comprendre et étudier la géologie en tant que science vivante tout au long de mon parcours universitaire. Je leur suis particulièrement reconnaissant pour leur encadrement, leur disponibilité et la richesse des connaissances qu'ils ont partagées, contribuant ainsi à mon développement scientifique et académique.

Je tiens à saluer et à remercier du fond du cœur **mes enseignants de la Faculté des Sciences de Tétouan** pour leur encadrement et leur dévouement tout au long de mes deux années de Master en Géosciences de l'Environnement. Leur expertise, leur disponibilité et la qualité de leur enseignement ont grandement enrichi mes connaissances et affiné ma démarche scientifique. Je leur suis profondément reconnaissant pour leur précieuse contribution à mon parcours académique et professionnel.

Finalement, à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail, je tiens à leur exprimer l'expression de toute ma reconnaissance.



Résumé

Jbel El Machhot, situé dans la partie méridionale de la boutonnière d'Ougnat et au nord du bassin de Maider, dans l'Anti-Atlas oriental, se distingue par une sédimentation détritique appartenant à la couverture paléozoïque. L'étude des affleurements de Jbel El Machhot, et de l'anticlinal de Baba Joua Ali, constitue l'objectif principal de cette recherche. Cette région présente un réseau de failles recoupant des formations géologiques allant de l'Ordovicien supérieur (Ktaoua inférieur et supérieur, Tiouririne supérieur, et la formation compétente des Deuxième Bani) jusqu'aux affleurements dévonien. Les formations lithologiques de la zone d'étude sont affectées par une déformation souple matérialisée par des plis à axe orienté WNW-ESE. La déformation cassante, quant à elle se présente principalement sous forme de deux familles de failles orientées NE-SW et N-S. Les indicateurs cinématiques observées sur les plans ces failles et les photos satellites indiquent un mouvement senestre (NE-SW) et dextre (N-S).

La télédétection, à travers l'analyse des données Landsat 8 OLI, a permis d'identifier les structures géologiques, les unités lithologiques et les zones d'altération hydrothermale. L'utilisation des ratios composites (RC), des ratios de bandes (RB) et de l'analyse en composantes principales (ACP) a révélé des linéaments orientés NE-SW, N-S, NNE-SSW et E-W, en corrélation avec les failles régionales. Ces résultats, confirmés par les observations de terrain, montrent une forte association entre les zones de forte densité de linéaments et les minéralisations polyminérales (cuivre, barytine, améthyste). Ces techniques s'avèrent essentielles pour cibler efficacement les zones à fort potentiel minier.

La minéralisation est portée par les formations de la série détritique de l'Ordovicien supérieur et présente une forme filonienne, contrôlée par des structures cassantes orientées NE-SW et N-S. La caisse filonienne présente une texture rubanée, caractérisée par du quartz clair et des sulfures en bordure, suivis d'améthyste, d'oxydes de fer, puis de barytine et de sulfures vers le centre de la caisse. Les observations microscopiques des échantillons prélevés au sein des structures NE-SW, combinées aux analyses au microscope électronique à balayage (MEB), ont permis de reconnaître un assemblage minéralogique composé de chalcopryrite, bornite, galène, sphalérite, covellite, chalcocite, cuprite, ténorite, cuivre natif, malachite, chrysocolle, hématite et goethite. Cet assemblage est porté par une gangue composée de quartz clair, améthyste et barytine. Par ailleurs, Les inclusions fluides primaires dans le quartz clair révèlent des températures d'homogénéisation comprises entre 120 et 140 °C, avec une salinité de 14,46 à 19,84 % en poids équivalent NaCl et une température eutectique de -32 à -22 °C. Les inclusions fluides piégées dans l'améthyste indiquent des températures de 100 à 110 °C et une salinité de 13 à 14 % en poids équivalent NaCl.

Les données de terrain et de laboratoire ont permis de retracer l'évolution de la minéralisation de Baba Joua Ali, en lien avec deux stades majeurs. Le premier stade, hypogène, est caractérisé par la mise en place de quartz clair associé à la chalcopryrite, la bornite, la pyrite et la galène, liée à un fluide hydrothermal appartenant au système NaCl-H₂O, légèrement chaud et modérément salé, suivie de l'améthyste, avec des oxydes de fer associés à un fluide moins chaud et moins salé, et enfin la barytine avec la galène et la sphalérite. La texture rubanée de l'assemblage minéralogique lié à ce stade primaire plaide en faveur d'une circulation de fluide dans un contexte extensif, en relation avec la réactivation des failles varisques, probablement durant l'extension triasique (CAMP). Le second stade est supergène, marqué par la précipitation de covellite, chalcocite, malachite, hématite, chrysocolle, cuprite et cuivre natif. Cet assemblage se développe au détriment de paragenèse primaire, notamment la chalcopryrite, suite à la percolation des eaux météoriques acides, favorisée par la fracturation intense des quartzites de l'Ordovicien supérieur et par la présence des cavités recoupant le quartz, l'améthyste et la barytine.

Mots-clefs : Anti-Atlas oriental, Jbel El Machhot, Baba Joua Ali, minéralisations polymétalliques, cuivre, barytine, améthyste, inclusions fluides

Abstract

Jbel El Machhot, located in the southern part of the Ougnat inlier and to the north of the Maider Basin in the Eastern Anti-Atlas, is characterized by detrital sedimentation belonging to the Paleozoic cover. The main objective of this research is the study of the outcrops of Jbel El Machhot and the Baba Joua Ali anticline. This region presents a network of faults cutting through geological formations ranging from the Upper Ordovician (Lower and Upper Ktaoua, Upper Tiouririne, and the competent formation of the Second Bani) to the Devonian outcrops. The lithological formations of the study area are affected by ductile deformation materialized by folds with WNW-ESE-oriented axes. Brittle deformation is mainly represented by two families of faults oriented NE-SW and N-S. Kinematic indicators observed on the fault planes and satellite imagery indicate sinistral movement along the NE-SW faults and dextral movement along the N-S faults.

Remote sensing, through the analysis of Landsat 8 OLI data, has made it possible to identify geological structures, lithological units, and hydrothermal alteration zones. The use of composite ratios (CR), band ratios (BR), and principal component analysis (PCA) revealed lineaments oriented NE-SW, N-S, NNE-SSW, and E-W, which correlate with regional faults. These results, confirmed by field observations, show a strong association between areas of high lineament density and polymetallic mineralization (copper, barite, and amethyst). These techniques prove essential for effectively targeting areas with high mineral potential.

The mineralization is hosted by the detrital series of the Upper Ordovician and occurs in a vein-type form controlled by brittle structures oriented NE-SW and N-S. The veins exhibit a banded texture, characterized by clear quartz and sulfides on the edges, followed by amethyst, iron oxides, and then barite and sulfides towards the center of the veins. Microscopic observations of samples taken from the NE-SW structures, combined with scanning electron microscope (SEM) analyses, have identified a mineral assemblage composed of chalcopyrite, bornite, galena, sphalerite, covellite, chalcocite, cuprite, tenorite, native copper, malachite, chrysocolla, hematite, and goethite, hosted by a gangue composed of clear quartz, amethyst, and barite. Furthermore, primary fluid inclusions in clear quartz show homogenization temperatures ranging between 120 and 140°C, with salinities from 14.46 to 19.84 wt% NaCl equivalent and eutectic temperatures between -32 and -22°C. Fluid inclusions trapped in amethyst indicate temperatures ranging from 100 to 110°C and salinities between 13 and 14 wt% NaCl equivalents.

Field and laboratory data have made it possible to reconstruct the evolution of the mineralization at Baba Joua Ali, which is linked to two main stages. The first stage is hypogene, characterized by the deposition of clear quartz associated with chalcopyrite, bornite, pyrite, and galena, linked to a hydrothermal fluid from the NaCl-H₂O system, which is moderately saline and warm. This is followed by the deposition of amethyst with iron oxides from a cooler and less saline fluid, and finally by barite with galena and sphalerite. The banded texture of the mineral assemblage related to this primary stage suggests fluid circulation in an extensional setting, associated with the reactivation of Variscan faults, probably during the Triassic extension related to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). The second stage is supergene, marked by the precipitation of covellite, chalcocite, malachite, hematite, chrysocolla, cuprite, and native copper. This assemblage developed at the expense of the primary paragenesis, particularly chalcopyrite, due to the percolation of acidic meteoric waters favored by intense fracturing of the Upper Ordovician quartzites and by the development of cavities affecting quartz, amethyst, and barite.

Keywords: Eastern Anti-Atlas, Jbel El Machhot, Baba Joua Ali, polymetallic mineralizations, copper, barite, amethyst, fluid inclusions.

Liste des abréviations

• AMAA : Accident Majeur de l'Anti-Atlas • ASA : Accident Sud Atlasique • ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer • ACP : Analyse en composante principale • BJA : Baba Joua Ali • BR : Bandes ratios • CAMP : Central Atlantic Magmatic Province • CC : Composition colorée • COA : Craton Ouest Africaine • CR : Composite Ratios • DNS : Numerical Number Value • DOS : Dark Object Substraction • DTM : Digital Terrain Model • EFM : Eastern Fault of Maider • ENVI : Environment for Visualizing Images • FCC : False Color Composition • FIO : Facteur d'indice optimal • FOT : Faille d'Oumejrane-Taouz • FTR : Faille de Tizi n'Rsas • GIS : Geographic Information System	• HSV : Hue, Saturation, Value • IF : Inclusions Fluides • L : Liquide • LR : Lumière réfléchie • LSWI : Land Surface Water Index • MEB : Microscope Electronique à Balayage • MNDWI : Modified Normalized Water Index • MNF : Minimum Noise Transform • N : North • NDVI : Normalized Difference Vegetation Index • OH : Hydroxide • OLI : Operational Land Imager • PC : Composante Principale • RVB : Rouge Vert Bleu • S : South • USGS : United States Geological Survey • V : Vapeur • W : West
---	--

Liste des figures

Chapitre I

Figure I-1. Carte des grands domaines structuraux du Maroc (d'après Piqué, 1994).	12
Figure I-2. Situation géographique de l'Anti Atlas, b) les deux domaines anti-atlasiques sont séparés par l'accident majeur anti atlasique (Gasquet et al année ; in Michard et al, (2008)).	15
Figure I-3. Trace du linéament du Tibesti orientée WNW-ESE d'après Guiraud et al., 2000.	15
Figure I-4. Colonne lithostratigraphique synthétique des formations précambriennes de l'Anti-Atlas, selon Thomas et al. (2004), mise à jour par Gasquet et al. (2005) et Liégeois et al. (2006), et adaptée de Gasquet et al. (2008).	24
Figure I-5. Découpage chronostratigraphique de la chaîne anti-atlasique proposé par Gasquet et al. (2005).	25
Figure I-6. Représentation géodynamique du cycle panafricain dans la boutonnière de Bou Azzer (Soulaïmani & Hefferan, 2017).	28
Figure I-7. Carte de distribution des plus importants gisements minéraux de l'Anti-Atlas (Bouabdellah et al., 2016).	33
L'Anti-Atlas oriental est délimité par des structures géologiques majeures : au sud par l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (AMAA), au nord et nord-est par le Haut Atlas et le bassin crétacé d'Errachidia-Boudenib, et à l'est par les Hamadas de Guir (Figure I-8).	36

Chapitre II

Figure II-1. (A) Carte simplifiée des zones structurales. (B) Localisation de la zone d'étude sur la carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas oriental (d'après Baidder et al., 2008, 2016 ; Michard et al., 2008)... ..	66
Figure II-2. A) Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques de l'Anti-Atlas oriental (d'après Baidder, 2007). B) Colonne lithostratigraphique détaillée de la zone de Baba Joua Ali.	67
Figure II-3. Coupe géologique de la série Ordo-Dévonien de Jbel Baba Joua Ali et Jbel Boulachrhal.	68
Figure II-4. Approche méthodologique de l'extraction de linéaments et la cartographie des altérations hydrothermales à partir d'une image Landsat-8 Oli	73
Figure II-5. Combinaison de bandes (a) 467, (b) 346, et (c) 167 en RBG. d: dunes ; q1: basses terrasses ; q5-6: glaciais et dépôts de galets ; d-h: grés et schistes d'Aglmouss n'Fezzou dévonien supérieur ; ds3:schistes argileux ou pélites verts dévonien supérieur ; ds2 :schistes argileux et miche calcaire noires a patine ; dm-3:calcaire bleu, calcaire gréseux violacés et grés verts de la formation de Bou-dib dévonien moyen ; dm1-2 :marne , calcaire gris et calcaire et argiles alternés de la formation de Taboukhlouft dévonien moyen ; di-432 : calcaire argileux, noduleux et marno-calcaire jaunâtres dévonien inférieur ; orb6 : grés et quartzites de 2é bani ordovicien supérieur ; or6a : argilites gréseuses formation supérieur de Ktaoua supérieur ordovicien supérieur; or5c: grés quartzeux en plaquettes formation supérieur de Tiouririne ordovicien supérieur ;or5a: grés quartzeux et argilites micacées formation inférieur de Ktaoua ordovicien supérieur.	80
Figure II-6. a) Composite de couleurs B7/5, B6/4, B4/2 en RGB ; b) Composite de couleurs B3/1, B5/7, B5/4 en RGB ;c) Analyse en Composantes Principales ACP avec RGB .D: Dunes ; q1: Basses terrasses ; q5-6: Glaciais et dépôts de galets ; d-h: Grés et schistes d'Aglmouss n'Fezzou Dévonien supérieur ; ds3:schistes argileux ou pélites verts Dévonien supérieur ; ds2 :schistes argileux et miche calcaire noires a patine ; dm-3:Calcaire bleu, calcaire gréseux violacés et grés verts de la formation de Bou-dib Dévonien moyen ; dm1-2 :Marne , calcaire gris et calcaire et argiles alternés de la formation de Taboukhlouft Dévonien moyen ; di-432 : Calcaire argileux, noduleux et marno-calcaire jaunâtres Dévonien Inférieur ; Orb6 : Grés et quartzites de 2é Bani Ordovicien supérieur ; Or6a : Argilites gréseuses Formation supérieur de Ktaoua supérieur Ordovicien supérieur; Or5c: Grés quartzeux en plaquettes Formation supérieur de Tiouririne Ordovicien supérieur ;Or5a: Grés quartzeux et argilites micacées Formation inférieur de Ktaoua Ordovicien supérieur.	83
Figure II-7. A) Affleurement du Dévonien inférieur-moyen de Jbel Boulachrhal dans le bassin de Maider ; B) Calcaire à bioturbation, présentant une teinte brunâtre caractéristique des dolomites ; C) Calcaire à trilobites (Fm JB) ; D) bancs de calcaires noduleux avec des trilobites ; E) Marnes grises métriques en alternance avec des calcaires gréseux ; F) Bancs de calcaires à orthocères du Dévonien Inf ; G) Calcaire noire situé à la base de la série du Dévonien inf.....	84
Figure II-8. Linéaments extraits par filtrage spatial de l'analyse en composantes principales. a) Filtre NE-SW. b) Filtre E-W. c) Filtre N-S. d) Filtre NW-SE.	85

Figure II-9. Superposition des failles et linéaments extraits par télédétection avec ceux de la carte géologique et leur leur rosas ; (b) Carte synthétique des linéaments et leur diagramme de rosas issus des mesures de terrain.	86
Figure II-10. La combinaison des ratios (a) 6/7, (b) 5/6 et (c) 4/2 dans une image composite RVB met en évidence les zones d'altération en cyan vif et en rose vif.	88
Figure II-11. (a), (b) et (c) Altérations hydrothermales de chaque ratio utilisant le découpage par densité.	90
FIGURE II-12. a) La combinaison des ratios 6/7, 5/6 et 4/2 dans une image composite RVB met en évidence les zones d'altération en cyan vif et en rose vif avec l'image 467 RVB. b) La combinaison des ratios 6/7, 5/6 et 4/2 dans une image composite RVB révèle les zones d'altération par le masque quaternaire.....	91
Figure II-13. Carte de densité des linéaments	93
Figure II-14. (a) Image Google Earth montrant la localisation des structures minéralisées les plus significatives identifiées au nord de la zone d'étude. (b) Des veines de barytine orientées NE-SW associées à de l'améthyste et à quelques traces d'oxydes de fer. (c) Veine de barytine associée à des oxydes de fer présentant une orientation N-S. (d) La principale veine exploitée, orientée N55, est remplie d'oxydes de cuivre, de blocs d'améthyste et de barytine, coupée par d'autres veines satellites orientées N30. (e) Veine d'améthyste gemme orientée N30 contenant des traces d'oxydes de cuivre et des signes de plomb.	95
Figure II-15. A) Filons de barytine orientés E-W sur l'affleurement du Jbel Ras Kammouna. B) Filon de barytine orienté N10, avec une extension métrique dans les quartzites de l'Ordovicien supérieur. C) Vue d'ensemble des filons de barytine du Jbel Ras Kammouna, orientés E-W. D) Exploitation par puits et tranchées de la minéralisation dans les quartzites de l'Ordovicien supérieur.....	96
Figure II-16. A et B) Filons de barytine orientés NW-SE, associés à de l'améthyste et à quelques traces d'oxydes de fer. (C et G) Filon d'améthyste, de barytine et de cuivre, avec des traces de plomb, disposé selon une direction N10 à 30. D) Principal filon exploité, orienté N40 à 60, contenant du cuivre et de l'améthystes, associés à des sulfures (chalcopyrite, pyrite, etc.), dans une gangue de quartz clair. H et F) Filon de barytine rose, associé aux oxydes de fer, orienté N-S et N55. E) Filon de barytine blanche avec des traces de Pb, orienté N0.....	97
Figure II-17. Carte géologique de la zone d'étude mise à jour intégrant les données de terrain et de télédétection. D: Dunes ; q1: Basses Terrasses ; q5-6: Glacis et dépôts de galets ; d-h: Grés et schistes de Aglmoouss n'Fezzou Dévonien supérieur ; ds3:schistes argileux ou Pélites verts du Dévonien supérieur ; ds2 :schistes argileux et miche calcaire noires patine ; dm-3:Calcaire bleu, calcaire gréseux violacés et grés verts de la formation de Bou-Dib du Dévonien moyen ; dm1-2 :Marne , calcaire gris et calcaire et argiles alternés de la formation de taboumkhlouft Dévonien moyen ; di-432 : Calcaire argileux, noduleux et marno-calcaire jaunâtres du Dévonien Inferieur ; Orb6 : Grés et quartzites du Deuxième Bani Ordovicien supérieur ; Or6a : Argilites gréseuses Formation supérieur de Ktaoua supérieur de l' Ordovicien supérieur; Or5c: Grés quartzeux en plaquettes Formation supérieur de Tiouririne Ordovicien supérieur ;Or5a: Grés quartzeux et argilites micacées Formation inférieure de Ktaoua Ordovicien supérieur.	98

Chapitre III

Figure III-1. A) La Carte géologique de la région de Jbel Machhot (Destombes et Hollard, 1986, modifiée). (B) Carte géologique des occurrences minéralisées Cu, Ba, Pb et Améthyste de Joua Baba Ali.	103
Figure III-2. Vue panoramique et coupe géologique de la zone de Baba Joua Ali (emplacement de la coupe A-B sur la figure III-1. A.(2) et projection stéréographique.....	104
Figure III-3. Blocs d'améthyste présentant des variations de couleur, de forme et de structure au sein du filon principal de Baba Joua Ali.	105
Figure III-4. Aspect général du filon principal à Baba Joua Ali, minéralisé en améthyste (Am), cuivre (Cu), barytine (Ba), encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur.	106
Figure III-5. A) et B) Structure rubanée des veinules satellitaires associées à la barytine et à l'améthyste, accompagnées d'oxydes de fer, au sud de Baba Joua Ali.....	107
Figure III-6. Filon N-S minéralisé en barytine présentant des traces de sulfures, malachite et oxydes de fer dans les formations de l'Ordovicien supérieur.	108
Figure III-7. Filon NE-SW minéralisé en barytine et en oxydes de fer dans les formations de Tiouririne supérieure.	109
Figure III-8. A) Filon N30 à pendage sub-vertical, riche en améthyste massive avec géodes distinctives en blocs métriques, dans les formations supérieures du Deuxième Bani. B) Filon N10, marqué par des indices de galène, malachite disséminée et cristaux de pyrite altérés dans une gangue de quartz clair.	110

Figure III-9.A) et B) Filon N45° de plus de 3 km à pendage vertical, minéralisé en barytine et en oxydes de fer et améthyste dans les formations de Ktaoua et du Deuxième Bani, dans le synclinal de Jbel El Machhot.....	111
Figure III-10. Filon N70 au Sud de Jbel Taboulaadam, encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur, minéralisé en barytine rose et améthyste, similaire au filon principal de Baba Joua Ali.	112
Figure III-11. Vues macroscopiques de la minéralisation filonienne du Jbel Baba Joua Ali, mettant en évidence une structure rubanée, illustrée par différentes occurrences de quartz (blanc et améthyste) et de barytine, associées parfois à des oxydes de fer.	113
Figure III-12. Minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali, illustrant une structure massive : barytine (a, c, d et f), chalcopryrite et bornite dans une gangue de quartz clair associée aux carbonates de cuivre (malachite) (a, b, c et d), et galène dans une gangue de barytine (e, f).	114
Figure III-13. Vues macroscopiques de la minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali, montrant une structure géodique : géodes de cristaux spectaculaires d'améthyste dans des blocs métriques d'améthyste, associés à la barytine et aux oxydes de fer (a, b, c, d) ; poches ou géodes de malachite en aiguilles et chrysocolle botryoidal dans du quartz clair et de l'améthyste (e, f, g).	116
Figure III-14. Vues macroscopiques de la minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali : brèche de faille à améthyste et quartz clair associés à la barytine et des fragments d'encaissant gréseux-pélicite (a, b), structure en crête de barytine associée à l'améthyste (c), et structure mamelonnée d'hématite associée au quartz clair (d, e).	117
Figure III-15. Aspects macroscopiques de la minéralisation au niveau de l'anticlinal de Baba Joua Ali, illustrant la structure fibreuse et sphérique typiques des carbonates de cuivre. La malachite et la chrysocolle ont été mises en évidence dans des géodes, des cavités de barytine et de quartz, ainsi que dans des quartzites.	118
Figure III-16. Microscope métallographique du laboratoire LG2E, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat.....	119
Figure III-17. MEB de paillasse Phenom X Pro du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.	120
Figure III-18. Illustration des deux minéraux de gangue. (a) et (b) : cavités de quartz (Q) remplies de sulfures (chalcopryrite (ccp) et pyrite (Py) et chalcocite (Cc). (c) et (d) : cristaux de barytine (Ba) associés aux oxydes et carbonates de cuivre. LPNA	122
Figure III-19. e), (f) et (h) : cubes automorphes de pyrite (Py) au sein des plages de chalcopryrite (Ccp). (g) : cubes de pyrite (Py) sous forme d'inclusions au sein du quartz I(Q).	125
Figure III-20. (i) Image par MEB illustrant une association de chalcopryrite. (Ccp) et galène (Gn) (k) Plage de galène (Gn) dans une gangue quartzreuse (Q).....	126
Figure III-21. (l) Remplacement de la chalcopryrite (Ccp) par la covellite (Cv). (m) Inclusion de galène (Gn) associée au remplacement de la chalcopryrite (Ccp) par la covellite (Cv) au niveau des microfissures.	126
Figure III-22. Image par MEB illustrant le remplacement de la chalcopryrite par la covellite, avec des inclusions d'anglésite (a). Une gangue de quartz montrant un remplacement avancé de la chalcopryrite par la covellite, avec des inclusions de bornite au sein de cette dernière (b).	127
Ce sulfure, fréquent dans la zone de cémentation du gisement de BJA, se distingue par une teinte grisâtre à légèrement blanchâtre. Il a été observé dans le filon principal et présente une texture de remplacement au détriment de la chalcopryrite, et forme des bordures autour des cristaux de pyrite. L'observation de plusieurs sections de la chalcocite a révélé des signes d'oxydation (Figure III-23. E et f)).	128
Figure III-24. Minéralisations supergènes caractérisant le BJA. (p, q, r, s, t et v) : Plages de cuprite (Cp) contenant des inclusions de cuivre natif (Cu). Plages de ténorite (Tn) envahissant la cuprite (Cp) au niveau des bordures. Développement de plages d'hématite, dans lesquelles se forment du cuivre natif (Cu), de la cuprite (Cp) et de la ténorite (Tn), au sein d'une gangue de quartz (Q). LPNA	129
Figure III-25. Différentes structures de la malachite dans les formations de BJA. (a) et (b) : Développement de la malachite (Mc) sous forme d'aiguilles ou fibroradiaux au sein d'une gangue de quartz (Q). (c) et (d) : Malachite (Mc) botryoidale associée à la cuprite (Cp) et à la ténorite (Tn). (e) et (f) : Développement de la malachite (Mc) au niveau des fissures de quartz (Q) et dans les zones de broyage.	131
Figure III-26. Photographies illustrant des oxydes de fer associés à une minéralisation supergène (cuprite, malachite). (a) et (b) : Morphologie unique de l'hématite entourée par des zones de cuprite et de malachite, avec des cristaux de barytine. (c) : Cristal de barytine entouré de goethite et d'hématite, accompagné de plages de malachite et de cuprite. (d) : Fissure dans l'hématite comblée par de la malachite et de la cuprite.	132
Figure III-27. Transformation de la pyrite oxydée en hématite au sein d'une gangue quartzreuse.	133
Figure III-28. Séquence paragenétique de Baba Joua Ali.....	134

Chapitre IV

Figure IV-1. Schéma montrant comment l'élongation (stretching) pendant le refroidissement provoque l'étranglement (necking-down) d'une inclusion fluide et la formation de multiples inclusions fluides hétérogènes (Roedder, 1962).....	139
Figure IV-2. Schéma présentant le processus de la cicatrisation d'une micro-fracture ouverte dans le minéral hôte aboutissant à un plan d'inclusions fluides secondaires (Achmani, 2023).	140
Figure IV-3. Microphotographies montrant les principales catégories d'inclusions fluides observées dans les minéralisations de BJA. a. Inclusion fluide biphasée avec une phase vapeur dominante. b. Inclusion fluide biphasée avec une phase liquide dominante. c. Inclusion fluide triphasée avec un cube de sel (CS), un minéral en baguette (M) et d'autres solides. d. Inclusion fluide triphasée comprenant deux liquides (L1 et L2) immiscibles. L = liquide. V = vapeur (Dubois, 1992).	141
Figure IV-4. Schéma de diverses inclusions fluides dans les minéraux (d'après Roedder, 1979 ; Achmani, 2023).	142
Figure IV-5. Système microthermométrique LINKAM couplé à un microscope Leica du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.....	145
Figure IV-6. Les inclusions monophasées dans le quartz clair et l'améthyste (a et d) et des inclusions biphasées (b c et e f)	148
Figure IV-7. A) Histogramme de la température de première fusion (Te) ; B) Histogramme de la salinité des inclusions fluides dans le quartz clair et l'améthyste ; C) Histogramme de la température d'homogénéisation (Th) ; D) Diagramme Th en fonction de XNaCl eq.	150

Chapitre V

Figure V-1. Image de Google Earth (A) montrant la faille à jeu décrochant sénestre NE-SW, caractéristique de la zone étudiée. La projection stéréographique (B) présente les orientations des plans de failles NE-SW, permettant de visualiser leur alignement géométrique. Les stries observées dans les plans majeurs de la faille (C, D, E, F, G) confirment le mouvement décrochant sénestre à plusieurs localités. Dans la partie nord de la zone, des fractures orientées N-S (H) se forment entre les plans majeurs des ramifications N-S de la faille principale sont observées avec un remplissage d'améthyste violette (I) et de barytine (J), ce qui témoigne de la minéralisation de la zone	154
Figure V-2. A) Image de Google Earth montrant la faille décrochante dextre N-S. B) Projection stéréographique des orientations des plans de failles NE-SW. C et D) Photos de terrain illustrant la faille N-S. E) Stries dans les plans majeurs de la faille N-S. F, G, H) Minéralisations observées dans la faille N-S (Cu, Ba, sulfures et oxydes de fer).....	155
Figure V-3. Photographies de l'affleurement et des échantillons de main de la minéralisation de Baba Joua Ali : A, B et C) texture rubanée de quartz et barytine, D) texture rubanée de quartz clair et améthyste, E) échantillon de main avec quartz et améthyste, F) texture rubanée de quartz I, améthyste I, barytine et améthyste/quartz II. G) veine centimétrique de barytine, H) veine centimétrique d'améthyste, I) quartz avec formes cubiques de pyrite, J) chalcopryrite (Ccp), bornite (Bn) et malachite (Mc) avec quartz comme minéral gangue, K) malachite et oxydes de fer remplissant les cavités et fractures de barytine, L) malachite remplissant une fracture dans les grès.....	157
Au microscope, la malachite entoure l'oxyde de cuivre (Figure V-4J). La malachite, enveloppant la ténorite, indique que ce dernier se transforme en malachite. Cette transformation peut être expliquée par la réaction suivante (Beane, 1948) :.....	160
Figure V-5. A) Diagramme Eh-pH du système Cu-C-S-O-OH à 1 atm et 25 °C (Sato, 1992), illustrant l'évolution des conditions physico-chimiques ayant conduit à la formation de la minéralisation de Baba Joua Ali. B, C et F: minéralisation hypogène principalement représentée par la chalcopryrite (Ccp) et la pyrite, D et E : pyrite montrant une oxydation le long des bords, chalcopryrite montrant de la covellite (Cv) et de la chalcocite (Cc) le long des bords, I et J : inclusion de cuivre natif (Cu) entourée de cuprite (Cp), puis de ténorite (Tn) et enfin d'hématite (Hm) et de malachite (Mc), K : texture sphérique formée par la malachite et la chrysocolle.	161
Figure V-6. Diagramme Eh-pH des minéraux du plomb à 298 K, 1 bar, avec $a[\text{Pb}] = 10^{-3} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ et $a[\text{S}] = 10^{-2} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ (Krauskopf & Bird, 1995).....	162
Figure V-7. A) Carte structurale de la zone sud de Tafilalet et Est de Maider (Baidder et al., 2016) et localisation de Baba Joua Ali. B, C, D et E) Stade principal de la minéralisation de Baba Joua Ali : B) quartz clair I avec chalcopryrite, pyrite, galène et bornite, C) précipitation d'améthyste, D) barytine avec de la galène et de la	

sphalérite, E) stade supergène avec malachite, chrysocolle, cuprite, ténorite, cuivre natif, hématite et goethite.....	165
Figure V-8. Vue schématique d'un filon sulfuré. La zone d'oxydation comprend le gossan, la zone lessivée et la zone oxydée. La zone réductrice comprend la zone d'enrichissement et la zone de minéralisation primaire, adaptée d'Evans (1992) et Ottaway (1994).	167

Chapitre VI

FIGURE VI-1: Image ACP traitée montrant la distribution des gisements et des indices minéralisés dans le bassin de Maider, dans l'Anti-Atlas oriental.	171
---	-----

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I-1. Répartition géographique des boutonnières précambriennes dans les trois domaines de l'Anti-Atlas.	17
Tableau I-6. Synthèse des principaux gisements et indices minéralisés localisés dans la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental.	60

Chapitre II

Tableau II-1. Bandes spectrales du satellite Landsat 8 (Irons et al., 2012 ; Roy et al., 2014).	71
Tableau II-2. Valeur seuil pour chaque ratio.....	75
Tableau II-3. Rapports des bandes de l'image Landsat 8 ont été testés.	76
Tableau II-4. Facteurs d'eigenvecteur statistiques PCA pour les bandes de Landsat-8 OLI.....	77
Tableau II-5. Valeur limite de chaque ratio.	87

Chapitre IV

Tableau IV-1. Classification des inclusions fluides en fonction de la nature des phases piégées à de la température ambiante (Shepherd et al., 1985 ; Costanzo et al., 2005). L. liquide, V. vapeur, S. solide, PS. Plusieurs solides.	141
Tableau IV-2. Caractéristiques micro-thermométriques des inclusions fluides dans les minéralisations de Baba Joua Ali	150

Chapitre VI

Tableau VI-1. Les stades minéralisateurs, minéraux associés, gangues et types de processus des sites d'étude : Baba Joua Ali, Ras Kammouna, Oumejrane-Taouz et Jbel Tijekht.....	177
Tableau VI-2. Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides dans le Quartz II et la Barytine I du Gisement de Ras Kammouna	179
Tableau VI-3. Caractéristiques Microthermométriques des Inclusions Fluides dans le Quartz et la Barytine du Gisement de Bou Nahas	180
Tableau VI-4. Caractéristiques Microthermométriques des Inclusions Fluides dans le Quartz clair et l'Améthyste du Gisement de Baba Joua Ali	182

Tableau VI-5. Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides dans les gisements de Baba Joua Ali, Bou Nahas et ras Kammouna : comparaison.....	187
--	-----

Table des matières

Dédicace	ii
Remerciements	vi
Résumé	ix
Abstract	x
Liste des abréviations	xi
Liste des figures.....	xvii
Liste des tableaux	xxi
Table des matières	xxii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
I. Problématique et objectifs	3
II. Méthodologie.....	6
III. Structuration du manuscrit	8
CHAPITRE I : Contexte géologique et metallogénique de l'Anti-Atlas	10
I. Introduction	11
II. Domaines structuraux du Maroc	11
II.1. Domaine Anti-Atlasique et son prolongement saharien.....	13
II.2. Domaine Atlasique	13
II.3. Domaine Mésetien.....	13
II.4. Domaine Rifain	13
III. Géologie de l'Anti Atlas.....	14
III.1. Histoire géologique de l'Anti-Atlas	17
III.2. Contexte géodynamique	25
IV. Métallogénie de l'Anti-Atlas.....	29
IV.1. Gisements métallifères des structures néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas.....	30
IV.2. Minéralisations du Néoprotérozoïque-Cambrien	33
IV.3. Minéralisations liées à l'orogénèse hercynienne.....	34
IV.4. Minéralisations liées au cycle Alpin.....	34
V. Géologie de l'Anti-Atlas oriental	36
V.1. Stratigraphie de l'Anti-Atlas oriental	36
V.2. Evolution géodynamique de l'Anti-Atlas oriental.....	50

V.3. Potentiel minéral de l'Anti-Atlas oriental	58
VI. Conclusion.....	61
CHAPITRE II : Apport de la teledetection a la cartographie geologique de BJA.....	63
I. Introduction	64
II. Contexte géologique de la zone d'étude	65
III. Matériels et méthodes.....	69
IV. Cartographie lithologique.....	79
V. Cartographie de la fracturation.....	85
VI. Cartographie des altérations hydrothermales	87
VII. Contrôle et validation	92
VIII. Conclusion.....	99
CHAPITRE III : Minéralisation de Jbel Baba Joua Ali.....	100
I. Introduction	101
II.1. Filon principal de BJA.....	105
II.2. Filons satellites associés au filon principal.....	106
II.3. Filon N-S	107
II.4. Filon NE-SW	107
II.5. Filon N30°	108
II.6. Filon NE-SW au niveau de Jbel BJA	109
II.7. Filon N70°	111
II. Morphologie et Textures de la Minéralisations à Jbel BJA.....	112
III.1. Texture rubanée	113
III.2. Texture massive.....	114
III.3. Texture disséminée.....	115
III.4. Texture de remplacement	115
III.5. Remplissage géodique	115
III.6. Texture bréchique	116
III.7. Texture crêtée	117
III.8. Texture mamelonnée	117
III.9. Texture fibreuse.....	118
III. Métallographie des corps minéralisés	119
IV.1. Techniques et méthodologie.....	119
IV.2. Encaissant et contexte géologique de la minéralisation	120
IV.3. Caractérisations minéralogiques.....	121
IV. Conclusion.....	135

CHAPITRE IV : Analyse des inclusions fluides	136
I. Introduction	137
II. Typologie et chronologie des inclusions fluides	137
II.1. Définitions	137
II.2. Typologie des inclusions fluides	139
II.3. Chronologie des inclusions fluides.....	142
II.4. Techniques et méthodologie d'étude des inclusions fluides.....	143
III. Caractérisation et étude des inclusions fluides de BJA	146
III.1. Échantillonnage et préparation des lames épaisses	146
III.2. Typologie des inclusions fluides piégées dans le quartz	147
III.3. Analyses microthermométriques	148
IV. Conclusion.....	150
CHAPITRE V : Paragenèse et evolution supergène de la minéralisation de BJA	152
I. Introduction	153
II. Cadre géologique et caractéristiques des failles affectant les formations ordoviciennes de la zone de Baba Joua Ali	153
III. Paragenèse et Evolution Supergène de la minéralisation	155
III.1. Minéralisation hypogène	158
III.2. Minéralisation supergène.....	158
IV. Contrôle Structural et Chronologie possible de l'occurrence de Baba Joua Ali.....	163
V. Application pour l'exploitation	166
VI. Conclusion.....	167
CHAPITRE VI : Analyse comprative des occurences minéralisée.....	169
I. Introduction	170
II. Encaissant de la minéralisation	170
II.1. Champ Filonien de Jbel El Machhot et Baba Joua Ali.....	171
II.2. Champ Filonien du Ras Kammouna.....	172
II.3. Champ Filonien d'Oumjrane-Boukherzia	172
II.4. Champ Filonien de Tijekht.....	172
III. Morphologie de la minéralisation.....	173
III.1. Similitudes.....	174
III.2. Différences	174
IV. Paragenèse minéralogique	175
IV.1. Site de Baba Joua Ali (BJA).....	175
IV.2. Site de Ras Kammouna (JRK).....	175
IV.3. Site d'Oumejrane-Taouz	176

IV.4.	Site de Jbel Tijekht	176
V.	Comparaison des inclusions fluides	178
V.1.	Inclusions Fluides dans le Quartz II et la Barytine I du Gisement Ras Kammouna....	178
V.2.	Inclusions Fluides dans le Quartz et la Barytine du Gisement Bou Nhas	179
V.3.	Inclusions Fluides dans le Quartz clair et l'Améthyste du Gisement Baba Joua Ali ..	180
VI.	Age de la minéralisation.....	182
VI.1.	Age de la minéralisation dans le district minier d'Oumjrane-Boukerzia	182
VI.2.	Age de la minéralisation dans le district minier de Ras Kammouna	183
VI.3.	Age de la minéralisation dans le district minier de Tijekht	184
VI.4.	Age de la minéralisation dans le district minier de Jbel Baba Joua Ali.....	184
VII.	Synthèse et conclusions.....	186
CONCLUSION GENERALE.....		189
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		194

INTRODUCTION GENERALE

Le Maroc, situé à la marge du Craton Ouest Africain (COA), porte l'empreinte de plus de deux milliards d'années d'évolution géologique. Ce territoire offre une opportunité unique de retracer une succession d'événements majeurs, depuis l'accrétion des boucliers paléoprotérozoïques, telles que les boutonnières de Zenaga et d'Igherm, jusqu'à la formation des chaînes panafricaine (Anti-Atlas) et varisque (Meseta), en passant par l'ouverture de l'Atlantique Central (Haut-Atlas) et culminant avec la formation récente de la chaîne alpine (Rif et Haut-Atlas). Cette richesse géologique confère au Maroc le statut de laboratoire naturel et en fait un site privilégié pour les recherches scientifiques.

En outre, le relief du Maroc est diversifié, marqué par des sommets comme le Jbel Toubkal (4167 m), de vastes plaines et une étendue saharienne, illustrant son évolution géodynamique complexe. Les découvertes récentes de formations mésoprotérozoïques dans les boutonnières de Zenaga et d'Ighrem ([Ait Lahna et al., 2016](#) ; [Ikenne et al., 2017](#)) apportent un éclairage nouveau sur l'histoire géologique de l'Anti-Atlas occidental, enrichissant encore davantage notre compréhension de cette région remarquable.

Le Maroc présente un intérêt géologique marqué non seulement par son évolution géodynamique, mais aussi par la diversité et l'importance de ses concentrations minérales, qui lui confèrent un rôle significatif dans le domaine minier. Les travaux scientifiques ont permis d'identifier la richesse des terrains protérozoïques de l'Anti-Atlas, caractérisés par un ensemble de gisements de métaux de base comme le Cu, Pb, et le Zn et ceux précieux à savoir Ag, Au, et EGP, exploités depuis l'Antiquité. Plusieurs gisements sont encore actifs, notamment ceux de Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag-EGP), Imiter (Ag-Hg), Oumjrane (Cu), Bleida (Au), Zgounder (Cu-Ag), Tazalakht (Cu), Ouanssimi (Cu) et Agoujgal (Cu).

D'autres gisements, tels que Bou Maadine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Skour (Cu), Tiouit (Au-Cu-Ag-Zn), ne sont plus en activité. En parallèle, des projets sont en cours pour exploiter de nouvelles ressources, comme dans la Zone des Dykes (Au-Ag), Kelâat M'Gouna (Au), Thaghassa (Au-Ag) et Tafrent (Au). La chaîne de l'Anti-Atlas se distingue également par sa diversité métallifère. Le tronçon occidental est désigné comme une province métallogénique cuprifère, du fait de l'abondance des gisements de cuivre associés aux formations protérozoïques et infracambriennes du groupe de Tata-Taroudant. Ces gisements se présentent sous des formes variées, comprenant des amas, des disséminations, des strates enrichies, ainsi que des minéralisations dans les formations détritiques terrigènes, des laves, des filons et des veinules. Les origines, les âges et les mécanismes de formation de ces minéralisations font

l'objet de diverses hypothèses. Celles-ci incluent une genèse syngénétique contemporaine de la sédimentation, une genèse épigénétique téléthermale, ou une évolution impliquant une remobilisation des minéralisations initialement syngénétiques (Levresse et al., 2004 ; Tuduri, 2005 ; El Azmi et al., 2014). Ces différentes approches reflètent la complexité géologique de cette région, qui demeure un sujet d'étude et de développement important.

Les études métallogéniques détaillées de l'Anti-Atlas remontent aux années 1950, avec des travaux précurseurs menés par Jouravsky (1952), Agard (1954), ainsi que Bouladon et Jouravsky (1954a, 1954b). Ces recherches ont révélé des liens étroits entre les minéralisations et les événements volcaniques datant du Néoprotérozoïque supérieur. À partir des années 1970 et 1980, des campagnes d'exploration intensives ont été menées à l'échelle de l'ensemble de l'Anti-Atlas, contribuant à enrichir les connaissances sur la distribution des gisements (Leblanc, 1975 ; Vargas, 1983 ; Popov et al., 1986). Au cours des deux dernières décennies, l'amélioration des techniques d'analyse géochimique et structurale a permis de réinterpréter les processus de formation de certains gisements. Ces avancées ont conduit à l'élaboration de nouveaux modèles génétiques, offrant des perspectives inédites pour l'exploration minière et la compréhension des contextes métallogéniques régionaux (Levresse, 2001 ; Cheilletz et al., 2002 ; Levresse et al., 2004 ; Tuduri, 2005 ; El Azmi et al., 2014).

I. Problématique et objectifs

Cette recherche se concentre sur la caractérisation métallogénique de la partie sud du Jbel El Machhot, représentée par l'anticlinal de Baba Joua Ali. Ce secteur constitue un exemple des gisements associés à la remontée de fluides hydrothermaux et à la réactivation de failles héritées, telles que la faille Est de Maider et celle d'Oumejrane-Taouz, dans un contexte géodynamique d'âge varisque (ref). S'inscrivant dans une démarche visant à approfondir les connaissances sur la géologie et la métallogénie de l'Anti-Atlas oriental, cette étude aspire à clarifier les processus métallogénétiques responsables des minéralisations de cette région.

Le site d'étude a été choisi dans la partie nord du bassin de Maider au sud de la boutonnière d'Ougnat, une zone reconnue par sa richesse minérale remarquable. Ce secteur, situé dans l'Anti-Atlas oriental, abrite un grand nombre de gîtes et indices minéralisés, principalement à métaux de base tels que le cuivre (Cu) et le plomb (Pb), ainsi que des concentrations significatives de barytine (ref). De manière remarquable, il s'agit du seul site connu à ce jour dans la région qui contient d'importantes quantités de blocs d'améthyste,

conférant à cette zone un caractère unique et un fort potentiel pour des études ciblées sur cette ressource précieuse. Cette diversité et l'abondance des minéralisations offrent une opportunité unique pour mener une étude approfondie, visant à comprendre leur origine, leurs modes de formation et leur relation avec le contexte géologique et métallogénique régional.

Certaines études antérieures ont fourni des bases géologiques importantes pour la région. Les travaux de [Wendt \(1985\)](#) ont mis en évidence, dans les bassins de Tafilalet et de Maider, une tectonique extensionnelle pendant le Dévonien moyen-supérieur, une phase qui pourrait avoir influencé les processus métallogénétiques ultérieurs. Des recherches lithostratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques ont contribué à une meilleure compréhension des formations et des événements géologiques de la région ([Hollard, 1974](#); [Destombes et al., 1985](#); [Destombes et Hollard, 1986](#); [Belka, 1991](#); [Belka et Wendt, 1992](#); [Mounji, 1999](#)). Une cartographie géologique à l'échelle 1/200 000 a également été réalisée ([Destombes et Hollard, 1986](#)), offrant des outils de référence pour les études plus spécifiques. Malgré ces avancées, l'Anti-Atlas oriental demeure insuffisamment étudié en termes de structuration et de métallogénie. [Baidder \(2007\)](#), par exemple, a examiné la structuration de la bordure nord du Craton Ouest-Africain, depuis le Cambrien jusqu'à l'actuel, mais peu d'études spécifiques ont abordé les particularités métallogéniques du Jbel El Machhot. Ce dernier, bien que riche en indices minéralisés et présentant un intérêt scientifique certain, n'a pas encore été profondément analysé sous cet angle. Le choix de ce site pour cette thèse est également motivé par la présence de structures tectoniques majeures, telles que la faille Est de Maider et celle d'Oumejrane-Taouz, dont la réactivation aurait favorisé la circulation des fluides hydrothermaux responsables de la minéralisation. Enfin, l'unicité de cette région, caractérisée par des quantités exceptionnelles de blocs d'améthyste, lui confère un intérêt académique et pratique considérable. Ce contexte géologique et métallogénique complexe justifie pleinement la pertinence d'une étude approfondie dans ce cadre.

Des études récentes, menées dans les districts géologiques voisins de notre zone d'étude, offrent des perspectives essentielles pour la compréhension de la géologie et de la métallogénie de la région. Par exemple, [Kharis \(2015\)](#) a réalisé une étude approfondie du massif d'Oumejrane-Touz, tandis que [Saidi \(2023\)](#) a analysé les formations géologiques du district de Tijekht. Au sud du bassin de Maider, [Es-Sabbar \(2022\)](#) a exploré le site de Ras Kammouna, apportant des informations cruciales sur les minéralisations locales. De plus, [Ait Daoud \(2021\)](#) a effectué des recherches sur la région de Tizi N'Rsas, contribuant à l'élargissement des connaissances sur la structure et la géodynamique de l'Anti-Atlas oriental. Ces travaux

enrichissent les bases géologiques existantes et renforcent l'intérêt pour des recherches plus spécifiques, telles que celles entreprises dans le cadre de cette thèse. Ainsi, ces études récentes constituent une référence précieuse pour la comparaison des caractéristiques géologiques et métallogénétiques de notre zone d'étude, surtout en ce qui concerne la caractérisation des minéralisations, la morphologie des structures minéralisées, la succession paragenétique, l'étude des phases fluides, ainsi que la chronologie relative de la mise en place des minéralisations dans l'Anti-Atlas oriental. Ces éléments permettront de mettre en évidence les spécificités de notre site d'étude par rapport à d'autres zones déjà explorées, tout en offrant de nouvelles perspectives sur les processus métallogénétiques de cette région.

Compte tenu du manque d'informations géologiques, géotectoniques et structurales dans ce secteur, et dans le but de contribuer à la compréhension du modèle de mise en place des minéralisations dans la région de Jbel El Machhot, nous avons focalisé notre étude sur ce site prometteur mais encore insuffisamment étudié sur le plan métallogénétique. La présente étude a pour objectif d'analyser en détail les éléments lithologiques et structuraux qui ont joué un rôle déterminant dans la formation et la distribution des gîtes minéralisés. En raison de la complexité géologique de la zone, une approche multidisciplinaire a été adoptée, permettant d'intégrer des techniques structurales, pétrographiques et géochimiques pour cerner les processus géodynamiques sous-jacents. Les objectifs spécifiques de cette recherche s'articulent comme suit : clarifier les mécanismes de formation des minéralisations, élaborer une cartographie structurale détaillée, analyser les phases d'altération et les fluides associés, et reconstituer la chronologie de formation et de mise en place des gîtes dans ce secteur de Jbel El Machhot. Ces travaux visent ainsi à combler les lacunes existantes et à proposer des modèles génétiques plus précis pour cette région.

Pour atteindre les objectifs susmentionnés, plusieurs tâches ont été effectuées dans le cadre de cette recherche :

- Cartographie des fractures, en mettant l'accent sur les paramètres contrôlant leur distribution spatiale, notamment l'orientation, la densité et la géométrie des structures, afin de comprendre leur influence sur les minéralisations.
- Analyse structurale approfondie et interprétation de la cinématique des différentes structures tectoniques, permettant de définir le lien entre la mise en place des minéralisations et l'évolution structurale en relation avec les événements géologiques majeurs ayant façonné l'Anti-Atlas oriental.

- Caractérisation des paragenèses minérales présentes dans le secteur, suivie de l'établissement de leur succession chronologique, afin de déterminer les différentes phases de minéralisation et leur relation avec les processus géologiques et structuraux de la région.
- Une étude des phases fluides, réalisée principalement sur des échantillons de l'anticlinal de Baba Joua Ali, a pour objectif de caractériser les processus et mécanismes géologiques ayant contribué à la mise en place des minéralisations de Cu-Ba $\pm$ Pb et Améthyste. Cette analyse permettra de mieux comprendre les paramètres physiques de la minéralisation, telles que la température d'homogénéisation, la salinité des fluides minéralisateurs, ainsi que leur interaction avec les structures tectoniques de la région.
- Proposition d'un modèle génétique relatif à la formation des corps minéralisés du district minier de Baba Joua Ali, afin de contribuer à la compréhension de leur mise en place. Cette analyse permettra également de définir des guides d'exploration localement et à l'échelle régionale, en tenant compte des caractéristiques géologiques et métallogéniques spécifiques du secteur.

II. Méthodologie

La réalisation des objectifs mentionnés précédemment a nécessité des travaux de terrain et de laboratoire. Les activités de terrain comprenaient la cartographie, l'échantillonnage, l'étude de la morphologie des corps minéralisés, ainsi que l'analyse de l'agencement et des structures associées à la minéralisation. Les travaux de laboratoire se sont concentrés sur l'analyse des paragenèses minérales, l'établissement de la succession chronologique des événements, et la détermination des conditions physico-chimiques des fluides minéralisateurs. Ces analyses ont été principalement réalisées au Laboratoire de Géoscience, Eau et Environnement du département de géologie de la Faculté des Sciences de Rabat, ainsi qu'au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS). En outre, plusieurs missions de terrain ont été menées en partenariat avec les sociétés Idmouma SARL et Marita Groupe, dans le cadre d'une convention de coopération scientifique visant à atteindre les objectifs fixés pour cette étude.

Cette étude a débuté par une synthèse bibliographique approfondie des travaux géologiques réalisés sur l'Anti-Atlas avec une attention particulière portée sur l'Anti-Atlas Oriental. Cette étape initiale a été suivie par une série de campagnes de terrain, organisées en plusieurs séjours de durées variables. Ces missions ont permis, d'une part, de définir le cadre géologique local

du gisement au moyen d'une cartographie détaillée des structures minéralisées, et, d'autre part, d'effectuer un échantillonnage systématique des structures et des faciès minéralisés.

La cartographie géologique a été réalisée par télédétection, en s'appuyant sur le traitement et l'interprétation des images Landsat 8 OLI (Operational Land Imager). Cette approche a fait appel à des logiciels de traitement d'images satellitaires ainsi que des outils de Systèmes d'Information Géographique (SIG). Les résultats obtenus ont été systématiquement validés au cours de plusieurs missions de terrain, dont la durée cumulée a parfois atteint six semaines, garantissant ainsi la fiabilité des interprétations.

L'analyse structurale, combinée aux observations de terrain et aux mesures microstructurales, a permis de cartographier les filons minéralisés, de prélever des échantillons destinés aux analyses de laboratoire, et de caractériser les principales directions de plis ainsi que les systèmes de failles. Ces données ont contribué à l'interprétation de la cinématique des failles, des paléo-contraintes et des régimes tectoniques qui ont contrôlé la structuration de la région. Par ailleurs, un échantillonnage systématique des filons présents dans la zone d'étude a été effectué lors des différentes missions de terrain. La confection des lames minces et des lames polies a été réalisée à l'Atelier des Lames Minces du Département de Géosciences, à la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia (FSTE) et à la Faculté des Sciences de Meknès (FSM). Ces lames ont été observées au microscope optique en lumière transmise et réfléchie dans le cadre d'une étude pétrographique et métallographique. Les analyses ont été conduites au Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement de la Faculté des Sciences de Rabat (FSR), afin de caractériser les propriétés minérales et texturales des échantillons. Par la suite, des analyses semi-quantitatives des phases minérales ont été réalisées au microscope électronique à balayage (MEB) au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS), permettant ainsi une caractérisation approfondie des compositions chimiques et des textures minérales.

Enfin, afin de caractériser les conditions physico-chimiques des fluides responsables de la minéralisation du secteur d'étude, une étude des inclusions fluides piégées dans les minéraux de gangue de la minéralisation sulfurée a été réalisée. Cette étude a été menée au laboratoire Géosciences Paris-Saclay, où des observations ont été effectuées sur des lames épaisses pour analyser la pétrographie des inclusions fluides. Des analyses microthermométriques, incluant les températures d'homogénéisation et les salinités associées, ont permis de déterminer la nature physique des fluides minéralisateurs, fournissant ainsi des informations essentielles sur les conditions de mise en place de la minéralisation.

III. Structuration du manuscrit

Ce mémoire de recherche est structuré en six chapitres :

Le premier chapitre expose le contexte géologique et métallogénique de l'Anti-Atlas, avec un aperçu de son histoire, de la géologie de sa partie orientale et de ses principaux gisements.

Le deuxième chapitre est consacré à l'apport de la télédétection dans la cartographie géologique, à travers le traitement des images Landsat 8 OLI et la validation des résultats sur le terrain.

Le troisième chapitre porte sur l'étude gîtologique et métallogénique des minéralisations de Jbel El Machhot, à partir de l'analyse des lames minces et polies en lumière transmise et réfléchie, afin de caractériser les relations texturales et minéralogiques.

Le quatrième chapitre est dédié à l'analyse des inclusions fluides piégées dans le quartz clair et l'améthyste du gisement de Jbel Baba Joua Ali. L'étude porte sur les caractéristiques physiques, notamment les températures d'homogénéisation et les températures eutectiques, la salinité des fluides minéralisateurs, ainsi que leurs propriétés minéralogiques, afin de mieux cerner les conditions de formation des minéralisations.

Le cinquième chapitre est consacré à la paragenèse et à l'évolution supergène de la minéralisation du gisement de Baba Joua Ali. Nous proposons une synthèse des résultats obtenus, en mettant en évidence les contrôles structuraux, les caractéristiques des failles affectant les formations ordoviciennes, la distribution de la minéralisation sur le flanc sud de l'anticlinal, ainsi que la succession paragenétique et les conditions physico-chimiques associées. Cette synthèse traite également des minéralisations hypogènes et supergènes, de leur chronologie et de leurs implications pour l'exploration minière.

Le sixième chapitre présente une analyse comparative entre la minéralisation du gisement de Baba Joua Ali et d'autres occurrences de l'Anti-Atlas oriental. L'étude porte sur l'encaissant, la morphologie des gisements, la paragenèse, les caractéristiques des inclusions fluides et l'âge des minéralisations, afin de dégager les similitudes et différences et d'affiner les modèles métallogénétiques régionaux.

Cette étude enrichit la compréhension géologique et métallogénique de l'Anti-Atlas oriental, en particulier des gisements de Jbel El Machhot et Baba Joua Ali. Les résultats, issus de la télédétection, de la pétrographie, de l'analyse des inclusions fluides et des paragenèses, affinent les modèles métallogénétiques régionaux et posent des bases solides pour les futures explorations.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE DE L'ANTI- ATLAS

I. Introduction

Le Maroc, situé à la croisée de plusieurs plaques tectoniques, présente une diversité géologique fascinante qui témoigne de millions d'années d'histoire terrestre. Des chaînes de montagnes majestueuses de l'Atlas aux vastes plaines côtières de l'Atlantique, en passant par les déserts du Sahara, chaque région du pays révèle des formations géologiques uniques. Ce chapitre se propose d'explorer les principales caractéristiques géologiques du Maroc, en mettant en lumière les processus tectoniques, les types de roches et les ressources minérales qui façonnent le paysage. Il vise également à offrir une compréhension des dynamiques qui influencent non seulement la géologie du Maroc, mais aussi son développement socio-économique, avec un focus particulier sur l'Anti-Atlas.

II. Domaines structuraux du Maroc

Le Maroc, situé dans la partie nord-ouest de l'Afrique, se distingue par une géomorphologie à la fois variée et complexe. Cette diversité résulte principalement des multiples phases orogéniques qui ont marqué son histoire géologique. La succession de ces orogénèses, a façonné les terrains structuraux du pays. Ainsi, du Sud au Nord, les formations géologiques du Maroc, allant des plus anciennes (Précambrien) aux plus récentes (Quaternaire), révèlent une richesse exceptionnelle ([Figure.I-1](#)). Ces terrains ont été influencés par des événements tectoniques variés, illustrés notamment par l'Anti-Atlas, qui présente des déformations multiples et un potentiel métallogénique considérable, constituant un moteur essentiel de l'économie et du développement national.

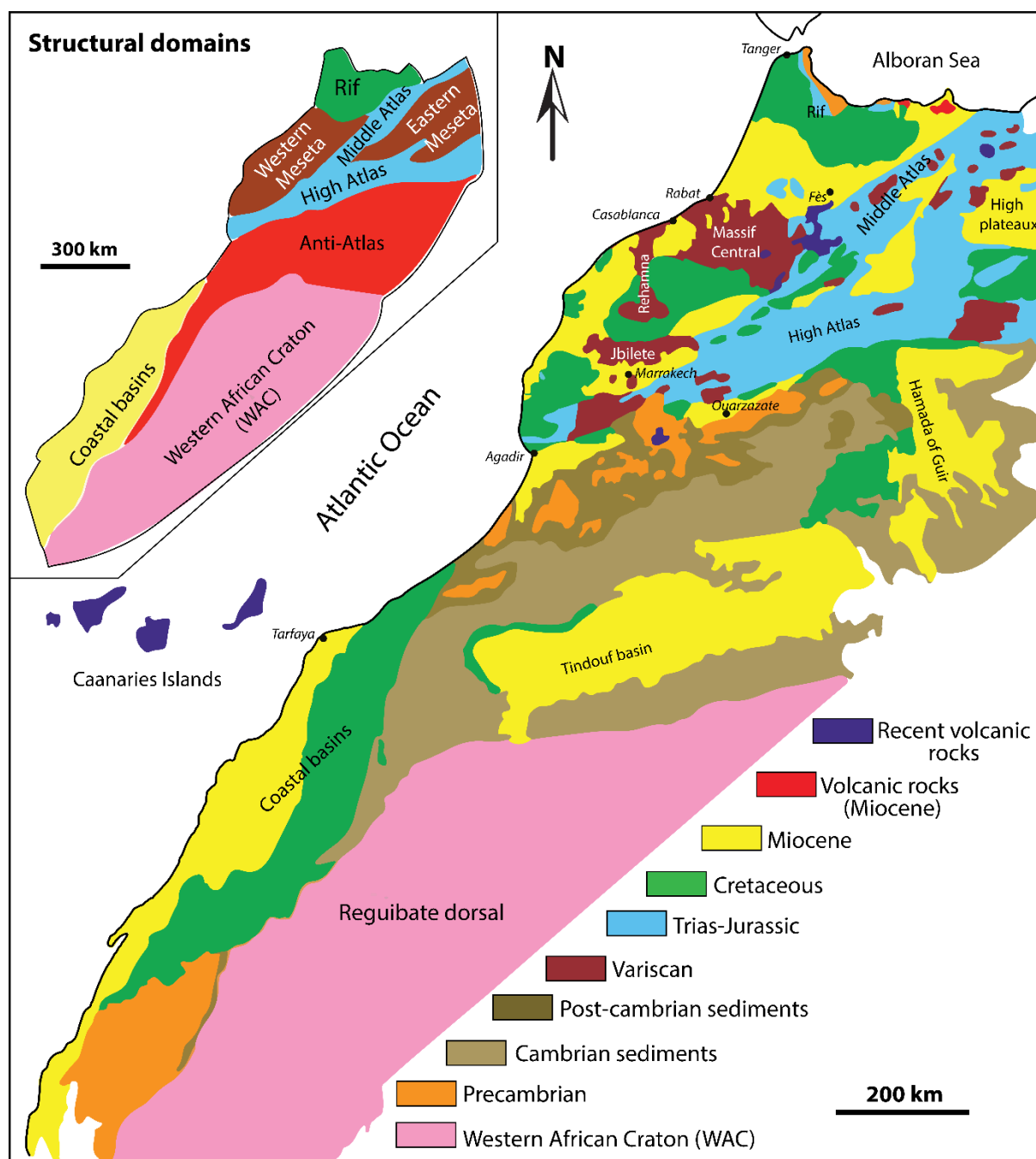


Figure I-1. Carte des grands domaines structuraux du Maroc (d'après Piqué, 1994).

Les premières recherches effectuées par Choubert et ses collaborateurs dans les années 1940 ont permis de diviser le Maroc en trois domaines structuraux majeurs. Cependant, les études de Piqué et al. (1994, 2001), ainsi que celle de Michard et al. (1976, 2008, 2010, 2017), ont mis en évidence cette division de manière plus nuancée et plus précise, en identifiant quatre domaines structuraux majeurs, chacun possédant une histoire géologique unique. Cette division permet de séparer les domaines du sud au nord du Maroc comme suit :

II.1. Domaine Anti-Atlasique et son prolongement saharien

C'est le domaine saharien dont la limite correspond à la Faille Sud Atlasique. On distingue l'Anti Atlas, région montagneuse au sud du Haut Atlas résultant d'un vaste plissement anticlinal récent et, au-delà, le Sahara proprement dit, région de vastes plaines et plateaux désertiques. Ce domaine est caractérisé par un socle précambrien (Archéen et Protérozoïque) déformé par les orogénèses éburnéenne et panafricaine et recouvert par une couverture paléozoïque faiblement déformée pendant l'orogénèse hercynienne. La couverture méso-cénozoïque, peu épaisse, est tabulaire (hamadas) ([Figure.I-1](#)).

II.2. Domaine Atlasique

Le Moyen Atlas et le Haut Atlas font partie de la chaîne atlasique, formée au Tertiaire et correspondent à deux chaînes intracontinentales de direction NE-SW et ENE-WSW. Des accidents majeurs bordent ces chaînes comme l'accident Nord Moyen Atlasique (ANMA), l'Accident d'Aït Ouffela et l'Accident Sud Atlasique (ASA). Ce dernier s'étend du Maroc à la Tunisie et constitue l'avant-pays déformé de la chaîne Rifo-Tellienne. Les sédiments méso-cénozoïques autochtones sont faillés et plissés ([Figure.I-1](#)).

II.3. Domaine Mésetien

Ce domaine, composé de plaines, de plateaux et de collines, est constitué de terrains méso-cénozoïques tabulaires, qui forment la couverture d'un socle paléozoïque plissé, métamorphisé, granitisé pendant la formation de la chaîne hercynienne. Ce socle hercynien apparaît dans des « boutonnières ». On distingue la Meseta occidentale et la Meseta orientale séparées par le Moyen Atlas ([Figure.I-1](#)).

II.4. Domaine Rifain

C'est une chaîne de montagne récente, formée au Tertiaire. Elle fait partie des chaînes alpines qui résultent de la collision Afrique-Eurasie et plus précisément la chaîne Rifo-Tellienne d'Afrique du Nord. Cette chaîne est constituée d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque africaine.

Tous ces domaines se caractérisent par la présence de chaînes de montagnes, comprenant à la fois les chaînes récentes du cycle alpin et les chaînes anciennes, érodées, des cycles hercynien et précambrien. Il est donc important de connaître les différentes étapes de la géodynamique associée à des chaînes de montagnes ([Figure.I-1](#)).

III. Géologie de l'Anti Atlas

La chaîne de l'Anti-Atlas s'étend le long de la marge nord-ouest du Craton Ouest-Africain. Les terrains les plus anciens, d'âge archéen, affleurent au sud de la dorsale de Léo et à l'ouest de la dorsale des Rguibat.

Le domaine de l'Anti-Atlas, situé dans le sud du Maroc, est considéré comme étant le plus important en termes de réserves de substances minéralisées et se caractérise par ses terrains les plus anciens, orientés selon une direction ENE-WSW (Leblanc, 1975 ; Popov & al., 1986 ; Vargas, 1983). Il s'allonge diagonalement entre les 28^e et 32^e parallèles nord, et entre les 4^e et 11^e méridiens ouest (Figure.I-1). Il s'agit d'un vaste bombement anticlinal appartenant à la ceinture orogénique panafricaine., influencé par les orogénèses éburnéenne, panafricaine et varisque (Ennih et Liégeois, 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Robert-Charrue, 2006 ; Baidder et al., 2007, 2008, 2016 ; Hejja et al., 2020, Aabi et al., 2022, 2024).

La chaîne de l'Anti-Atlas s'étend de l'océan Atlantique à l'ouest jusqu'aux Hamadas du Guir à l'est, dans la région de Tafilalet. Au nord, elle est délimitée par l'Accident Sud Atlasique (ASA), qui la sépare de la chaîne du Haut Atlas. Cette chaîne est composée de formations géologiques allant du Précambrien au Paléozoïque.

Au centre de l'Anti-Atlas, les terrains précambriens émergent sous forme de boutonnières alignées selon l'axe principal de la chaîne, à l'exception de celles de Saghro et Ougnat, qui sont orientées NE-SW (Figure.I-2). Le socle de la chaîne affleure du sud-ouest vers le nord-est en passant par le Bas-Draâ, Ifni, Kerdous, Tagragra d'Akka, Tagragra de Tata, Ighrem, Sirwa, Zenaga, Bou Azzer, Saghro, et Ougnat (Choubert, 1952 ; Charlot, 1982 ; Hassenforder, 1987 ; Gasquet, 1991; Thomas et al. (2004); Michard et al., 2008). La couverture paléozoïque, allant du Cambrien au Carbonifère, recouvre les flancs de ces boutonnières précambriennes (Figure.I-2).

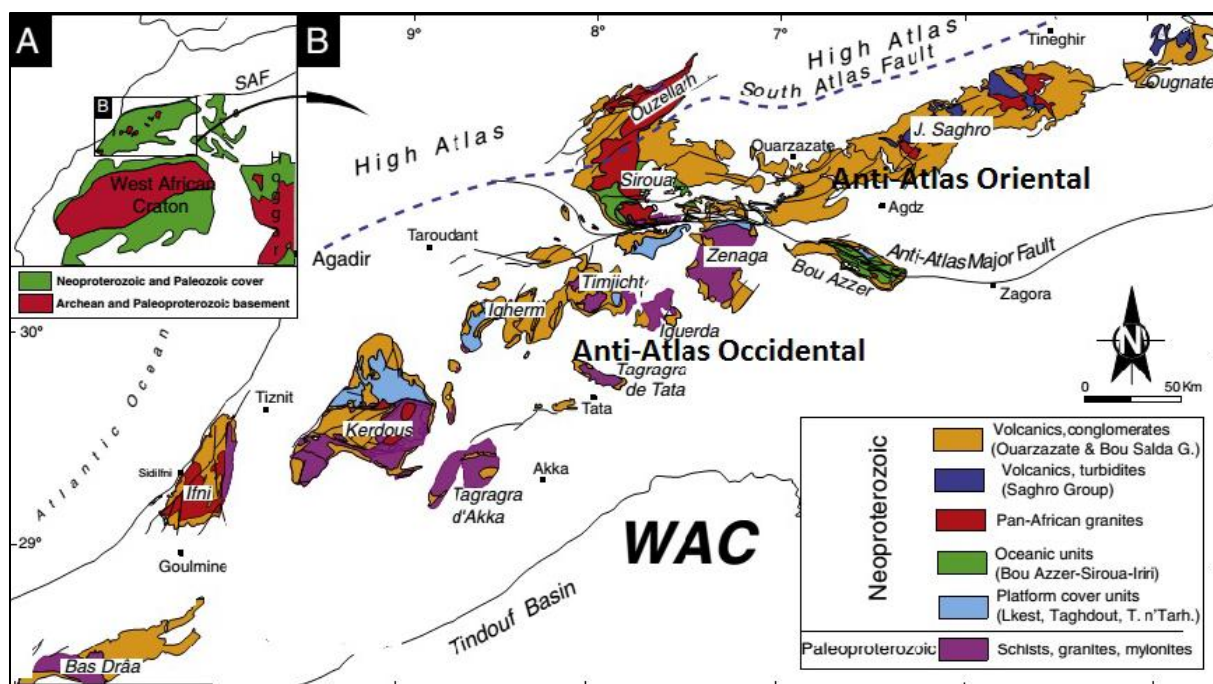


Figure I-2. Situation géographique de l'Anti Atlas, b) les deux domaines anti-atlasiques sont séparés par l'accident majeur anti atlasique (Gasquet et al année ; in Michard et al, (2008)).

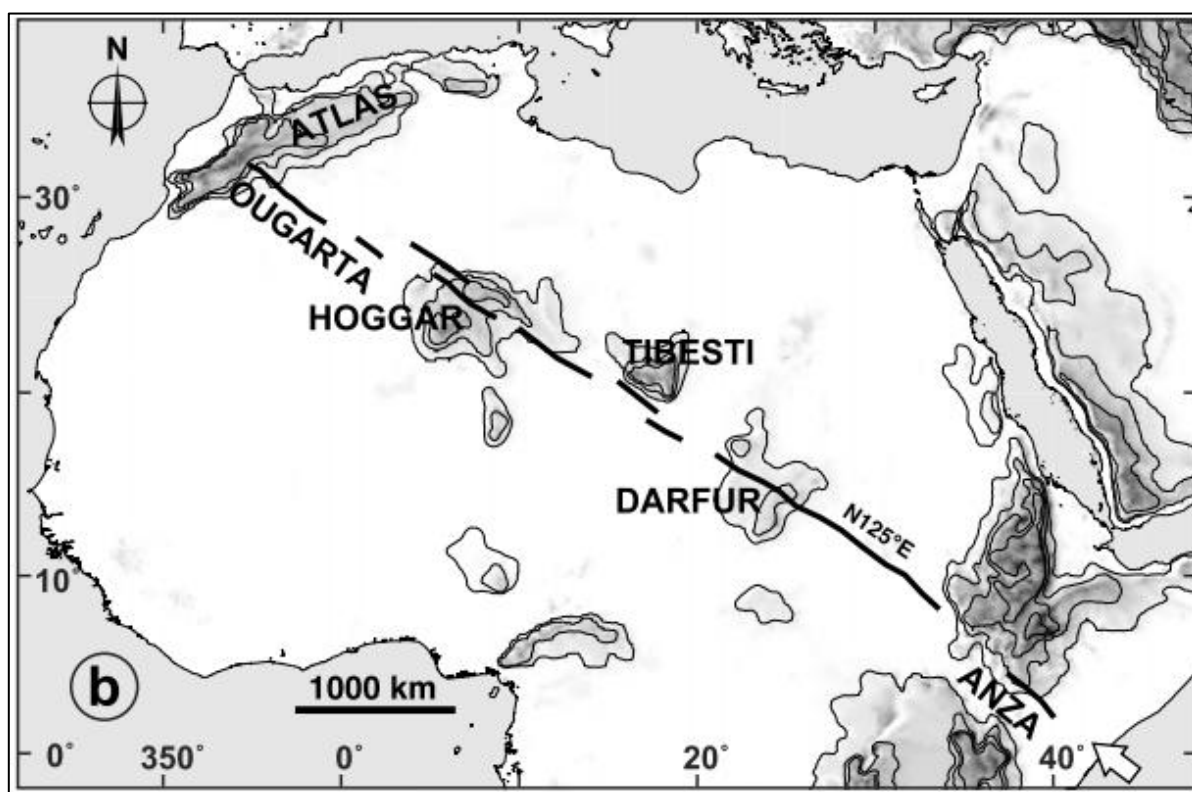


Figure I-3. Trace du linéament du Tibesti orientée WNW-ESE d'après Guiraud et al., 2000.

La chaîne de l'Anti-Atlas est une région géologiquement complexe et est traditionnellement subdivisée en trois grands domaines ([Gasquet, 1991](#)) : (i) la partie orientale, qui englobe les massifs de Jbel Saghro et d'Ougnat, et s'étend jusqu'au bassin du Tafilalet à l'est ; (ii) la partie centrale, qui s'étend de Sirwa à Bou Azzer et El Graara ; et (iii) la partie occidentale, qui s'étend de l'Atlantique jusqu'au piedmont du Sirwa, et est délimitée au nord par la plaine du Souss.

La découverte de l'accident majeur de l'Anti-Atlas par [Choubert \(1947, 1963\)](#) et [Gasquet, \(1991\)](#) a conduit à une révision du modèle structural initialement proposé par [Neltner \(1938\)](#). Ce grand accident, daté du Néoprotérozoïque, forme une ligne de suture orientée en moyenne WNW-ESE ([Figure. I-3](#)), s'étendant sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, en passant par le Hoggar où il est connu sous le nom de linéament de Tibest ([Guiraud et al., 2000](#)) ([Figure. I-3](#)). Cet accident tectonique permet de différencier un domaine ancien situé au sud-ouest d'un domaine plus récent au nord-est.

Le domaine ancien sud-occidental, également appelé domaine cratonique, correspond à la bordure nord-est du Craton Ouest Africain (COA). Ce domaine est marqué par l'affleurement de formations paléoprotérozoïques, comprenant les boutonnières de Bas-Draa, Zenaga, Kerdous, Tagragra d'Akka, Tagragra de Tata, Agadir Melloul, Ighrem, Iguerda et Ifni ([Choubert, 1952, 1963 ; Charlot, 1982 ; Hassenforder, 1987](#)). Ce socle paléoprotérozoïque, stabilisé au cours de l'orogénèse éburnéenne entre 1900 et 1750 Ma ([Leblanc, 1975 ; Charlot, 1982](#)), est surmonté d'une couverture néoprotérozoïque d'environ 685 Ma ([Clauer, 1976](#)). L'ensemble est resté stable sur le plan tectonique durant l'orogénèse panafricaine ([Choubert, 1963 ; Hassenforder, 1987](#)) ([Tableau I-1](#))

Le domaine récent nord-oriental, d'origine panafricaine, est un domaine mobile caractérisé par l'affleurement exclusif de terrains néoprotérozoïques ([Choubert, 1947, 1963 in Piqué et al., 2007](#)). Il a été structuré au cours de l'orogénèse panafricaine entre 600 et 680 Ma ([Leblanc, 1975](#)). Ce domaine inclut l'Anti-Atlas oriental, qui comprend les boutonnières du Saghro et de l'Ougnat, ainsi que la partie nord-est de l'Anti-Atlas central, correspondant au massif du Sirwa et à une grande partie de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara ([Choubert, 1963 ; Leblanc, 1975 ; Charlot, 1976, 1982 ; Michard et al., 2008](#)).

Tableau I-1. Répartition géographique des boutonnières précambriennes dans les trois domaines de l'Anti-Atlas.

Anti-Atlas occidental	Anti-Atlas central	Anti-Atlas oriental
- le massif du Bas Draa, - la boutonnière d'Ifni - la boutonnière du Kerdous - la boutonnière de Tagragra d'Akka - la boutonnière d'Ighrem - la boutonnière d'Izazen - la boutonnière d'Iguerda - le massif d'Ouzellarh (8).	- le massif du Siroua - la boutonnière de Zenaga - la boutonnière d'El Graara - Bou Azzer	- le massif du Sargho - le massif de l'Ougnat

III.1. Histoire géologique de l'Anti-Atlas

L'histoire géologique de l'Anti-Atlas est principalement influencée par sa position le long de la marge nord-ouest du Craton Ouest-Africain. Les cycles orogéniques successifs, tels que les cycles panafricain, calédonien, hercynien et alpin, se sont déroulés autour des marges de ce bouclier stable (Bunker et al., 1988 ; Gurnis, 1992 ; Burgess et Gurnis, 1995). Depuis le début du 20^{ème} siècle, de nombreux travaux géologiques ont été menés sur l'Anti-Atlas, permettant d'établir les grandes caractéristiques géologiques de cette région. Ces travaux ont joué un rôle important dans la compréhension des formations précambriennes de cette région et la découverte de la double discordance de Tizi-n-Tarhatine dans l'Anti-Atlas central (Neltner en 1938). Cette découverte a permis à Neltner (1938) de proposer une première subdivision des terrains précambriens en trois systèmes distincts, classés du sud vers le nord et du plus ancien au plus récent : l'Archéen, l'Algonkien (Icartien, Pentévrien, Infracambrien) et le Géorgien. Ces subdivisions ont permis de mieux comprendre l'évolution géologique de l'Anti-Atlas et ont constitué une base pour les recherches géologiques ultérieures dans la région.

Les travaux de Choubert dans les années 1940 ont conduit à une nouvelle nomenclature des terrains précambriens de l'Anti-Atlas, les divisant en Précambrien I, Précambrien II et Précambrien III. Plus tard, ce découpage a été affiné en fonction des orogénèses de la région, aboutissant aux systèmes Précambrien O, Précambrien I, Précambrien II1, Précambrien II2, Précambrien II3 et Précambrien III (Choubert et Faure-Muret, 1970). Ces classifications détaillées ont considérablement amélioré la compréhension de l'évolution géologique de l'Anti-Atlas (Tableau I-2).

Les récentes recherches géologiques et géochronologiques menées dans la région ont remis en question la subdivision des terrains précambriens proposée par Choubert

(Année.1940.). Les travaux de [Leblanc et al \(1972, 1973, 1976 ; Boyer et Leblanc, 1977 ; Leblanc et Lancelot, 1980\)](#), ainsi que les études géochronologiques de [Clauer et Leblanc \(1977\)](#) et [Charlot \(1982\)](#) ont mis en évidence l'orogénèse panafricaine. En conséquence, une nouvelle classification des terrains a été proposée, distinguant trois systèmes : le Protérozoïque inférieur, le Protérozoïque moyen et le Protérozoïque supérieur ([Leblanc, 1976; Charlot, 1976 ; Jeannette et Tisserant, 1977; Leblanc et Lancelot, 1980; Hassenforder, 1987 \(Fig.II-4\)](#)).

Le Protérozoïque inférieur (2.3 - 1.7 Ga) affleure dans l'Anti-Atlas occidental, où il se manifeste par un socle métamorphique structuré par l'orogénèse Eburnéenne. Le Protérozoïque moyen (1.7 - 800 Ma) marque une période de stabilité tectonique. Le Protérozoïque supérieur (750 - 550 Ma) se divise en plusieurs unités :

- PII : Composé de séries de calcaire-quartzite et d'ophiolites, telles que celles de Bou Azzer et de Siroua, déformées par la première phase panafricaine (phase majeure B1, 685 Ma).
- PII-III : Inclut les séries volcano-détritiques d'Anezi (Anti-Atlas occidental), Tiddiline (Anti-Atlas central) et le système Siroua-Saghro (Anti-Atlas oriental), affectées par la deuxième phase panafricaine (B2, 615-600 Ma).
- PIII : Représenté par la série volcano-sédimentaire d'Ouarzazate (600-550 Ma).
- L'Adoudounien est constitué de formations carbonatées ([Tableau I-2](#)).

Des études ultérieures ont approfondi la connaissance du socle précambrien, avec des travaux notables de [Yazidi \(1976\)](#), [Massacrier \(1980\)](#), [Mortaji \(1989\)](#), [Lahmam \(1991\)](#), [Zouhair \(1992\)](#), [Saquaque \(1992\)](#), [Nachit \(1994\)](#), [Ikenne \(1997\)](#), [Al Ansari \(1997\)](#), [Ouguir \(1997\)](#), et [Levresse \(2001\)](#).

Tableau I-2. Synthèse des classifications géologiques du protérozoïque dans l'Anti-Atlas et travaux associés

Époque	Période	Caractéristiques	Références
Subdivision initiale	-	Précambrien I, Précambrien II, Précambrien III	Choubert, 1940
Révision affinée	-	Précambrien O, Précambrien I, Précambrien II1, Précambrien II2, Précambrien II3, Précambrien III	Choubert, 1963, 1967 ; Choubert et Faure-Muret, 1970, 1972, 1973a, 1973b
Révision récentes	-	Mise en évidence de l'orogénèse panafricaine et nouvelle classification en Protérozoïque inférieur, moyen et supérieur.	Leblanc et al., 1972, 1973a, 1973b, 1976; Boyer et Leblanc, 1977; Leblanc et Billaud, 1978; Leblanc et Lancelot, 1980; Clauer et Leblanc, 1977; Charlot, 1982
Protérozoïque inférieur	2.3 - 1.7 Ga	Affleure dans l'Anti-Atlas occidental ; socle métamorphique structuré par l'orogénèse Eburnéenne.	Leblanc, 1976; Jeannette et Tisserant, 1977
Protérozoïque moyen	1.7 - 800 Ma	Période de stabilité tectonique.	Leblanc, 1976 ; Jeannette et Tisserant, 1977
Protérozoïque supérieur	750 - 550 Ma	Divisé en trois :	Leblanc, 1976 ; Jeannette et Tisserant, 1977; Charlot, 1978; Leblanc et Lancelot, 1980; Hassenforder, 1987
	PII	Séries de calcaire-quartzite et ophiolite (Siroua), déformées par la première phase (B1, 685 Ma).	Leblanc, 1976; Jeannette et Tisserant, 1977
	PII-III	Séries volcano-détritiques d'Anezi (Anti-Atlas occidental), Tiddiline (Anti-Atlas central), système Siroua-Saghro (Anti-Atlas oriental), affectées par la deuxième phase panafricaine (B2, 615-600 Ma).	Leblanc, 1976 ; Jeannette et Tisserant, 1977 ; Charlot, 1978 ; Leblanc et Lancelot, 1980
	PIII	Série volcano-sédimentaire de Ouarzazate (600-550 Ma).	Leblanc, 1976; Jeannette et Tisserant, 1977; Hassenforder, 1987
	Adoudounien	Formations carbonatées.	Leblanc, 1976; Jeannette et Tisserant, 1977
Études ultérieures	-	Approfondissement des connaissances sur le socle précambrien.	Benziane, 1974; Yazidi, 1976; Massacrier, 1980; Mortaji, 1989; Lahmam, 1991; Zouhair, 1992; Saquaque, 1992; Nachit, 1994; Ikenne, 1997; Al Ansari, 1997; Ouguir, 1997; Levresse, 2000

Les études menées sur l'Anti-Atlas ont toujours joué un rôle essentiel dans la compréhension de l'évolution géologique du Maroc. Cette région, riche en formations

précambriennes, a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs au fil des décennies. Les découvertes géologiques réalisées dans cette zone ont non seulement enrichi la connaissance locale, mais ont également eu un impact significatif sur le plan international.

Au début du 21^e siècle, l'Anti-Atlas a connu une avancée significative dans le domaine des études géochronologiques. [Thomas et ses collaborateurs \(2002, 2004\)](#) ainsi que [Gasquet et al. \(2005\)](#) ont établi une nouvelle nomenclature stratigraphique pour cette région. Ces travaux de datation ont été complétés par des études pluridisciplinaires approfondies, englobant l'étude structurale, la pétrologie, la géochimie et la métallogénie, réalisées dans les diverses boutonnières de l'Anti-Atlas ([Soulaimani et Piqué \(2004\)](#), [Oudra et al. \(2006\)](#), [Liégeois et al. \(2006\)](#), [Gasquet et al. \(2008\)](#), [Abati et al. \(2010\)](#), [El Hadi et al. \(2010\)](#), [Walsh et al. \(2012\)](#), [Youbi et al. \(2013\)](#), [Admou et al. \(2013\)](#), [Blein et al. \(2013\)](#), [Chèvremont et al. \(2013\)](#), [Soulaimani et al. \(2013, 2014\)](#), [Blein \(2014a, 2014b\)](#) et [Karaoui et al. \(2014\)](#).

En outre, les traces de l'orogénèse éburnéenne se manifestent par une déformation intense qui a touché les formations attribuées au Paléoprotérozoïque, que l'on trouve uniquement dans l'Anti-Atlas occidental et la partie sud de l'Anti-Atlas central ([Choubert, de 1947 à 1974](#)).

[Gasquet et al. \(2001, 2005\)](#) ; [Thomas et al. \(2002, 2004\)](#) et [Raddi et al. \(2014\)](#) ont subdivisé les terrains du socle précambrien de l'Anti Atlas en plusieurs groupes :

- Groupe affleurant à l'ouest d'accident majeur anti-atlasique (AMAA), entre la boutonnière du Bas Draâ à l'ouest et celle de Zenaga à l'est. Il se compose principalement d'intrusions plutoniques telles que des granites et des granodiorites, insérées dans des séries métamorphiques complexes, incluant des schistes, paragneiss et migmatites, constituant un socle paléoprotérozoïque éburnéen (2 Ga).
- Le deuxième groupe est représenté par le Supergroupe de l'Anti-Atlas (Cryogénien) traduisant la paléogéographie du bassin et mis en place durant l'orogénèse panafricaine. Le groupe de Taghdout-Lkest-Bou Azzer-Iriri est représenté par une sédimentation épicontinentale de marge passive (Taghdoute-Lkest), le complexe ophiolitique du bassin marginal (Bou Azzer) et les méta-andésites, des schistes et des migmatites d'arc volcanique insulaire (Iriri).
- **Le Groupe de Bou Salda**, affleure dans la boutonnière de Siroua, et se compose d'une épaisse formation volcano-sédimentaire faiblement métamorphisée en faciès schiste vert. Ce groupr déposé en discordance sur les formations du groupe du Saghro, est associé à une tectonique transtensive dans des bassins subsidents. Des datations sur les

rhyolites et ignimbrites des groupes de Bou Salda et Tiddiline indiquent des âges compris entre 604 et 607 Ma (Thomas et al., 2002 ; Blein et al., 2014b ; Errami et al., 2021).

- Le groupe de Saghro : Il est formé de roches volcaniques, volcano-détritiques et détritiques, mises en place dans un environnement d'arc volcanique et de bassin d'arrière arc insulaire.
- **Le Supergroupe d'Ouarzazate** correspond à une épaisse série de dépôts continentaux, incluant des matériaux détritiques, volcano-détritiques et volcaniques, reposant en discordance sur les terrains éburnéens et panafricains (615-550 Ma).
- **Le groupe de Tata-Taroudant** : Une épaisse série de calcaires et de dolomies, associée à une importante transgression marine. Cette série débute par des conglomérats, des grès et de la dolomie (infracambrien) et se termine par une régression, marquée par les dépôts de l'ancienne série de lie de vin ou série de Taliwin de Choubert (1952, 1963) :

Selon Gasquet et al. (2005), les terrains précambriens de l'Anti Atlas se divisent en un socle paléoprotérozoïque, sur lequel repose une couverture cryogénienne, suivie de formations édiacariennes et paléozoïques (Figure. I-4,5).

- ✚ Le **Cryogénien** (850 à 630 Ma) a été subdivisé en deux périodes : (i) le Cryogénien inférieur, caractérisé par une série de calcaires et de quartzites de la série ophiolitique de Bou Azzer et du système Siroua-Saghro. Cette série a été déformée durant la phase B1 de l'orogénèse panafricaine. (ii) le Cryogénien supérieur, qui repose en discordance sur le Cryogénien inférieur, a été façonné par la deuxième phase de l'orogénèse panafricaine (B2).
- ✚ L'**Ediacarien** est divisé en deux groupes : Ediacarien inférieur : façonné et déformé par la phase panafricaine B2, et est composé de formations magmatiques, volcano-détritiques et détritiques. L'Édiacarien supérieur : caractérisé par des formations magmatiques bimodales et une série conglomératique, reposant en discordance sur l'Édiacarien inférieur.

Les récentes études géologiques sur l'Anti-Atlas ont considérablement enrichi notre compréhension de l'évolution géochronologique de la région. Elles ont notamment permis de préciser les âges des formations géologiques et d'affiner la reconstitution des événements tectoniques. Selon les travaux de Youbi et al. (2013), le groupe de Taghdout est daté du Mésoprotérozoïque, avec un âge préférentiel de 1750 Ma, basé sur des datations U-Pb/zircon. Cette estimation a été corroborée par Ait Lhna et al. (2016) et Ikenne et al. (2017), qui ont

proposé des âges de 1639 ± 34 Ma et environ 1710 Ma respectivement. De plus, El Bahat et al. (2013) ont daté des dykes doléritiques dans la boutonnière de Bas-Drâa, obtenant des âges de 1381 ± 8 Ma et 1384 ± 6 Ma grâce à la méthode ID-TIMS U–Pb sur baddeleyite (Oxyde de zirconium (ZrO_2)).

Selon les travaux de [Leblanc \(1975, 1976\)](#) et [Saguaque et al. \(1992\)](#), une phase tectonique importante a eu lieu au Néoprotérozoïque, marquée par la mise en place du complexe ophiolitique de Bou Azzer-El Graara. Cette période a été caractérisée par une compression intense, entraînant une subduction intra-océanique et la formation d'un arc volcanique insulaire autour de 743 ± 14 Ma, comme le montrent les migmatites d'Iriri ([Thomas et al., 2002](#)). Par la suite, cet arc est entré en collision avec la bordure nord du craton ouest-africain, provoquant l'obduction de la croûte océanique. Ce phénomène correspond à la phase de déformation B1, décrite par [Leblanc \(1975\)](#) et datée à 664 ± 14 Ma par [Thomas et al. \(2002\)](#).

[Soulaïmani et al. \(2004\)](#) soulignent l'importance des failles héritées, qui ont joué un rôle crucial durant le Néoprotérozoïque terminal. Cette phase extensive affectant la chaîne anti-atlasique a été largement contrôlée par des failles précambriennes profondes héritées des phases tectoniques précédentes. Ces failles ont influencé de manière significative la géodynamique, guidant et amplifiant les processus géologiques ultérieurs qui ont façonné la configuration finale de la chaîne anti-atlasique.

Durant le Paléozoïque, la chaîne anti-atlasique a principalement connu une stabilité tectonique et sédimentaire, bien que perturbée par un épaulement de rifting cambrien, caractérisé par une phase d'érosion importante ([Michard, 1976](#)). Par ailleurs, des mouvements épirogéniques ont eu lieu, dont le principal soulèvement s'est produit au Caradoc ([Michard, 1976](#) ; [Baidder, 2007](#) ; [Baidder et al., 2008](#)). Au Cambrien inférieur, une plateforme carbonatée majeure s'est formée dans l'Anti-Atlas occidental ([Boudda et al., 1979](#) ; [Landing et Geyer, 2006](#)). Cette phase de dépôt a été suivie par une période d'érosion à la fin du Cambrien moyen.

Les sédiments d'origine détritique, issus de l'érosion du Craton Ouest Africain, dominent les dépôts de la période allant du Cambrien moyen au Silurien ([Buggisch et Siebert, 1988](#) ; [Destombes et al., 1985](#)). Cette époque se distingue également par un événement glaciaire majeur qui a couvert l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest ([Destombes, 1968a, b](#)) ; [Deynoux, 1978](#) ; [Ouanaimi, 1998](#) ; [Loi et al., 2010](#)).

À la fin du Silurien, la sédimentation carbonatée a repris ([Hollard, 1981](#)) et s'est poursuivie durant le Dévonien, accompagnée d'apports clastiques, dans l'ensemble de la région

de l'Anti-Atlas et au-delà ([Wendt, 1985](#)). Pendant le Carbonifère, la sédimentation détritique a également continué ([Michard et al., 1982](#) ; [Pique et Michard, 1989](#) ; [Hoepffner et al., 2006](#)). Comparée aux régions septentrionales du Maroc, la déformation hercynienne dans l'Anti-Atlas est de moindre intensité, entraînant la réactivation des structures panafricaines et contribuant ainsi au soulèvement de la chaîne ([Baïdder, 2007](#)). Néanmoins, des différences notables subsistent entre les parties occidentale et orientale de l'Anti-Atlas.

Dans l'Anti-Atlas, l'orogénèse varisque a entraîné la réactivation des structures panafricaines, ce qui marque le début du soulèvement de la chaîne entière. Toutefois, des différences importantes apparaissent entre les parties orientale et occidentale de l'Anti-Atlas. À l'ouest, le soulèvement se caractérise par des plissements et des chevauchements orientés vers le sud. En revanche, à l'est, un découplage entre le socle protérozoïque et la couverture paléozoïque est observé tandis que la couverture paléozoïque est plissée, le socle ne présente pas de structures ductiles varisques significatives ([Hoepffner et al., 2006](#)).

Du Permien au Jurassique, la région de l'Anti-Atlas a connu une absence de sédimentation ([Soulaimani, 1998](#)). En revanche, des fractures orientées NE-SW, associées probablement à l'ouverture de l'Atlantique ([Leblanc, 1973](#)), ont été empruntées par des dykes doléritiques jurassiques. Plus tard, à la fin du Miocène, durant l'orogénèse alpine, l'Anti-Atlas a subi un soulèvement responsable des principaux reliefs actuels ([Baïdder, 2007](#)).

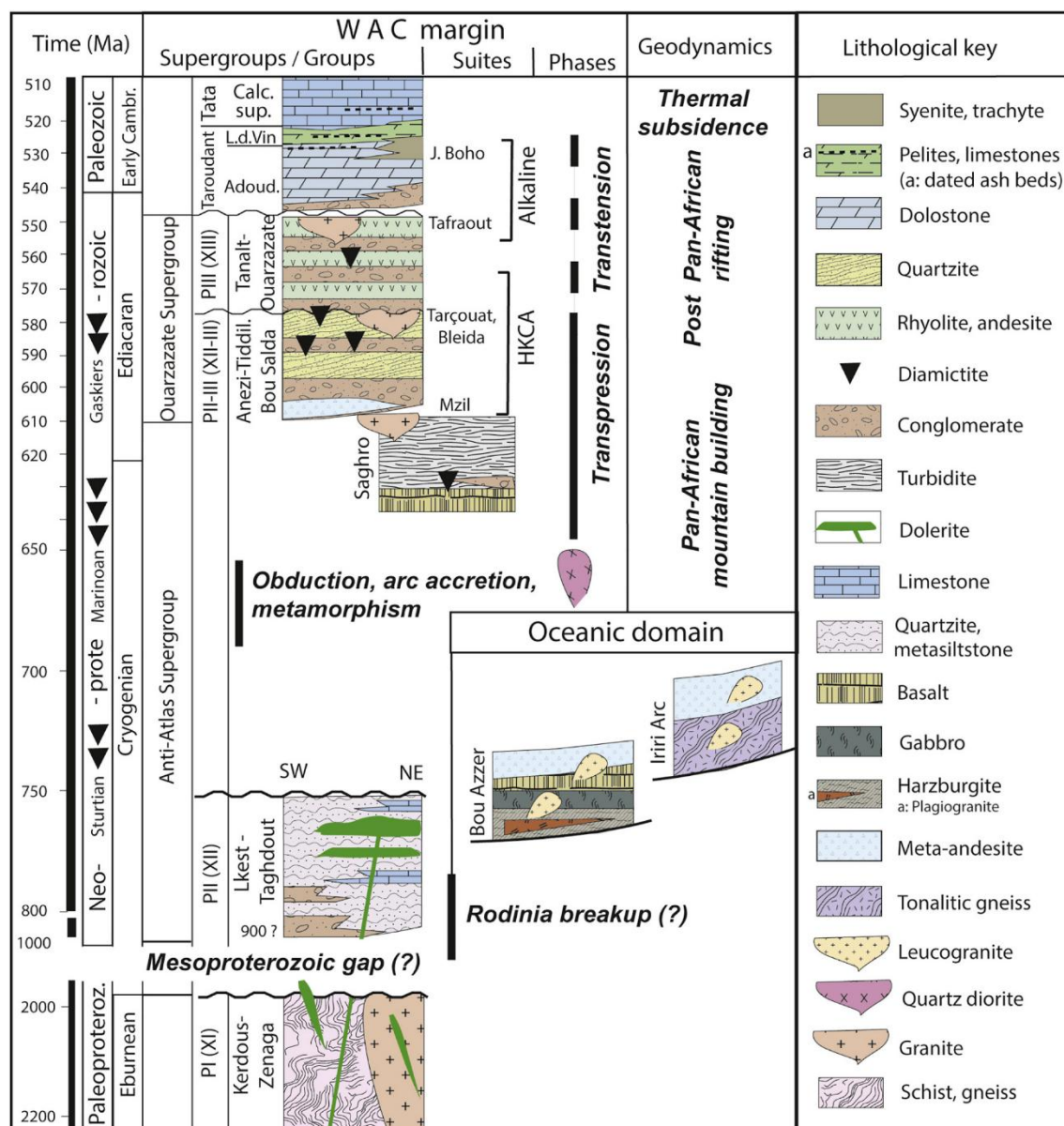


Figure I-4. Colonne lithostratigraphique synthétique des formations précambriennes de l'Anti-Atlas, selon Thomas et al. (2004), mise à jour par Gasquet et al. (2005) et Liégeois et al. (2006), et adaptée de Gasquet et al. (2008).

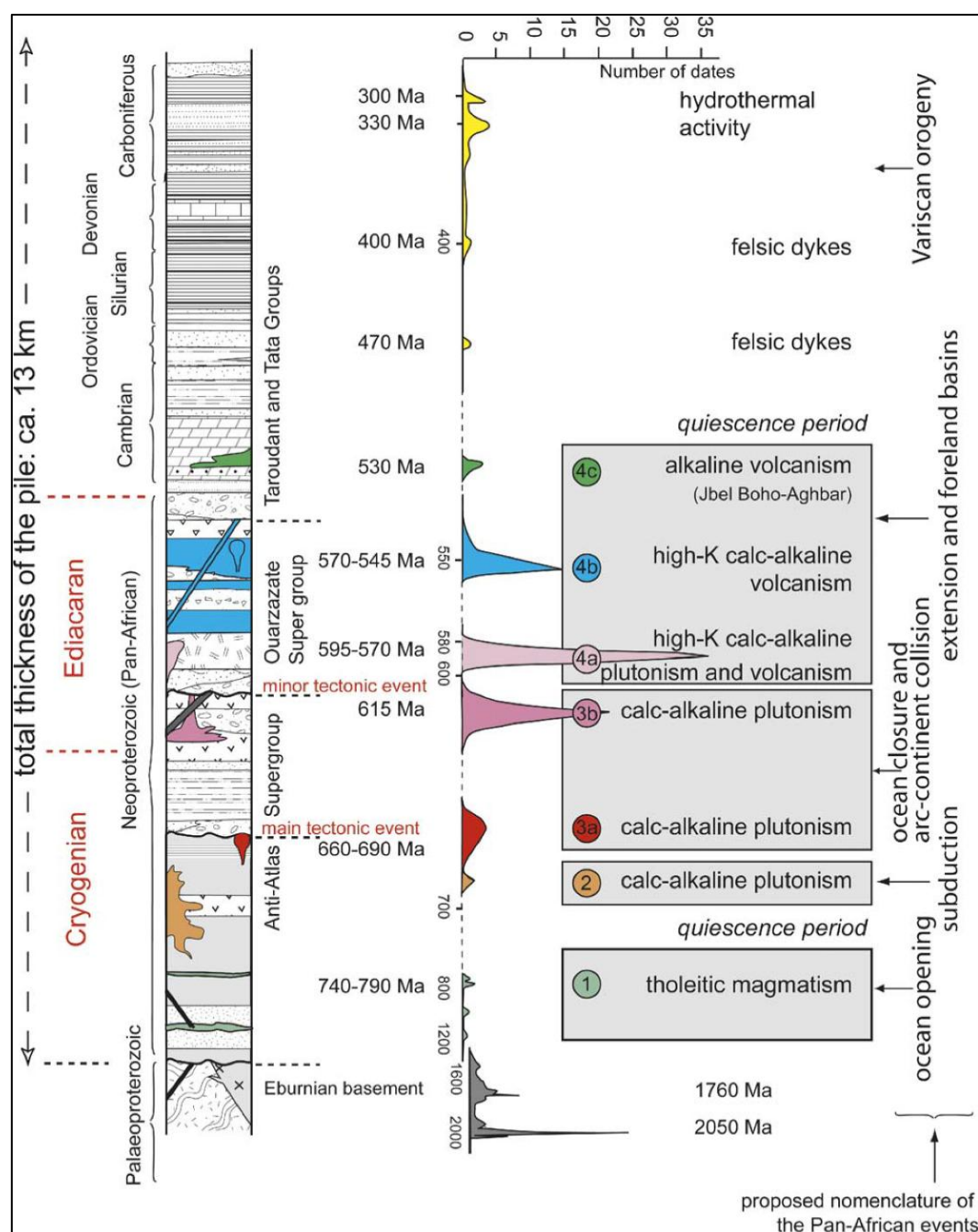


Figure I-5. Découpage chronostratigraphique de la chaîne anti-atlasique proposé par Gasquet et al. (2005).

III.2. Contexte géodynamique

III.2.1. Tectonique de l'Anti-Atlas

Au cours de son histoire géologique complexe, la chaîne de l'Anti-Atlas a été marquée par quatre orogénèses majeures, ayant joué un rôle déterminant dans sa formation et son évolution :

✚ L'orogénèse éburnéenne, survenue entre 2,2 et 2,0 Ga, et associée à un métamorphisme et à un magmatisme de faciès amphibolite (Thomas et al. 2002).

✚ L'orogénèse panafricaine, s'étendant de 750 à 550 Ma, a été marquée par plusieurs phases de magmatisme intensif. Cette orogénèse a eu un impact significatif sur le socle éburnéen, principalement par le biais de processus de tectonique cassante et des mouvements de fluides (Ennih et Liégeois, 2001).

✚ L'orogénèse varisque, s'étendant du Carbonifère terminal au Permien, a provoqué un raccourcissement significatif de la croûte terrestre. Ce phénomène a été compensé par un plissement complexe de la couverture sédimentaire paléozoïque, caractérisé par des plis en flèche de style polyharmonique (Burkhard et al. 2006 ; El Hadi et al. 2010 ; Michard et al. 2008). Contrairement à d'autres cycles orogéniques, cette phase n'a pas été associée à des activités magmatiques.

✚ L'orogénèse alpine a eu un impact profond sur l'Anti-Atlas, engendrant la tectonique cassante, des soulèvements et une activité volcanique (Gouiza et al., 2010 ; Ruiz et al., 2011). Ce processus orogénique est toujours actif aujourd'hui, comme en témoigne la sismicité récente observée à Erfoud (Bensaid et al., 2012).

III.2.2. Cycle orogénique éburnéen et la dislocation mésoprotérozoïque du COA

Le socle paléoprotérozoïque est principalement constitué de formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques, traversées par des intrusions plutoniques mafiques et felsiques (Gasquet et al., 2005). Ce socle a été façonné par l'orogénèse éburnéenne, dont l'âge est légèrement inférieur à 2 milliards d'années (Soulaimani & Hefferan, 2017).

Au-dessus de ces roches cristallines se trouvent des dépôts de plateforme de nature silico-clastique, actuellement désignés sous le nom de Groupe de Taghdout-Lkest (Gasquet et al., 2008 ; Ikenne et al., 2017 ; Thomas et al., 2004). Les quartzites de ce groupe, jadis datées du Tonien-Cryogénien (Clauer, 1974 ; Thomas et al., 2004), ont vu leur âge récemment précisé entre 1710 et 1639 Ma, sur la base de l'analyse de dykes basiques intrusifs dans les quartzites d'Igherm (Ikenne et al., 2017) et de Taghdout (Ait Lahna et al., 2016). Ces manifestations magmatiques signalent une phase d'extension tectonique liée à la fragmentation de la masse Columbia (Youbi et al., 2013).

Le Mésoprotérozoïque a marqué l'histoire géologique de la région, bien que les preuves directes de cette époque soient rares. Les dykes basiques récemment datés entre 1385 et 1415

Ma (El Bahat et al., 2013) sont parmi les rares vestiges de cette période. Leur présence est significative car elle témoigne d'un important épisode de fracturation du Craton Ouest-Africain, mettant en lumière des processus tectoniques majeurs ayant influencé la structure géologique régionale (Soulaimani & Hefferan, 2017).

a) Cycle panafricaine

Les recherches de Leblanc (1973, 1975) ont mis en évidence deux grandes phases tectoniques dans la boutonnière de Bou-Azzer. La phase **B1** est caractérisée par une déformation tangentielle orientée N-S à N20, impactant principalement le **PII** inférieur (identifié comme **PII1** et **PII2** par Choubert et Faure-Muret, 1970). Cette phase est marquée par une schistosité de flux S1 dans un contexte métamorphique épizonal, ainsi que par la présence de diorites quartzitiques syntectoniques et de granodiorites tardi-tectoniques.

La phase **B2** se distingue par un serrage tectonique, produisant une schistosité de fracture S2 orientée N130 et, parfois, des plis droits de grande ampleur. Elle a affecté à la fois le **PII** inférieur et le **PII** supérieur.

Soulaimani & Hefferan (2017) ont synthétisé l'évolution géodynamique du cycle panafricain en quatre phases majeures, observées principalement dans la boutonnière de Bou Azzer (Figure. I-6) :

- La première phase est marquée par la fracturation de la plateforme cratonique et la formation d'arcs intra-océaniques, entre 850 et 750 Ma.
- La deuxième phase, appelée phase panafricaine précoce (PAN1), a eu lieu entre 770 et 700 Ma.
- La troisième phase, ou phase panafricaine majeure (PAN2), s'est déroulée entre 560 et 540 Ma.
- Enfin, la quatrième phase, connue sous le nom de phase panafricaine tardive ou phase cadomienne (PAN3), s'étend de 520 à 580 Ma.

b) Orogénèse varisque

Dans la continuité de ces phases géodynamiques antérieures, l'évolution tectonique de la chaîne de l'Anti-Atlas a connu des changements significatifs au Carbonifère terminal et au Permien précoce. Au cours de ces périodes, l'activité tectonique dans la chaîne de l'Anti-Atlas a été modérée. Néanmoins, des déformations mineures telles que des cassures et des plissements légers ont affecté les formations du **PIII**, chevauchant les structures précambriennes (Leblanc

& Lancelot, 1980). Les études récentes révèlent que la déformation hercynienne, ou néo-varisque, a entraîné une élévation significative de la chaîne de l'Anti-Atlas (Hoepffner et al., 2006 ; Burkhard et al., 2006 ; Soulaïmani et al., 2014). Cet événement, associé à la collision entre Laurasia et Gondwana, a provoqué le plissement des couches sédimentaires paléozoïques et le soulèvement de grandes masses du socle protérozoïque, formant des boutonnières. Les failles héritées des anciens rifts édiacariens-cambriens ont été partiellement ou totalement réactivées, illustrant une tectonique de type "peau épaisse" avec des plis polyharmoniques et des décollements profonds dans la croûte (Piqué & Michard, 1989 ; Burkhard et al., 2006 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Baidder et al., 2016 ; Hejja et al., 2020 ; Aabi, 2022 ; Nait-Bba et al., 2024).

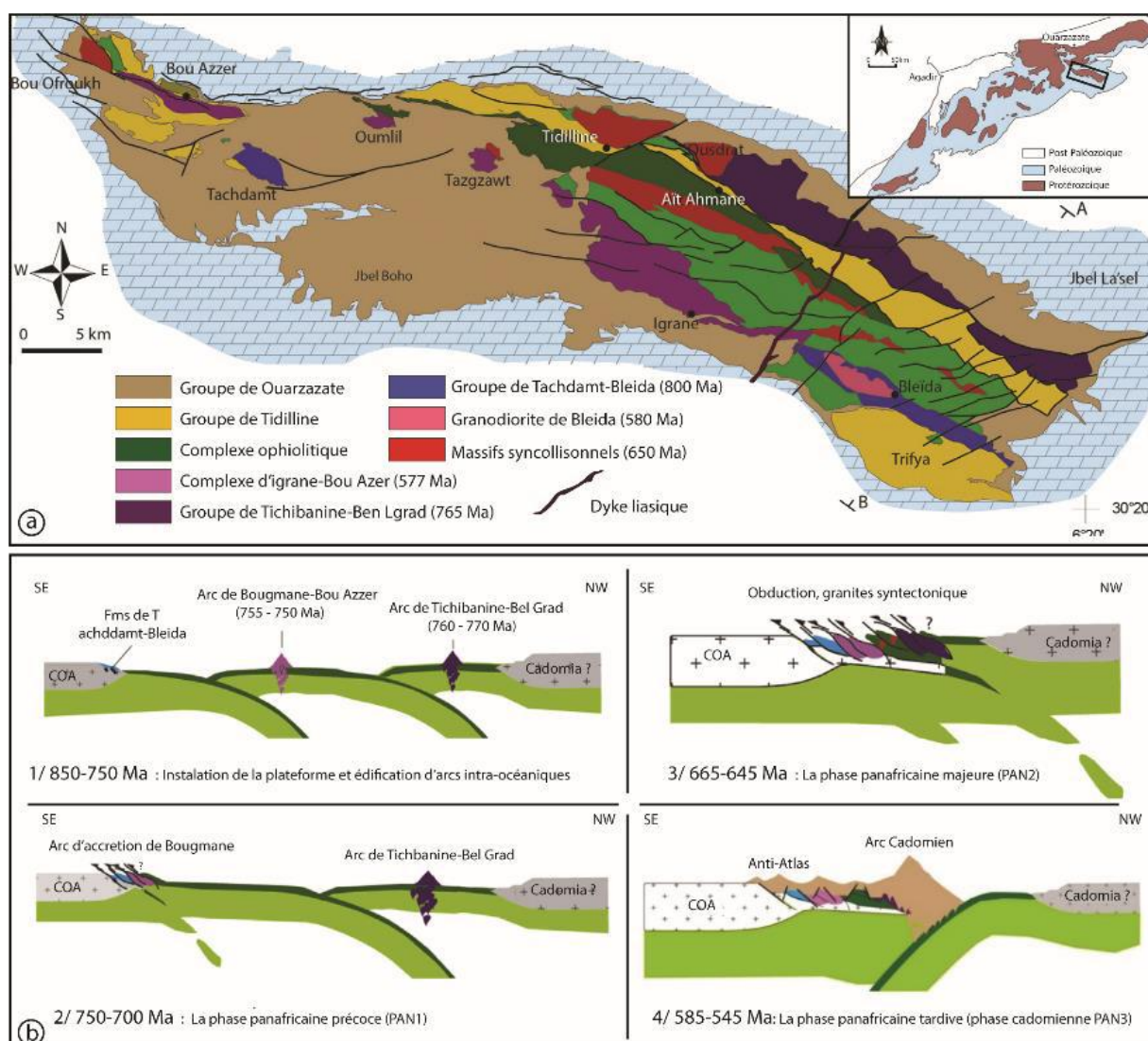


Figure I-6. Représentation géodynamique du cycle panafricain dans la boutonnière de Bou Azzer (Soulaïmani & Hefferan, 2017).

c) Orogénèse alpine

Au début du Trias, la désintégration de la Pangée a initié l'ouverture de l'Atlantique central et déclenché un événement magmatique majeur, connu sous le nom de Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) (Dal Corso et al., 2014). Cette période a vu le Maroc se retrouver entre deux océans : la Téthys au nord-est et l'Atlantique naissant à l'ouest. Entre ces deux masses d'eau, un important système de rift s'est formé, désigné comme le rift atlasique (Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009 ; Missenard et al., 2006 ; Skikra et al., 2021). Malgré cela, l'Anti-Atlas ne présente pas de sédiments datés du Permien ou du Jurassique, à l'exception du plateau de Siroua où de vastes strates rouges triasiques sont observées (Chevallier et al., 2004). Cette absence a été attribuée au soulèvement de la chaîne anti-atlasique, suivi d'une érosion considérable, estimée entre 7,5 et 10,5 km des terrains cristaux (Gouiza et al., 2017) (Fig. II.10). Pendant le Trias, l'Anti-Atlas est ainsi considéré comme l'épaule surélevée de la zone du Rift Atlasique-Atlantique (Baïdder, 2007 ; Soulaïmani et al., 2014).

IV. Métallogénie de l'Anti-Atlas

Comparé aux autres domaines structuraux du Maroc, l'Anti-Atlas, renferme une grande partie des minéralisations en métaux précieux et de base. Cette richesse a conduit certains auteurs à considérer cette région comme une province métallogénique distincte (Barodi et al., 2002), justifiant ainsi l'intérêt particulier porté à l'Anti-Atlas. Cette chaîne montagneuse est un témoin de plusieurs cycles orogéniques et d'une longue histoire géologique marquée par la mise en place de différents types de gisements métallifères. La région est notamment connue pour ses gisements polymétalliques, couvrant un large spectre de métaux précieux et de base tels que l'argent (Ag), l'or (Au), le cuivre (Cu), le plomb (Pb) et le zinc (Zn), ainsi que des minerais stratégiques comme le cobalt (Co) et le nickel (Ni) (Bouabdellah et Sangster, 2016). Les recherches y ont révélé des gisements d'importance mondiale, qui continuent de faire l'objet d'études approfondies pour mieux comprendre leur genèse et d'évaluer leur potentiel d'exploitation. Parmi les plus notables figurent le gisement aurifère d'Akka, le gisement de cuivre et d'argent de Bleida, le gisement de cobalt de Bou Azzer, ainsi que le gisement d'argent d'Imiter (Leblanc, 1981 ; Barodi et al., 2002 ; Bouabdellah & Sangster, 2016).

Depuis des millénaires, la région de Tafilalet, dans l'Anti-Atlas oriental, se distingue par son riche potentiel minier, abritant une diversité de concentrations minérales, notamment en cuivre (Cu), plomb (Pb), zinc (Zn), fer (Fe) et barytine (Destombes, 1963; Boissavy, 1979;

[Destombes et al., 1985](#); [Makkoudi, 1995](#); [Baidder, 2007](#); [Kharis et al., 2011](#); [Kharis, 2015](#); [Baidder et al., 2016](#); [Ait Daoud et al., 2020](#); [Es-Sabbar et al., 2020](#); [Saidi et al., 2020](#)).

Avant l'indépendance du Maroc, cette région a fait l'objet de nombreuses campagnes de prospection, facilitant l'accès aux entreprises privées pour l'exploration minière. Les premières initiatives de prospection remontent à 1938, menées par le Service des Mines, avant de passer sous la responsabilité du Bureau de Recherches et des Participations Minières (BRPM). En 1952, avec la promulgation du Dahir du 16 avril 1951 relatif à la législation minière, les activités d'exploration ont repris dans la région. La période de 1951 à 1956 se démarque par une intensification des travaux miniers, marquant une phase d'exploitation particulièrement active dans les principaux champs filoniens, tels que M'Fis, Tadaout-Tizi n'Rsass, Shayb Arass, BouMaiz, Adrar, Boulâdame et Misran ([Baidder et al., 2016](#)).

D'après les travaux de [Tuduri et al. \(2018\)](#), l'Anti-Atlas a une longue histoire d'activité minière. Entre 1912 et 1958, cette région a connu une expansion significative de l'exploitation minière. Les décennies 1970 et 1980 ont été marquées par d'importantes campagnes d'exploration, visant à identifier des ressources minérales à fort potentiel économique. Ces efforts ont été accompagnés par de nombreuses études métallogéniques, contribuant au développement et à la valorisation de l'industrie minière régionale ([Clavel & Tixeront, 1971](#) ; [Leblanc, 1975](#) ; [Popov et al., 1986](#) ; [Aabi et al., 2022](#) ; [Sassioui et al., 2022, 2023](#) ; [Courba et al., 2023](#) ; [Samaoui et al., 2023](#)).

IV.1. Gisements métallifères des structures néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas

L'histoire de la métallogénie dans l'Anti-Atlas est complexe et remonte à plusieurs centaines de millions d'années, reflétant une longue évolution géologique marquée par des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques.

Durant le Néoprotérozoïque, l'Anti-Atlas a connu des événements géologiques majeurs qui ont largement contribué à sa richesse minérale. Cette période a été caractérisée par une série de phases tectoniques, incluant des épisodes de compression et de distension, qui ont joué un rôle clé dans la formation des gisements métallifères. L'une des phases les plus importantes est la distension tardi-néoprotérozoïque, qui a favorisé la formation de nombreux gisements de métaux de base et précieux. Cette période a été marquée par un étirement de la croûte terrestre, ce qui a permis l'ascension de magmas et la formation de roches volcaniques et plutoniques,

associées à des minéralisations importantes (Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004 ; Tuduri, 2005, Marcoux et al., 2005).

Au fil du temps, de nombreuses études ont été réalisées pour mieux comprendre les processus métallogéniques de cette région. Ces recherches ont permis de découvrir et de caractériser plusieurs gisements majeurs, dont certains sont exploités depuis l'Antiquité.

Les recherches récentes ont particulièrement souligné l'importance de la phase de distension tardi-néoprotérozoïque dans la formation des gisements métallifères de l'Anti-Atlas. Cette phase tectonique a joué un rôle crucial dans la concentration des métaux, renforçant le statut de l'Anti-Atlas comme l'une des principales provinces métallogéniques du Maroc (Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Tuduri, 2005; Marcoux et al., 2005). Des datations réalisées par la méthode U-Pb sur zircon, et par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, ont permis de dater la minéralisation argentifère à 550 ± 3 Ma (Levresse, 2001 ; Cheilletz et al., 2002). D'autres gisements, bien que moins documentés, sont également liés à cette phase de distension. Parmi eux figurent les districts aurifères de Kelaat M'Gouna et Thagassa, le gisement polymétallique de Bou Madine (Levresse, 2001 ; Tuduri, 2005), la minéralisation argentifère de Zegounder (Marcoux et al., 2005), ainsi que la minéralisation cobaltifère de Bou Azzer, datée à 550 Ma par la méthode U/Pb sur une brannerite (En-naciri et al., 1997 ; Zouhair et al. (1992) avaient initialement suggéré que la minéralisation du gisement aurifère d'Iuorine était associée aux événements panafricains. Cependant, les datations ultérieures des muscovites présentes dans les veines de quartz plates ont révélé un âge de 301 ± 7 Ma, ce qui témoigne de l'influence de l'orogénèse varisque sur cette minéralisation précambrienne (Gasquet et al., 2005). En revanche, les datations du gisement de Bou Azzer ont indiqué un âge plus récent de 218 ± 8 Ma pour le dernier événement minéralisateur, correspondant à l'ouverture de l'Atlantique (Levresse, 2001).

Sur la base de ces nouvelles données, un modèle épithermal neutre a été proposé pour le gisement Ag-Hg d'Imiter, en lien avec le magmatisme rhyolitique du tardi-néoprotérozoïque. De plus, les analyses de la géochimie isotopique de l'Osmium (Os) et de l'Hélium (He) (Levresse et al., 2004) ont mis en évidence une origine mantellique des minéralisations, soulevant ainsi la question de l'importance de l'événement distensif tardi-néoprotérozoïque dans le processus de transfert des éléments du manteau vers la surface.

Les phénomènes tectoniques et magmatiques du tardi-néoprotérozoïque revêtent une importance géologique majeure pour la formation des gisements minéraux dans l'Anti-Atlas.

Ces processus ont non seulement favorisé la mise en place des structures géologiques propices, mais ont également fourni les conditions nécessaires au transport et à la concentration des éléments métalliques. En agissant à la fois comme source et moteur convectif, ces événements ont joué un rôle essentiel dans l'accumulation et la concentration des métaux de base et des métaux précieux. Leur influence est donc déterminante pour comprendre la répartition et la richesse des gisements dans cette région ([Levresse, 2001](#); [Cheilletz et al., 2002](#); [Levresse et al., 2004](#); [Tuduri, 2005](#), [Marcoux et al., 2005](#)).

Les principaux gisements de l'Anti-Atlas sont classés selon deux modèles de concentration ([Bouabdellah et al., 2016](#)) : i) les concentrations métalliques polyphasées dans les unités paléoprotérozoïques et cryogéniennes, et ii) les concentrations associées aux unités volcaniques édiacariennes, ainsi que la découverte de nouvelles occurrences métalliques dans la couverture paléozoïque, notamment dans les régions de Bas Draa, Ifni, Maider et Tafilalet, soulignent l'importance de la déformation varisque dans la remobilisation et la reconcentration des gisements minéralisés ([Figure I.7](#)). ([Gasquet et al., 2005](#) ; [Mouttaqi et al., 2011](#) ; [Karaoui, 2014](#) ; [Ait Daoud, 2021](#) ; [Saidi, 2023](#) ; [Kharis, 2022](#) ; [Courba et al., 2023](#) ; [2024](#)).

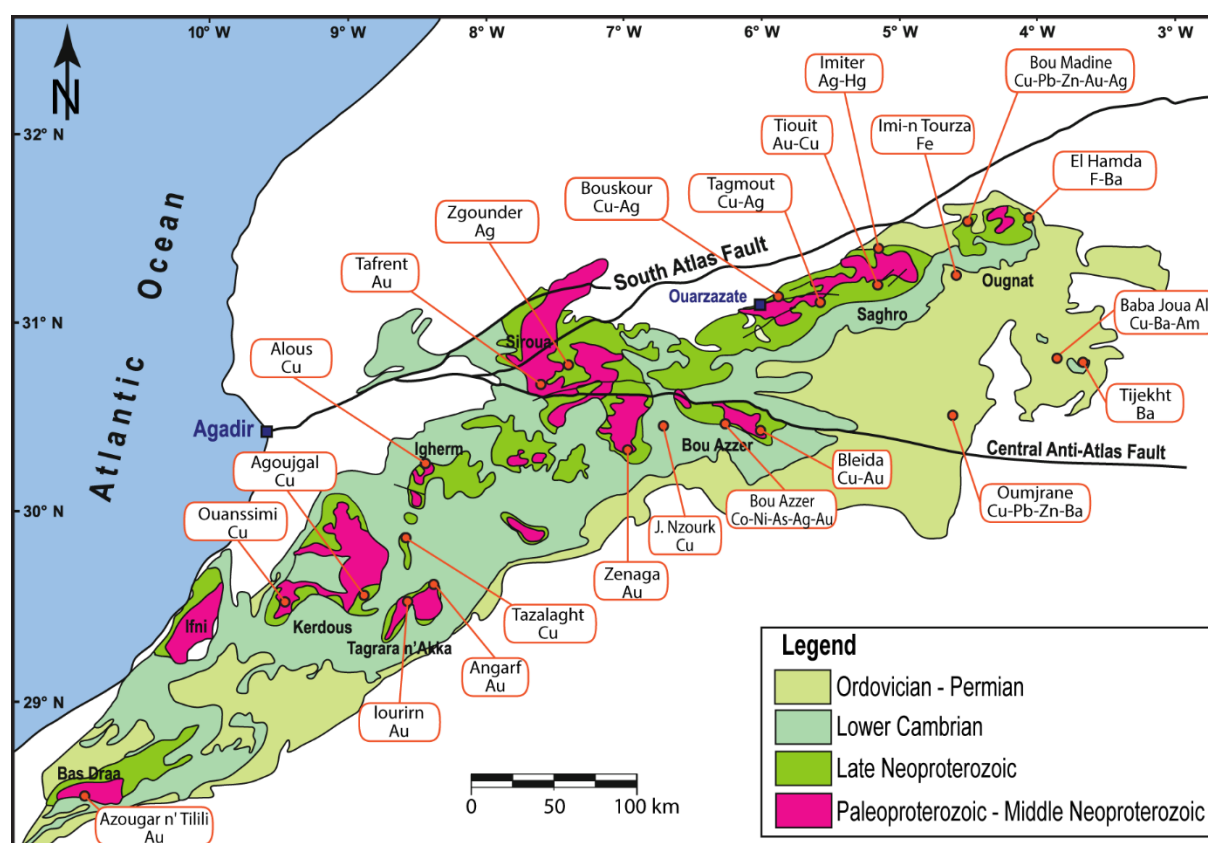


Figure I-7. Carte de distribution des plus importants gisements minéraux de l'Anti-Atlas (Bouabdellah et al., 2016).

IV.2. Minéralisations du Néoproterozoïque-Cambrien

Cette période se caractérise par une abondance notable de gisements épithermaux, souvent liés à des intrusions magmatiques. À titre d'exemple, le gisement argentifère d'Imiter, classé comme épithermal neutre, est daté d'environ 563 à 577 Ma (Levresse, 2001 ; Tuduri, 2005). Le gisement de Bou Madine constitue un autre exemple représentatif, classé comme un système de type épithermal à basse température, daté de 553 Ma par la méthode U/Pb (Abia et al., 2003 ; Levresse, 2001). De même, le gisement de Zgounder est caractérisé par des conditions de formation à basse température et basse pression (Essarraj et al., 1998 ; Marcoux et Wadjinny, 2005), tandis que le gisement de Tiouit est classé comme un porphyre (Al Ansari, 1997 ; Bouabdellah et al., 2016 ; Chaker, 1997).

Cette époque est également marquée par d'autres occurrences cuprifères, telles que le gisement de cuivre de Bleida et celui d'Alous, situé dans les laves rhyolitiques et andésitiques du PIII (Zouhair et al., 1992 ; Leblanc, 1986 ; Maddi et al., 2011 ; Bourque, 2016). De plus,

cette période est associée aux minéralisations de Co, Ni, As et Au observées à Bou Azzer ([Bourque, 2016](#)).

Les minéralisations panafricaines et post-panafricaines, telles que les terres rares (REE) associées au magmatisme alcalin, comme celles du type Jbel Boho, ainsi que d'autres occurrences de minéralisations en cuivre, argent, plomb, zinc et or, se trouvent principalement à la base de la transgression cambrienne (Adoudounien), au-dessus du socle protérozoïque de l'Anti-Atlas. Ces minéralisations, qui sont soit interstratifiées dans les formations carbonatées "adoudouniennes" soit légèrement sécantes, sont influencées par leur proximité aux paléoreliefs précambriens, tels que Tazalarht et Agjgal, ainsi que par leur emplacement dans un niveau stratigraphique régional commun ([Benaouda et al., 2017](#)). A titre d'exemple, le gisement de Jbel N'zourk est situé dans les calcaires inférieurs de l'Adoudounien-Cambrien inférieur, juste au-dessus des formations volcaniques du Jbel Boho ([Clavel et Leblanc, 1971](#); [Benssaou et Hamoumi, 1999](#); [Gasquet, 2005](#)).

IV.3. Minéralisations liées à l'orogénèse hercynienne

L'orogénèse hercynienne représente une phase géologique marquée par une intense remobilisation et reconcentration des minéralisations cuprifères et argentifères d'origine protérozoïque ([Burkhard et al., 2006](#) ; [Tourneur, 2019](#)). Ces processus se manifestent principalement au niveau des charnières des plis ainsi que dans les fractures générées par le plissement tectonique. Cette période se distingue par la formation de gisements filoniens riches en métaux de base et en métaux précieux, comme le gisement polymétallique aurifère d'Azougar N'tilili, situé dans la région de Tan-Tan. Ce site, riche en plomb, zinc, argent et or, est interprété comme le résultat de circulations hydrothermales ayant affecté le socle éburnéen du Bas Draa au cours de l'orogénèse varisque. De plus, une datation absolue a attribué un âge de 301 ± 7 Ma aux veines de quartz aurifère du gisement d'Iourirn ([Gasquet et al., 2005](#)), soulignant l'importance de cette période dans la genèse des minéralisations aurifères de la région ([Maacha et al., 2013](#)).

IV.4. Minéralisations liées au cycle Alpin

Le cycle alpin, s'étendant du Mésozoïque au Cénozoïque, est marqué par des processus tectoniques et magmatiques complexes qui ont joué un rôle significatif dans la formation de diverses minéralisations métallifères (e.g. Bou Azzer). Ces processus ont conduit à la concentration de métaux précieux et de base dans plusieurs régions, souvent en lien avec des

systèmes hydrothermaux actifs (Levresse, 2001 ; Levresse et al., 2004). Les intrusions magmatiques associées à ce cycle ont notamment favorisé la formation de gisements de cuivre, plomb, zinc et or. Les déformations tectoniques liées à l'orogénèse alpine ont également généré des fractures et des failles, créant des conduits pour la circulation des fluides minéralisateurs, ce qui a facilité la création de gisements filoniens et de veines minéralisées.

Les études récentes soulignent que certaines minéralisations associées au cycle alpin résultent de la remobilisation de gisements plus anciens, notamment ceux formés lors du cycle hercynien. Cette remobilisation, combinée aux évolutions tectoniques et thermiques du cycle alpin, a conduit à une reconcentration des métaux dans des contextes géologiques diversifiés, allant des marges continentales actives aux zones de collision intracontinentales. Par exemple, le cycle alpin est associé à l'événement extensif lié à l'ouverture de l'Atlantique central, période métallifère caractérisée par des minéralisations de métaux de base et de minéraux industriels. Ces minéralisations sont de type filonien, liées à la phase de rifting pré-atlasique, ou stratiformes, générées dans un contexte sédimentaire en association avec les cycles de transgression marine (Levresse, 2001 ; Levresse et al., 2004). Un exemple notable est le gisement Co-Ni-As-Au-Ag de Bou Azzer, dont la formation a été datée à 218 ± 8 Ma (Levresse, 2001 ; Levresse et al., 2004). Le gisement de manganèse d'Imini est également considéré comme étant associé à cette époque métallogénique (Maacha et al., 2013 ; Dekoninck et al., 2016), soulignant l'importance du cycle alpin dans la genèse des minéralisations de la région.

Selon Nait-Bba et al. (2024), la minéralisation liée à l'orogénèse alpine dans le flanc sud du massif de Saghro se caractérise par la formation de systèmes filoniens de quartz-barytine, contrôlés par des zones de failles et de fractures. Ces structures tectoniques, résultant des mouvements transtensionnels de l'orogénèse alpine, ont favorisé la circulation de fluides hydrothermaux le long de segments dilatés, favorisant ainsi la précipitation des minéraux. L'interaction entre ces failles et les intrusions magmatiques du Trias-Jurassique, telles que les dykes doléritiques, a renforcé cette minéralisation, suggérant un âge au moins jurassique pour les dépôts de barytine. Les déformations postérieures, marquées par des brèches et des décalages, témoignent d'une réactivation tectonique liée à l'orogénèse alpine, soulignant ainsi l'impact majeur de cette phase orogénique sur la genèse des minéralisations dans cette région de l'Anti-Atlas (Nait-Bba et al., 2024).

Globalement, le Maroc présente une remarquable diversité de gisements minéraux, chacun étant souvent lié à des phases géodynamiques distinctes. Les gisements péri-batholitiques du Maroc central, les massifs sulfurés volcaniques de la Meseta occidentale et les

minéralisations filoniennes associées à l'extension pré-atlasique illustrent la complexité des processus métallogéniques régionaux. Dans l'Anti-Atlas, l'histoire minéralogique est profondément influencée par des événements tectoniques et magmatiques anciens, notamment durant le Néoprotérozoïque et le Cambrien, et par des phases plus récentes comme l'orogénèse hercynienne et alpine (ref). L'orogénèse alpine, en particulier, a joué un rôle déterminant dans la formation de minéralisations en quartz-barytine le long de failles transtensionnelles, renforcées par des intrusions magmatiques du Trias-Jurassique. Les études récentes, mettent en lumière l'impact significatif de cette phase orogénique sur la formation et la réactivation des gisements minéraux dans l'Anti-Atlas, confirmant ainsi la richesse et la complexité métallogénique de cette région (ref).

V. Géologie de l'Anti-Atlas oriental

V.1.Stratigraphie de l'Anti-Atlas oriental

L'Anti-Atlas oriental est délimité par des structures géologiques majeures : au sud par l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (AMAA), au nord et nord-est par le Haut Atlas et le bassin crétacé d'Errachidia-Boudenib, et à l'est par les Hamadas de Guir ([Figure I-8](#)).



Sur le plan géologique, l'Anti-Atlas oriental est dominé par un socle précambrien qui émerge sous forme de boutonnières. Ce socle, s'étendant du sud-ouest au nord-est, comprend le massif de Saghro et sa prolongation orientale, ainsi que l'Ougnat, alignés selon une orientation NE-SW. Sur ce socle repose une couverture paléozoïque, visible sous forme de dômes et de bassins, comme la cuvette de Tazzarine à l'ouest et les bassins de Maider et de Tafilalt à l'est. Dans les niveaux cassants de cette couverture, de grandes structures extensives, telles que les grabens de Zagora et d'El Fecht, se sont formées sous l'influence de failles panafricaines réactivées lors de l'orogénèse varisque. La sédimentation post-paléozoïque est principalement représentée par le plateau crétacé du Kem-Kem au sud et la Hamada du Guir, d'âge mio-pliocène, plus à l'est (Figure I-9, 10).

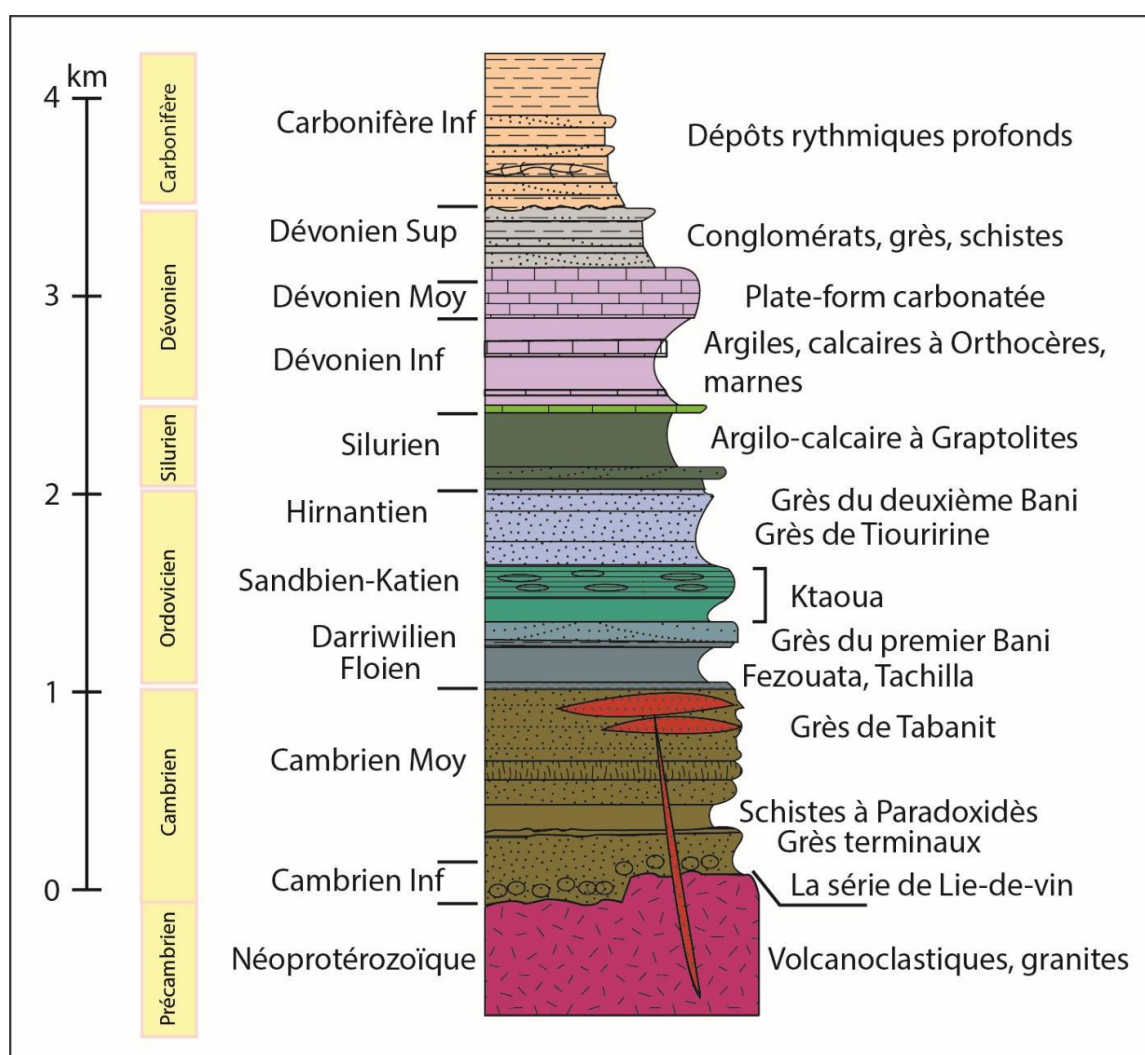


Figure I-9. Colonne lithostratigraphique simplifiée de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental, d'après Baïdier (2007) et Raddi et al. (2007).

V.1.1. Socle précambrien

Le socle, caractérisé par une grande diversité lithologique, révèle une histoire géologique complexe, marquée par plusieurs phases d'activité tectonique et magmatique. Selon la subdivision de [Thomas et al. \(2004\)](#) et [Gasquet et al. \(2005\)](#), les terrains du socle précambrien sont divisés en trois unités majeures. : i) le socle éburnéen paléoprotérozoïque, constitué de roches métamorphiques de degré moyen à fort, telles que des schistes, méta-grauwackes, micaschistes, gneiss, et amphibolites : ii) le Supergroupe de l'Anti-Atlas, constitué de formations volcano-sédimentaires et ophiolitiques liées à l'accrétion panafricaine au Néoprotérozoïque, et iii) le Supergroupe de Ouarzazate, formé de roches volcaniques et intrusives, dans un contexte de fin de collision. Les formations néoprotérozoïques, bien représentées dans les boutonnières de Saghro et d'Ougnat, ainsi que dans les massifs de Tazoult, n'Ouzina et de Gour Brikat, montrent l'absence de terrains mésoprotérozoïques dans cette région, confirmant ainsi une histoire géologique dominée par des événements plus récents ([Figure, I-9](#)).

V.1.2. Couverture paléozoïque

Après l'ère protérozoïque, marquée par l'orogénèse panafricaine, ou cadomienne ([Marante, 2008](#)), l'ère paléozoïque s'étend de 542 à 251 millions d'années, soit une durée totale d'environ 291 millions d'années ([Ogg et al., 2008](#)). Cette ère se divise en six périodes : le Cambrien, l'Ordovicien, le Silurien, le Dévonien, le Carbonifère et le Permien. Les trois premières périodes constituent le Paléozoïque inférieur (542 – 416 Ma), tandis que les trois dernières forment le Paléozoïque supérieur (416 – 251 Ma) ([Figure, I-10](#)).

Le Paléozoïque est marqué par deux grands cycles orogéniques : le cycle calédonien, qui s'est déroulé durant le Paléozoïque inférieur (542 – 416 Ma) et est responsable de la formation des chaînes de montagnes calédoniennes par la collision des plaques baltique et nord-américaine, et le cycle hercynien, qui s'est produit durant le Paléozoïque supérieur (416 – 251 Ma) et résulte de la collision entre Laurasia et Gondwana, créant les chaînes hercyniennes. Ces processus ont eu un impact profond sur la formation des grandes structures géologiques et la configuration des continents.

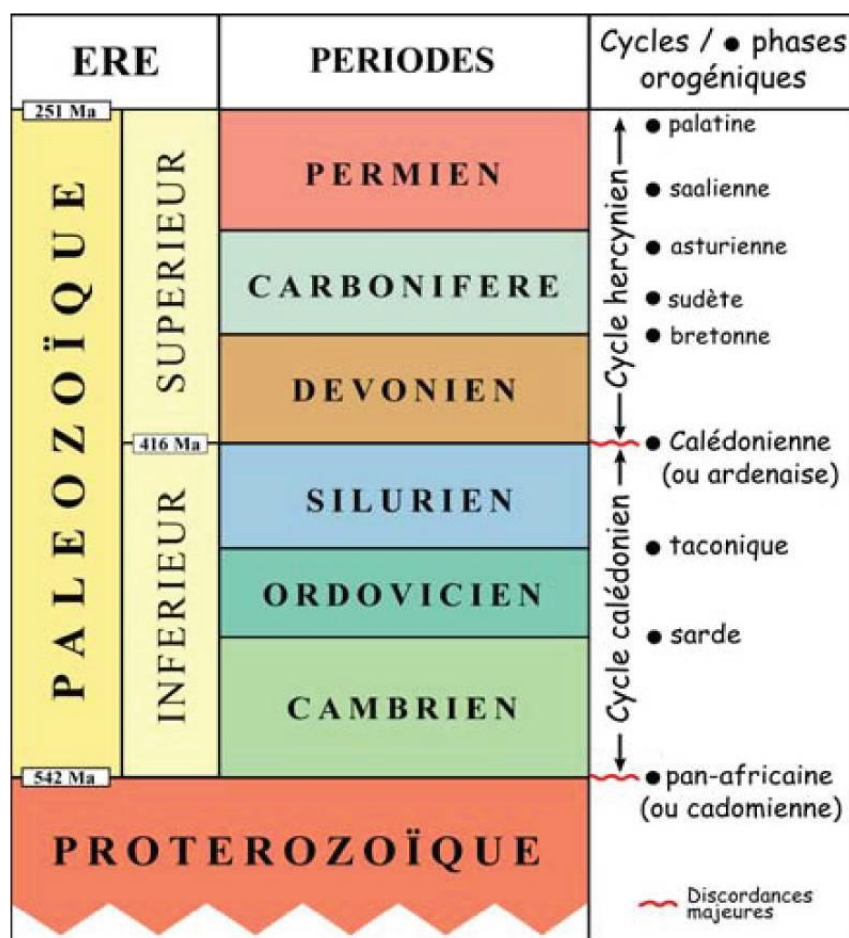


Figure I-10. Découpage chronostratigraphie du Paléozoïque (Ogg & al., 2008).

Selon In Marante (2008), chaque cycle orogénique, tel que le cycle calédonien, comprend trois étapes essentielles : la sédimentation, l'orogénèse et la planation. Ces cycles sont également caractérisés à leur base par des discordances majeures marquées.

V.1.2.1. Cambrien

Sur le plan stratigraphique, le Cambrien repose sur la série de l'Adoudounien (Buggish et al., 1988 ; Algouti et al., 2001). Cette série est très réduite dans l'Anti-Atlas oriental et absente à son extrémité orientale. Elle se compose des calcaires inférieurs, de la série Lie-de-Vin et des calcaires supérieurs.

Le Cambrien dans l'Anti-Atlas, majoritairement constitué de grès, se trouve intégré aux reliefs précambriens, formant ainsi la première cuesta monoclinale avant les dépressions occupées par les argilites et les Feijas externes. Ce sujet a fait l'objet de nombreuses études dans la chaîne anti-atlasique (Choubert, 1952, 1963 ; Bouda et al., 1979 ; Debrenne, 1961), dont les conclusions ont été reprises par Hollard dans Destombes et al. (1985). L'épaisseur des couches

camбриennes diminue généralement d'ouest en est dans l'Anti-Atlas. Dans le sud-ouest, des indices de rifting initiés à la fin du Néoprotérozoïque se prolongent jusqu'à la fin du Cambrien inférieur (Benssaou et Hamoumi, 2003).

À l'extrémité sud de la boutonnière de l'Ougnat, le Cambrien inférieur est caractérisé par des niveaux gréseux et conglomératiques, avec des carbonates littoraux. Cette séquence commence par des conglomérats et se termine avec des grès roses, indiquant la fin du Cambrien inférieur. Cependant, d'après les recherches de Landing et al. (2006), les grès roses devraient être placés à la base du Cambrien moyen.

Quant à la région du Tafilalet, la série gréseuse du Cambrien inférieur est bien visible à Jbel Zorg, au sud-est du village de Taouz, ainsi qu'à Jbel Tazoult n'Ouzina, au sud-ouest du même village. Le Cambrien moyen est présent dans l'ensemble de la chaîne anti-atlasique, représenté par deux formations principales : les Schistes à Paradoxides, correspondant aux schistes des Feijas internes, et une barre gréseuse connue sous le nom des Grès de Tabanit. Le Cambrien supérieur (Postdamien) est quasiment absent de l'Anti-Atlas, avec quelques rares exceptions (Michard, 1976 ; Destombes et Feist, 1987 ; Piqué, 1994).

a) Cambrien inférieur (Géorgien)

La séquence débute par une formation carbonatée avec les Calcaires supérieurs, suivis par la série schisto-calcaire de l'étage d'Amouslek. Cette série est ensuite couverte par la série schisteuse de l'étage d'Issafène, elle-même coiffée par les Grès terminaux de l'étage d'Assrir (Choubert, 1952 & 1963 ; Debrenne, 1961 ; Bouda et al., 1979 ; Hollard dans Destombes et al., 1985 ; Soulaïmani, 1998).

b) Cambrien moyen (Acadien)

Le Cambrien moyen dans l'Anti-Atlas oriental est reconnu pour la constance de ses faciès et sa succession stratigraphique relativement complète. Cette période commence juste au-dessus de la brèche à Micmacca et se termine par une transition discordante et transgressive vers les schistes ordoviciens de Fezouata. Dans l'Anti-Atlas, deux groupes de sédimentation marine détritique sont identifiés : les schistes des Feijas internes, riches en paradoxides, et les grès de Tabanit (Bondon & Netler, 1933 ; Choubert, 1942 ; Hupé, 1960 ; Bouda et al., 1979 ; Buggisch et al., 1988 ; Destombes et al., 1985 ; Soulaïmani, 1998 ; Baïdder, 2007).

- **Les Schistes des Feïjas internes (Schistes à Paradoxides)**

Le groupe des Feïjas internes ([Destombes et al., 1985](#)) repose en discordante sur les formations d'Asrir, de Tazlaft, d'Aguerd et d'Akerouz, sans toutefois présenter de discordance angulaire. Il est divisé en cinq unités distinctes : celles de Jbel Wawrmast, de Jbel Afraou, de Tamanart, de Goulimine et d'Akka ([Figures.I-11,12](#)). Ces unités représentent des équivalences latérales de faciès, avec des variations lithologiques minimales. Elles sont principalement constituées de pélites vertes, entre lesquelles se trouvent des couches de grès fins et des argiles silteuses contenant des Paradoxides. Ces formations montrent une alternance de dépôts grésopélitiques de couleur vert olive ([Destombes et al., 1985](#) ; [Geyer, 1995](#)).

- **Les Grès de Tabanit (Grès à Conocoryphes et Lingules)**

Ces grès ont été identifiés pour la première fois dans le Jbel Tabanit, près d'Akka, dans l'Anti-Atlas occidental. Ces sédiments arénacés à Tigillites, avec une épaisseur de 10 à 200 mètres, forment une crête séparant les schistes des Feïjas internes des sédiments ordoviciens supérieurs ([Destombes et al., 1985](#)). Le groupe de Tabanit se divise en quatre formations : (i) Rich Khelifa, constitué de grès et conglomérats ; (ii) Bailiella, avec des shales verts et des nodules calcaires ; (iii) Azlag, comportant des bancs massifs de grès alternant avec des shales fins ; et (iv) Jbel Lmgaysmat, composé de grès conglomératiques et d'alternances de shales et de grès ([Destombes et al., 1985](#)). Au sud-ouest de Tafilalet, le Cambrien moyen présente une activité magmatique importante ([Benharref et al., 2014c](#) ; [Raddi, 2014](#) ; [Poulet et al., 2018](#)).

V.1.2.2. Ordovicien

L'Ordovicien est largement exposé dans le sud du Maroc, où il constitue, avec d'autres séries du Paléozoïque inférieur, la couverture du socle précambrien de l'Anti-Atlas ([Figure.I.11,12](#)). Ces affleurements sont particulièrement développés sur le versant sud de l'Anti-Atlas. La qualité des affleurements, ainsi que la régularité et la continuité de ses strates, riches en faune diversifiée (brachiopodes, trilobites, échinodermes et graptolites), ont suscité de nombreuses études biostratigraphiques et sédimentologiques approfondies ([Choubert, 1943](#) ; [Destombes, 1962](#) ; [1968](#) ; [1971](#) ; [Destombes et al., 1985](#) ; [Alvaro et al., 2006](#)). Ces recherches incluent également des corrélations chronostratigraphiques basées sur des niveaux ferrugineux intercalés dans la séquence ordovicienne.

D'après [Choubert \(1943\)](#), les séries ordoviciennes de l'Anti-Atlas central sont subdivisées en quatre principaux groupes lithologiques, qui comprennent deux formations argileuses, les Schistes des Feïjas externes à la base et les Schistes de Ktaoua au sommet, séparées par une

première crête gréseuse nommée le Premier Bani. L'ensemble est surmonté par une seconde crête gréseuse, le Deuxième Bani. Cette subdivision morphologique, bien définie dans le paysage de l'Anti-Atlas central, devient plus complexe latéralement avec l'apparition de barres gréseuses au sein des unités argileuses.

a) **Les Schistes des Feijas externes (Trémadoc - Llanvirm)** : Les deux formations argileuses sont séparées par des niveaux grés-quartzitiques, comprenant les schistes de Fezouata, les grès du Ziniqui ([Destombes et al., 1985](#)) ainsi que les schistes de Tachilla. Ces roches forment le socle de la deuxième dépression argileuse entourant les boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas ([Choubert, 1943](#)), située entre les crêtes gréseuses de Tabanit et du Premier Bani.

a) **Les schistes de Tachilla (Llanvirm)** : Les schistes de Tachilla forment une séquence étendue, principalement composée de silts argileux gris-bleu, avec des intercalations de couches gréseuses ou carbonatées, de 20 à 150 m d'épaisseur dans l'Anti-Atlas oriental. Ils sont séparés des schistes de Fezouata par des couches ferrugineuses. La limite supérieure de cette formation est caractérisée par un niveau de fer oolithique, qui constitue la base des Grès du Premier Bani ([Baïdder, 2007](#)).

b) **Les grès du Premier Bani (Llandeilo)** : Cette formation constitue l'un des éléments morphologiques les plus distinctifs de l'Ordovicien au sein de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas. Elle se compose principalement de grès et quartzites à granulométrie croissante, séparés des grès argileux verts, et surmontée par des niveaux ferrugineux bien développés à Imi-n'Tourza (région d'Alnif, Anti-Atlas oriental). Avec une épaisseur d'environ 550 m dans la région de Zagora, cette formation subit un amincissement marqué vers l'est et le sud-ouest de l'Anti-Atlas, atteignant moins de 200 m dans le Tafilalet. Ces grès, déposés en milieu marin peu profond et issus de l'érosion du socle, reflètent une importante transgression marine à l'échelle de l'Anti-Atlas ([Destombes et al., 1985](#)).

c) **Les schistes de Ktaoua** : Cette formation, définie par [Choubert \(1952\)](#), se situe dans la vaste plaine près de Tagounite, dans la partie centro-occidentale de l'Anti-Atlas. Elle est généralement constituée d'une épaisse série argileuse, avec une épaisseur variant de 250 à 500 m, entre les grès du Premier Bani à la base et ceux du Deuxième Bani au sommet ([Figure.I.11, 12](#)). Cette série se compose de deux unités argileuses, séparées par des niveaux de grès et de quartzites. Les schistes de Ktaoua présentent une diminution de leur épaisseur en direction de l'est et de l'ouest de l'Anti-Atlas ([Destombes et al., 1985](#)). Dans le Tafilalet, un biostrome de calcaires à Bryozoaires se développe au Caradoc supérieur ([Piqué, 2007](#)).

d) **Les grès du Deuxième Bani** : Cette formation constitue le deuxième trait caractéristique de la morphologie de l'Anti-Atlas, représentant la dernière unité gréseuse résistante qui coiffe l'ensemble de l'Ordovicien sous forme de cuesta, face aux basses plaines siluro-dévonniennes de Drâa ([Piqué, 2007](#)). Elle inclut des conglomérats et des surfaces érodées, indicateurs d'une glaciation ([Destombes, 1986](#)). Ces formations sont corrélées avec les dépôts glaciogéniques de l'Ordovicien terminal trouvés dans le Hoggar, contemporains des sédiments glaciaires de l'Ashgill supérieur en Afrique du Nord ([Deynoux et al., 1978](#)). Dans le Tafilalet nord-oriental, ces grès passent latéralement à des calcaires à bryozoaires ([Destombes, 1968](#)).

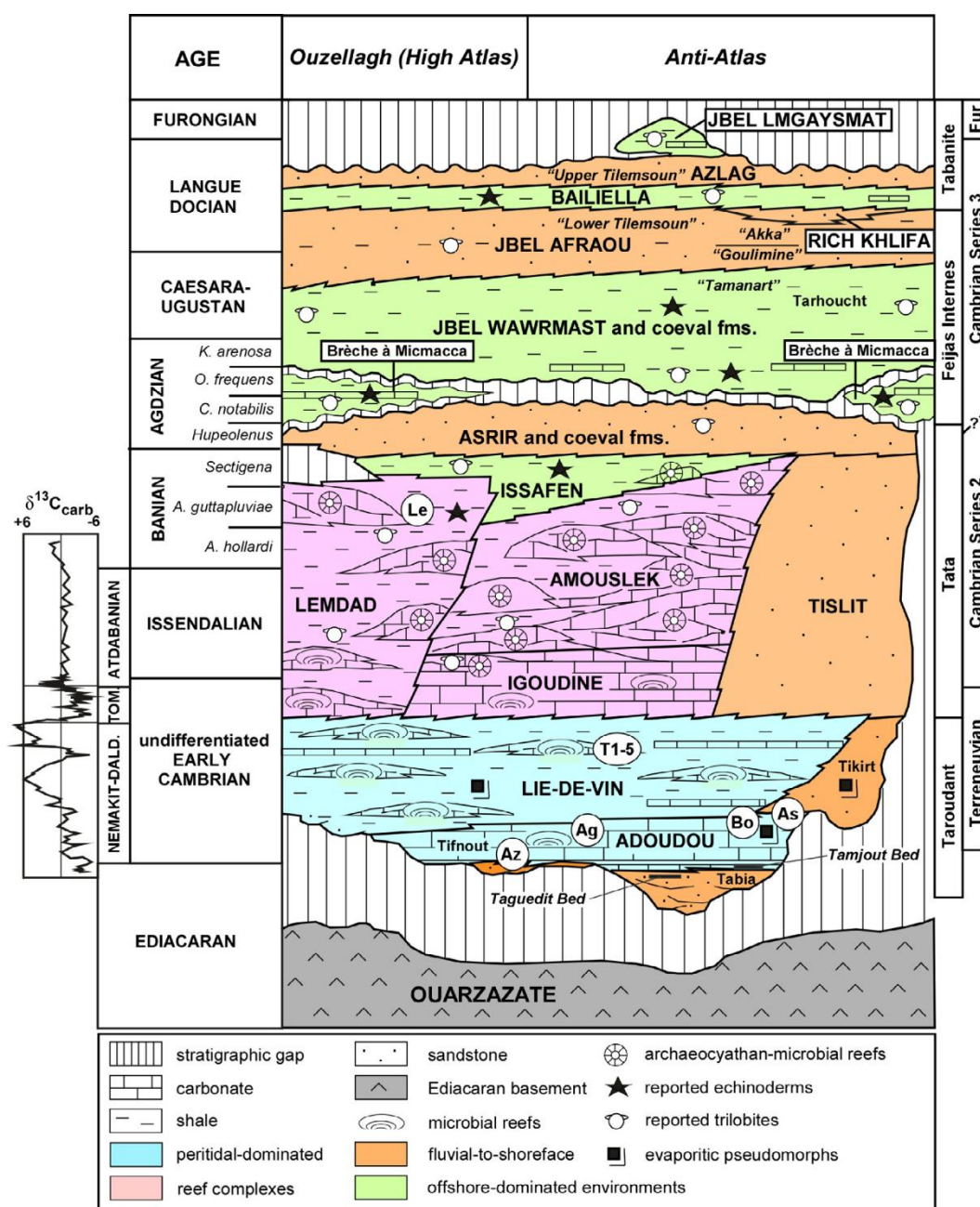


Figure I-11. Schéma des unités stratigraphiques de la transition Néoprotérozoïque-cambrienne dans l'Anti-Atlas et le Haut-Atlas (Álvaro et al., 2014).

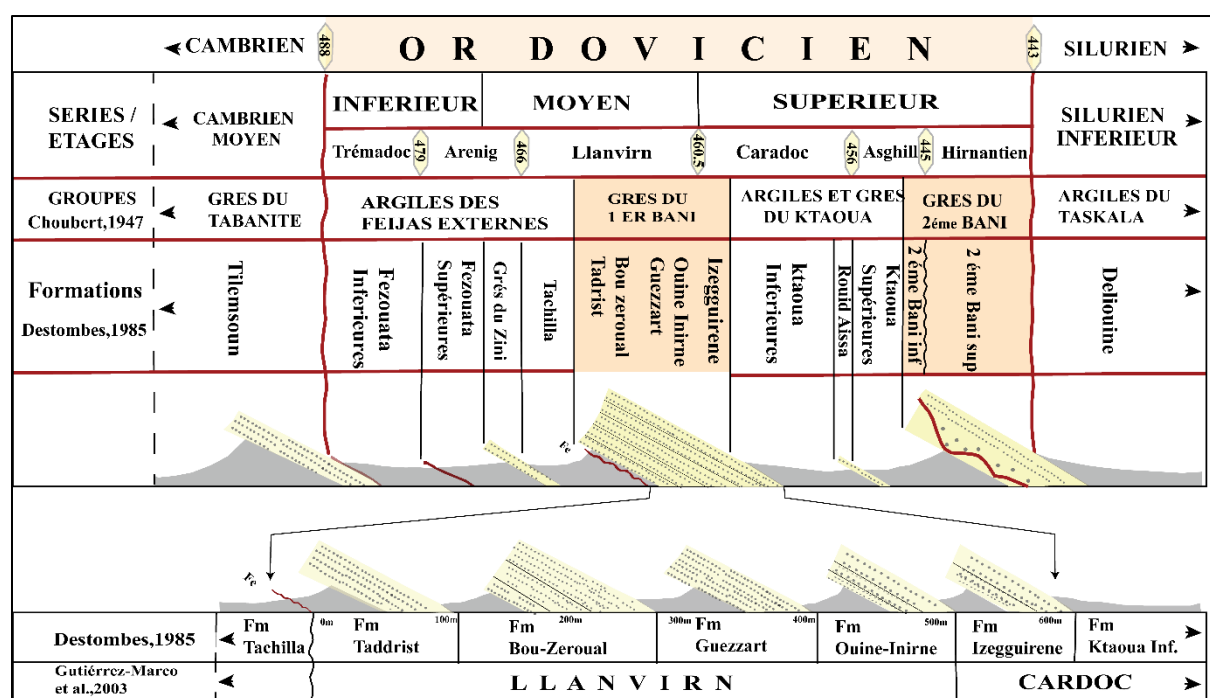


Figure I-12. Découpage lithostratigraphique de l'Ordovicien dans l'Anti-Atlas (Choubert, 1943, 1947 ; Destombes et al., 1985 ; Gutierrez-Marco et al., 2003).

V.1.2.3. Silurien

Le Silurien se distingue par une dépression située entre les dernières barres gréseuses de l'Ordovicien et les Richs dévoniens. Cette période, décrite par [Destombes et al. \(1985\)](#) ainsi que par [Lüning et al. \(2000\)](#), est marquée par une transgression silurienne déclenchée après la fonte de la calotte glaciaire ordovicienne, créant un environnement calme et réducteur favorable à la prolifération des graptolites et au dépôt d'argilites noires pyriteuses. La sédimentation silurienne dans l'Anti-Atlas, étudiée notamment par [Robert-Charrue \(2006\)](#) et [Piqué \(2007\)](#), témoigne de cette dynamique avec une sédimentation continue et relativement constante, particulièrement dans la partie sud ([Figure I-12-13](#)).

La série silurienne, caractérisée par un conglomérat et des grès en plaquettes, est suivie de shales et d'argilites sombres riches en matière organique et parfois en nodules carbonatés, avant de s'achever avec une séquence argilo-calcaire datant du Ludlow. Dans l'Anti-Atlas oriental, selon [Piqué \(2007\)](#), les affleurements incluent des schistes noirs à graptolites et des calcaires à orthocères, bien que des coupes continues de cette période soient rares.

La formation de Tizi Anbed, étudiée par [Hollard et Willefert \(in Destombes et al., 1985\)](#) et [Baïdier \(2007\)](#), se compose d'un conglomérat basal, de schistes et de grès à graptolites. La formation de Tamrghout, décrite par [Raddi \(2014\)](#), comprend des niveaux argileux à nodules

carbonatés. Enfin, les calcaires à orthocères et scyphocinites marquent la transition vers le Dévonien, avec des calcaires à crinoïdes signalant le passage siluro-dévonien.

V.1.2.4. Dévonien

La succession sédimentaire du Dévonien de l'Anti-Atlas oriental, riche en découvertes paléontologiques, a fait l'objet de nombreuses études ([Hollard, 1981, 1985](#) ; [Wendt, 1985](#) ; [Destombes et Hollard, 1986](#) ; [Wendt, 1991](#) ; [Belka et Wendt, 1992](#) ; [Mounji, 1999](#)). La sédimentation marno-calcaire devient de plus en plus fréquente dès la fin du Silurien et au début du Dévonien, pour dominer largement au cours du Dévonien moyen et supérieur. Ce type de dépôts remplace progressivement les séries détritiques de l'Ordovicien et du Silurien ([Massa et al., 1965](#) ; [Hollard, 1974,1981](#)), reflétant des dépôts pélagiques en milieu de plate-forme peu profonde, accompagnés d'une faune abondante et variée.

Depuis les années 1930, la série dévonienne marocaine a suscité un grand intérêt scientifique, avec les premières études menées par [Menchikoff \(1930\)](#), [Clariond \(1934 et 1935\)](#) et [Termier \(1936\)](#). Des études plus détaillées ont débuté au milieu des années 1960, avec des contributions notables de [Hollard \(1958, 1961, 1963, 1967, 1970, 1974, 1981\)](#), [Wendt et Aigner \(1985\)](#), ainsi que des travaux complémentaires réalisés par [Walliser et al. \(1990\)](#), [Becker \(1990\)](#) et [Wendt et Belka \(1991\)](#).

[Hollard \(1981a\)](#) a schématiquement subdivisé la série dévonienne en quatre groupes principaux : le Groupe de Richs (limite Silurien-Dévonien), le Groupe du Megsem-Dersal (Dévonien moyen, Famenien), le Groupe du Draa (Famenien) et le Groupe de Tazout (fin Famenien). Ces groupes se distinguent par des formations calcaires et gréseuses, principalement présentes dans la plaine de Draa, mais également reconnues dans deux grands domaines de l'Anti-Atlas oriental : Tafilalt et Maïder ([Baïdder, 2007](#)).

Cette succession stratigraphique, marquée par l'alternance de dépôts argilo-carbonatés et détritiques, reflète les changements environnementaux au cours du Dévonien, traduisant une transition progressive d'un environnement marin calme vers un enrichissement progressif en matériaux détritiques à la fin du Dévonien supérieur ([Tableau I-3](#))

Tableau I-3. Corrélation révisée des groupes et formations lithostratigraphiques du Dévonien de l'Anti-Atlas oriental selon Hollard (1981) dans Mounji (1998) (modifié)

	DRAA			MAIDER			TAFILALET			
	Groupe	Formation	Lithologie	Groupe	Formation	Lithologie	Groupe	Formation	Lithologie	
FAMENNIEN	TAZOULT	LEFDAR		FEZOU	AGUELMOUS	Grés	TAOUZ	AOUFILAL	Grés	
FRASNIEN	DRAA	DRAA		ISFOUL	Ibaouine	Grés	ERFOUD TAFILALET	Achguig	Calcaires	
GIVETIEN		MGESEM MIDARSAL	Anou Smara					Afrou		
	Ahererouch				Boudib	Calcaires				
					Tabamakhlouf					
					EL Orfal	Calcaires				
EIFELIEN	RICH	N'ekhla		MAIDER				Amerboh	Grés	
EMSIEN			El Ansar			Er Remlia				
		Mdaour el kbir						Seheb Rhassel	El	Calcaires
PRAGUIEN		Merza akhsas			Boutaskiouine	Calcaires		Ihandar		Grés
LOCHKOVIEN		Assa			Ihandar	Grés				
		Lmhafid								

V.1.2.5. Carbonifère

Durant le Carbonifère, la sédimentation gréseuse du Dévonien supérieur se poursuit dans l'Anti-Atlas, signalant un retour marqué du détritisme après une épaisse série de schistes argileux. Cette tendance gréseuse se manifeste par des formations dominées par des alternances de grès et d'argilites, parfois ponctuées de minces intercalations calcaires. Dans le nord de l'Anti-Atlas oriental, en particulier à Jbel Tisdafine dans la région de Tinghir, les dépôts carbonifères illustrent un environnement de sédimentation deltaïque avec une prédominance de grès et de pelites, et quelques niveaux calcaires interstratifiés. Les formations carbonifères de l'Anti-Atlas, décrites depuis les travaux de [Menchikoff \(1930\)](#), sont largement représentées au sud des plaines de Drâa, formant des cuestas qui délimitent le flanc nord du bassin de Tindouf. D'autres affleurements plus réduits se trouvent dans les localités de Maider, Taouz, Tinghir, Skoura et plus à l'est dans le bassin de Bechar ([Baidder, 2007](#)). Toutefois, les calcaires qui couronnent la série dans le nord sont absents dans le sud-est de l'Anti-Atlas oriental, soulignant

des variations régionales dans la distribution des dépôts carbonifères (Baidder, 2007 ; Robert-Charrue, 2006).

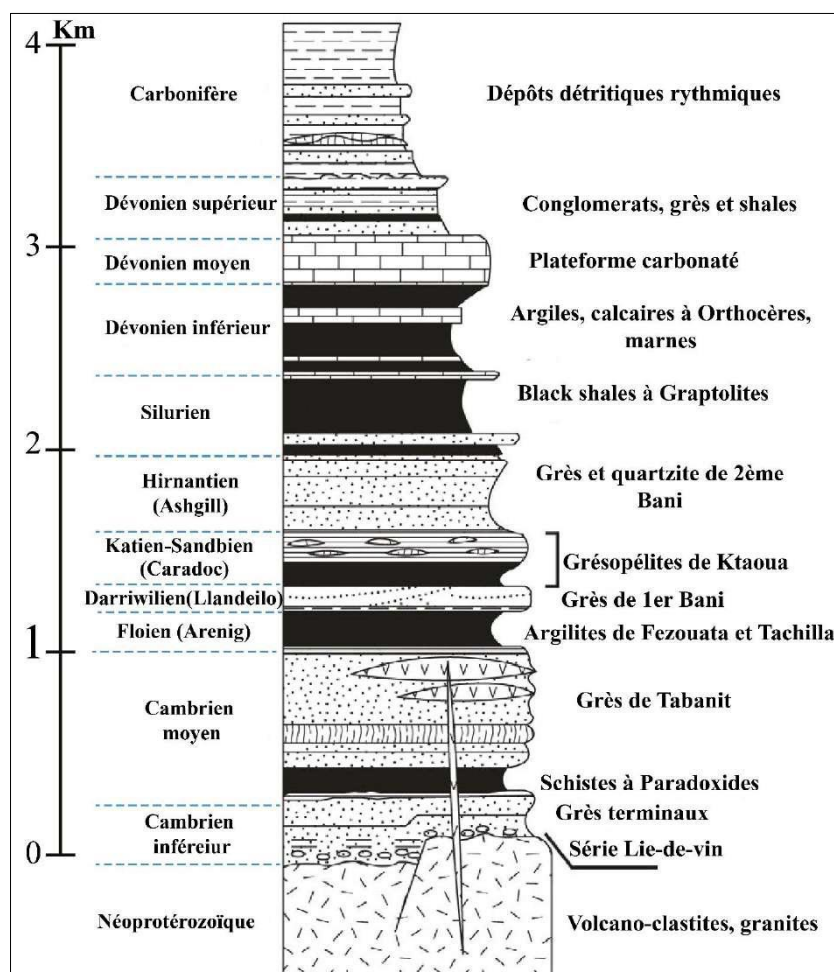


Figure I-13. Colonne lithostratigraphique simplifiée de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental (Baidder et al., 2007).

V.1.2.6. Formation post-paléozoïque

Après l'orogénèse varisque, la chaîne de l'Anti-Atlas a connu une phase de stabilité tectonique. Son évolution post-paléozoïque est influencée par deux événements tectoniques majeurs. Le premier est lié à l'ouverture de l'océan Atlantique au Mésozoïque, entraînant la formation de roches magmatiques (Baidder, 2007). Le second événement, survenu au Cénozoïque, correspond à l'inversion tectonique liée au raccourcissement alpin et à la formation de la chaîne atlasique (Soulaïmani, 1998).

Les premières formations magmatiques datant du Trias et du Jurassique sont constituées de sills et de dykes doléritiques. Ces structures suivent les fractures orientées NE-SW, avec des exemples notables à Fom-Zguid et Irherm (Leblanc, 1976 ; Sahbi et al., 2004). De plus, des

roches gabbroïques d'affinité géochimique alcaline, datées à environ 140 millions d'années, sont présentes dans le bassin de Maider ([Salmon et al., 1986](#)). La couverture triasique et jurassique est absente dans l'Anti-Atlas, à l'exception des bassins côtiers atlantiques à l'ouest et de la bordure nord le long de la faille sud atlasique ([Soulaimani, 1998](#) ; [Baïdder, 2007](#)).

La première sédimentation post-paléozoïque se produit au Crétacé supérieur, avec une transgression marine épicontinentale qui envahit les domaines internes de l'Anti-Atlas. Cela entraîne des dépôts subhorizontaux discordants par rapport aux terrains paléozoïques érodés ([Soulaimani, 1998](#) ; [Baïdder, 2007](#)). Les dépôts infra-cénomaniens, d'origine continentale, sont suivis par une sédimentation de plateforme carbonatée durant le Cénomaniens-Turonien ([Baïdder, 2007](#)). Ces formations constituent de larges plateaux, appelés 'Hamadas' ([Soulaimani, 1998](#)).

Enfin, après une lacune sédimentaire au Paléocène, des dépôts continentaux et lacustres se sont mis en place durant le Miocène et le Pliocène ([Soulaimani, 1997](#)).

V.2. Evolution géodynamique de l'Anti-Atlas oriental

Les terrains paléozoïques du Maroc sont largement exposés dans des régions telles que l'Anti-Atlas, le Haut Atlas, le Moyen Atlas, et la Meseta. Plusieurs études, dont celles de [Hoepffner et al. \(2006\)](#) et [Pelleter et al. \(2007\)](#), ont mis en évidence une évolution tectonique complexe, marquée par plusieurs phases témoignant d'une histoire géodynamique polyphasée. Dans ce cadre, quatre événements tectoniques majeurs ont été identifiés, allant de la phase pré-varisque à la phase néovarisque. Le tableau ci-dessous récapitule ces événements et leurs impacts sur les différentes régions du Maroc ([Tableau I-4](#)).

Tableau I-4. Les événements tectoniques majeurs du paléozoïque au le Maroc et leurs répercussions régionales (Hoepffner et al., 2005, 2006 ; Pelleter, 2007)

Événement tectonique	Période	Régions affectées	Caractéristiques principales
Phase calédonienne (pré-varisque)	450-430 Ma	Terrains allochtones de la zone de Sehoul	Formation des structures pré-varisques, en particulier dans les terrains allochtones.
Phase éovarisque	370-360 Ma	Meseta orientale	Déformation intense, bien développée dans la région orientale de la Meseta.
Phase mésovarisque (intra-varisque)	330-320 Ma	Meseta centrale et orientale	Réorganisation tectonique avec des déformations notables dans les parties centrale et orientale de la Meseta.
Phase néovarisque à tardivarisque	300-290 Ma	Zones occidentales, Anti-Atlas, domaines orientaux	Réactivation des structures héritées, avec une déformation majeure dans les zones occidentales et l'Anti-Atlas.

Cette série d'événements tectoniques a profondément influencé la géologie du Maroc, chaque phase contribuant à la formation des structures actuelles.

La structuration géodynamique de la chaîne paléozoïque de l'Anti-Atlas a fait l'objet de nombreuses études approfondies (Hollard, 1960 ; Wendt, 1985 ; Azizi et al., 1990 ; Soulaïmani et al., 2004 ; Baidder, 2007 ; Raddi et al., 2007 ; Baidder et al., 2008 ; Michard et al., 2008 ; Lubeseder et al., 2010 ; Ait Daoud et al., 2020). Ces recherches soulignent principalement l'importance de la tectonique pré-orogénique et varisque dans la formation de cette chaîne. D'autres chercheurs, tels que Hoepffner et al. (2006) et Pelleter et al. (2007), ont mis en avant la réactivation des structures précambriennes, initiant des changements sédimentaires et un soulèvement important. Des études récentes (Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Soulaïmani et al., 2014) confirment également l'impact de ces failles héritées du Précambrien dans le contrôle de la variation d'épaisseur et de faciès des formations cambriennes, orientées principalement selon des directions E-W et NW-SE (Baidder, 2007 ; Raddi, 2014).

Les structures de séismites observées dans la série sommitale des grès de Tabanit, datant du Cambrien moyen, ainsi que la présence de paléofailles normales, indiquent une instabilité tectonique significative durant cette période. Ces éléments ont été interprétés comme des marqueurs d'une tectonique extensive cambrienne (Baidder, 2007 ; Raddi, 2014). Au cours de cette époque, la phase de rifting dans l'Anti-Atlas oriental est également marquée par un

volcanisme calco-alcalin, particulièrement bien représenté au sud de l'Ougnat (Baidder, 2007 ; Raddi, 2014). En outre, les travaux de Baidder (2007), Raddi (2014), et Soulaïmani et al. (2003, 2014) soulignent que l'extension NW-SE, contrôlée par des failles normales orientées N70 et des décrochements sénestres NW-SE, est un facteur clé dans le processus de rifting cambrien (Figures. I-14-15)

Les mouvements d'extension survenus durant l'Ordovicien se traduisent par d'importantes variations dans l'épaisseur de la colonne sédimentaire, s'étendant du sud-ouest au nord-est le long des bassins de Maider et de Tafilalet (Destombes et al., 1985 ; Baidder, 2007). Cette dynamique est illustrée par des glissements de terrain (slumps) et des séismes sédimentaires (séismites) (Raddi, 2014). Dans le Groupe du Deuxième Bani, l'abondance de séismites, ainsi que la présence de brèches d'escarpement et de slumps de grande taille, apportent des preuves supplémentaires de cette activité tectonique extensive. Des mouvements de failles orientées NW-SE ont également été observés au Caradoc-Ashgil, avec des isopaques des formations d'âge Caradoc suivant cette orientation, en parallèle aux grandes failles. Par ailleurs, la différenciation des formations permet de distinguer trois zones principales : la plate-forme de Tafilalet nord-oriental, le talus correspondant à l'axe Ougnat-Ouzina, ainsi que le bassin de Maider (Baidder, 2007 ; Destombes, 1985 ; Raddi, 2014).

Le Silurien est considéré comme une période de stabilité tectonique, marquée par une élévation du niveau de la mer et le dépôt de schistes noirs à graptolites (Destombes et al., 1985; Lüning et al., 2000). La structuration de l'Anti-Atlas oriental résulte de la phase de raccourcissement de l'orogénèse varisque, appelée namuro-westphalienne, orientée NW-SE (Baidder, 2007 ; Michard et al., 2008). Cette phase est responsable de la formation de plis E-W à ENE-WSW avec de grands rayons de courbure. Dans le versant nord-est de la boutonnière de Saghro, cette direction est relativement visible, tandis que dans la région du Tafilalet-Maïder, la compression NE-SW est plus prononcée (Baidder, 2007).

Une tectonique de blocs basculés caractérise la période du Dévonien moyen-supérieur, résultant d'un système de failles normales (Wendt, 1985 ; Raddi et al., 2007 ; Baidder, 2007 ; Baidder et al., 2008 ; Raddi, 2014). Cet événement d'extension a été mis en évidence par des slumps géants, des discordances angulaires et des failles normales synsédimentaires, certaines affichant un rejet de plusieurs dizaines de mètres (Wendt, 1985). La tectonique d'extension dévonienne a été particulièrement marquée dans les bassins de Maider et de Tafilalet sud, où

elle révèle une extension multidirectionnelle, dominée par une orientation nord-sud (Baidder et al., 2008).

La couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental a subi un plissement en réaction au raccourcissement hercynien durant le Carbonifère supérieur (Baidder, 2007 ; Burkhard et al., 2006 ; Raddi et al., 2007 ; Gasquet et al., 2008 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Baidder et al., 2016). Les failles du socle précambrien ont été mises en évidence comme des éléments clés dans l'orogénèse hercynienne qui s'est produite à travers toute la région de l'Anti-Atlas, comme l'indiquent de nombreuses études (Soulaïmani et al., 1997 ; Soulaïmani, 1998 ; Caritg et al., 2004 ; Burkhard et al., 2006 ; Michard et al., 2008 ; Soulaïmani et al., 2014 ; Baidder et al., 2016). La couverture paléozoïque est majoritairement constituée de dépôts terrigènes, ce qui lui confère une certaine ductilité. Ainsi, elle a réagi à la compression varisque par des structures ductiles, contrairement aux terrains précambriens plus rigides qui ont principalement subi une déformation fragile (Burkhard et al., 2006 ; Raddi, 2014 ; Raddi et al., 2007 ; Robert-Charrue et Burkhard, 2008).

L'orogénèse hercynienne dans l'Anti-Atlas se caractérise par une compression de direction NW-SE, responsable de plis E-W à ENE-WSW, particulièrement marqués sur le versant nord-oriental de la boutonnière de Saghro. Dans la région de Tafilalt-Maïder, la compression NE-SW prédomine (Baidder, 2007 ; Raddi et al., 2007), entraînant des plis NW-SE et des décrochements sénestres inverses le long des failles panafricaines réactivées. La tectonique triasico-liasique a conduit à l'épaulement des boutonnières de l'Ougnat et de Saghro, situées au bord sud du rift atlasique (Baidder, 2007). Cette extension, principalement de direction NW-SE, est régie par des failles NE-SW (Ait Brahim et al., 2002 ; de Lamotte et al., 2008 ; Raddi, 2014). Par la suite, l'Anti-Atlas oriental a connu un soulèvement lié à la compression alpine à la fin du Miocène (Robert-Charrue, 2006 ; Baidder, 2007 ; Malusà et al., 2007). La tectonique atlasique s'est manifestée par une activité magmatique triasico-liasique, marquée par des dykes et des sills dans les séries paléozoïques, et l'intrusion de norites de Mecissi au sud du massif de l'Ougnat (Salmon et al., 1987).

L'analyse de la tectonique hercynienne dans l'Anti-Atlas oriental a été abordée par plusieurs études (Ait Daoud et al., 2020 ; Ait Daoud, 2021 ; Baidder, 2007 ; Baidder et al., 2008 ; Raddi et al., 2007 ; Robert-Charrue et Martine-Burkhard, 2008), qui ont mis en évidence une subdivision polyphasée de cette orogénèse en quatre phases, synthétisées ci-dessous (Figures I-15,16).

- **Phase Eovarisque**

La phase Eovarisque, qui s'étend du Dévonien inférieur au supérieur, est caractérisée par l'extension et la dislocation de la plate-forme dans l'ensemble de l'Anti-Atlas. Elle a entraîné la formation de blocs basculés plurikilométriques orientés vers le Sud et l'Est. Ce processus est contrôlé par la réactivation de failles panafricaines, qui ont agi en extension dans les directions ENE et NNW, notamment au nord de la faille d'Oumejrane-Taouz pendant le Dévonien (Soulaimani et al., 1998, 2004 ; Baïdder, 2007). Les failles principales ont révélé un jeu normal dominant, se déclinant en trois directions majeures : NE-SW, ENE-WSW à ESE-WNW, et NNE-SSW.

- **Une phase Mésoovarisque**

Cette phase représente l'étape majeure de l'orogénèse hercynienne dans l'Anti-Atlas oriental. Elle est marquée par la structuration des terrains antévisiens en blocs basculés, formant des grabens dissymétriques et des demi-grabens s'étendant principalement dans les directions E-W et ENE (Soulaimani, 2003 ; Baïdder (2007)). La tectonique de cette phase est dominée par la réactivation des anciens accidents panafricains orientés ENE, qui se transforment en décrochements senestres extensifs selon un système de pull-apart. Les directions principales de ces décrochements incluent E-W, ENE-WSW et NW-SE. En outre, la réactivation des failles ENE-WSW en décrochements extensifs renforce cette structuration, avec une compression maximale orientée ENE-WSW.

- **La phase Néovarisque**

La phase Néovarisque, datée du Namuro-westphalien, se caractérise par une contrainte orientée NW-SE, entraînant une tectonique compressive polyphasée. Cette phase est notable pour la présence de multiples axes de plis, orientés de l'E-W à l'ENE-WSW, affichant un grand rayon de courbure, particulièrement sur le versant nord de Saghro et le flanc nord de l'Ougnat. De plus, elle est associée à des décrochements dextres dominants, ainsi qu'à des mouvements normaux ou inverses le long des principaux accidents panafricains.

- **Une phase compressive tardivarisque**

Une phase compressive tardivarisque, orientée NE-SW et datée du Stéphanien-Permien, a affecté l'Anti-Atlas oriental, en particulier le bassin de Maider. Cette compression se

manifeste par l'apparition de plis orientés ESE-SE, ainsi que par des décrochements senestres le long des failles panafricaines, dont les directions varient entre N70 et N110.

- **Cycle Alpin**

Au cours du cycle alpin, l'Anti-Atlas a été marqué par une activité magmatique qui a conduit à l'intrusion de corps magmatiques au sein des séries paléozoïques de la région. Cette activité a ensuite entraîné le soulèvement des massifs du Saghro et de l'Ougnat ([Figure.I-14](#)).

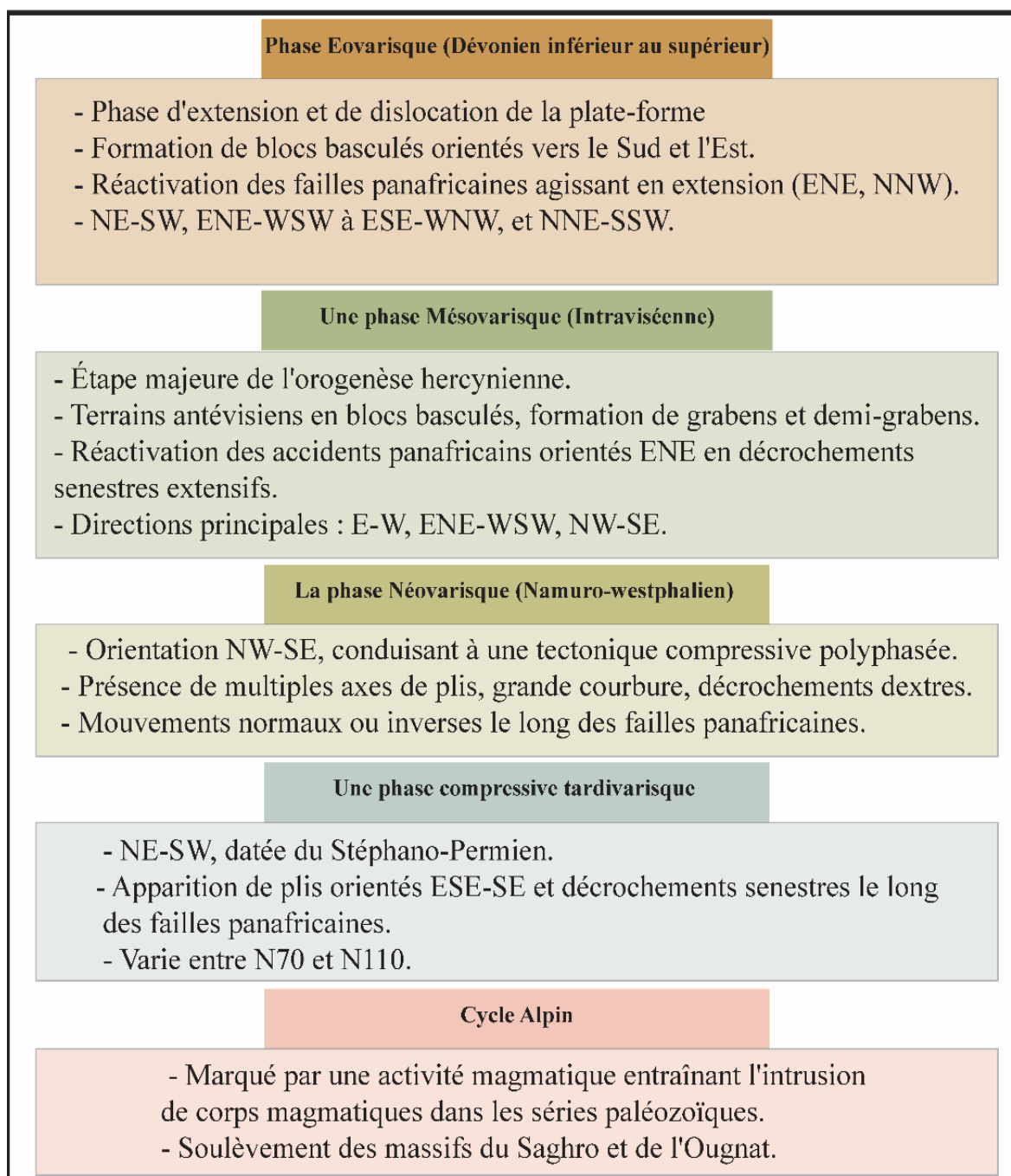


Figure I-14. Synthèse des Phases Tectoniques et Magmatiques de l'Anti-Atlas (données compilées par Baidder, 2007 ; Soulaïmani et al., 1997, 2003).

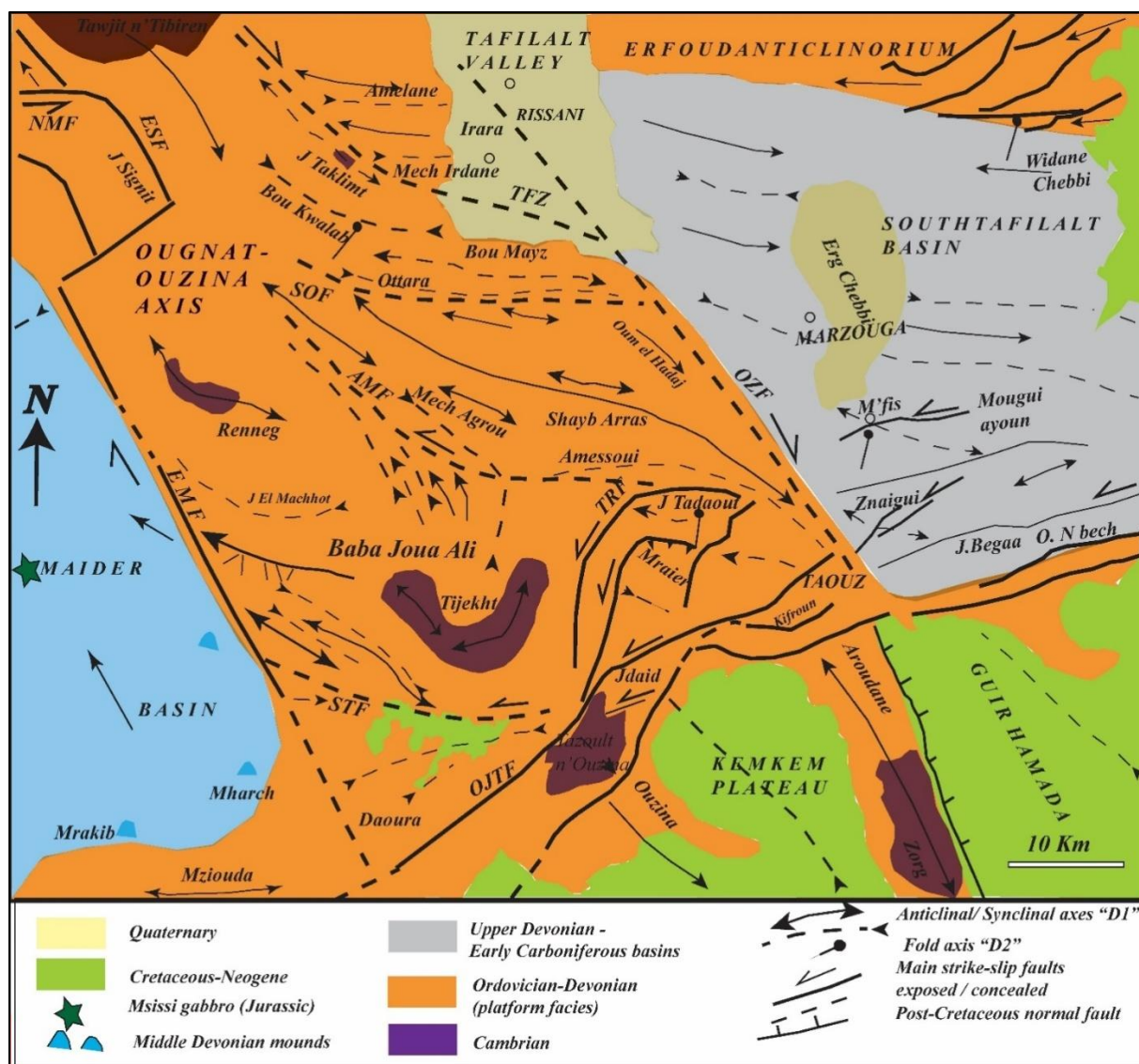


Figure I-15. Carte structurale de l'Anti-Atlas Oriental – région de Tafilalt-Maider, établie à partir de l'interprétation d'images satellitaires et de la carte géologique du Maroc à l'échelle 1 : 200 000 (Destombes et Hollard, 1986, notices explicatives des cartes de Tafilalt 1 : 50000 (Álvaro et al., 2014 ; Benharref et al., 2014a-c) et observations de Baidder et al. (2016).

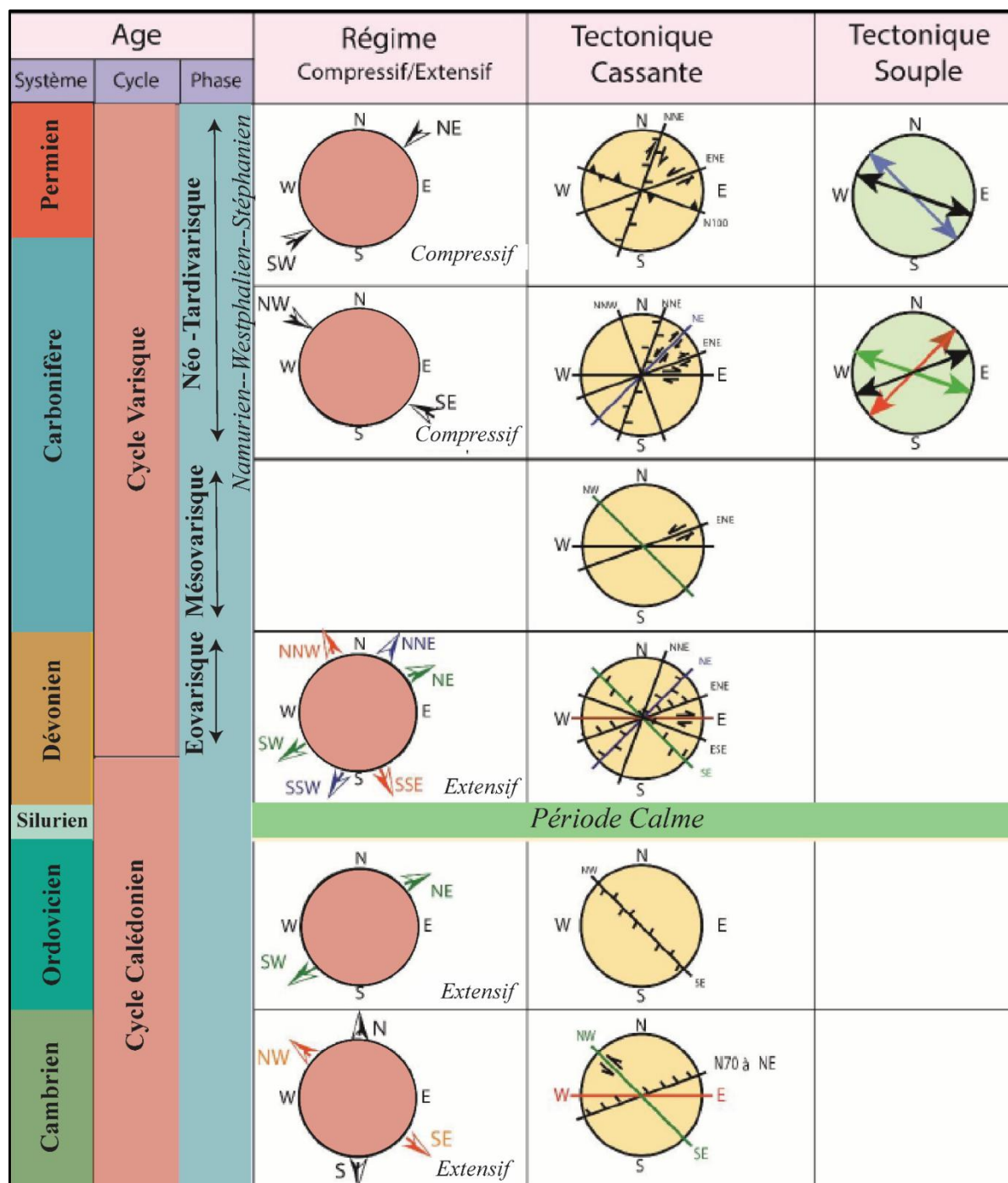


Figure I-16. Synthèse des États de Contraintes et des Structures Hercyniennes et Post-Hercyniennes de l'Anti-Atlas Oriental (D'après les Études de Baïdier et al., 2007 et 2008).

V.3. Potentiel minéral de l'Anti-Atlas oriental

L'Anti-Atlas oriental recèle une variété d'occurrences de gisements minéralisés, se trouvant aussi bien dans le socle précambrien que dans la couverture paléozoïque. Cette région abrite un grand nombre de gisements métallifères appartenant aux groupes Ag-Au-Ni-Co-Cu-

Pb-Zn, attirant l'attention des chercheurs en raison de l'abondance des indices minéralogiques découverts (Tableau I-5). Parmi les gisements les plus remarquables, on peut citer (Figure I-17):

- **Bou Skour (Cu-Ag)** : Gisement principalement riche en cuivre et argent.
- **Tiouit (Au-Cu-Ag-Zn)** : Reconnu pour ses minéralisations en or, cuivre, argent et zinc.
- **Tagmout (Cu-Ag)** : Important site pour le cuivre et l'argent.
- **Sidi Flah (Ag)** : Gisement essentiellement argentifère.
- **Kelaat M'Gouna (Au)** : Connu pour ses ressources en or.
- **Tizi Moudour (Cu-Ag)** : Gisement de cuivre et d'argent.
- **Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au)** : Gisement polymétallique avec des teneurs importantes en plomb, zinc, cuivre, argent et or.
- **Imiter (Ag-Hg)** : Un des plus grands gisements d'argent, accompagné de traces de mercure.
- **Oumjrane (Cu-Pb-Zn-Ba)** : Connu pour ses ressources en cuivre, plomb, zinc et barytine.
- **Tafilalet (Ba-Pb-Zn-Cu)** : Gisement polymétallique avec des concentrations de barytine, plomb, zinc et cuivre.

Tableau I-2. Synthèse des principaux gisements et indices minéralisés localisés dans la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental.

Gisement	Contexte géologique	Type	Substance (s) exploitable (s)	Références
Imi n'Tourza	Dans l'Ordovicien, se concentrent à des surfaces d'omission et comprennent des corps, des lentilles et des couches remaniées, contenant principalement de la magnétite et de l'hématite.	Minéralisation filonienne	Fe	Raddi et al., 2011 ; Baïdder, 2007 ; Destombes et al, 1985 ; Destombes, 1963 .
Tadaout-Tizi n'Rs as	Ce site présente des dykes doléritiques déformés par la tectonique varisque, avec une orientation NNW indiquant un raccourcissement.	Minéralisation filonienne	Pb et barytine	Ait Daoud et al., 2020
Oumejrane	Le gisement de Bounhas est situé dans des roches sédimentaires de nature grésio-pélitique de l'Ordovicien supérieur, avec des veines minéralisées orientées E-W le long de failles issues de déformations cassantes.	Minéralisation filonienne	Cu et Pb	Kharis, 2015 ; Kharis et al., 2011 ; Boissavy, 1979
M'fis		Minéralisation filonienne	Pb et barytine	Makkoudi, 1995
Tijekht	La zone de Tijekht, située dans la ride Ougnat-Ouzina, présente un massif cambrien orienté est-ouest, où les fractures NE-SW, parallèles à la Faille d'Oumejrane-Taouz, contrôlent les minéralisations filoniennes. Ces fractures ont favorisé la circulation des fluides minéralisateurs dans un contexte tectonique complexe.	Minéralisation filonienne	Cu et barytine	Baïdder et al., 2016 Saïdi et al., 2020
Cheib Ras	Le contexte géologique de Cheib-Rass, dans le domaine minier de Tafilalet, est marqué par des formations paléozoïques affectées par un pli anticlinal ESE-WNW. Les minéralisations sont contrôlées par des failles NE-SW, résultant d'une phase tectonique post-varisque liée au rifting de l'Atlantique Central.	Minéralisation filonienne	Pb et barytine	Ait Daoud et al., 2020 Makkoudi, 1995
Ras Kammouna	Ras Kammouna présente une tectonique souple, caractérisée par deux phases de plissement, l'une WNW-ESE et l'autre N-S, liées à des déformations hercyniennes. Le secteur abrite un champ filonien minéralisé.	Minéralisation filonienne	Cu, Pb, Barytine et Fe	Es-Sabbar et al., 2020, 2024
Baba Jou Ali	Baba Joua Ali se situe dans la partie sud de la boutonnière d'Ougnat, où les minéralisations se trouvent dans les formations du Groupe Ordovicien supérieur. Ces minéralisations, principalement en cuivre, barytine et améthyste, sont contrôlées par des failles orientées N-S à NE-SW, liées à l'orogénèse varisque.	Minéralisation filonienne	Cu, Ba, et Améthyste	Courba et al.,2023, 2024

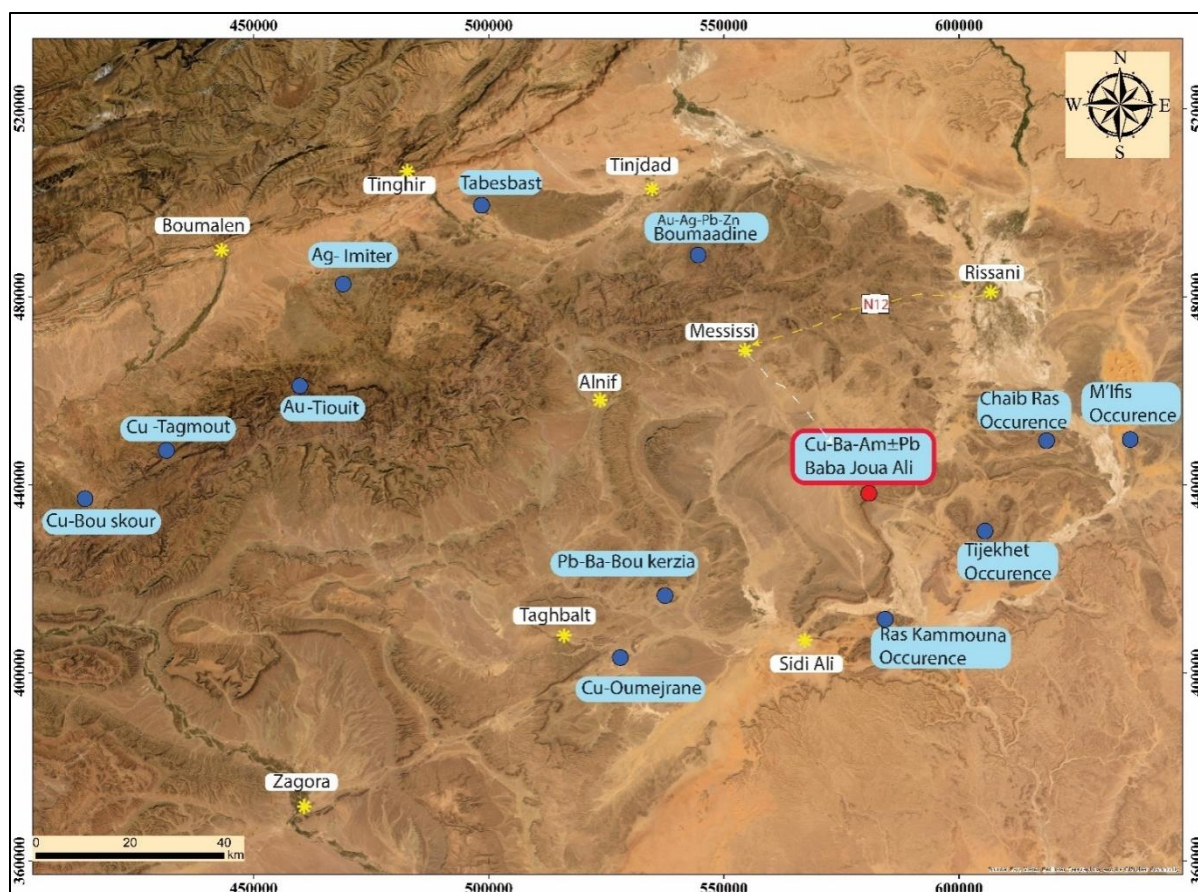


Figure I-17. Image Google Earth représentant la distribution des principales minéralisations de l'Anti-Atlas Oriental (Courba et al., 2024).

VI. Conclusion

Le massif précambrien de l'Anti-Atlas oriental, illustré par les deux boutonnières de Saghro et de l'Ougnat, se compose uniquement de terrains néoproterozoïques. Ces terrains sont divisés en deux groupes distincts, séparés par une importante discordance, et traversés par plusieurs intrusions plutoniques. La couverture paléozoïque, relativement mince dans cette région de l'Anti-Atlas, repose en faible discordance sur le socle précambrien des deux groupes. Elle comprend l'ensemble de la série paléozoïque, depuis le Cambrien inférieur jusqu'au Carbonifère inférieur.

Au Cambrien inférieur et moyen, la tectonique en distension se manifeste par des failles normales et l'établissement de basaltes alcalins et tholéitiques, ainsi que des basaltes andésitiques, au sein des « Schistes à Paradoxides » et des « Grès de Tabanit ». L'Ordovicien se distingue par une forte présence de séismites et de grands slumps, indicatifs d'une activité tectonique continue. Au Dévonien moyen et supérieur, cette tectonique extensionnelle atteint son maximum, avec une extension multidirectionnelle entraînant la formation d'une mosaïque

de blocs basculés vers le sud et l'est. Cette dislocation majeure de la croûte fait suite aux événements extensionnels associés au volcanisme alcalin du Cambrien moyen.

L'orogénèse hercynienne dans l'Anti-Atlas est caractérisée par une compression orientée NW-SE, entraînant la formation de plis E-W à ENE-WSW, particulièrement visibles sur le versant nord-oriental de la boutonnière de Saghro. Dans la région de Tafilalt-Maider, la compression NE-SW est dominante, produisant des plis NW-SE et des décrochements sénestres inverses le long des failles panafricaines réactivées. La tectonique triasico-liasique a également contribué à l'épaulement des boutonnières de l'Ougnat et de Saghro, en relation avec l'extension du rift atlasique. Plus tard, l'Anti-Atlas oriental a connu un soulèvement lié à la compression alpine à la fin du Miocène. Les études sur la tectonique hercynienne dans cette région ont révélé une subdivision polyphasée de l'orogénèse en quatre phases distinctes.

La séquence des événements tectoniques a transformé l'Anti-Atlas oriental en un domaine polytectonique, facilitant ainsi le contrôle et la formation de concentrations minérales d'une valeur économique significative. Cette dynamique confère à cette région de l'Anti-Atlas son rôle essentiel en tant que zone minière.

Par ailleurs, l'analyse bibliographique des principaux gisements et gîtes minéraux de l'Anti-Atlas oriental indique que ces concentrations se trouvent principalement dans les terrains du socle néoprotérozoïque, soulignant ainsi leur potentiel fertile, notamment pour les métaux précieux. La plupart de ces minéralisations présentent un caractère filonien, suggérant l'importance de la tectonique fragile dans leur formation. De plus, la couverture paléozoïque héberge de nombreux gisements, en grande partie constitués de métaux de base et de minéraux industriels (e.g. Baba Joua Ali).

CHAPITRE II

APPORT DE LA TELEDETECTION A LA CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE DE BABA JOUA ALI

I. Introduction

Au cours des dernières décennies, le progrès de la télédétection et des systèmes d'information géographique a été considérable, apportant des avancées dans divers domaines scientifiques. En géologie, l'accès difficile aux affleurements, ainsi que le coût et la durée des missions de terrain, constituent des facteurs majeurs qui ont favorisé l'usage croissant de la télédétection. Cette technologie permet de surmonter certaines contraintes logistiques tout en offrant des données précises et fiables pour l'étude des formations géologiques et des ressources naturelles. L'utilisation des images satellitaires a été couronnée de succès depuis plusieurs années dans la cartographie géologique ([Essabar, 2022](#) ; [Saidi, 2023](#)). Elle permet de cartographier les unités lithologiques, les réseaux de fractures et les indices d'altérations hydrothermaux, trois aspects fondamentaux pour les études géologiques, en particulier dans le cadre de l'exploration des gisements métallifères.

La cartographie géologique est de plus en plus utilisée dans la prise de décisions liées à l'exploration des ressources naturelles, à la gestion environnementale et à l'aménagement du territoire. Cependant, les méthodes traditionnelles de cartographie et d'exploration minérale, bien que indispensables, sont souvent coûteuses et difficiles à mettre en œuvre, notamment dans des zones géographiquement ou économiquement complexes (accès difficile aux affleurements, vastes superficies à cartographier, conditions d'observation défavorables, etc). Face à ces contraintes, de nouvelles techniques ont été développées. Parmi elles, la télédétection spatiale s'est imposée comme un outil fondamental, permettant d'optimiser les observations de terrain et d'améliorer significativement la précision des cartes géologiques.

Les travaux antérieurs ont largement mis en évidence l'importance de la télédétection pour la cartographie géologique ([Sabins, 1999](#) ; [Amer et al., 2010, 2012](#) ; [Ali et Pour, 2014](#) ; [Pour et al., 2016](#) ; [Si Mhamdi et al., 2016, 2017](#)). Parmi ces études, l'étude des linéaments est une étape essentielle dans le processus de cartographie. De nombreux chercheurs ont exploité l'extraction des linéaments à partir d'images satellitaires pour diverses applications, notamment l'analyse structurale et tectonique ([Won et al., 1997](#) ; [Kim et al., 1999](#); [Madani, 2001](#); [Sedrette et Rebaï, 2016](#); [Si Mhamdi et al., 2017](#)), l'exploration des eaux souterraines ([Bruning, 2008](#) ; [Alonso-Contes, 2011](#)), ainsi que l'exploration des ressources minérales ([Rowan et al., 1991](#); [Mars et Rowan, 2006](#); [Lee et al., 2010](#); [Mathew et Ariffin, 2018](#); [Farahbakhsh et al., 2018](#)).

L'Anti-Atlas oriental se distingue par son importance économique, étant donné la diversité de ses ressources minérales, particulièrement prisées sur le marché mondial. Jbel El Machhot, situé à l'extrémité orientale de cette région, est reconnu pour ses structures géologiques complexes, ses ressources minières variées et son précieux patrimoine paléontologique. [Boissavy \(1979\)](#) a décrit l'Anti-Atlas oriental comme une région riche en minéralisations polymétalliques, en particulier en métaux de base (Cu, Ba, Pb) et en améthyste. Jbel El Machhot, illustre bien cette richesse, avec des minéralisations encaissées principalement dans les terrains sédimentaires grés-pélitiques d'âge ordovicien. Ces formations sont comparables à celles des gisements de Bounhas (Cu, Pb), Afilou n'Khou (Cu) et Rich Marzoug (Cu, Ba, Oumejrane (Cu), Tijekht (Cu, Ba), Rass Kammouna et El Mziouda (Cu, Ba) dans l'Anti Atlas central.

II. Contexte géologique de la zone d'étude

L'Anti-Atlas du Maroc est le domaine structural le plus important du pays et est considéré comme l'un des réservoirs de ressources minérales les plus importants au monde. La partie orientale de ce domaine est caractérisée par deux « boutons » précambriens, Saghro et Ougnat ([Figure.II-1](#)) ([Choubert, 1947, 1963](#) ; [Ennih et Liégeois, 2001](#) ; [Baidder, 2007](#) ; [Baidder et al., 2008](#); [Aabi et al., 2021](#)). Les roches sédimentaires, volcano-sédimentaires et magmatiques constituent le socle précambrien. Les séquences sédimentaires paléozoïques affleurant autour des inliers précambriens de Saghro et Ougnat recouvrent ce socle précambrien ([Figure.II-2](#)). Cet empilement sédimentaire est caractérisé par des carbonates clastiques et terrigènes déposés dans un environnement d'eau peu profonde ([Hollard et Willefert, 1985](#) ; [Destombes et Hollard, 1974](#) ; [Villas et al., 2006](#) ; [Malusa et al., 2007](#)). La zone d'étude est située entre les latitudes 31°00'10" N et 30°70'00" N et les longitudes 4°45'00" W et 4°74'15" W, dans la partie sud du bassin de Maider. Les grès quartzitiques du Premier Bani et les schistes de Ktaoua, surmontés par les grès du Deuxième Bani, sont des formations paléozoïques qui commencent avec les séquences ordoviciennes. Plusieurs intercalations de bancs ferrugineux peuvent être observées dans l'Ordovicien supérieur, souvent sous forme de strates de grès, parfois de conglomérats avec fer oolithique ([Destombes et Hollard, 1986](#) ; [Gasquet et al., 2001](#)) ([Figure.II-3](#)). Les formations siluriennes sont dominées par des schistes (argiles graptolitiques gris-noires), tandis que le Dévonien est dominé par des bancs de calcaire bleu-gris avec des intercalations de marnes et de boues ([Hollard, 1974, 1985](#) ; [Mounji, 1999](#) ; [Talih et al., 2022](#)) ([Figure.II-3](#)).

Comme au Carbonifère, la sédimentation détritique a pris le relais avec l'accumulation de schistes et de grès dans un environnement deltaïque (Robert-Charrie, 2006 ; Robert-Charrie et Burkhard, 2008) (Figure.II-3). Tectoniquement, la zone d'étude a subi une série d'événements d'extension et de raccourcissement, comprenant : d'abord, des failles importantes allant du Cambrien au Dévonien supérieur, indiqués par des failles normales orientées dans deux directions principales : E-W et NE-SW ; ensuite, un raccourcissement tardif varisque du NE au SW (Burkhard et al., 2006 ; Robert-Charrie, 2006 ; Raddi et al., 2007 ; Michard et al., 2008 ; Baidder et al., 2007, 2008, 2016)

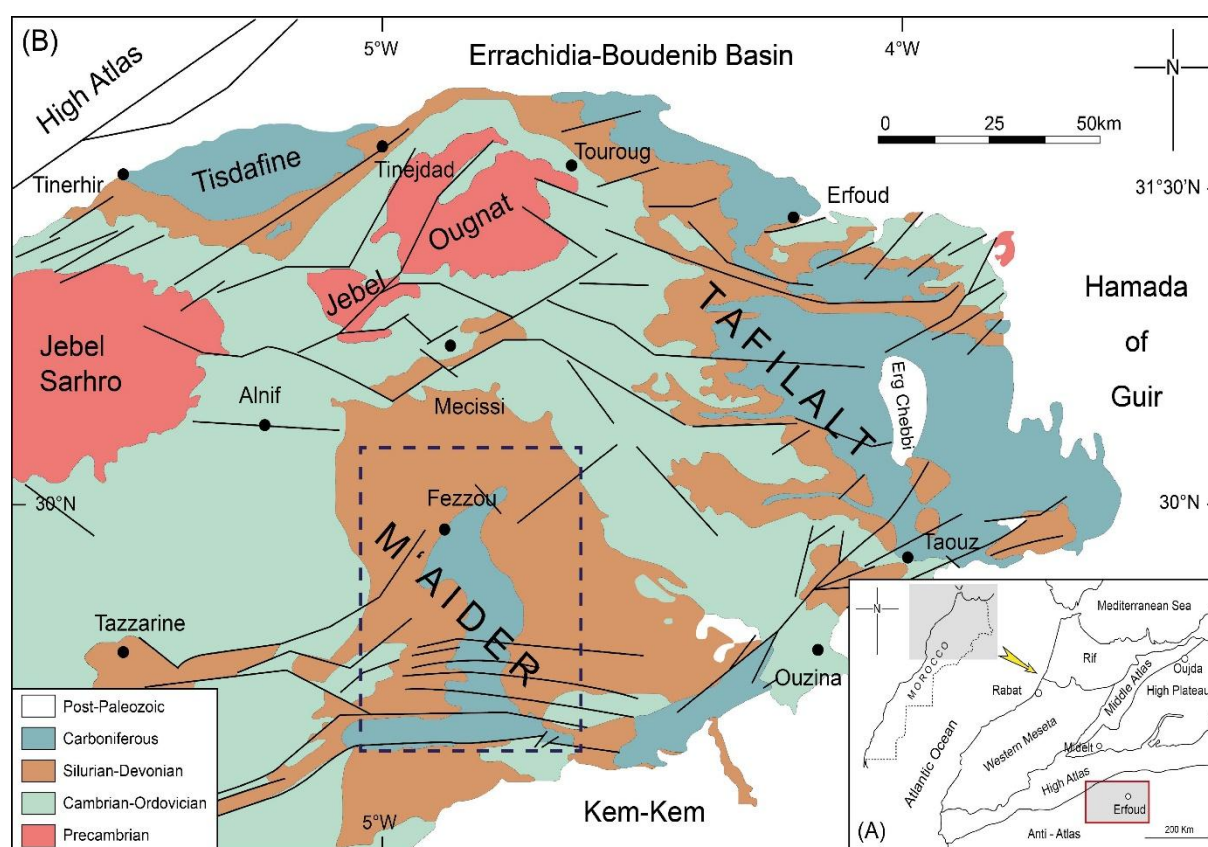


Figure II-1. (A) Carte simplifiée des zones structurales. (B) Localisation de la zone d'étude sur la carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas oriental (d'après Baidder et al., 2008, 2016 ; Michard et al., 2008).

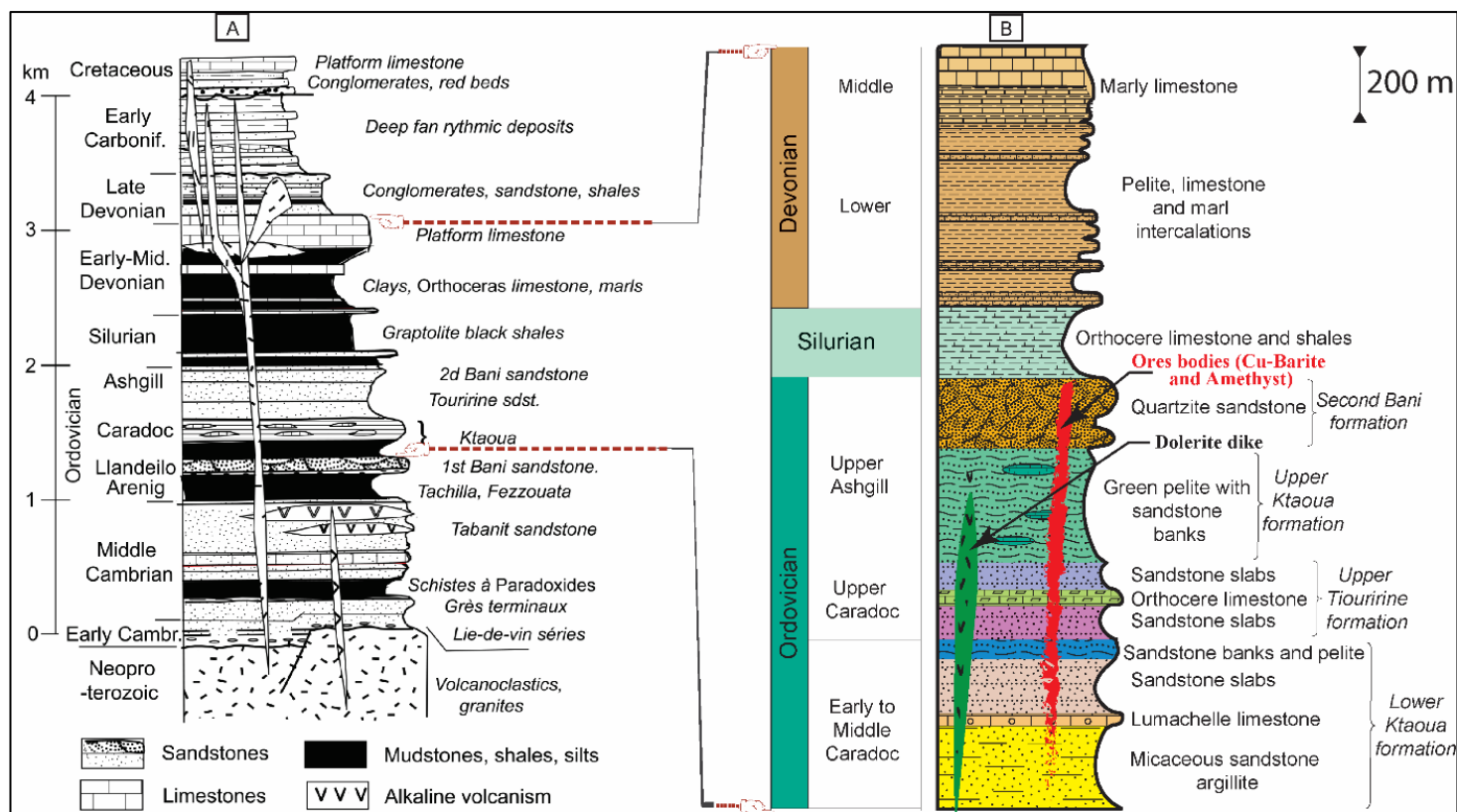


Figure II-2. A) Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques de l'Anti-Atlas oriental (d'après Baidder, 2007). B) Colonne lithostratigraphique détaillée de la zone de Baba Joua Ali.

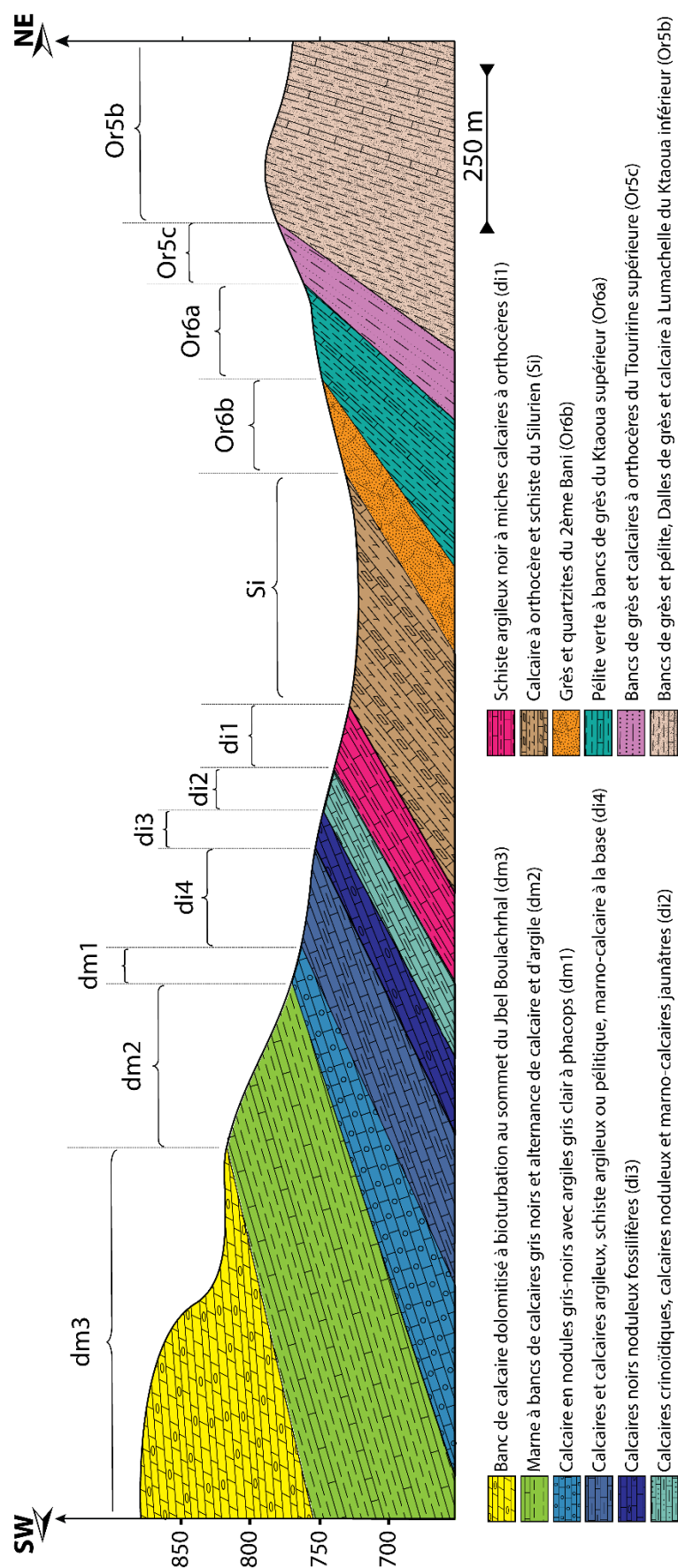


Figure II-3. Coupe géologique de la série Ordo-Dévonien de Jbel Baba Joua Ali et Jbel Boulachrhal.

III. Matériels et méthodes

III.1. Extraction des linéaments structuraux

La cartographie structurale s'effectue principalement à partir des images Landsat-8 OLI, en se basant sur l'extraction automatique des linéaments après optimisation de leur clarté et visibilité. Cette approche comprend des corrections radiométriques et atmosphériques, la création de compositions colorées, l'application de filtres directionnels sur les bandes spectrales, ainsi que l'analyse en composantes principales (ACP) (Hewson, et al., 2003 ; Si Mhamdi et al., 2017; Saidi et al., 2020; Es-Sabbar et al., 2020; Lhoussayn et al., 2022; Courba et al., 2023; Zafaty et al., 2023).

La prospection minérale s'appuie sur le traitement et l'analyse des images multispectrales ASTER, en utilisant les rapports de bandes, ce qui permet de délimiter les chapeaux de fer et les zones altérées (Abrams et al., 1983 ; Rowan, 2006). Plusieurs auteurs ont exploité les images satellites Landsat afin de cartographier les indices d'altération hydrothermale et appuyer les résultats obtenus par l'analyse des images ASTER.

III.2. Sélection des Données et du Matériel Employé

Notre étude se concentre sur le traitement d'images provenant des capteurs Landsat 8 OLI (Operational Land Imager). Ces images sont accessibles gratuitement sur le site officiel de l'USGS (United States Geological Survey) à l'adresse suivante : www.earthexplorer.usgs.gov.

La cartographie géologique numérique repose sur la discrimination lithologique des types de roche à l'aide d'outils informatiques avancés, notamment l'analyse des signatures spectrales des différents faciès rocheux. Dans cette étude, une scène Landsat-8 (Chemin 200/Ligne 39) couvrant la région de Tafilalet a été utilisée. Cette image a été acquise en novembre 2020 au niveau L1T, corrigée pour le terrain. Les caractéristiques de cette image sont détaillées dans le [tableau.II.1](#). Elle a été acquise dans des conditions favorables, marquées par une faible couverture nuageuse, voire inexistante, sur la zone d'étude.

Plusieurs logiciels ont été utilisés dans cette étude pour analyser et représenter les données géologiques. ENVI 5.3 a permis le traitement des images Landsat-8 OLI, tandis que ArcGIS 10.7.1 a servi à l'élaboration des cartes lithologiques, comparées ensuite aux cartes géologiques existantes. Adobe Illustrator CS6 a été utilisé pour améliorer la présentation des cartes, et

Geomatica pour l'extraction des linéaments. Enfin, Rockworks 16 a permis de générer des histogrammes et des roses des directions, facilitant l'analyse structurale.

La cartographie géologique de la zone d'étude s'appuie sur plusieurs sources complémentaires. La carte géologique au 1/200 000 de Tafilalet-Taouz ([Destombes et Hollard, 1986](#)) a permis de digitaliser les principales failles et les contours lithologiques à l'échelle régionale, offrant ainsi une vue d'ensemble des structures géologiques majeures. En complément, la carte géologique plus détaillée au 1/50 000 d'El Atrous ([Benharref et al., 2014b](#)) a été utilisée pour affiner ces données et d'intégrer des informations géologiques spécifiques à des secteurs clés. Enfin, la carte topographique au 1/100 000 de Taouz-occidental, couvrant la zone d'étude, a servi de support pour positionner les éléments géologiques sur un cadre de référence topographique précis.

Les résultats de la cartographie des linéaments et des altérations hydrothermales, issus de l'analyse des images satellitaires, ont été vérifiées et validés par de nombreuses observations sur le terrain. Ces travaux, réalisés lors de plusieurs missions, ont permis de décrire les faciès géologiques, de cartographier les formations affleurantes et de mesurer les orientations structurales, notamment les directions des failles recoupant la zone d'étude. Les observations de terrain ont également porté sur la stratigraphie, fournissant des données essentielles à la compréhension de l'histoire géologique et à l'élaboration d'un modèle structural précis et cohérent de la région. Par ailleurs, la densité de fracturation a été analysée afin de déterminer sa relation spatiale avec les zones présentant des indices de minéralisation. Cette relation a permis de démontrer que les zones à forte densité de fractures constituent des conduits privilégiés pour les fluides minéralisateurs, favorisant ainsi la formation de minéralisations dans certaines régions. Les résultats ont ainsi contribué à identifier les zones les plus propices à la présence de gisements minéraux.

Les satellites de télédétection, comme Landsat et Sentinel 2A, capturent le rayonnement réfléchi par la surface terrestre et, produisent des images couvrant des étendues spatiales définies (185x185 km pour Landsat). La résolution spatiale du capteur est déterminée par la taille des pixels, qui est de 30 mètres pour Landsat et de 10 mètres pour Sentinel 2A, tandis que la résolution spectrale dépend du nombre de bandes et de leur répartition dans le spectre radiométrique ([Table.II-1](#)).

Le satellite Landsat 8 est conçu pour observer la Terre et capturer des images de la surface terrestre, y compris des zones polaires (Roy et al., 2014). Avec une résolution spatiale variant de 15 à 100 mètres, ce satellite opère dans plusieurs bandes spectrales, notamment le spectre visible, le proche infrarouge, l'infrarouge à ondes courtes et l'infrarouge thermique. Landsat 8 OLI est capable de capturer plus de 700 scènes par jour, surpassant largement son prédécesseur, Landsat 7, qui enregistre environ 250 scènes quotidiennement. Les capteurs OLI (Operational Land Imager) et TIRS (Thermal Infrared Sensor) de Landsat 8 offrent une performance radiométrique améliorée en termes de rapport signal sur bruit (SNR), permettant ainsi une meilleure caractérisation de la couverture terrestre.

Tableau II-1. Les bandes spectrales du satellite Landsat 8 (Irons et al., 2012 ; Roy et al., 2014).

Bandes	Résolution Spatiale (m)	Longueur d'onde (μm)	Nom commun
1	30	0,433 – 0,453	Aérosols
2	30	0,450 – 0,515	Bleu
3	30	0,530 – 0,590	Vert
4	30	0,640 – 0,670	Rouge
5	30	0,850 – 0,880	NIR
6	30	1,570 – 1,650	SWIR1
7	30	2,110 – 2,290	SWIR2
8	15	0,500 – 0,680	Panchromatique
9	30	1,360 – 1,380	Cirrus

III.3. Traitement des images Landsat 8 OLI

Pour exploiter pleinement les images multispectrales issues de satellites de télédétection comme Landsat 8 OLI, diverses méthodes de traitement d'image sont utilisées pour extraire des informations pertinentes (Ali et Pour, 2014 ; Pour et al., 2016 ; Si Mhamdi et al., 2016, 2017). Dans le domaine des géosciences, ces techniques permettent la discrimination lithologique en identifiant les signatures spectrales des différentes unités géologiques, l'identification des linéaments (failles, fractures) à travers l'application des filtres, et la cartographie des altérations hydrothermales associées aux gisements minéraux. Ces approches facilitent l'exploration minière et l'analyse des structures géologiques dans des environnements complexes.

Les données de l'imagerie satellitaire (LT8) et les données topographiques obtenues issues du modèle numérique de terrain (MNT) ont été utilisées pour extraire les linéaments dans la région du Jbel Boulachrhal. Les données de terrain et les cartes géologiques de l'Anti-Atlas oriental ont ensuite été combinées pour améliorer la précision de l'identification des linéaments.

Le choix de Landsat 8 OLI se justifie par la gratuité de ces images et par leur efficacité démontrée dans des études antérieures portant sur l'analyse des linéaments dans l'Anti-Atlas ([Adiri et al., 2017](#); [Es-Sabbar et al., 2020](#); [Saidi et al., 2020](#); [Abdelouhed et al., 2021](#); [Jellouli et al., 2021](#)). Ces images sont également particulièrement adaptées aux régions à couverture végétale partielle comme Jbel Boulachrhal ([Das & Pardeshi, 2018](#)). Les étapes du processus comprennent le prétraitement des images avec une calibration radiométrique, une correction atmosphérique, ainsi que l'analyse en composantes principales pour sélectionner les bandes optimales pour l'extraction des linéaments. Ces techniques permettent de mieux localiser et identifier les structures géologiques, et sont appliquées dans le cadre d'une approche combinée de télédétection et d'interprétation visuelle.

L'extraction manuelle des linéaments, basée sur l'interprétation visuelle des ratios de bandes et des compositions en couleurs réelles (RGB), est combinée aux résultats de l'extraction automatique des linéaments réalisée avec l'algorithme « LINE EXTRACTION » du logiciel Geomatica. Des bandes spécifiques (B5 et ACP) ont été utilisées pour maximiser la visibilité des linéaments, accompagnées de filtres directionnels appliqués à différentes orientations (NW-SE, N-S, NE-SW, E-W) pour affiner l'identification.

L'extraction automatique des linéaments s'appuie sur des paramètres modulables, comme le rayon de filtrage (RADI), le seuil de gradient de bord (GTHR), la longueur minimale des courbes (LTHR), l'ajustement des lignes (FTHR), la différence angulaire (ATHR), et la distance de liaison (DTHR). Les valeurs optimales de ces paramètres ont été définies après plusieurs essais, et adaptées en fonction de la résolution de l'image et de la densité des linéaments observés.

Les résultats ont été validés en les comparant à des images Google Earth et à des cartes géologiques préexistantes, telles que celles de Todgha Maider, Tafilalet-Taouz et Al Atrous ([Clariond et al., 1944](#) ; [Destombes & Hollard, 1986](#) ; [Benharref et al., 2014b](#) ; [Baidder et al., 2016](#)). Cette validation a également été renforcée par des observations sur le terrain, permettant de corriger les erreurs liées à la détection de structures non tectoniques, telles que les routes, les rivières et les crêtes.

L'organigramme ci-après résume la méthodologie adoptée dans cette étude ([Figure.II-4](#)).

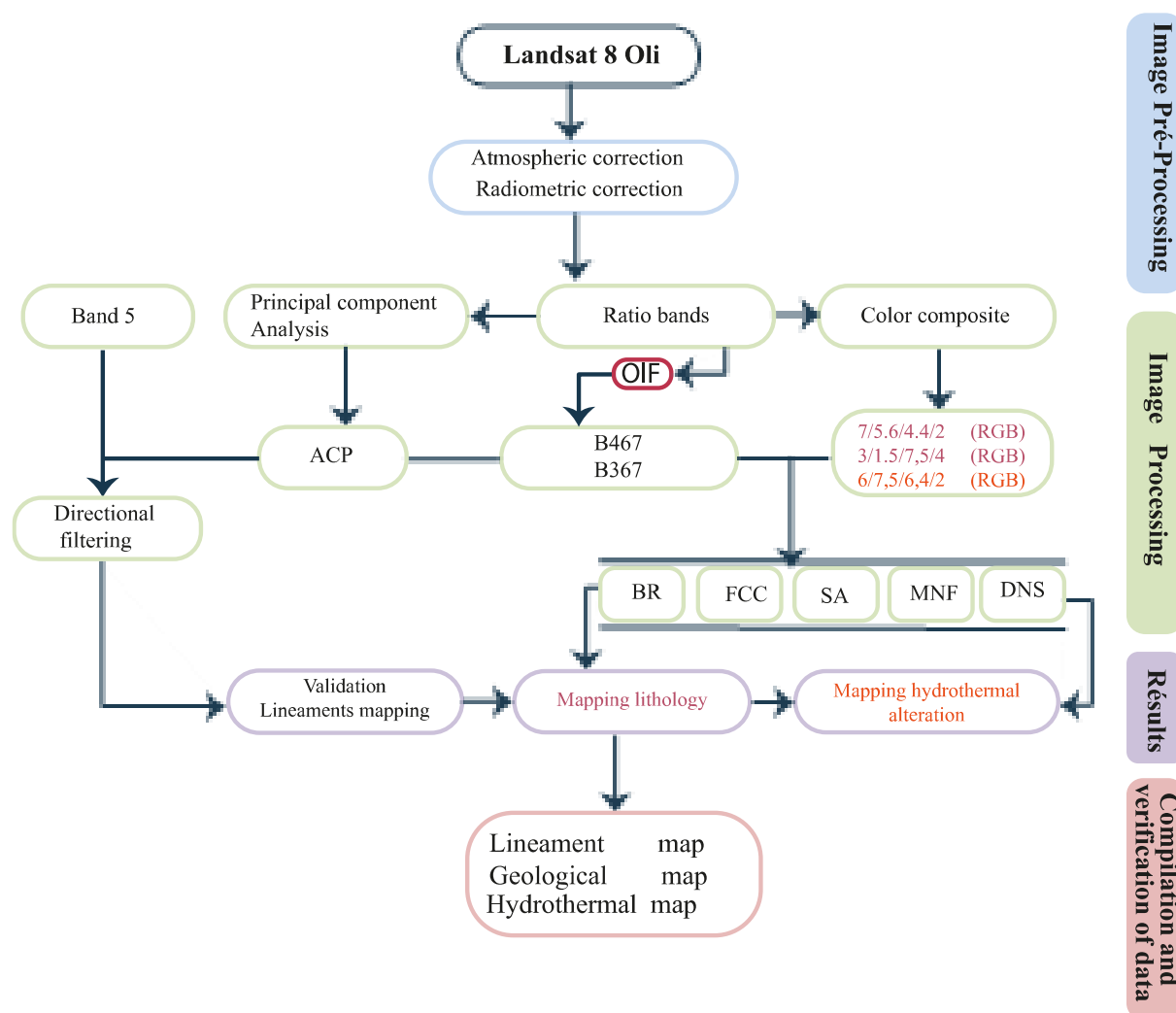


Figure II-4. Approche méthodologique de l'extraction de linéaments et la cartographie des altérations hydrothermales à partir d'une image Landsat-8 Oli

Les données utilisées comprennent, en plus d'une image satellite Landsat-8 OLI, un modèle numérique d'élévation à une résolution de 30 m, également connu sous le nom d'ASTER GDEM (*Global Digital Elevation Model*). Ce modèle a été téléchargé gratuitement depuis le site de l'**U.S. Geological Survey** (<https://glvis.usgs.gov>), avec une projection en **Universal Transverse Mercator (UTM)** et un système de référence géodésique **WGS 84**.

a) L'IMAGE LANDSAT-8 OLI

Les images Landsat 8 OLI fournissent des données provenant de neuf bandes spectrales. Sept de ces bandes sont compatibles avec les capteurs *Thematic Mapper (TM)* et *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* que l'on trouve sur les précédents Landsat, ce qui assure la compatibilité avec les données historiques de Landsat, tout en améliorant les capacités de mesure des deux nouvelles bandes spectrales, une bande côtière/aérosol bleu profond et une

bande cirrus à ondes courtes et infrarouges, permettent d'identifier l'eau et de mieux révéler les nuages hauts et fins. Les bandes visibles SWIR ont un intérêt particulier pour des applications géologiques (Mwaniki et al. 2015 ; Da Cunha Frutuoso, 2015 ; USGS 2021). Parmi les sept bandes, trois sont utilisées dans la discrimination géologique : (i) la bande 7 coïncide avec la bande d'absorption causée par les minéraux hydratés, certains oxydes et sulfates, ce qui les fait apparaître plus foncés. (ii) la bande 6 permet la discrimination des sols et des roches. Elle est sensible aux variations d'humidité dans la végétation et les sols, ainsi qu'à la présence de fer ferrique ou d'hématite dans les roches. (iii) la bande 4 permet de distinguer le sol de la végétation et de délimiter la couverture du sol (Nait Amara et al 2019).

Dans le domaine de la cartographie géologique, les linéaments se définissent comme des structures linéaires observées à la surface de la Terre, comprenant des linéaments tectoniques (failles, joints, clivages), des linéaments géomorphologiques (lignes de crête, rivières) et des linéaments anthropiques (pistes, routes, voies ferrées, etc.). Dans le cadre de cette étude, notre attention se porte principalement sur la première catégorie, correspondant aux structures géologiques. Pour mettre en évidence les structures linéaires présentes dans le secteur d'étude, plusieurs prétraitements et traitements ont été réalisés. Ces opérations visaient à améliorer la netteté de l'image, facilitant ainsi l'extraction des linéaments géologiques.

b) COMPOSITION COLOREE

Le facteur d'indice optimal (OIF) a été calculé pour déterminer la combinaison de bandes qui présentent le maximum d'informations lorsqu'elles sont combinées dans une image composite. Les triplets de bandes qui ont l'OIF le plus élevé sont utilisés comme les trois canaux de couleur nécessaires à l'image RVB (Chavez et al. 1982, 1984 ; Rowan et al. 1974 ; Si Mhamdi et al., 2017 ; Fal et al 2019).

Les stratégies les plus couramment utilisées pour différencier les unités rocheuses et les zones d'altération sont le facteur d'indice optimal (OIF), les combinaisons de fausses couleurs (FCC), le découpage en tranches de densité (DS) et les rapports de bande (BR). L'OIF (Indice d'Optimalité de la Fonction) calculé à partir d'ensembles de données multispectrales, est un outil pertinent pour la sélection des combinaisons de bandes les plus informatives, et s'avère valable pour les classifications lithologiques. Elles sont basées sur l'écart-type et la variation entre les bandes. L'approche OIF quantifie les informations de la scène pour éliminer les répétitions et économiser le temps et les efforts consacrés à la sélection visuelle de la combinaison RVB la plus efficace. Le processus d'attribution de trois bandes spectrales d'un

capteur satellite à chacune des trois couleurs permet de créer une composition de couleurs (RVB) (Rouge, Vert et Bleu). L'examen de ces compositions nécessite l'interprétation des taches provenant de bandes de couleurs identiques qui se rapportent potentiellement au même objet, sur la base du calcul du facteur d'indice optimal (OIF) (Abrams et al., 1983 ; Jensen et al., 2015 Si Mhamdi et al., 2017).

Après le prétraitement et la correction atmosphérique de l'imagerie Landsat OLI, chaque bande a été exportée sous forme de fichiers GeoTIFF à échelle de gris de 8 bits dans ENVI version ?, puis importée dans ILWIS v.3.31 pour établir une liste de cartes. Les scores OIF ont ensuite été calculés pour notre zone d'étude. Un minimum de trois cartes matricielles ayant le même domaine de valeurs et la même géoréférence est nécessaire pour calculer l'OIF (Ali et Pour, 2014). Les écarts-types et les coefficients de corrélation pour chaque bande de l'image composite servent d'entrées pour le calcul de l'OIF. Le nombre de combinaisons possibles des trois bandes, puis l'écart-type et la corrélation pour chaque bande ont été calculés (Table.II-2). (a) Le nombre total de combinaisons possibles de trois bandes parmi la liste des cartes est déterminé.

- (b) Ensuite, l'OIF est calculé pour chaque combinaison de trois bandes selon la formule (1). (c) Enfin, les valeurs OIF obtenues sont triées pour toutes les combinaisons RVB.

$$OIF = \frac{\sum_{k=1}^3 S_k}{\sum_{k=1}^3 Abs(r_j)} \quad (1)$$

où : S_k est l'écarttype pour la bande k , r_j correspond à la valeur absolue liée au coefficient de corrélation.

L'OIF le plus important est généralement celui qui contient le plus d'informations (mesurées par la variance) et le moins de doublons (mesurés par la corrélation).

Tableau II-2. Valeur seuil pour chaque ratio

Classement	Bandes ratios			OIF Index Highest Ranking
1	B4	B6	B7	10132,86
2	B3	B6	B7	9589,95
3	B1	B6	B7	9467,94
4	B2	B6	B7	9418,67
5	B3	B4	B6	8871,98

c) RATIO BAND

Le « ratio band » est une technique de traitement d'image qui divise la valeur d'une bande par la valeur d'une autre bande. C'est une technique multispectrale souvent utilisée pour

souligner les disparités entre les canaux. Les rapports entre les longueurs d'onde des bandes sont représentés en multipliant le quotient des canaux spectraux deux par deux et pixel par pixel. Dans cette investigation multispectrale, la notion de réflectance, définie comme le rapport entre le flux réfléchi par un matériau et le flux incident, est utilisée comme paramètre clé d'analyse (Goetz et al., 1983) (Table.II-3).

Tableau II-3. Les Rapports des bandes testés sur l'image Landsat 8.

Ratio Bandes	Caractéristiques	Références
4/2	Oxydes de fer	Sabins (1999), Ali and Pour (2014), Sekandari et al. (2020)
6/7	Alunite et minéraux argileux	Sabins (1999), Ali and Pour (2014), Pour and Hashim (2015)
6/5	Minéraux ferreux	Nikolakopoulos et al. (2008), Mia and Fujimitsu (2012), Ali and Pour (2014)

d) ANALYSE EN COMPOSANTE PRINCIPALE

L'Analyse en Composante Principale (ACP) est couramment utilisée dans les études de télédétection et constitue un outil fortement utile pour la cartographie géologique (Pour & Hashim, 2012 ; Si Mhamdi et al., 2016, 2017 Pour et al., 2017 ; Nait Amara et al 2019 ; Omar Saidi et al., 2020, Brahim Es-Sabbar et al., 2020 ; Abdelouhed et al., 2021). La redondance des données dans les bandes multispectrales OLI8, résultant de la réflectance de la couverture terrestre, peut être réduite grâce à l'analyse ACP. Cette technique permet de condenser les informations en un nombre réduit de variables. L'objectif est de maximiser la variance des données originales en projetant les variables sur un nouvel espace géométrique et en recherchant de nouveaux axes orthogonaux (Loughlin et al., 1991 ; Pour et Hashim 2012). Les trois premières composantes, PC1, PC2 et PC3, ont été choisies pour l'affichage RGV (Tableau II-4) car elles contiennent le maximum d'informations, selon les travaux antérieurs (Estornell et al., 2013 ; Franchi et al., 2016 ; El Moujahid et al, 2016 ; Ahmad Irouhani et al., 2017 ; Dembele & XiufenYe, 2017).

Cette technique permet d'obtenir une bonne précision des contours géologiques et l'emplacement des veines minéralisées dans les formations, ainsi qu'une meilleure capacité à discriminer ces formations.

Tableau II-4. Facteurs d'eigenvecteur statistiques ACP pour les bandes de Landsat-8 OLI

Eigenvector	Bande 1	Bande 2	Bande 3	Bande 4	Bande 5	Bande 6	Bande 7
PC 1	-0,218343	-0,211860	-0,251080	0,467346	-0,354913	-0,446589	0,548255
PC 2	0,530877	0,497892	0,377375	0,323459	0,176675	0,027098	0,437364
PC 3	-0,356467	-0,225692	-0,002966	0,411594	0,333892	0,705214	-0,209200
PC 4	-0,184498	-0,113795	0,073820	0,637680	0,389290	-0,122980	0,611764
PC 5	0,289783	0,086551	-0,384148	0,300546	-0,556019	0,523529	-0,295630
PC 6	-0,382258	0,042641	0,746112	0,101909	-0,519139	0,114097	-0,049678
PC 7	-0,528481	0,796256	-0,291265	0,014252	0,033607	-0,016473	0,015676

e) EXTRACTION DES LINEAMENTS

L'extraction des linéaments géologiques dans la région de Jbel Boulachrhal, située dans le bassin de M'aider (Anti-Atlas oriental, Maroc), a été réalisée selon les procédures suivantes :

L'application d'un étalonnage radiométrique, d'une correction atmosphérique, en utilisant l'analyse en composantes principales, et sélectionnant la combinaison de bandes indépendantes optimales pour l'extraction de linéaments comme données d'entrée : **Prétraitement des données** : Pour image de la région étudiée, de localiser et identifier les structures géologiques, et de les interpréter afin de cartographier les linéaments d'une manière précise.

Interprétation visuelle : La recherche manuelle des linéaments observés dans les données d'entrée, ainsi que l'interprétation visuelle, ont été appliquées aux ratios bande et aux composites de couleur dans les vraies couleurs (RGB), dans le but de combiner les résultats obtenus par l'extraction automatique et manuelle.

Extraction automatique : Pour identifier les données les plus appropriées à l'extraction des linéaments, une analyse visuelle des bandes Oli8 et des composantes primaires a été effectuée. Étant donné que la résolution spatiale et la visibilité du relief sur les images sont des facteurs déterminants pour extraire les linéaments, l'algorithme « LINE EXTRACTION » du logiciel Geomatica permet d'extraire automatiquement ces linéaments. Les bandes B5 et ACP ont été utilisés pour avoir des bons résultats. Ensuite, plusieurs filtres ont été appliqués aux données d'entrée (Bande 5 et PC1) afin d'améliorer la visibilité des linéaments. L'extraction automatisée a ensuite été appliquée aux filtres de directions en utilisant l'algorithme LINE EXTRACTION (Anbalagan et al., 2015 ; Mandal & Maiti, 2014 ; Matori et al., 2012, L. Baidder et al., 2016, Saidi et al., 2020, Brahim Es-Sabbar et al., 2020 ; Zafaty et al 2022). Les linéaments extraits sont ensuite convertis en format vectoriel à l'aide des paramètres suivants : RADI (rayon de filtrage), GTHR (Seuil de gradient de bord), LTHR (Seuil de longueur de courbe), FTHR (Seuil

d'ajustement de ligne), ATHR (Seuil de différence angulaire) et DTHR (Seuil de distance de liaison).

Ces paramètres peuvent être définis par l'utilisateur en fonction de la résolution de l'image et de la densité des linéaments (www.pcgeomatics.com). Après un certain nombre d'essais, les valeurs optimales ci-après ont été appliquées pour les paramètres modulaires LINE : RADI (10), GTHR (55), LTHR (10), FTHR (4), ATHR (20), DTHR (20).

Correction et Validation : La combinaison des trois cartes de linéaments issues de la bande 5, de l'ACP, de l'extraction manuelle ainsi que l'application des filtres directionnels sur la bande 5 dans quatre directions (NW-SE, N-S, NE-SW et E-W), a été utilisé pour créer une vue générale de linéaments dans la zone d'étude. La rectification de cette carte implique la suppression des structures linéaires non tectoniques à savoir les routes, les rivières, les lignes de crête, etc. Les résultats ont été validés d'abord en se référant à des photos provenant de Google Earth, puis en les comparant aux données préexistantes, notamment les cartes géologiques de Todgha Maider (1/200000), Tafilalet-Taouz (1/200000) et Al Atrous (1/500000) (Clariond et al., 1944 ; Destombes & Hollard, 1986 ; Benharref et al., 2014b and Baidder et al., 2016), ainsi qu'à travers des campagnes et des investigations directes sur le terrain.

Au total, 1 524 linéaments ont été identifiés avant la phase de validation, qui s'appuie sur des missions de terrain et des images de Google Earth.

- **Méthode d'extraction automatique :** Cette approche repose sur l'application de filtres directionnels de type Sobel (Karnieli et al., 1996 ; Gupta, 2003), souvent appelée analyse linéamentaire. Elle vise à extraire les linéaments présents sur l'image, qui se manifestent par des failles, des filons, des limites lithologiques, ainsi que par des réseaux hydrographiques et routiers. Ces discontinuités se traduisent par de fortes transitions de réflectance, résultant de variations texturales (Caloz et Collet, 2001 ; Chorowicz et Deroin, 2003). Pour cela, des filtres directionnels Sobel ont été appliqués dans les orientations NW-SE, N-S, NE-SW et E-W sur les deux images en niveaux de gris de la composante principale PC1 issue de l'ACP et la bande 5 de l'image Landsat 8 OLI (Figure. II. 4), en utilisant une fenêtre (ou matrice) de 5x5. Le choix de la bande à filtrer revêt une grande importance ; généralement, la première composante principale est privilégiée, car elle contient le maximum d'informations et permet de maximiser le contraste entre les linéaments et leur environnement (Gupta, 2003). La version du

logiciel Geomatica utilisée offre la capacité d'extraire les linéaments de manière automatique.

IV. Cartographie lithologique

Au cours du prétraitement des images, diverses combinaisons de bandes RGB ont été examinées en fonction des signatures spectrales, et les contrastes entre les unités lithologiques ont été validés à l'aide du coefficient de l'OIF. En outre, les composites de couleurs B467, B367 et B167 (RGB), ont été identifiés comme étant les plus pertinents pour la cartographie lithologique dans la région étudiée.

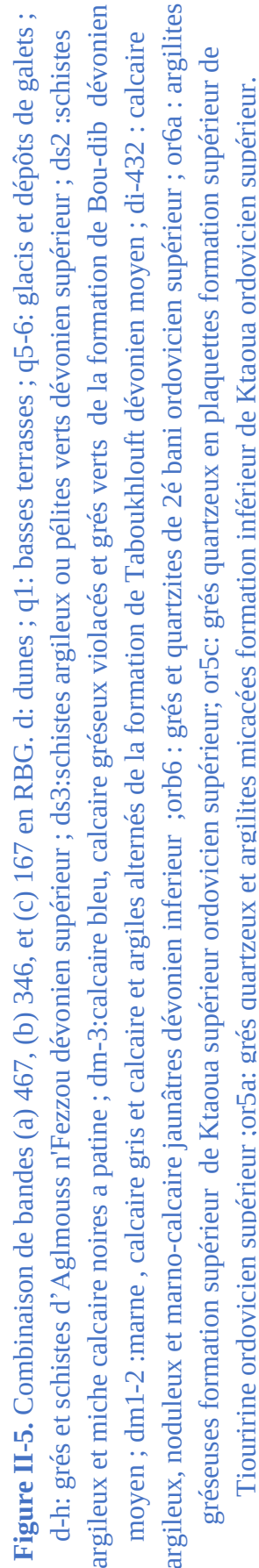
IV. Résultats

IV.1. Extration des linéaments

IV.2. Cartographie lithologiaue

Cette étude interprète le traçage manuel des structures en intersection avec les groupes lithologiques de l'Ordovicien supérieur (Deuxième Bani - Or6b), des formations de Ktaoua et Tiouririne, ainsi que les limites des unités du Dévonien inférieur (di1 à di4, dm11 à dm14), moyen (dm1, dm3, dm-s, ds1-1) et supérieur (ds1 à ds3, dh), constituant le champ de recherche (Figure II-5).

La cartographie lithologique à partir des images Landsatt, réalisée à l'aide des rapports de bandes RGB 7/5, 6/4 et 4/2, a permis de différencier les affleurements dans la zone de Boulachrhal, notamment les dépôts quaternaires (q), les formations gréseuses et l'argilite micacée de la série inférieure de Ktaoua (or5a et or5b), la série supérieure de Ktaoua (or5c) et la série du Deuxième Bani (or6b) de l'affleurement du Jbel mechhot. Les formations calcaires du Dévonien moyen (Dm) sont de couleur marron, tandis que les formations calcaires du Dévonien inférieur (di1 à di4) sont beige corindon. Par contre, la série des grès d'Aglmouss n'Fezzou et les schistes du Dévonien supérieur, comme le grès du Deuxième Bani, affleurent en jaune et jaune orange ([Figure.II-5a](#)).



L'interprétation géologique de l'image composite "467" met en évidence les affleurements calcaires du Dévonien de Jbel Boulachrhal, El Mrakib et Mharach, qui affleure surtout dans la partie centrale de la zone d'étude (Figure.II-5a). Les grès quartzeux du Deuxième Bani apparaissent avec une teinte verdâtre, surtout dans la partie nord (J.Mechhot) et au sud de la zone (J. Elmziouda, Ras Kammouna). Une teinte similaire a été observée pour les terrains du Dévonien supérieur à l'ouest de la zone d'étude, au niveau des formations de Rich Chouiref, en raison de la signature spectrale comparable des matériaux qui composent ces formations (grès et schistes). Par ailleurs, bien que les schistes du Dévonien inférieur présentent des teintes allant du vert au bleu, et que les sables mêlés aux schistes affichent une teinte violette, ces couleurs contrastent avec le blanc et le mauve clair des alluvions (Figure.II-5a).

La combinaison B367 présente des détails complémentaires de la combinaison B467, et met en évidence les calcaires du Dévonien moyen (d-m) du Jbel Boulachrhal, El Mrakib et Mharach qui affleurent dans la partie centrale de la zone d'étude avec une couleur brune. Les calcaires du Dévonien inférieur (di 432) apparaissent au niveau du Jbel Boulachrhal avec une nuance brune; par contre la nuance violette est abondante au niveau du Jbel Elmrakib et Jbel Mharech. Cette différence de couleur est due à la faible présence de ces calcaires dans la partie supérieure (J.Boulachrhal). Les grès du Deuxième Bani (Or6b), les formations supérieures du Ktaoua (Or6a) et les formations supérieures de Tiouririne (Or5c) ont une teinte violette dans la partie nord de la zone Jbel Mechhot et au sud de la zone Jbel Elmziouda, Ras Kammouna. Les formations inférieures de Ktaoua se présentent avec une couleur brune-violet. Les formations les plus anciennes se trouvent au cœur de l'anticlinal (Or5a et Or5b) entourées par les formations récentes (Or5c et Or6a), confirmant les données géologiques de cette zone. Bien que les grès et schistes péliteux du Dévonien supérieur possèdent une couleur similaire aux formations ordoviciennes en raison de leur signature spectrale commune, la teinte verte des sables mêlés aux schistes contraste avec le blanc des alluvions (Figure.II-5b).

Au niveau de Jbel Mechhot, la combinaison B167 permet de différencier les formations inférieures de Ktaoua, à savoir les argilites micacées (Or5a), de teinte brun-orangé, entourées par les grès quartzeux (Or5b). Entre ces deux formations, on peut observer les terrasses d'alluvions (q1), caractérisées par une teinte blanchâtre (Figure.II-5c).

Dans l'objectif de confirmer les résultats obtenus par le Ratio bande (RB) et de cartographier les filons minéralisés dans la zone d'étude, nous avons appliqué plusieurs composites de couleurs, notamment (7/5, 6/4, 4/2) et (3/1, 5/7, 5/4). Les résultats issus du

composite 7/5, 6/4 et 4/2 mettent en évidence les formations calcaires, caractérisées par une réflectance marquée dans la bande 6 et une absorption significative dans la bande 4. Le calcaire du Dévonien apparaît en brun à marron, teintes typiques des affleurements de Jbel Boulachrhal, El Mrakib et Jbel Mharech. Dans l'autre côté de l'Oued Chouiref, les calcaires du Dévonien supérieur (dh) et les grès du Deuxième Bani apparaissent en jaune orange ([Figure.II-6a](#)), ce qui reflète la présence d'un même matériel grès-schisteux (même signature spectrale) confirmant les résultats obtenus par Ratio band d'après OIF.

En plus de permettre une délimitation des différents faciès, avec une grande précision, le composite de couleurs (3/1, 5/7, 5/4) met en évidence les filons minéralisés (améthyste, baryte et des oxydes de cuivre) sous forme de veines rectilignes de couleur verte, orientées NE-SW ([Figure.II-6a,b,c](#)). Cette orientation correspond à celle des failles majeures identifiées sur le terrain et signalées sur les cartes géologiques du Todgha-Maider et Tafilalet-Taouz (1/200000). Grâce à cette méthode, nous avons également pu mettre en lumière d'autres structures minéralisées associées à l'améthyste, galène, cuivre et oxydes de fer, confirmées au cours des missions d'exploration effectuées dans la région de Boulachrhal.

De même, l'ACP nous a permis de visualiser les limites entre les différentes formations de la région de Boulachrhal à la base de leurs réflectance ([Figure.II-6c](#)). Pour les alluvions, cette technique a permis d'identifier les terrasses les plus basses ainsi que les alluvions actuelles (qA), caractérisées par une teinte bleuâtre. En revanche, les hautes terrasses et les éboulis (q1-q6) se distinguent par une teinte vert olive. Les dunes de sables (D), quant à elles, apparaissent en bleu foncé en bas des pentes de Jbel Boulachrhal ([Figure.II-7](#)).

D'autre part, l'ACP a permis de mettre en évidence le contact tectonique de la faille normale dévonienne profonde, entre l'Ordovicien supérieur (Or) du Deuxième Bani, en jaune orange, et le Dévonien (d) en beige. Même pour les terrains ordoviciens, on peut distinguer les formations inférieures du Ktaoua (Or5a) présentant une teinte jaune-bleuâtre, les formations supérieures du Tiouririne (Or5c), ainsi que les formations supérieures du Ktaoua (Or6a).

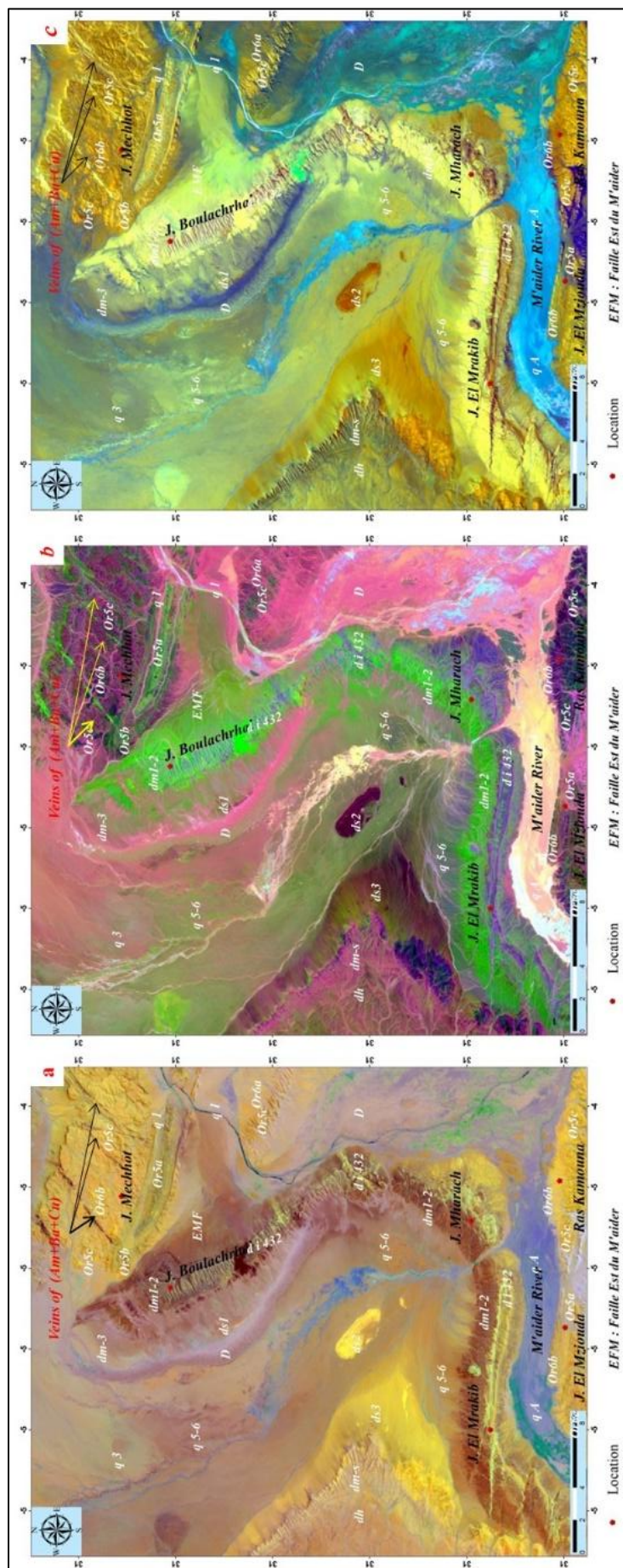


Figure II-6. a) Composite de couleurs B7/5, B6/4, B4/2 en RGB; b) Composite de couleurs B3/1, B5/7, B5/4 en RGB; c) Analyse en Composantes Principales ACP avec RGB. D: Dunes ; q1: Basses terrasses ; q5-6: Glacis et dépôts de galets ; d-h: Grés et schistes d'Aglmouss n'Fezzou Dévonien supérieur ; ds3:schistes argileux ou pélites verts Dévonien supérieur ; ds2 :schistes argileux et miche calcaire noirs a patine ; dm-3:Calcaire bleu, calcaire gréseux violacés et grés verts de la formation de Bou-dib Dévonien moyen ; dm1-2 :Mame , calcaire gris et calcaire et argiles alternés de la formation de Taboukhoulouft Dévonien moyen ; di-432 : Calcaire argileux, noduleux et marmo-calcaire jaunâtres Dévonien Inferieur ; Orb6 : Grés et quartzites de 2é Bani Ordovicien supérieur ; Or6a : Argilites gréseuses Formation supérieur de Ktaoua supérieur Ordovicien supérieur; Or5c: Grés quartzeux en plaquettes Formation supérieur de Tiourine Ordovicien supérieur ; Or5a: Grés quartzeux et argilites micacées Formation inférieur de Ktaoua Ordovicien supérieur.

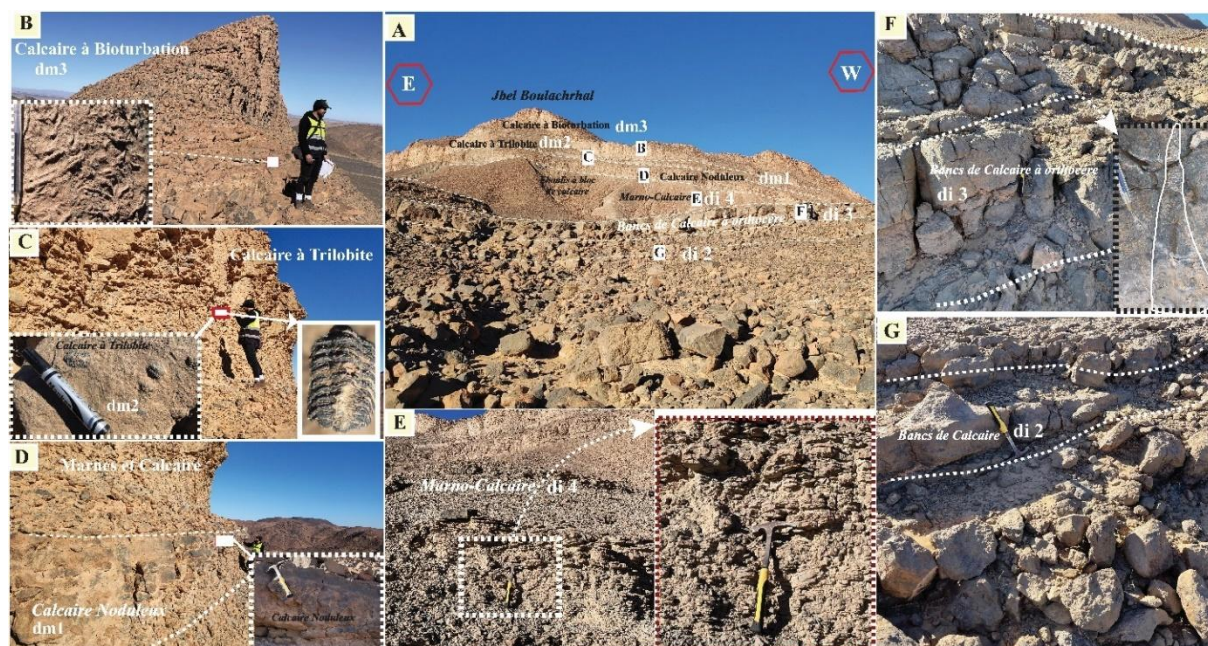


Figure II-7. A) Affleurement du Dévonien inférieur-moyen de Jbel Boulachrhah dans le bassin de Maider ; B) Calcaire à bioturbation, présentant une teinte brunatre caractéristique des dolomites ; C) Calcaire à trilobites (Fm JB) ; D) bancs de calcaires noduleux avec des trilobites ; E) Marnes grises métriques en alternance avec des calcaires gréseux ; F) Bancs de calcaires à orthocères du Dévonien Inf ; G) Calcaire noire situé à la base de la série du Dévonien inf.

V. Cartographie de la fracturation

L'extraction automatique des linéaments a permis d'identifier un total 1524 linéaments (Figure.II-8, 9).

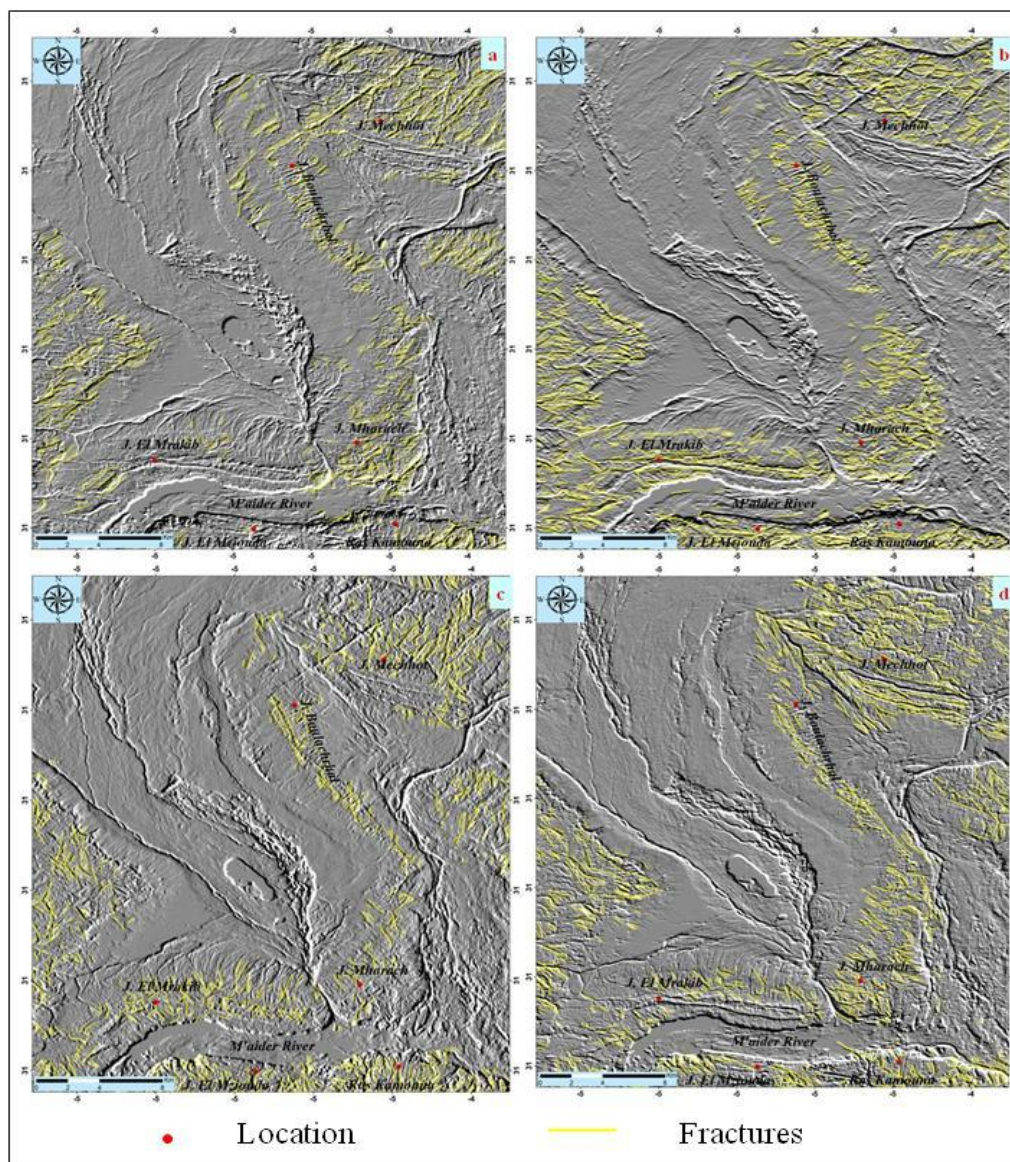


Figure II-8. Linéaments extraits par filtrage spatial de l'analyse en composantes principales.
a) Filtre NE-SW. b) Filtre E-W. c) Filtre N-S. d) Filtre NW-SE.

Trois principales familles de linéaments peuvent être distinguées en fonction de leur orientation prédominante : N-S à NE-SW, ENE-WSW à E-W, et NW-SE (Figure.II-8 et II-9). La densité des linéaments est notable dans la partie nord de la zone d'étude, notamment au niveau des terrains de l'Ordovicien supérieur du Deuxième Bani (Jbel El Machhot), et les formations du Dévonien de Jbel Boulachrhal. La partie sud est également marquée par une densité assez importante de linéaments sur les affleurements d'âge dévonien du Jbel EL-Mrakib et du Jbel

Mharech et aussi sur les terrains de l'Ordovicien supérieur du Deuxième Bani au niveau du Jbel Ras Kammouna et Jbel El-Mziouda.

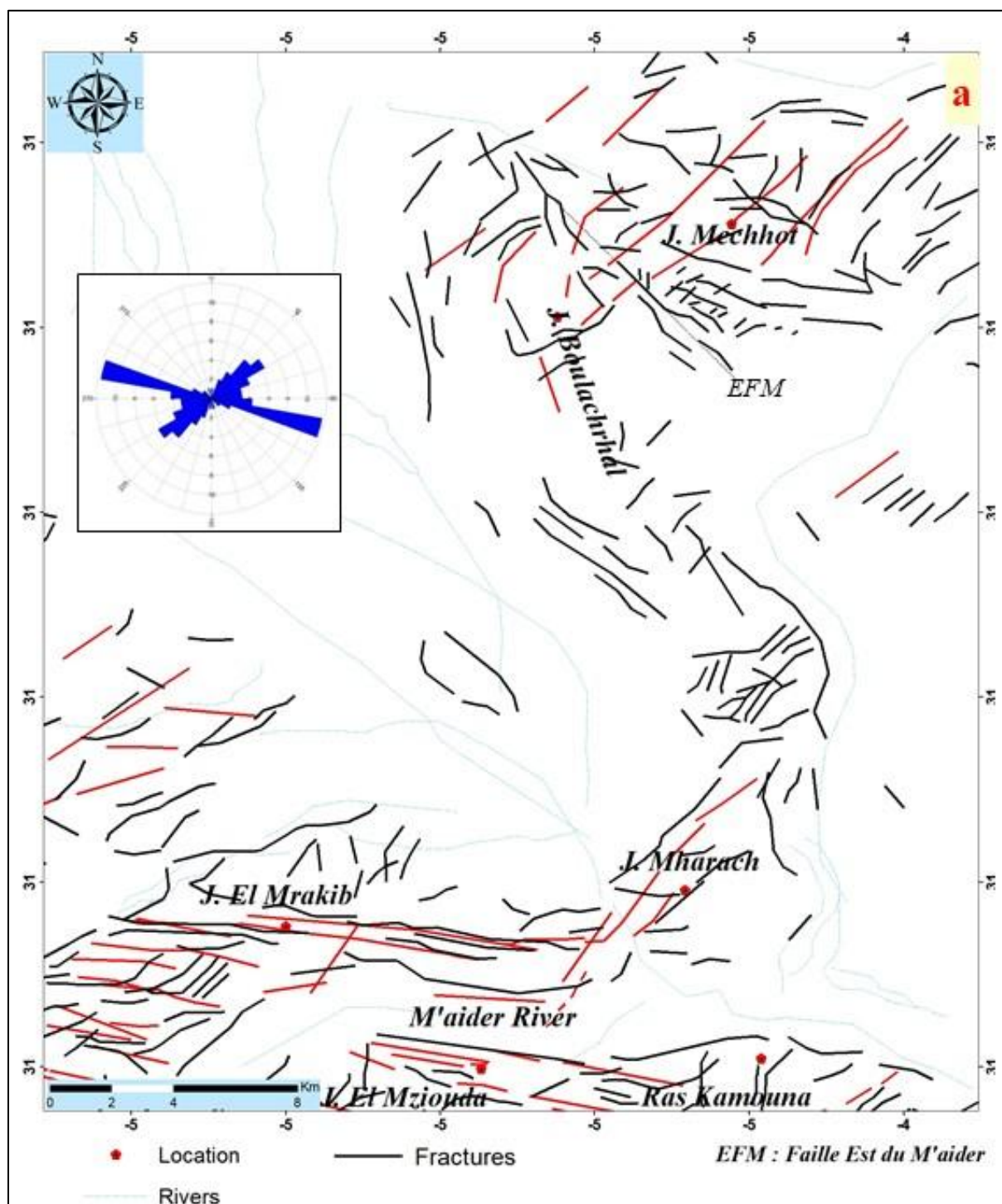


Figure II-9. Superposition des failles et linéaments extraits par télédétection avec ceux de la carte géologique et leur leur rosas ; (b) Carte synthétique des linéaments et leur diagramme de rosas issus des mesures de terrain.

VI. Cartographie des altérations hydrothermales

En général, les argiles, les oxydes de fer et les silicates ferreux sont cartographiés en utilisant respectivement les rapports de bande de 6/7, 6/5 et 4/2 (Sabins et al., 1999 ; Traore et al., 2020). La combinaison des résultats issus des techniques de rapports de bandes et de l'ACP avec la modélisation par logique floue a permis de souligner les minéraux d'altération hydrothermale et les zones à fort potentiel d'exploration dans notre zone d'étude. La méthode décrite dans cette étude constitue une approche peu coûteuse et efficace pour la cartographie lithologique et l'exploration minière dans les environnements arides et semi-arides. (Table.II-5).

Tableau II-5. Valeur limite de chaque ratio.

RATIOS	MIN	MAX	MEAN	SD	TH	Percentage %
B4/B2	0	255	84	78	162	92
B5/B6	0	255	94	77	248	95
B6/B7	0	255	94	84	262	95

TH = M * 3 SD à 98% de confiance

TH = M * 2 SD à un niveau de confiance de 95%.

TH = M * SD à un niveau de confiance de 92%.

Où : TH le pixel de seuil M la valeur moyenne du pixel, SD est l'écart-type.

L'utilisation de l'imagerie spectrale par satellite a permis la cartographie des zones d'altération hydrothermales dans la zone d'étude. Etant donné que certains minéraux d'altération associés aux gisements de minéraux hydrothermaux ont des propriétés spectrales diagnostiques, ils peuvent être efficacement identifiés par télédétection (Hunt 1979 ; Buckingham et Sommer 1983 ; Gladwell et al. 1983 ; Whitney et al. 1983 ; Lee et Raines 1984 ; Feldman et Taranik 1986 ; Clark et al. 1993 ; Nait Amara et al., 2019). Cette étude a également mis en évidence l'efficacité des techniques d'amélioration d'image et de caractérisation des bandes spectrales issues des données Landsat 8 OLI. Ces méthodes se sont révélées particulièrement utiles comme outils d'exploration régionale, permettant de cartographier la répartition spatiale et de cibler les zones d'altération hydrothermale associées à la minéralisation de différentes substances dans le district du bassin de Maider. La vérification sur le terrain a confirmé plusieurs indices d'altération hydrothermale associés aux affleurements de la couverture paléozoïque. Ces zones, influencées par la structure, méritent une exploration approfondie via d'autres techniques géologiques et géophysiques.

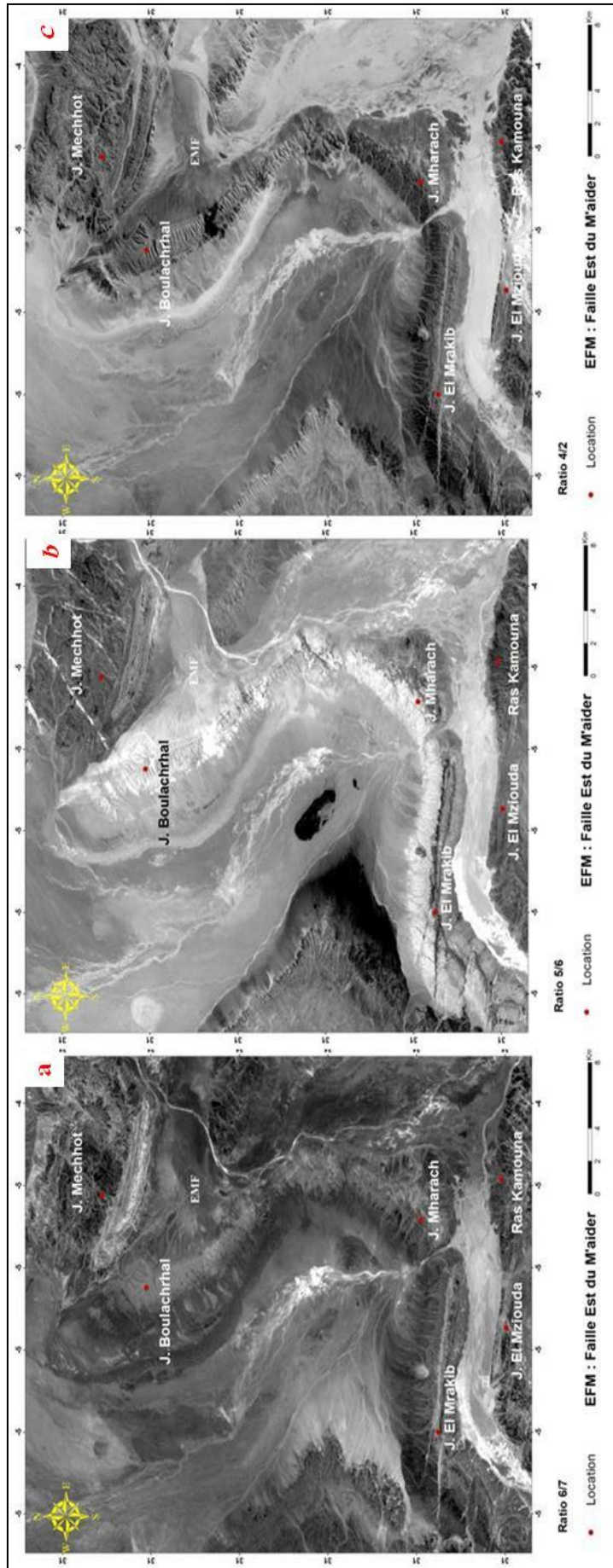


Figure II-10. La combinaison des ratios (a) 6/7, (b) 5/6 et (c) 4/2 dans une image composite RVB met en évidence les zones d'altération en cyan vif et en rose vif.

En éliminant les interférences atmosphériques telles que la brume, le rapport de bandes peut être calculé en divisant les valeurs du nombre numérique (DN) de la luminosité aux sommets et aux creux d'une courbe de réflectance. La méthode du rapport de bandes peut révéler des caractéristiques invisibles dans les bandes brutes, telles que certains minéraux liés à l'altération hydrothermale. Par exemple, le rapport de bande 6/7 est particulièrement efficace pour cartographier les minéraux argileux, qui présentent une réflectance dans la bande 6 et une faible dans la bande 7. Les minéraux ferromagnésiens sont cartographiés en utilisant le rapport de bande 5/6. Quant aux oxydes de fer, ils se caractérisent par une faible réflectance dans la région rouge du spectre électromagnétique et une forte absorption dans la région bleue. Pour leur cartographie, le rapport de bandes 4/2 est couramment utilisé. ([Figure.II-10](#)).

Certains minéraux tels que l'alunite et les minéraux argileux (Illite, kaolinite, montmorillonite, etc.) se caractérisent par une faible réflectance à 2,200 μm et une faible absorption à 1,600 μm . Les sulfates, comme les oxydes de fer, ont une forte réfraction vers le rouge et le bleu. Pour distinguer les roches altérées des roches non altérées, on peut utiliser le rapport de la bande 6 de Landsat-8 (1570-1650 nm) sur la bande 7 (2110-2290 nm). L'image du rapport de la bande 4 de Landsat-8 OLI (640-670 nm) sur la bande 2 permet d'identifier les régions à forte concentration de minéraux ferreux (450-510 nm) ([Sabins et al., 1999](#) ; [Han et Nelson 2015](#)).

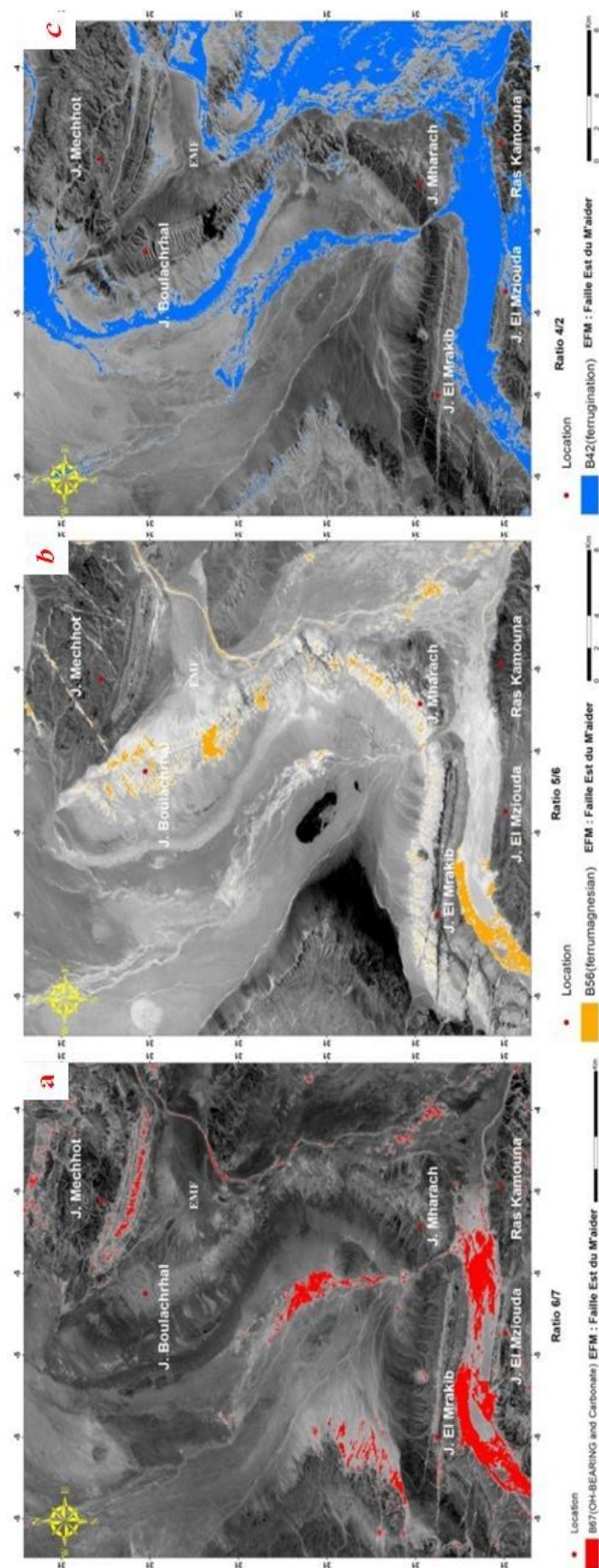


Figure II-11. (a), (b) et (c) Altérations hydrothermales de chaque ratio utilisant le découpage par densité.

Les trois premières composantes de l'ACP, contenant une grande quantité d'informations, ont été sélectionnées pour l'affichage RGB. Pour les cartes d'altération hydrothermale, nous avons obtenu des résultats remarquables confirmés sur le terrain. Le rapport 6/7 est couramment utilisé pour détecter les minéraux carbonatés et en ions hydroxyde en couleur rouge (ref). Dans notre zone d'étude, les minéraux argileux semblent provenir des formations inférieures de Ktaoua (Argilites micacées, calcaires et des grès blancs, les grès quartzeux et argilites à lentilles pélito-carbonatées). Cette dernière appartient à l'affleurement de Jbel Machhot au nord. Au centre et au sud du secteur d'étude, les minéraux argileux sont associés aux alluvions (qA) argileuses et carbonatées. Les oxydes ferromagnésiens caractérisent principalement les terrains du Dévonien de Jbel El Mrakib et de Jbel Boulachrhal (calcaires et argiles alternées par des biostromes lités). Finalement, les zones de répartition des oxydes de fer (hématite, goethite) coïncident avec les terrasses fluviales et les éboulis anciens (q) avec des masses de goethite et d'hématite dans le bassin du Maider (Figure.II-11a, b et c, Figure.II-12a et b). Ces résultats concordent avec les données de terrain, qui ont démontré l'existence d'une relation étroite entre ces zones d'oxydes de fer et les filons minéralisés qui souligne le rôle important de la télédétection dans la prospection des substances minérales.

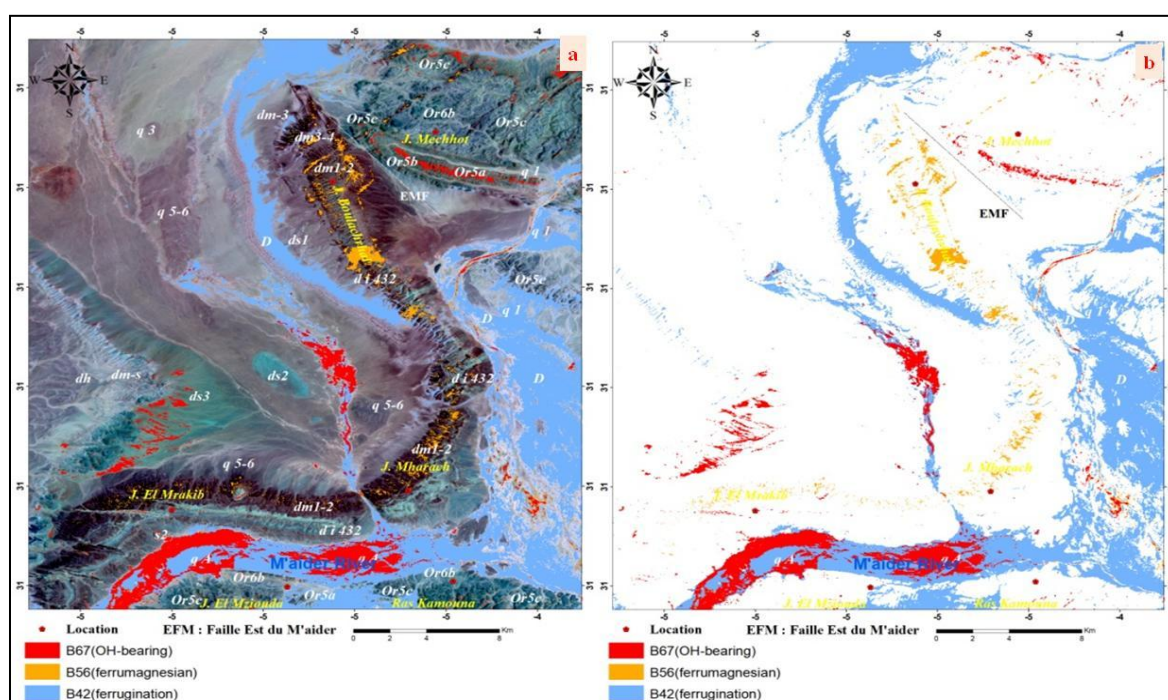


FIGURE II-12. a) La combinaison des ratios 6/7, 5/6 et 4/2 dans une image composite RVB met en évidence les zones d'altération en cyan vif et en rose vif avec l'image 467 RVB. b) La combinaison des ratios 6/7, 5/6 et 4/2 dans une image composite RVB révèle les zones d'altération par le masque quaternaire.

VII. Contrôle et validation

La collecte des données géologiques nécessaires à l'identification des zones potentiellement minéralisées est essentielle, mais elle peut être complexe et coûteuse. Elle nécessite divers moyens et outils pour optimiser les recherches et réduire les coûts et les délais. La télédétection a été utilisée avec succès dans de nombreuses régions du monde pour la cartographie des structures géologiques et des zones d'altération hydrothermale éventuellement associées aux minéralisations (Traore et al. 2020 ; Es-Sabbar et al., 2020 ; Saidi et al.2020 ; Jellouli et al., 2021; Ouhoussa et al.2022 ; Zafaty el al.,2022).

Après avoir arpenté les zones accessibles de notre zone d'étude, plusieurs indices minéralisés ont été découverts. Ensuite, la télédétection a été utilisée pour délimiter les formations rocheuses, identifier les événements géologiques tels que l'altération hydrothermale et localiser les endroits potentiellement minéralisés. Les résultats obtenus montrent une forte densité des Linéaments dans les zones où les unités lithologiques sont compétentes, comme les grès et les calcaires (Figure.II-13). L'analyse de la carte de densité des linéaments montre que les zones de fortes densité occupent la majorité de la zone étudiée. Les valeurs de densité les plus importantes sont principalement concentrées dans la partie nord au niveau des affleurements de l'Ordovicien supérieur du Jbel Machhot (Deuxième Bani). Cette densité semble être liée à un réseau de failles orientées NE-SW traversant la zone, ainsi qu'à la présence d'une faille profonde à l'est du bassin de M'aider (EMF). De plus, dans la partie sud de Jbel Boulachrhal, cette densité est associée aux formations calcaires dévoniennes du Jbel Lmrakib et aux grès du Deuxième Bani, notamment dans les affleurements de Ras Kammouna et Jbel Mziouda. Elle est également liée à un réseau de failles et de fractures orientées E-W, probablement associé à la faille profonde d'Oumjrane-Taouz (OJTF), où la fracturation est bien marquée. En revanche, les zones présentant des valeurs de densité moyennes à faibles correspondent généralement aux unités lithologiques tendres telles que les formations pélitiques et les alluvions quaternaires. Notre étude a également mis en évidence la relation entre la densité de fracturation et la présence de minéralisation (Figure.II-13, 14).

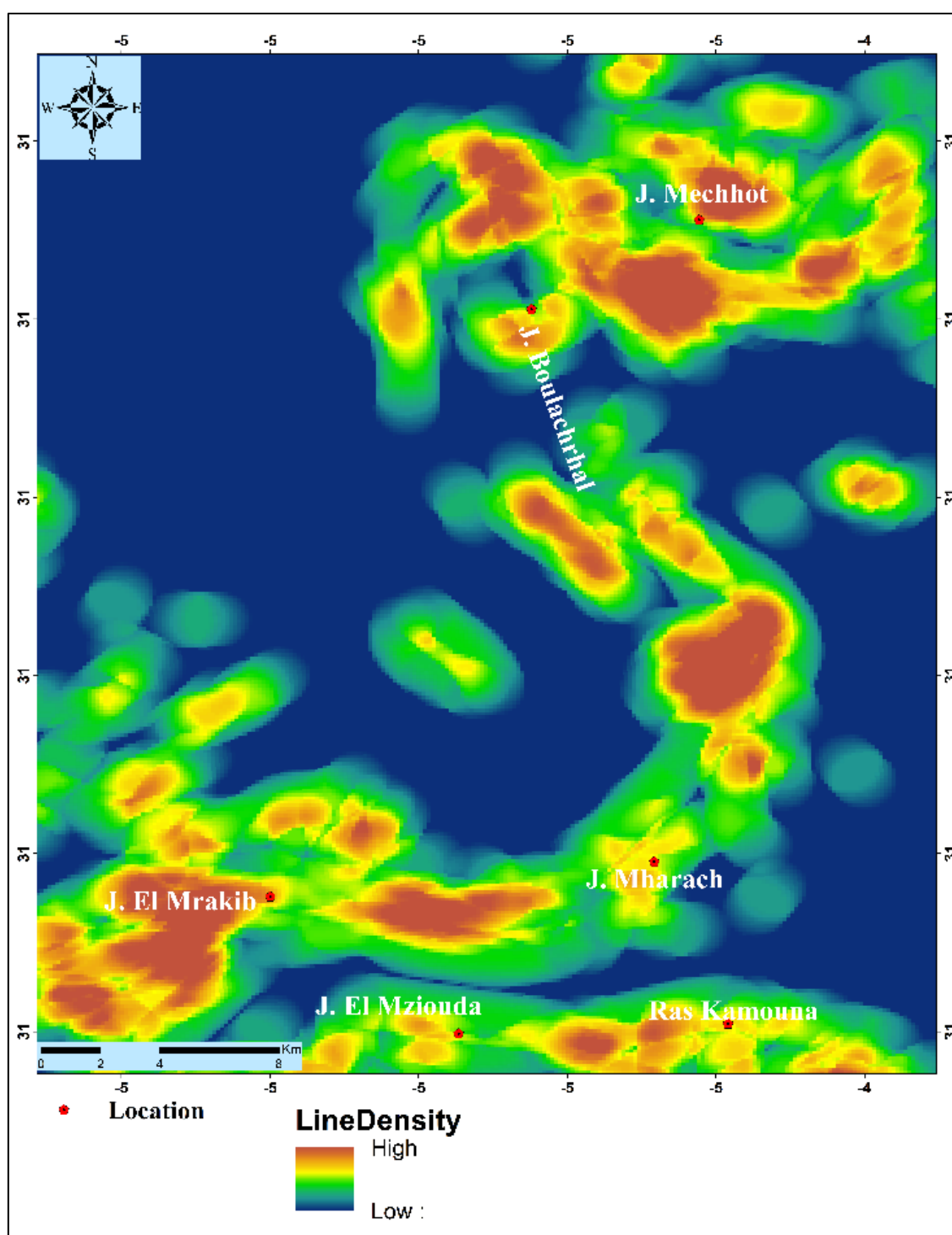


Figure II-13. Carte de densité des linéaments

Ces résultats montrent une bonne corrélation des linéaments extraits des images satellites avec ceux des cartes géologiques de Todgha Maider 1/200000 et Tafilalet-Taouz 1/200000 et avec les travaux de [Baïdier et al, \(2016\)](#) et [Destombes et Hollard, \(1986\)](#). Nos travaux ont permis de tracer avec précision la limite entre les grès et quartzites d'âge Ordovicien supérieur (Jbel Machhot, Deuxième Bani) et les calcaires-schistes du Dévonien inférieur-moyen (Jbel

Boulachrhal). Nous avons également réussi à déterminer la limite entre les séries de la formation inférieure de Ktaoua (Caradoc inférieur-moyen) et les formations supérieures de Tiouririne (Caradoc supérieur) et celles de Ktaoua (Asghill supérieur) au nord de secteur d'étude. De Même, à l'ouest de la zone, la limite entre les grès d'Aglmouss n'Fezzou, les schistes du Dévonien supérieur (Jbel Rich chouiref) et les calcaires-schistes du Dévonien inférieur-moyen (Jbel EL Mrakib, Jbel EL Mharech) a été retracée avec plus de précision. Concernant la minéralisation, des filons minéralisés d'ordre métrique à kilométrique et orientés NE-SW, ont été détectés sur les terrains de l'Ordovicien supérieur au niveau de Jbel Machhot (Figure.II-5, Figure.II-6, Figure.II-7, Figure.II-8, Figure.II-9, Figure.II-10 et Figure.II-13). Les observations effectuées sur le terrain ont permis de confirmer que ces filons sont constitués d'améthyste, barytine, oxydes de cuivre et des chapeaux de fer. La majorité de ces structures filoniennes sont associées à une minéralisation polymétallique, constituée essentiellement de cuivre sous forme de malachite, azurite, chalcosine, chrysocolle et bornite, associées à du Quartz Améthyste. La barytine se localise au niveau du toit des filons, sous forme de plaquages lenticulaires (Figure.II-14-15).

La minéralisation observée dans la zone de Machhot se manifeste par une multitude de veines, mesurant quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre de longueur, avec une puissance dépendant de la lithologie. Lorsque les filons recoupent les grès quartzites, leur extension varie de 2 à 3m. En revanche, les filons associés aux schistes et argiles, présentent des épaisseurs ne dépassant pas 1m. En termes d'épaisseur et de longueur, certaines structures filoniennes sont plus importantes. Dans la zone Jbel Machhot, qui fait partie du domaine minier exploité, les filons les plus importants en termes d'épaisseur et de concentration, constituant les principaux guides de la minéralisation en améthyste barytée, cuivre et plomb. Les directions principales de ces filons sont orientées NE-SW.

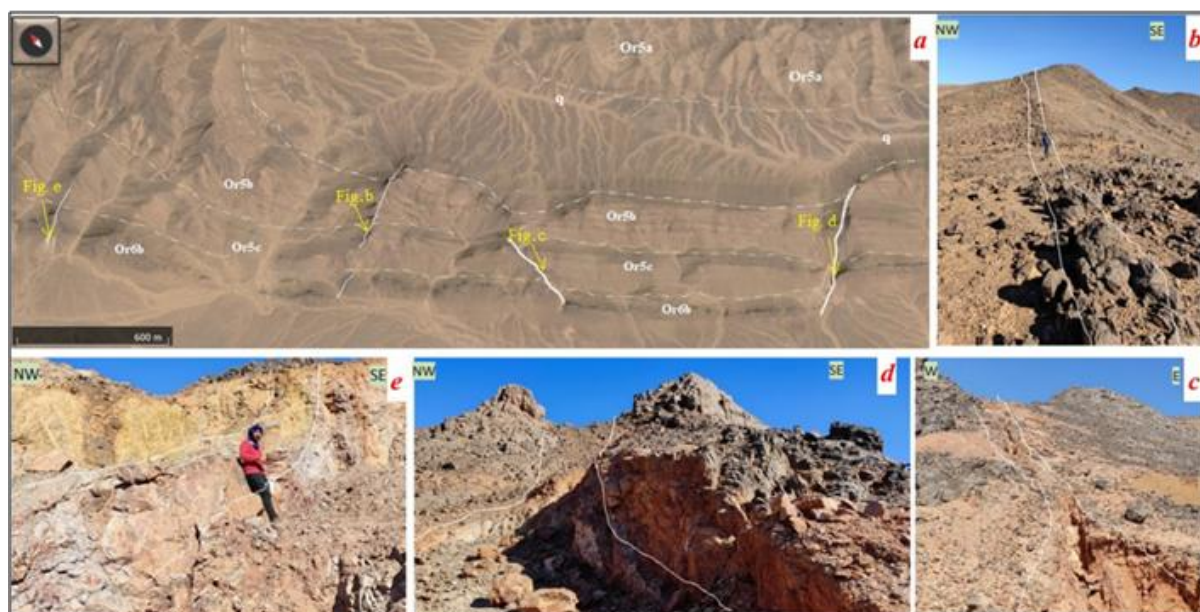


Figure II-14. (a) Image Google Earth montrant la localisation des structures minéralisées les plus significatives identifiées au nord de la zone d'étude. (b) Des veines de barytine orientées NE-SW associées à de l'améthyste et à quelques traces d'oxydes de fer. (c) Veine de barytine associée à des oxydes de fer présentant une orientation N-S. (d) La principale veine exploitée, orientée N55, est remplie d'oxydes de cuivre, de blocs d'améthyste et de barytine, coupée par d'autres veines satellites orientées N30. (e) Veine d'améthyste gemme orientée N30 contenant des traces d'oxydes de cuivre et des signes de plomb.

L'application des algorithmes PCA, des combinaisons RVB et des rapports de bandes sur les bandes spectrales de Landsat 8, nous ont permis de repérer les zones d'altération hydrothermale et les linéaments correspondants aux accidents structuraux. Les filons minéralisés sont associés aux zones présentant des densités élevées des linéaments et des propriétés d'absorption spectrale des minéraux hydroxydes (OH-bearing). A titre d'exemple, au nord de la région de Machhot, sur la formation inférieure de Ktaoua, la forte densité de linéaments et la présence des minéraux d'altération hydrothermale coïncident avec les minéralisations filoniennes de Cu, Ba et Am.

Toutes ces données sont confirmées sur le terrain et s'alignent généralement avec les travaux antérieurs, ainsi qu'avec les cartes de Todgha-Maider et Tafilalet-Taouz. De plus, nous avons cartographié de manière précise la limite entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien inférieur-moyen, ainsi que la limite entre ce dernier et le Dévonien supérieur. Nous avons également identifié les structures minéralisées qui sont souvent en relation directe avec la forte densité des linéaments et la présence de minéraux d'altération hydrothermale.

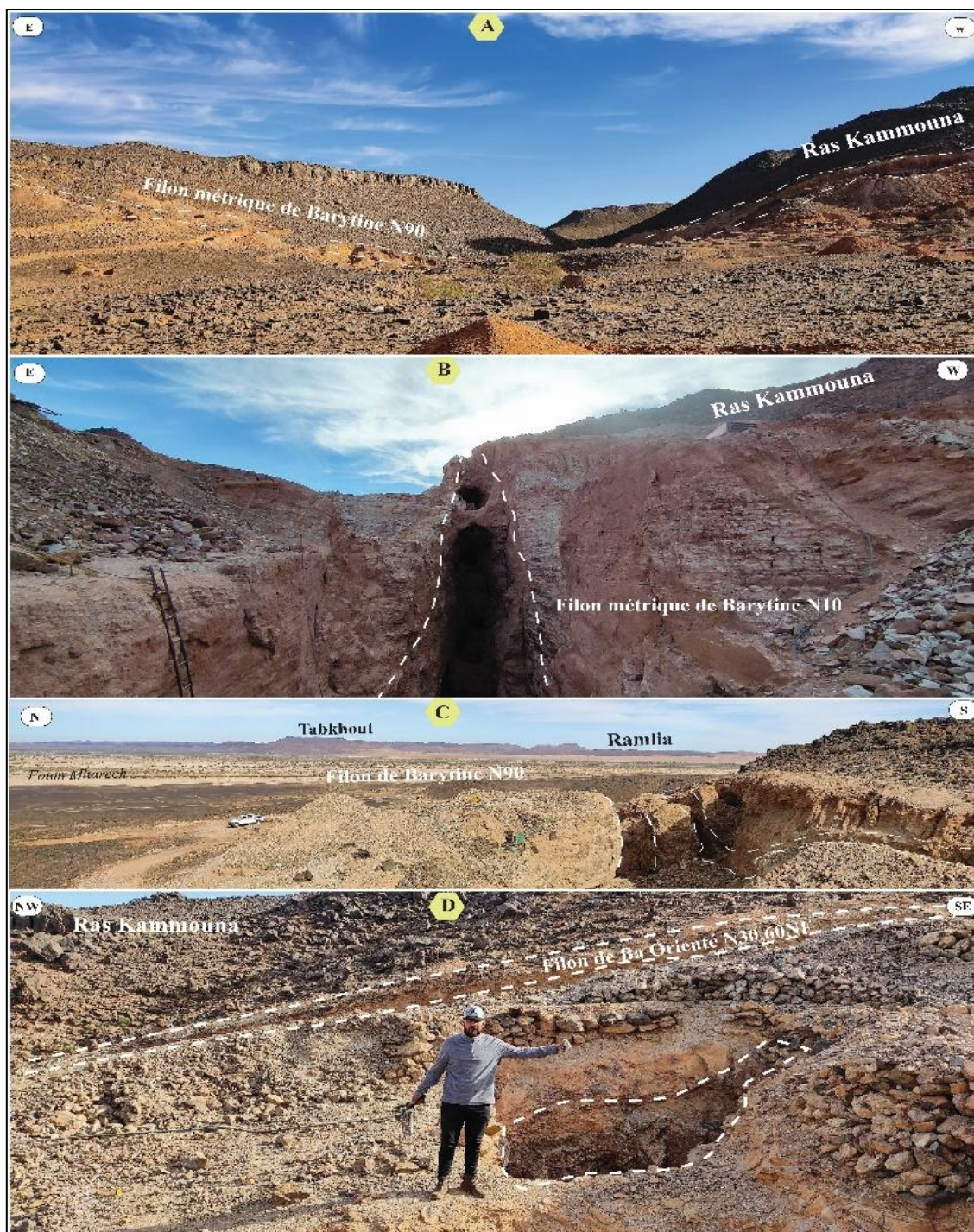


Figure II-15. A) Filons de barytine orientés E-W sur l’affleurement du Jbel Ras Kammouna. B) Filon de barytine orienté N10, avec une extension métrique dans les quartzites de l’Ordovicien supérieur. C) Vue d’ensemble des filons de barytine du Jbel Ras Kammouna, orientés E-W. D) Exploitation par puits et tranchées de la minéralisation dans les quartzites de l’Ordovicien supérieur.

Au niveau du Jbel Machhot au nord de la zone d’étude, une forte densité de fracturation est associée à la minéralisation de type cuprifère (Cu, Ba, Am) orientée NE-SW, les deux étant associées à des chapeaux de fer. Des observations similaires ont été faites au à Ras Kammouna

et à Jbel Mziouda au sud, où des structures minéralisées orientées NE-SW et E-W ont été identifiées, ainsi qu'à l'est de la zone d'étude, notamment à Jbel Tijekht. La direction NE-SW apparaît comme le vecteur principal des structures minéralisées. Ces résultats confirment que le contrôle structural est le principal facteur responsable de la mise en place de ces corps minéralisés. Par ailleurs, les zones présentant une densité moyenne à élevée des linéaments est spatialement corrélée avec les indices (sites) de minéralisation, comme en témoigne la superposition des filons minéralisés, des cartes d'altération hydrothermale et de la carte de la densité du linéament (Figure.II-16-17).

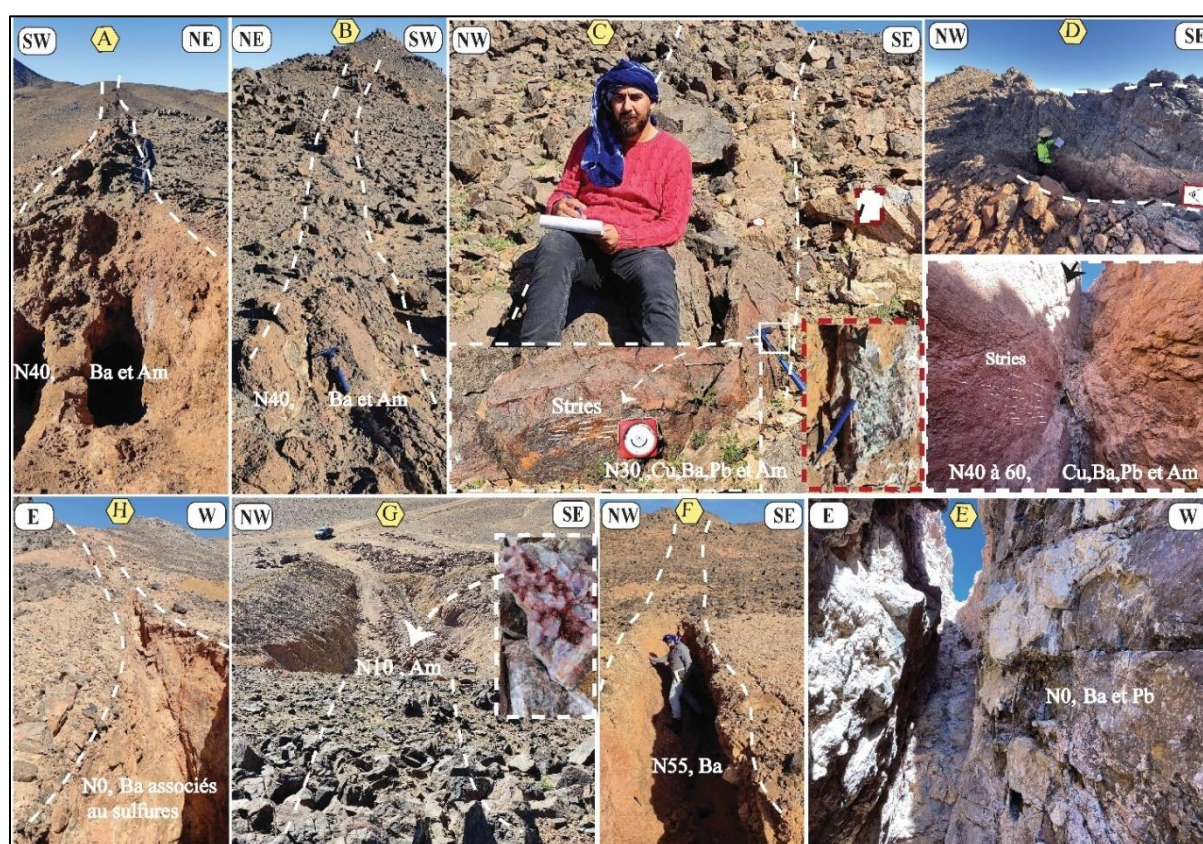


Figure II-16. A et B) Filons de barytine orientés NW-SE, associés à de l'améthyste et à quelques traces d'oxydes de fer. (C et G) Filon d'améthyste, de barytine et de cuivre, avec des traces de plomb, disposé selon une direction N10 à 30. D) Principal filon exploité, orienté N40 à 60, contenant du cuivre et de l'améthystes, associés à des sulfures (chalcoppyrite, pyrite, etc.), dans une gangue de quartz clair. H et F) Filon de barytine rose, associé aux oxydes de fer, orienté N-S et N55. E) Filon de barytine blanche avec des traces de Pb, orienté N0.

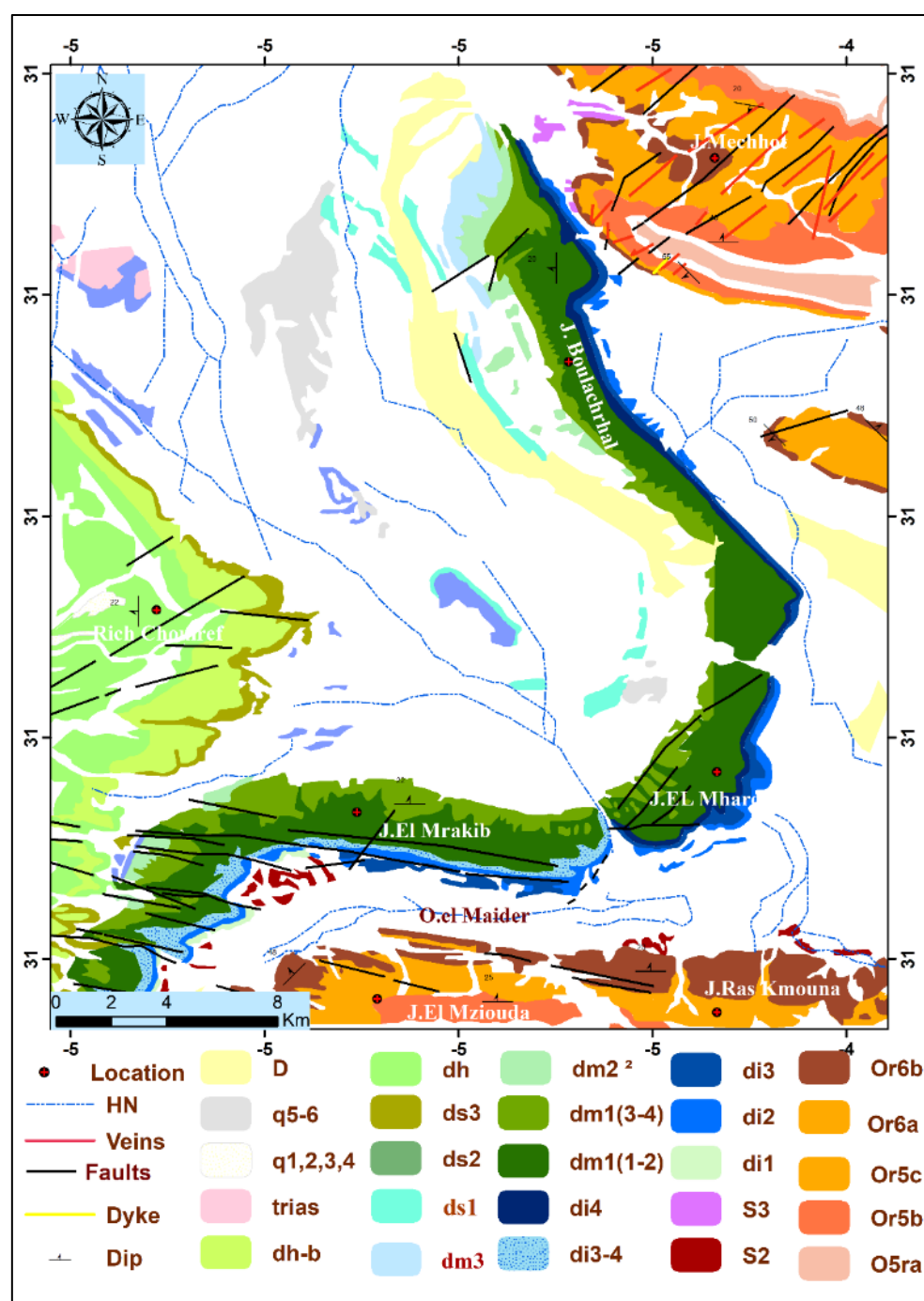


Figure II-17. Carte géologique de la zone d'étude mise à jour intégrant les données de terrain et de télédétection. D: Dunes ; q1: Basses Terrasses ; q5-6: Glacis et dépôts de galets ; d-h: Grès et schistes de Aglmouss n'Fezzou Dévonien supérieur ; ds3:schistes argileux ou Pélites verts du Dévonien supérieur ; ds2 :schistes argileux et miche calcaire noires patine ; dm-3:Calcaire bleu, calcaire gréseux violacés et grès verts de la formation de Bou-Dib du Dévonien moyen ; dm1-2 :Marne , calcaire gris et calcaire et argiles alternés de la formation de taboumkhlouft Dévonien moyen ; di-432 : Calcaire argileux, noduleux et marno-calcaire jaunâtres du Dévonien Inférieur ; Orb6 : Grès et quartzites du Deuxième Bani Ordovicien supérieur ; Or6a : Argilites gréseuses Formation supérieur de Ktaoua supérieur de l' Ordovicien supérieur; Or5c: Grès quartzeux en plaquettes Formation supérieur de Tiouririne Ordovicien supérieur ; Or5a: Grès quartzeux et argilites micacées Formation inférieur de Ktaoua Ordovicien supérieur.

VIII. Conclusion

Ce chapitre met en évidence l'apport déterminant de l'imagerie Landsat 8 OLI dans la cartographie lithologique de la région de Jbel El Machhot, située dans le bassin de Maider, à l'est de l'Anti-Atlas. L'application des techniques de rehaussement Optimum Index Facto OIF, Decorrelation Stretch DS, Minimum Noise Fraction MNF, de l'analyse en composantes principales (ACP) des compositions colorées et des rapports de bandes a permis d'améliorer la discrimination des affleurements, d'identifier les principales structures géologiques, et de repérer les zones à potentiel minéralisé ainsi que les secteurs affectés par l'altération hydrothermale.

Ces approches ont permis d'extraire des informations géologiques pertinentes pour la délimitation des zones à potentiel de minéralisation en améthyste, barytine et cuivre dans la région du Jbel Machhot (bassin de Maider) en Anti-Atlas oriental.

L'application de l'ACP sélective s'est avérée être la plus efficace pour cartographier les facies lithologiques. La présence des minéraux d'altération hydrothermale, notamment les hydroxydes et les oxydes de fer, à proximité des structures NE-SW, NW-SE et E-W est considérée comme indicateur de zones à fort potentiel pour la minéralisation dans la région étudiée. Ces minéraux peuvent ainsi être utilisés comme cibles pour les travaux d'exploration.

Les résultats de cette étude démontrent aussi que les méthodes de télédétection appliquées fournissent des informations géologiques précieuses. Il s'agit d'un outil rapide, efficace et moins coûteux pour l'exploration minière. La présence de roches altérées peut être un indicateur fiable des réserves potentielles. La possibilité d'utiliser davantage de bandes spectrales pour l'exploration minérale est rendue possible par la télédétection et le traitement numérique des images. La télédétection multispectrale peut être utilisée pour identifier les roches altérées car leur spectre de réflectance diffère de celui des roches naturellement non altérées dans les zones où le substratum rocheux est exposé.

CHAPITRE III

MINERALISATION DE JBEL

BABA JOUA ALI

I. Introduction

La structure filonienne constitue une caractéristique majeure des minéralisations de l'Anti-Atlas oriental, notamment dans la partie sud de la boutonnière d'Ougnat. Cette région abrite un ensemble important d'indices minéralisés et de gisements de métaux de base (Cu, Pb), de fer et de barytine. Actuellement, la barytine et les carbonates de cuivre constituent les principaux minerais exploités, tant de manière artisanale que par des méthodes modernes (ref).

Plusieurs études métallogéniques ont été réalisées dans l'Anti-Atlas oriental, notamment dans les zones d'Oumejrane, Tijekht et Ras Kammouna, avec un accent mis sur les aspects structuraux et géologiques (Boissavy, 1979 ; Kharis, 2015 ; Saidi, 2023 ; Es-Sabbar, 2023). L'un des principaux résultats de la recherche scientifique dans cette région est la mise en évidence d'un potentiel minéral important, notamment pour le cuivre (Cu), le plomb (Pb), le zinc (Zn) et la barytine. Les roches sédimentaires détritiques, de nature grésopélitique, datées d'Ordovicien supérieur, constituent l'encaissant des filons dont, les dimensions sont de l'ordre du mètre à plusieurs kilomètres. Ces gisements, principalement constitués de cuivre et de barytine, souvent associés à d'autres substances, font l'objet d'activités d'exploitations menées principalement par le Groupe minier Managem, ainsi que d'autres sociétés combinant exploitation artisanale et méthodes modernes.

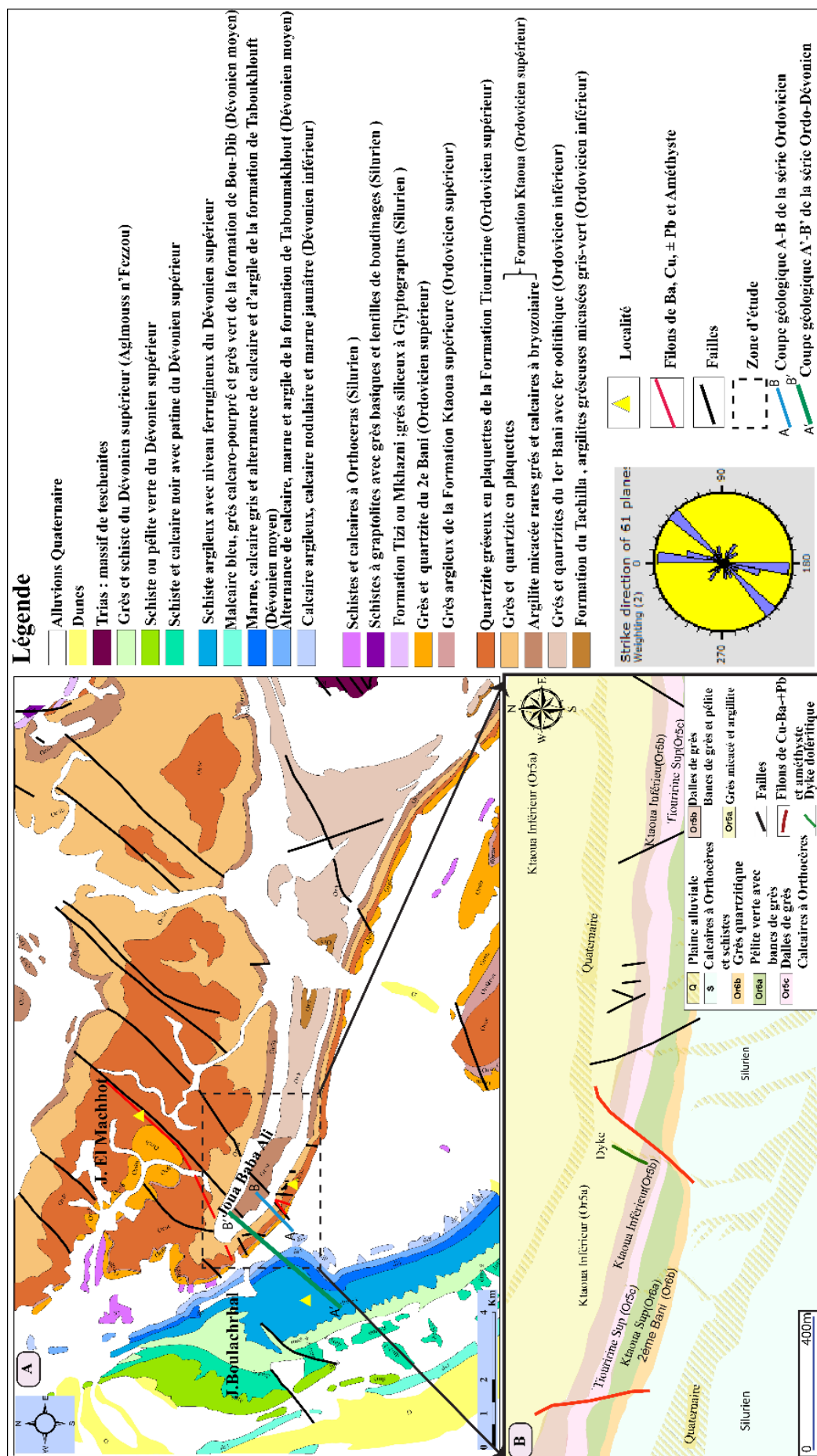
Comme pour le champ filonien étudié de Baba Joua Ali, plusieurs gisements et gîtes à plomb, cuivre, zinc et barytine, encaissés dans les séries détritiques paléozoïques du bassin de Maider et de la ride Ougnat-Ouzina, sont alignés le long du grand accident panafricain d'Oumejrane-Taouz (FOT) (Boissavy, 1979 ; Kharis et al., 2011 ; Kharis, 2015). D'ouest en est, on retrouve : le gisement à cuivre (Cu), plomb (Pb) et barytine d'Oumejrane, le champ filonien à barytine de Tazoult Ouzina, le champ filonien à cuivre et barytine de Tijekht, le champ filonien à plomb, cuivre et barytine de Tadaout-Tizi n'Ras (Ait Daoud et al., 2020), et enfin le champ filonien à plomb, cuivre et barytine de M'fis (Makkoudi, 1995). À l'exception des minéralisations d'Oumejrane, tous ces gisements font l'objet d'une exploitation artisanale intense. Il convient de souligner qu'aucune minéralisation de type stratiforme n'a été identifiée dans ces différents districts, à l'exception de quelques niveaux ferrugineux interstratifiés dans la série déritique de l'Ordovicien (Es-Sabbar et al., 2020, 2024).

Ce chapitre présente les résultats d'une étude combinant observations de terrain et analyses en laboratoire, mettant particulièrement l'accent sur les occurrences de Ba-Cu $\pm$ Pb et d'améthyste dans le district de Baba Joua Ali (BJA). L'objectif principal de l'étude est de

caractériser les aspects géologiques, minéralogiques et pétrologiques des formations lithologiques et des structures minéralisées, en mettant en évidence la morphologie et la géométrie des corps minéralisés, tant à l'échelle des filons qu'à celle des échantillons. Cette approche permet de mieux comprendre le contexte structural et géodynamique dans lequel ces minéralisations se sont formées. Une cartographie détaillée sur le terrain, une analyse structurale, un examen pétrographique, ont été menés afin de déterminer les processus et les conditions de mise en place de la minéralisation de Cu, Ba, Pb et améthyste. En complément des observations au microscope optique, des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) ont permis de valider les données et de préciser la nature des phases minérales. Les résultats obtenus ont non seulement permis de dresser la succession paragénétique des minéralisations, mais aussi de caractériser les relations entre les différentes espèces minérales présentes, notamment la barytine et le cuivre, et leur association avec les structures géologiques locales, telles que les failles et les plis. Structures minéralisées du Jbel El Machhot

Nos observations sur le terrain ont révélé que l'épaisseur des filons est particulièrement marquée dans les formations plus résistantes, telles que les grès quartzitiques du Deuxième Bani. En revanche, dans les formations de Ktaoua Inférieur et Supérieur, la formation de Tiouririne Supérieure, notamment les schistes et pélites de l'Ordovicien supérieur, l'épaisseur des filons est significativement plus faible ([Figure.III-1A, B](#), [Figure.III-2](#)).

Durant nos missions de terrain à Jbel El Machhot, l'accès aux filons et aux structures minéralisées a été grandement facilité par les tranchées et galeries réalisées par la société IDMOUMA SARL, offrant ainsi des conditions d'observation particulièrement favorables à l'étude géologique. L'étude des échantillons prélevés dans différents filons du Jbel El Machhot et de l'anticlinal de Baba Joua Ali a permis de caractériser et de décrire en détail la minéralisation filonienne dans notre zone d'étude. Certaines structures sont presque entièrement minéralisées par la barytine, notamment les filons situés dans la partie ouest de l'anticlinal de Baba Joua Ali, qui présentent une orientation N-S. En revanche, la plupart des filons renferment des minéraux d'oxydes de cuivre (Cuprite, Ténorite, Hématite et Goethite), ainsi que les sulfure de cuivre (chalcopryrite, bornite, pyrite, galène, sphalérite, chalcocite, covellite) et aussi des oxydes et hydroxydes de fer, accompagnés de carbonates, de quartz et de barytine (rose et blanche) en tant que gangue.



Enfin, l'un des éléments distinctifs de la région est la présence d'améthyste de couleur violette, caractérisée par une clarté exceptionnelle. Ce minéral se présente sous forme de filons métriques, notamment dans le filon principal de Jbel Baba Joua Ali. Des occurrences similaires ont également été observées dans d'autres filons répartis à travers la région, notamment dans les secteurs est et nord.

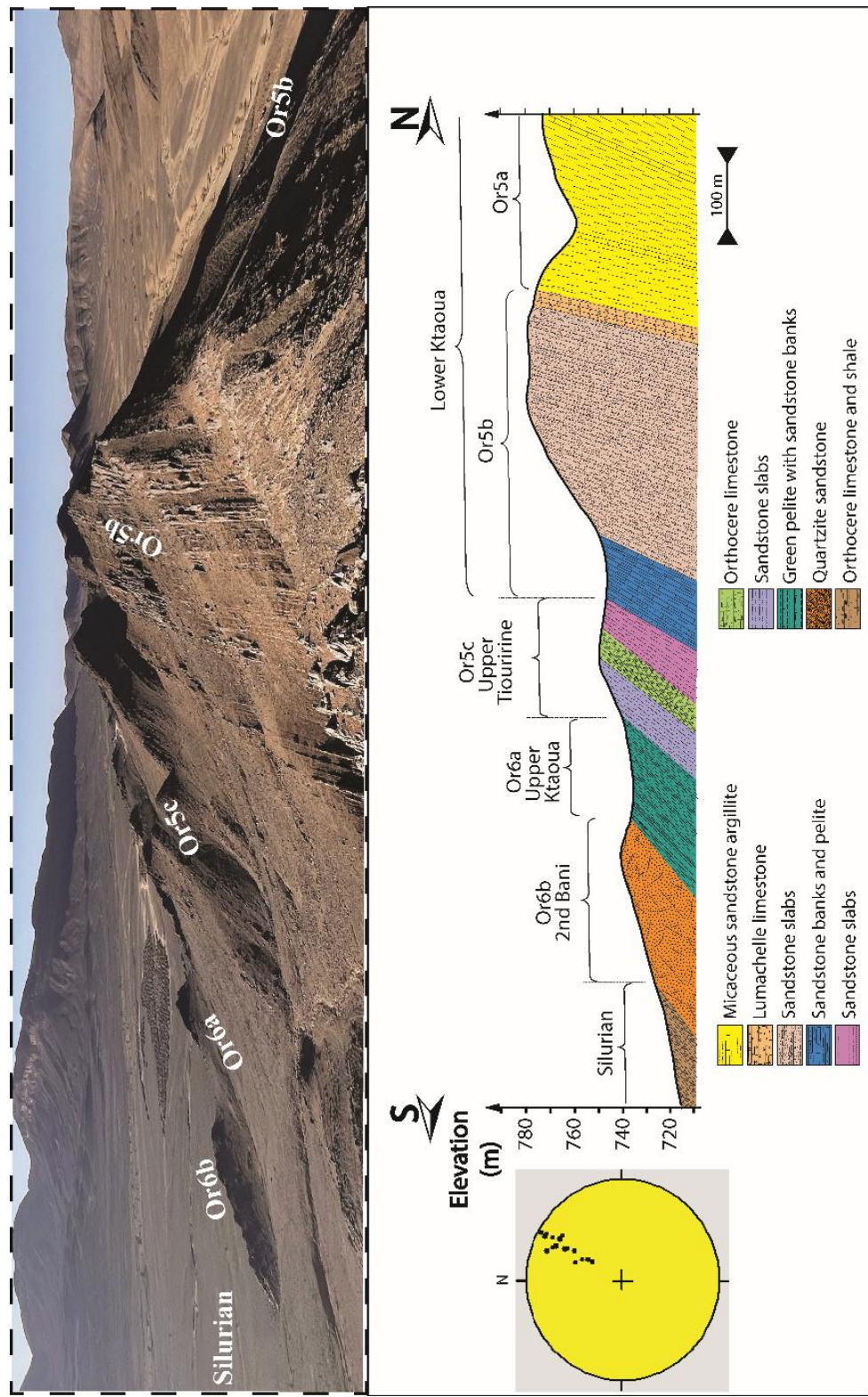


Figure III-2. Vue panoramique et coupe géologique de la zone de Baba Joua Ali (emplacement de la coupe A-B sur la figure III-1. A. (2) et projection stéréographique.

Ci-dessous, nous allons présenter les caractéristiques des structures filoniennes, synthétisées à partir des observations de terrain et des échantillons macroscopiques. L'analyse des structures filoniennes est basée sur les directions des filons, étant donné que la majorité de ces structures se situe sur le flanc sud de l'anticlinal de Jbel Joua Baba Ali, sans désignation spécifique.

II.1.Filon principal de Jbel Baba Joua Ali

Ce filon, orienté entre N45° et N60°, avec un pendage de 50° à 70° SE, est situé dans le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali. Il est minéralisé en améthyste sous forme de blocs métriques, associés à une barytine massive, de la malachite déssiminée, ainsi qu'à des oxydes de cuivre, tels que la cuprite, la ténorite et des plages de cuivre natif, sans négliger la présence d'indices de galène. Ce filon constitue l'une des structures minéralisées les plus importantes d'un point de vue économique, tant par la quantité et la qualité du minerai que par la densité de barytine, ainsi que par les cristaux et blocs d'améthyste spectaculaires (Figure. III-3). Ce filon est encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur, occupant presque toute la série, depuis les grès quartzitiques du Deuxième Bani jusqu'à la formation de Ktaoua Inférieur (Figure.III-2-4).



Figure III-3.Blocs d'améthyste présentant des variations de couleur, de forme et de structure au sein du filon principal de Baba Joua Ali.

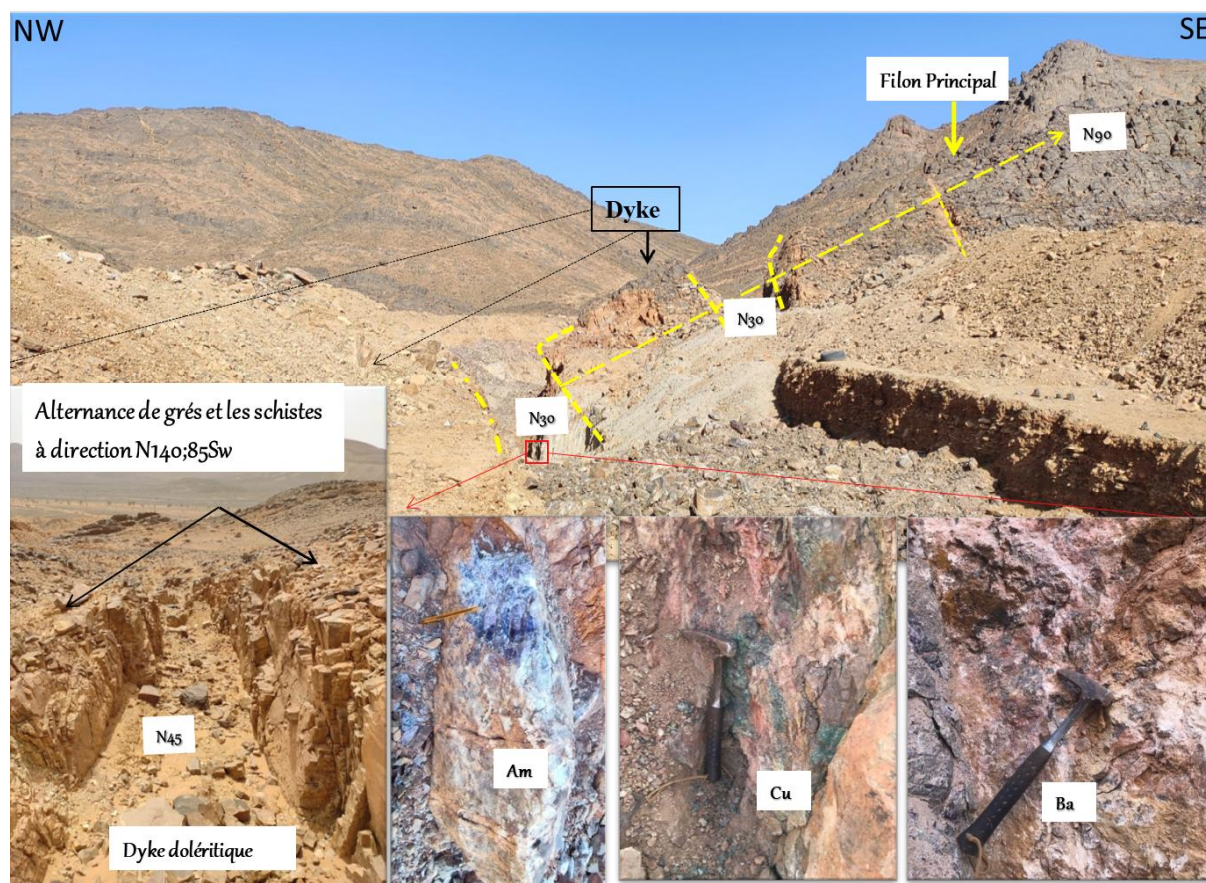


Figure III-4. Aspect général du filon principal à Baba Joua Ali, minéralisé en améthyste (Am), cuivre (Cu), barytine (Ba), encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur.

II.2. Filons satellites associés au filon principal

Il s'agit d'un réseau de veinules orientées NE-SW, associées au filon principal au sud de Baba Joua Ali, et caractérisées par une structure rubanée (Figure III-5). La barytine occupe le cœur des veinules, bordée par des bandes d'améthyste blanche en surface, qui prennent une teinte violette sur une cassure fraîche. Cette structure rubanée est également visible dans certaines veinules où l'améthyste présente une teinte violet clair au centre, s'intensifiant vers les bordures. Cette minéralisation est associée à des oxydes de fer. Aucune trace de malachite n'a été observée au niveau de ces veinules (Figure III-4).

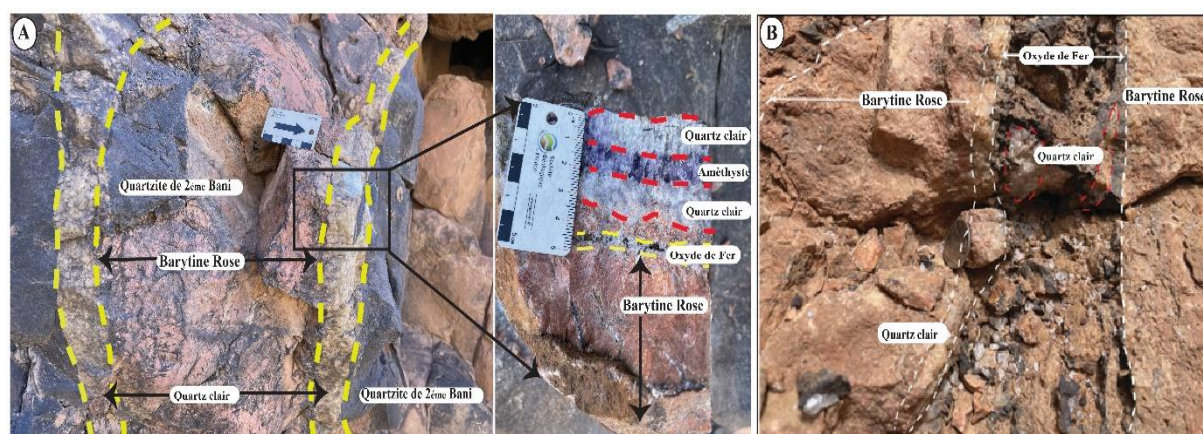


Figure III-5. A) et B) Structure rubanée des veinules satellitaires associées à la barytine et à l'améthyste, accompagnées d'oxydes de fer, au sud de Baba Joua Ali

II.3. Filon N-S

Ce filon, orienté N0° avec un pendage de 80°, est situé à environ 800 m à l'est du filon principal. Il traverse l'ensemble des formations de la série de l'Ordovicien supérieur et présente un remplissage minéralisé en barytine (Figure.III-5A, B). Cette dernière, parfois rosée, est localement accompagnée de traces de sulfures ainsi que de faibles indices de malachite disséminée.

II.4. Filon NE-SW

Ce filon, d'une longueur de 500 m, est situé également sur le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali à environ 400 m au sud du filon N-S, Il est essentiellement minéralisé en barytine (Figure.III-6A, B, C, D) et encaissé dans l'ensemble de la série ordovicienne supérieure, depuis les quartzites du deuxième Bani jusqu'à la formation inférieure de Ktaoua. Il convient de noter que la minéralisation de barytine, dans ce cas, est principalement dominée par la présence d'oxydes de fer (Figure.III-7).

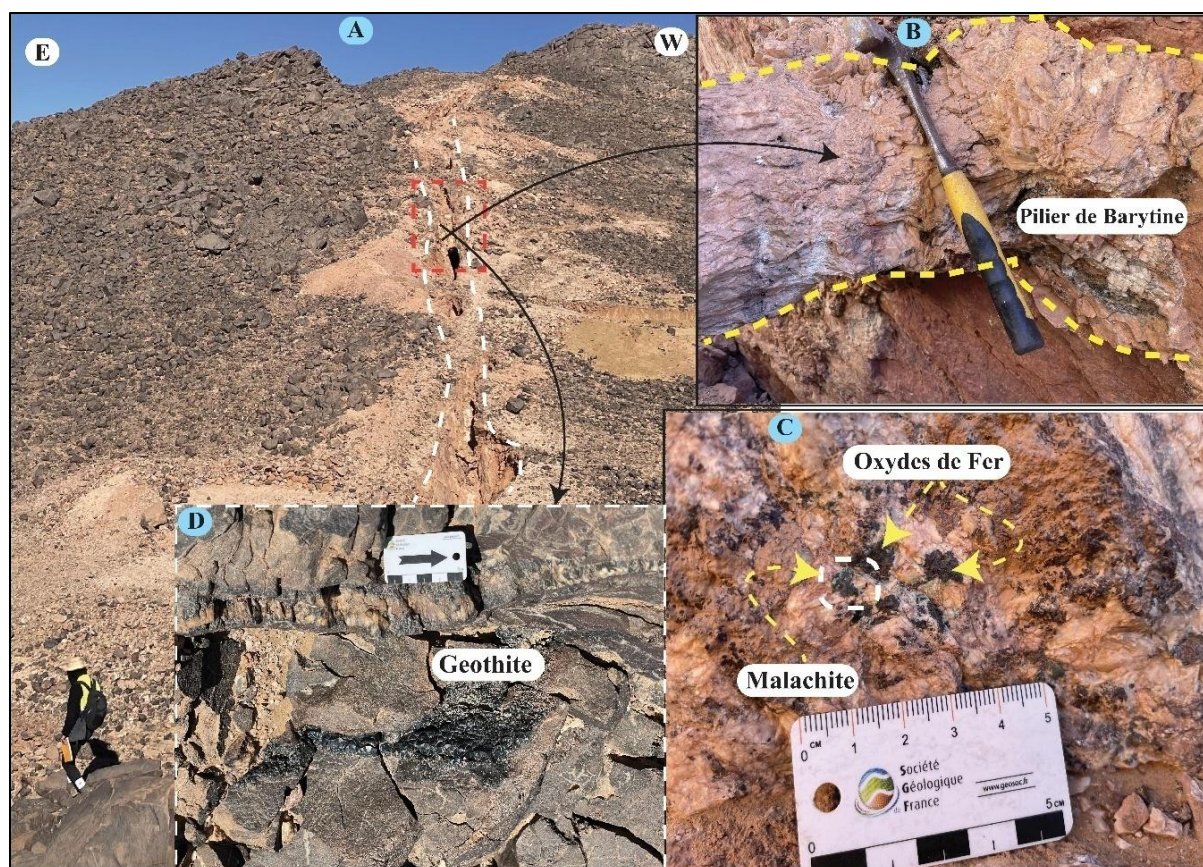


Figure III-6. Filon N-S minéralisé en barytine présentant des traces de sulfures, malachite et oxydes de fer dans les formations de l'Ordovicien supérieur.

II.5.Filon N30°

Ce filon, orienté N30 avec un pendage sub-vertical à vertical (80° à 88°), s'étend sur environ 840 m, depuis la formation supérieure du Deuxième Bani jusqu'à la charnière du pli de Baba Joua Ali. Il se caractérise par une caisse filonienne riche en améthyste massive sous forme de blocs métriques associés à un matériel béchique. Ces blocs contiennent des géodes remarquables, souvent en forme de dents de requin, un trait particulièrement distinctif de ce filon (Figure.III-8A).

A Baba Joua Ali, en dehors de la formation du Deuxième Bani, la direction du filon change pour devenir N10. Dans cette zone, des indices de galène ont été observés, associés à de la malachite disséminée dans les quartzites. On y observe également des cristaux altérés de pyrite, associés à une gangue de quartz clair (Figure. III-8B).



Figure III-7. Filon NE-SW minéralisé en barytine et en oxydes de fer dans les formations de Tiouririne supérieure.

II.6. Filon NE-SW au niveau de Jbel El Machhot

Ce filon, orienté N45° et présentant un pendage vertical, se situe dans le synclinal de Jbel El Machhot, au nord du filon principal, et se distingue par une longueur remarquable dépassant 3 km (Figure. III-9A). Sa minéralisation se compose principalement de barytine associée à des oxydes de fer, avec également la présence d'améthyste. Cette dernière se différencie de celle du filon principal par des cristaux de couleur blanchâtre. La minéralisation est encaissée dans la formation supérieure de Ktaoua, constituée de schistes verdâtres à bleuâtres, ainsi que dans la formation du Deuxième Bani (Figure. III-9B). Il est important de souligner la présence d'autres filons, présentant la même orientation et une situation géologique comparable, dans le synclinal de Jbel El Machhot. Ces filons suivent une direction NE-SW, identique à celle de la majorité des failles recoupant la série de l'Ordovicien supérieur, et présentent une minéralisation similaire.



Figure III-8. A) Filon N30 à pendage sub-vertical, riche en améthyste massive avec géodes distinctives en blocs métriques, dans les formations supérieures du Deuxième Bani. B) Filon N10, marqué par des indices de galène, malachite disséminée et cristaux de pyrite altérés dans une gangue de quartz clair.

II.7.Filon N70°

Ce filon, situé au Sud de Jbel Taboulaadamt et à l'Est de l'anticlinal de Baba Joua Ali, s'étend sur une longueur de 600 m. Il est encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur allant du Deuxième Bani jusqu'à la formation de Ktaoua inférieure. Il est caractérisé par une minéralisation similaire à celle du filon principal de Baba Joua Ali, avec une barytine rose. On y trouve également une couche d'améthyste, présentant des caractéristiques identiques à celles du filon principal. Toutefois, l'épaisseur de la tranche d'améthyste y est différente, atteignant environ 20 à 25 cm (Figure.III-10).

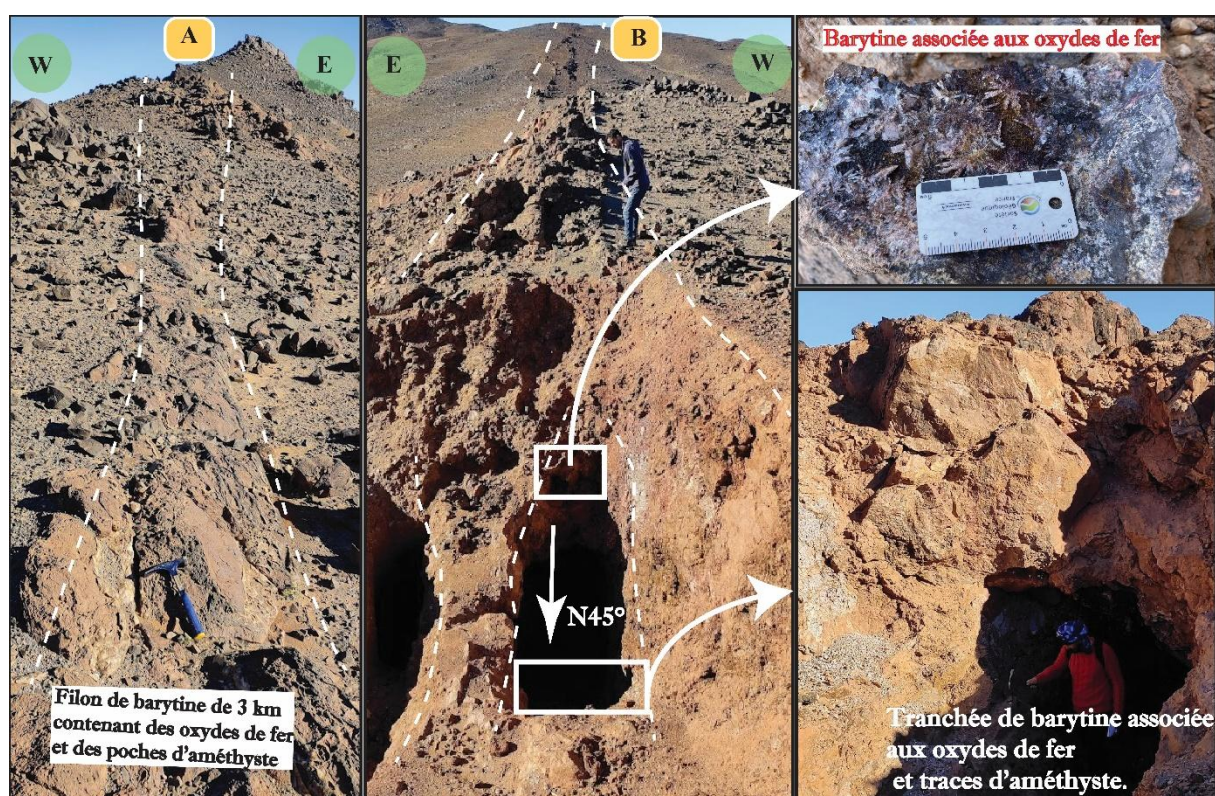


Figure III-9.A) et B) Filon N45° de plus de 3 km à pendage vertical, minéralisé en barytine et en oxydes de fer et améthyste dans les formations de Ktaoua et du Deuxième Bani, dans le synclinal de Jbel El Machhot.

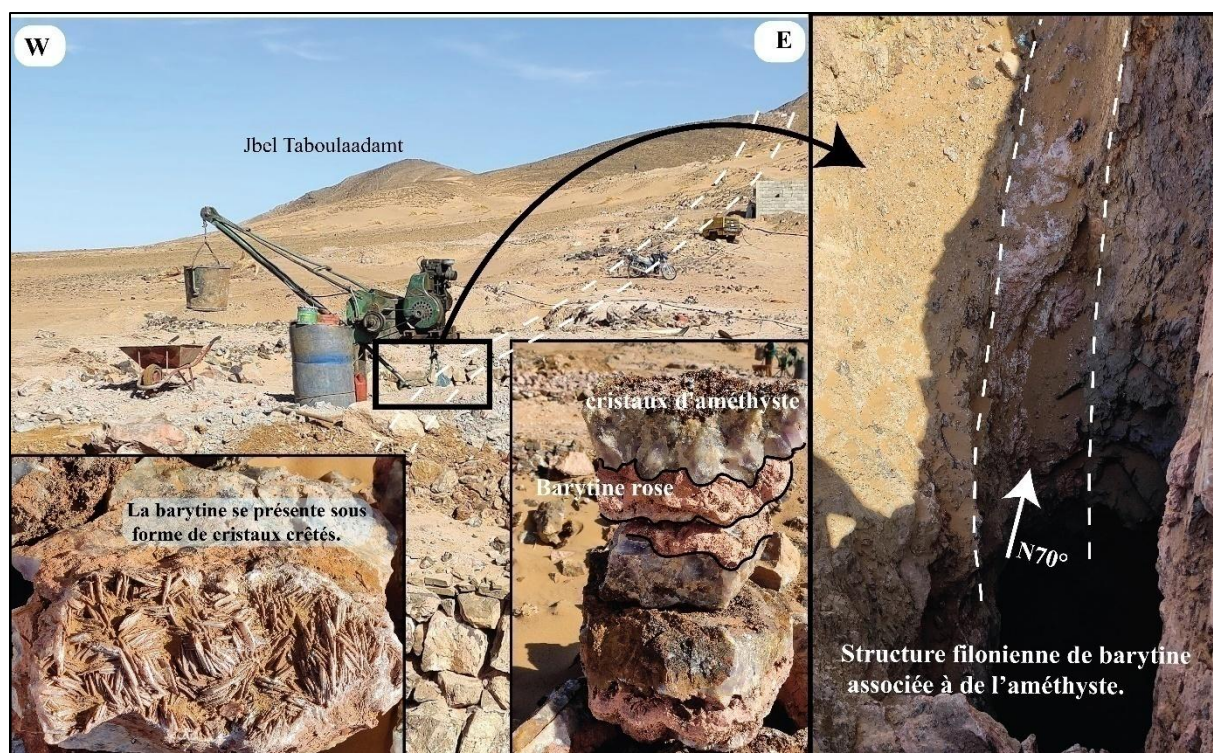


Figure III-10. Filon N70 au Sud de Jbel Taboulaadamt, encaissé dans les formations de l'Ordovicien supérieur, minéralisé en barytine rose et améthyste, similaire au filon principal de Baba Joua Ali.

II. Morphologie et Textures de la Minéralisations à Jbel El Machhot

Les missions et les investigations de terrain, complétées par des observations à l'échelle des échantillons, ont permis de caractériser la minéralisation de la région de Baba Joua Ali. Cette minéralisation se compose principalement de sulfures, accompagnés de quartz clair I, d'améthyste et de la barytine en tant que minéraux de gangue. Le premier stade hypogène est marqué par la présence de chalcopryrite, bornite et pyrite, systématiquement associées à des inclusions de galène, avec du quartz clair I en tant que minéral de gangue.

Le second stade majeur se caractérise par la formation de covellite, chalcocite, malachite, hématite, chrysocolle, cuprite et cuivre natif. Cet assemblage est lié au processus supergène, où la percolation des eaux acides météoriques est favorisée par la fracturation intense des quartzites de l'Ordovicien supérieur, ainsi que par les cavités et les fractures présentes dans le quartz, l'améthyste et la barytine. L'étude de cette minéralisation a permis de révéler plusieurs textures et structures : texture rubanée, la plus dominante, ainsi que des textures massive, disséminée, bréchique et fibreuse. Les structures observées incluent la structure géodique, caractéristique de l'améthyste et la structure mamelonnée, caractéristique de l'hématite et de la malachite. Par

ailleurs, la barytine présente une structure d'encroûtement. Ces différentes textures et structures reflètent les diverses conditions de formation et de minéralisation propres à la zone étudiée.

III.1. Texture rubanée

Cette structure est très répandue dans les champs filoniens du Jbel El Machhot et sur l'anticlinal de Baba Joua Ali. Elle se caractérise par la disposition des minéraux en bandes ou rubans d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ce rubanement, constitué d'améthyste, de barytine, de quartz clair et de goethite résulte des réouvertures des structures filoniennes, un phénomène de crack-seal associé à l'ouverture des fractures dans les roches, suivi de leur fermeture par la précipitation de minéraux, caractéristique des systèmes en extension. Il peut aussi, résulter des variations dans la composition des fluides minéralisateurs, qui favorisent la formation de bandes distinctes de minéraux en fonction des conditions environnementales ou tectoniques) (Figure. III-11).

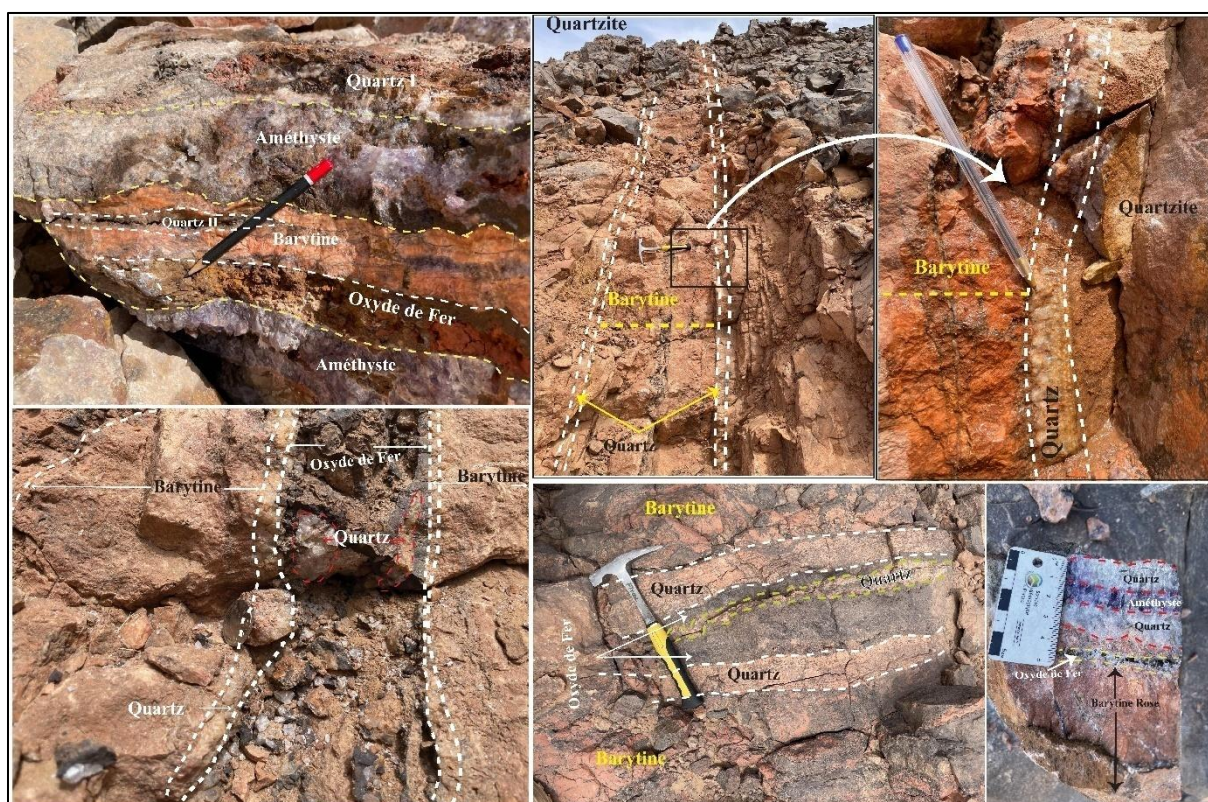


Figure III-11. Vues macroscopiques de la minéralisation filonienne du Jbel Baba Joua Ali, mettant en évidence une structure rubanée, illustrée par différentes occurrences de quartz (blanc et améthyste) et de barytine, associées parfois à des oxydes de fer.

III.2. Texture massive

Cette texture est dominante dans les champs filoniens de la zone d'étude. Elle se présente principalement sous forme de filons métriques composés d'améthyste, de barytine, de galène et de chalcopryrite. L'améthyste y apparaît sous forme de cristaux centimétriques, dont la couleur varie du blanc au violet, avec des nuances allant du violet clair au violet foncé (Figures.III-12a, b, c, d, e et f).

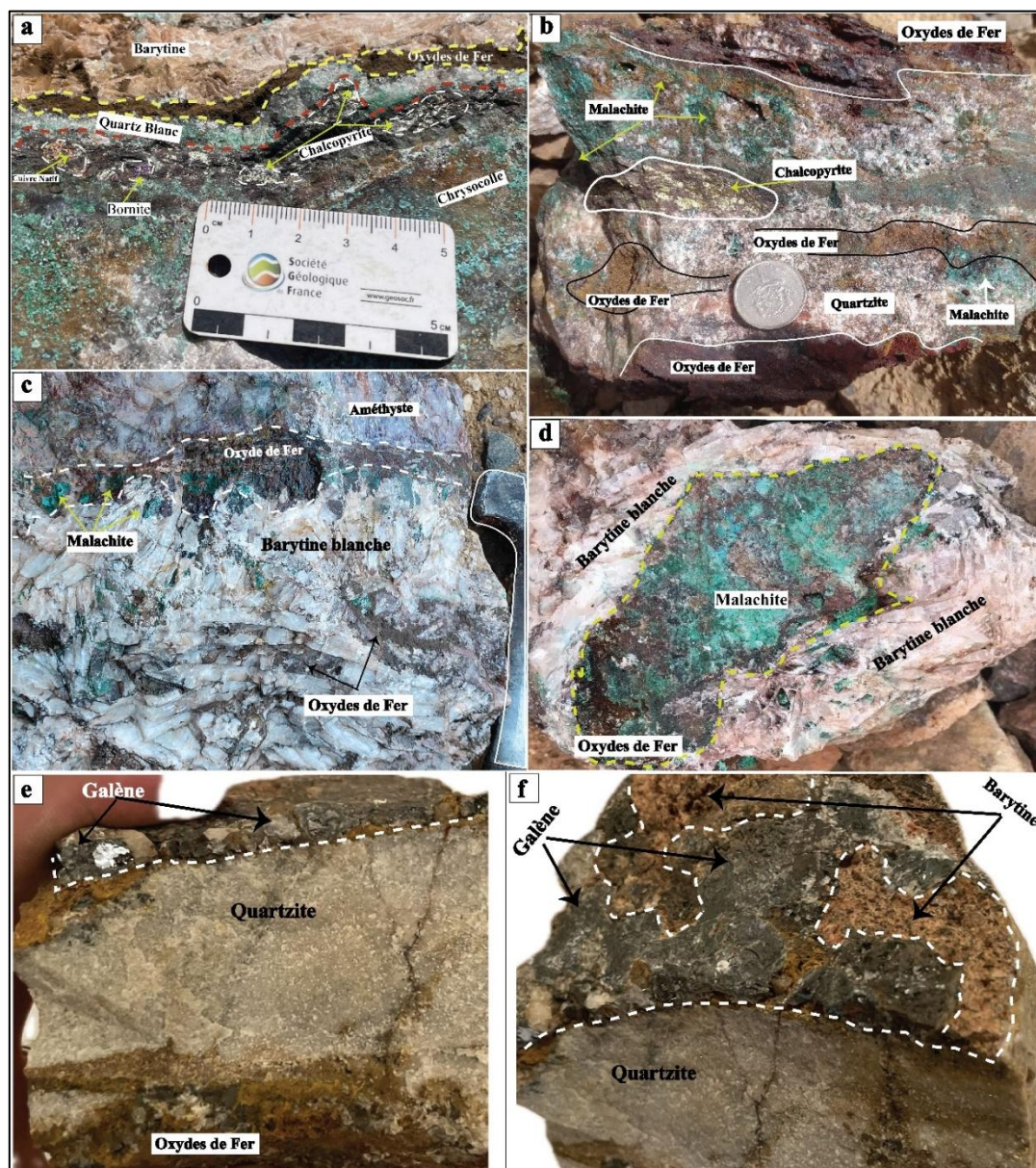


Figure III-12. Minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali, illustrant une structure massive : barytine (a, c, d et f), chalcopryrite et bornite dans une gangue de quartz clair associée aux carbonates de cuivre (malachite) (a, b, c et d), et galène dans une gangue de barytine (e, f).

III.3. Texture disséminée

Cette texture caractérise les sulfures qui se présentent sous forme de taches millimétriques à centimétriques, isolées ou groupées en minuscules agrégats, ponctuant des gangues, quartzeuses ou barytiques. Elle est principalement représentée par des grains ou des inclusions d'un minéral dans un autre, ou par des cristaux, le plus souvent automorphes à subautomorphes, dans la gangue ([Figures.III-12a, b, c et d](#)).

III.4. Texture de remplacement

Il s'agit d'une texture résultant de la transformation progressive de la bornite et de la chalcopryrite en covellite, de la galène en anglésite, et parfois de la pyrite en hématite. Ces phénomènes de remplacement se produisent de manière graduelle, soit en partant des bords du minéral de façon partielle ou totale, soit sous forme de remplissage des joints intercristallins par une minéralisation tardive ([Figures.III-2a et b](#)). On observe également la transformation de la chalcopryrite en covellite, souvent accompagnée de reliques de chalcopryrite.

III.5. Remplissage géodique

Elle correspond à un remplissage tardif des vides présents dans la minéralisation. Ces vides peuvent être des poches préservées à l'intérieur des filons, des microfractures au sein des structures rubanées, voire parfois dans la zone de contact entre la minéralisation et l'encaissant. Cette structure se manifeste principalement par la présence de galène et de chalcopryrite, mais elle se développe également dans la gangue de quartz ou de barytine ([Figures. III-13a, b, c, d, e, f et g](#)).

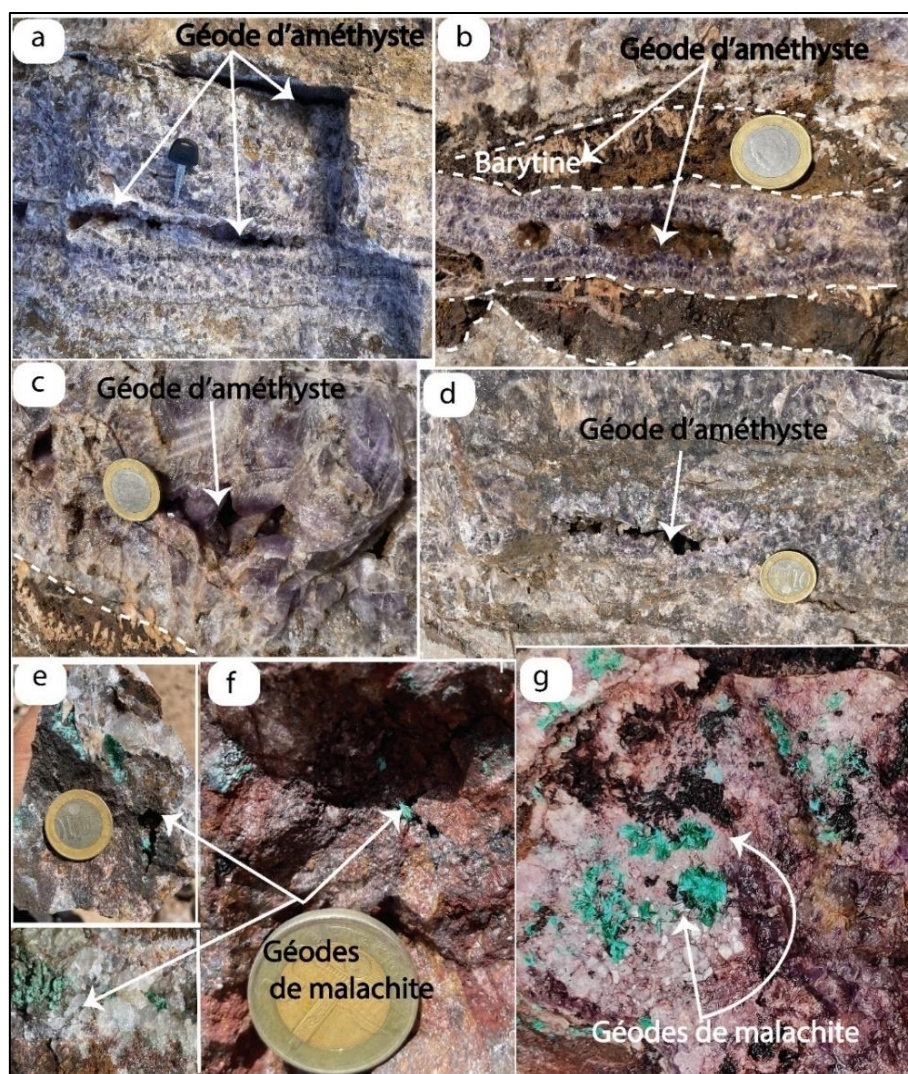


Figure III-13. Vues macroscopiques de la minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali, montrant une structure géodique : géodes de cristaux spectaculaires d'améthyste dans des blocs métriques d'améthyste, associés à la barytine et aux oxydes de fer (a, b, c, d) ; poches ou géodes de malachite en aiguilles et chrysocolle botryoidal dans du quartz clair et de l'améthyste (e, f, g).

III.6. Texture bréchique

Les éléments constitutifs de la brèche proviennent soit des roches encaissantes, soit de restes de minéralisations antérieures. Ces brèches témoignent de la circulation des fluides hydrothermaux et du dépôt d'une nouvelle minéralisation dans des failles déjà partiellement remplies par une minéralisation préexistante et bréchifiée. Les observations macroscopiques des échantillons révèlent que cette structure se distingue souvent par la présence d'un faciès comprenant des fragments anguleux de grès et de quartz dispersés, accompagnés de quelques traces de malachite et de barytine (Figures.III4-a, b).

III.7. Texture crêtée

La structure crêtée, très discrète, est répartie dans la caisse filonienne, au niveau des géodes et des épontes des filons. Elle a été observée sur l'améthyste et la barytine, en association avec les oxydes de fer (Figures.III-14c).

III.8. Texture mamelonnée

Cette structure est très remarquable au niveau des épontes, que ce soit au toit ou au mur des filons de barytine et d'améthyste, et se situe également au niveau des chapeaux d'oxydation des structures minéralisées. Elle a été observée dans la malachite, la chrysocolle, l'hématite et la goethite (Figures.III-14e, d).

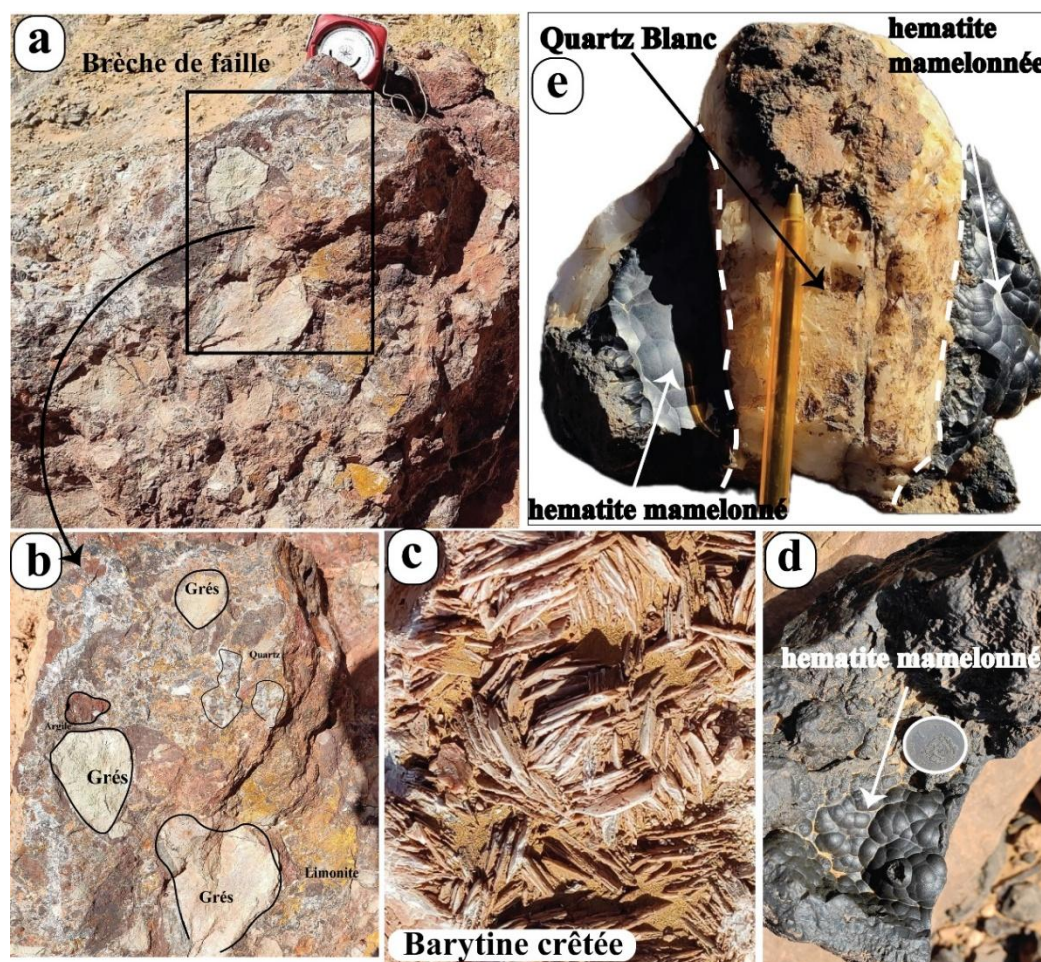


Figure III-14. Vues macroscopiques de la minéralisation de l'anticlinal de Baba Joua Ali : brèche de faille à améthyste et quartz clair associés à la barytine et des fragments d'encaissant gréseux-pélitique (a, b), structure en crête de barytine associée à l'améthyste (c), et structure mamelonnée d'hématite associée au quartz clair (d, e).

III.9. Texture fibreuse

La structure fibreuse est particulièrement caractéristique des carbonates de cuivre, notamment de la malachite. Cette structure est observée dans les géodes, les cavités de barytine ou de quartz, ainsi que sur certaines roches telles que les quartzites. La malachite et la chrysocolle se manifestent sous des formes fibreuses et sphériques, bien que ces dernières soient relativement rares. La malachite, souvent mise en place au centre des structures, est entourée de chrysocolle, discrètement répartie dans la matrice filonienne, notamment au niveau des géodes et des épontes des filons. La malachite peut également adopter d'autres formes, telles que la structure botryoidale dans la chrysocolle (Figure. III-15).

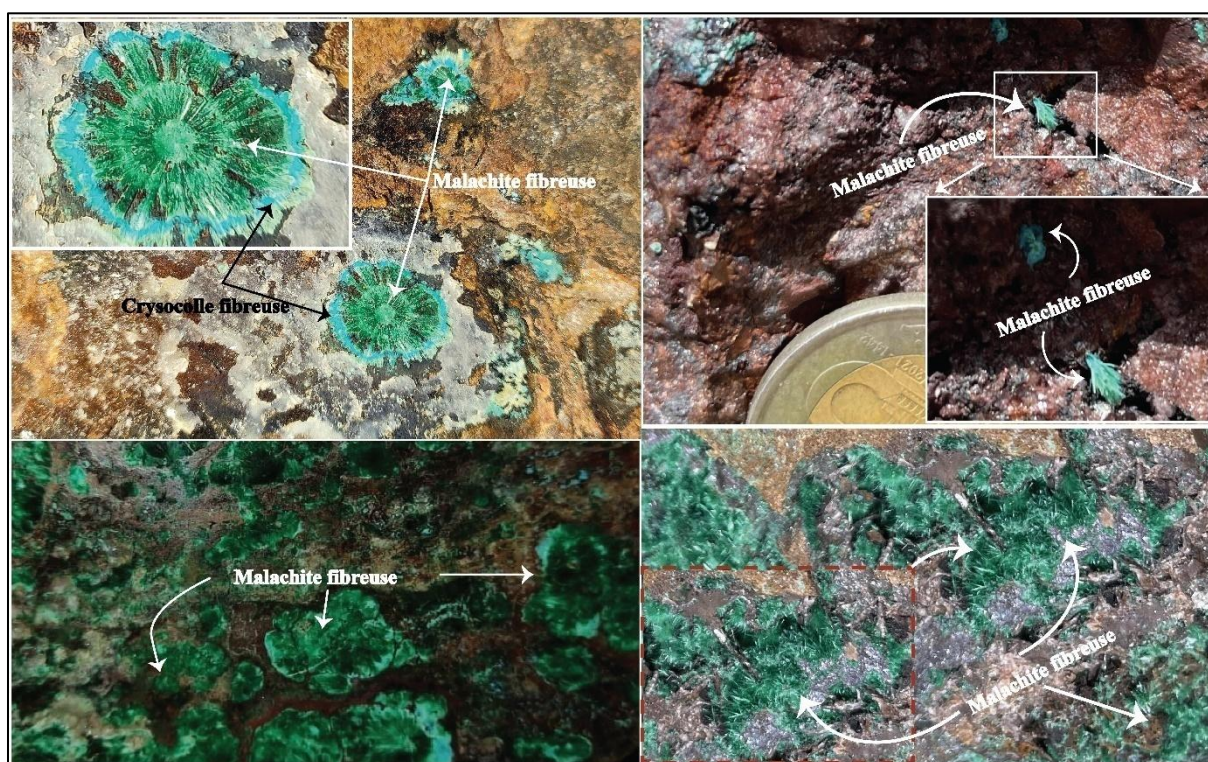


Figure III-15. Aspects macroscopiques de la minéralisation au niveau de l'anticlinal de Baba Joua Ali, illustrant la structure fibreuse et sphérique typiques des carbonates de cuivre. La malachite et la chrysocolle ont été mises en évidence dans des géodes, des cavités de barytine et de quartz, ainsi que dans des quartzites.

III. Métallographie des corps minéralisés

IV.1. Techniques et méthodologie

IV.1.1 Microscope métallographique

Le microscope métallographique est un instrument indispensable pour l'analyse des sections polies en pétrographie et en métallogénie. Il offre une observation détaillée des minéraux opaques, tels que la chalcoppyrite, la galène et la pyrite, en mettant en évidence leurs propriétés optiques et texturales. Ses capacités avancées permettent de décrypter les relations texturales entre les minéraux et de fournir des informations précises sur les paragenèses métalliques, essentielles pour l'étude des processus métallogéniques. Cet instrument, utilisé dans le cadre des recherches approfondies sur les minéralisations et les processus associés, joue un rôle central dans les travaux scientifiques visant à mieux comprendre les mécanismes métallogénique. (Figure. III-16).



Figure III-16. Microscope métallographique du laboratoire LG2E, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat

IV.1.2 Microscope électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique de microscopie qui permet de générer des images de haute résolution de la surface d'un échantillon en exploitant les interactions entre les électrons et la matière. Le MEB joue un rôle essentiel dans

l'identification des différentes phases minéralogiques et dans l'illustration de la séquence paragénétique. Dans le cadre de ce travail, les observations et analyses ont été réalisées à l'aide d'un MEB de paillasse Phenom X Pro, au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (Figure.III-17). Cet appareil est équipé d'une caméra numérique et d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés. Les images MEB ont été obtenues sous une tension d'accélération de 15 keV, et les analyses élémentaires semi-quantitatives ont été réalisées par spectroscopie dispersion d'énergie (EDS) à 15 keV, avec un temps d'accumulation de 30 secondes.



Figure III-17. MEB de paillasse Phenom X Pro du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.

IV.2. Encaissant et contexte géologique de la minéralisation

La minéralisation en cuivre, barytine, plomb et améthyste de Baba Joua Ali est encaissée dans la partie sommitale de la série ordovicienne supérieure, comprenant le Ktaoua inférieur, le Tiouririne supérieur et le groupe des Deux Bani (flanc sud). Cette minéralisation présente une morphologie filonienne, contrôlée par deux familles de failles principales orientées NE-SW et N-S. Le filon principal, d'une texture massive, affiche une épaisseur métrique, tandis que les failles satellites, de type multifissural, sont constituées de plusieurs filons d'épaisseurs variables, allant de 5 cm à une vingtaine de centimètres.

IV.3. Caractérisations minéralogiques

Dans l'objectif de caractériser la minéralogie du gisement de Baba Joua Ali, plus de 120 échantillons ont été prélevés à différents niveaux, tant en surface qu'en subsurface, ainsi qu'au niveau des structures minéralisées. Parmi ces échantillons, 100 ont été sélectionnés pour la réalisation de lames minces et lames polies, préparées au laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement de Rabat, en vue d'une analyse pétrographique et métallographique détaillée. Ces lames ont ensuite été étudiées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS). Les abréviations des minéraux adoptées dans cette étude sont conformes à la nomenclature de [Whitney et Evans \(2010\)](#).

IV.1.1 Minéraux de gangue

La gangue de la minéralisation de Baba Joua Ali est essentiellement composée de quartz et de barytine. À l'échelle macroscopique, le quartz se concentre principalement le long des bordures de la structure principale, ainsi que dans certaines veines des filons situés sur le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali. L'analyse microscopique de plusieurs lames minces a permis d'établir la chronologie relative de la mise en place des minéraux. En effet, la barytine, plus récente que le quartz, comble les espaces vacants laissés par celui-ci. La relation texturale entre les différents minéraux a été examinée à travers des observations d'affleurements de la structure NE-SW et des analyses microscopiques des échantillons. À l'échelle de l'affleurement, la structure minéralisée présente une texture rubanée caractérisée par une séquence distincte de la bordure vers le centre : quartz clair I, suivi d'améthyste I violette à sombre, barytine rose, améthyste II, et enfin quartz II. Cette organisation constitue la configuration principale de la structure minéralisée. Des variations locales ont toutefois été observées. Par exemple, dans certaines zones, le quartz clair I est directement suivi de barytine ([Figure.III-18](#)). Cette dernière contient fréquemment des cavités hébergeant des formes automorphes de quartz clair II, de galène et d'améthyste II. Les observations des échantillons et du remplissage des cavités ont révélé que l'améthyste II n'a jamais été en contact direct avec la galène ou le quartz clair II. Ces observations permettent de préciser la séquence de cristallisation des minéraux et d'interpréter les processus géologiques responsables de la [formation de cette minéralisation](#).

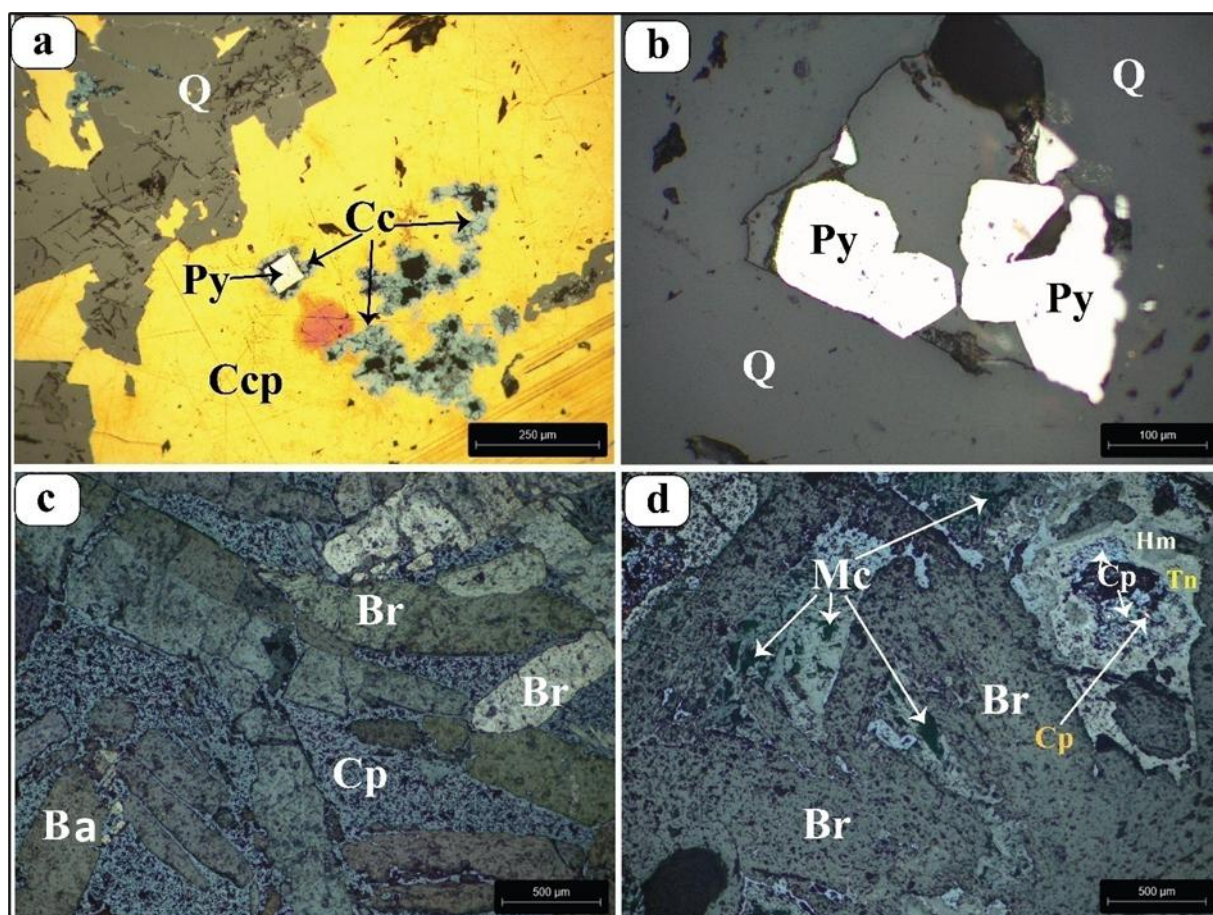


Figure III-18. Illustration des deux minéraux de gangue en lumière réfléchie (LR). (a) et (b): cavités de quartz (Q) remplies de sulfures (chalcopyrite (ccp) et pyrite (Py) et chalcocite (Cc).
 (c) et (d) : cristaux de barytine (Ba) associés aux oxydes et carbonates de cuivre. L

➤ Quartz (SiO_2)

Dans l'anticlinal de BJA, le quartz se présente sous deux formes principales. Le premier type correspond à du quartz clair représentant deux générations distinctes : le quartz I, associé aux sulfures, et le quartz II, plus tardif. Le second type correspond au quartz violet clair à violet foncé, connu sous le nom d'améthyste. Cette variété se manifeste sous forme de blocs métriques, parfois accompagnés de géodes contenant de l'améthyste bien cristallisée et de grande qualité. L'améthyste a été observée notamment dans un filon situé au sud de Jbel Taboulaadamte, en association avec de la barytine rose crêtée (Figure. III-18a, b).

L'analyse des échantillons à l'échelle microscopique a permis d'identifier trois générations de quartz :

- Quartz I : Cette première génération se présente sous forme de cristaux subautomorphes, atteignant des dimensions d'environ 100 μm. Dans certains cas, les grains de quartz

présentent un agencement en mosaïque. En lumière réfléchie, ce quartz renferme des inclusions de grains irréguliers de pyrite, ainsi que des plages de chalcopryrite. Par ailleurs, dans certaines lames minces, les fractures entre les cristaux de quartz sont remplies de malachite.

▪ Améthyste I : D'après les observations macroscopiques effectuées dans la zone d'étude de BJA et au sud de Jbel Taboulaadam, où la structure rubanée est bien marquée, l'améthyste est clairement exprimée. Contrairement au quartz I, qui joue le rôle de gangue associée à la minéralisation hypogène, l'améthyste n'entretient aucune relation chronologique avec les sulfures. A l'échelle microscopique, l'améthyste apparaît sous forme de cristaux prismatiques limpides à gris. Sur le plan chronologique, cette génération de l'améthyste est postérieure au quartz I et précède la barytine rose.

▪ Quartz II : Ce quartz tardif se développe à l'intérieur des structures rubanées, où il adopte une morphologie en dent de scie et apparaît dépourvu de minéralisation. Il est présent dans le filon principal ainsi que dans le filon N30, situé à l'est du filon principal. Il se manifeste également sous forme de cristaux dans de petites géodes, en association avec des oxydes et hydroxydes de fer.

➤ Améthyste II : La Barytine (BaSO_4)

La barytine constitue la deuxième gangue de la minéralisation après le quartz clair et représente le minéral de gangue le plus répandu dans la région. Elle fait actuellement l'objet d'une exploitation artisanale intense et semi-moderne.

Au niveau du BJA, la barytine se distingue par une texture rubanée, souvent située au cœur des filons et bordée par du quartz, comme évoqué précédemment. Elle apparaît également sous d'autres formes, notamment des textures massives et bréchiques. Dans les filons, elle présente des teintes allant du rose au blanc. Ce minéral industriel montre une diversité d'aspects et de couleurs, probablement liée à l'imprégnation par des oxydes et hydroxydes de fer. Dans la majorité des filons, la barytine constitue un minéral principal de la succession paragenétique, étant systématiquement présente. La barytine rose se présente sous forme massive, finement cristallisée, et contient des cristaux millimétriques à centimétriques de galène. En revanche, la barytine blanche est associée aux minéralisations supergènes, telles que la malachite, la chrysocolle, la cuprite et le cuivre natif, se manifestant sous forme disséminée ou en remplissage de fractures. À l'échelle microscopique, la barytine se présente sous forme de cristaux allongés, dont les dimensions varient entre 200 et 2000 μm et sont fréquemment associés à la malachite, à la cuprite, à la ténorite et au cuivre natif. La barytine est généralement

entourée d'hématite. Dans certaines sections, des fragments de barytine sont piégés au sein des plages d'hématite, parfois accompagnés de traces de carbonates (Figure. III-18c, d).

L'analyse de la barytine au microscope électronique à balayage (MEB) a révélé 51,43 % en poids % de baryum (Ba), 11,68 % de soufre (S) et 34,28 % d'oxygène (O). Des traces d'autres éléments, tels que le fer (Fe) et la silice (SiO₂), ont également été détectés, mais en proportions négligeables.

IV.1.2 Minéralisations métalliques

Les phases minérales de Cu, Ba, Pb identifiées dans le gisement BJA comprennent le quartz/améthyste et la barytine, accompagnés de minéraux de cuivre, de fer et de plomb, principalement représentés par la chalcoppyrite, la pyrite, la bornite, la malachite, la chrysocolle, la covellite, la chalcocite, la cuprite, l'anglésite, la galène et le cuivre natif. A ces phases s'ajoutent d'autres minéraux, tels que la goethite et l'hématite.

➤ Pyrite (FeS₂)

La pyrite, de couleur jaune blanchâtre, a été observée dans le filon principal NE-SW et dans le filon N-S. Ce sulfure de fer se manifeste sous plusieurs formes : des cristaux bien développés au sein des plages de chalcoppyrite, parfois entourés de covellite en plages massives et des cristaux cubiques, souvent en inclusions dans la chalcoppyrite, ainsi que des plages subarrondies, de taille millimétrique à centimétrique, disséminées dans la gangue quartzeuse (quartz I) (Figure.III-19e, f, g et h). La pyrite se présente également sous forme de cristaux altérés, transformée partiellement en oxyde de fer (hématite) ou sous forme de cubes soudés les uns aux autres, témoignant de différents stades d'altération.

➤ Chalcoppyrite (CuFeS₂)

Ce minéral est le plus abondant dans le gisement de Baba Joua Ali. Il a été observé dans des filons de diverses orientations, notamment dans le filon principal. Il se présente sous forme de plages massives, de taille millimétrique à centimétrique, au sein du quartz I et également dans la barytine. Il présente parfois des inclusions d'autres phases minérales, telles que la pyrite et la galène ou montre des bordures envahies par un front tardif constitué de la chalcocite et la covellite (Figure.III-19e, f et h).

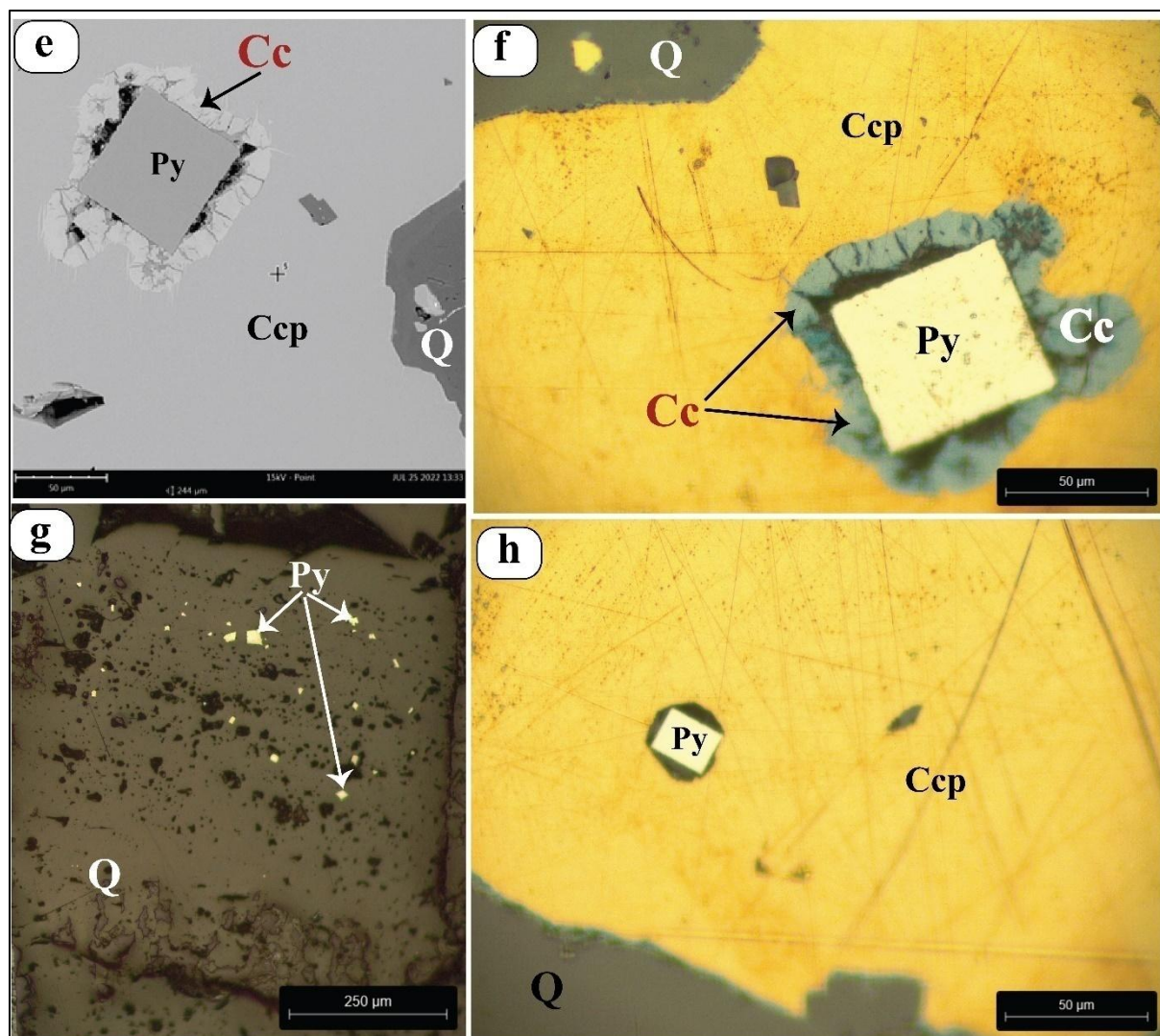


Figure III-19. e), (f) et (h) : cubes automorphes de pyrite (Py) au sein des plages de chalcopyrite (Ccp). (g) : cubes de pyrite (Py) sous forme d'inclusions au sein du quartz I(Q) en lumière réfléchie (LR).

➤ Galène (PbS)

Ce minéral est rarement observé dans le gisement de BJA. Il a été identifié au sein de la structure principale NE-SW, sous forme de texture massive, en association avec la barytine sur les quartzites du Deuxième Bani. De couleur blanche, il est facilement reconnaissable par les triangles d'arrachement. Il apparaît sous forme de grains isolés, en inclusions dans le quartz, et de taille variable (Figure. III-20i, k).

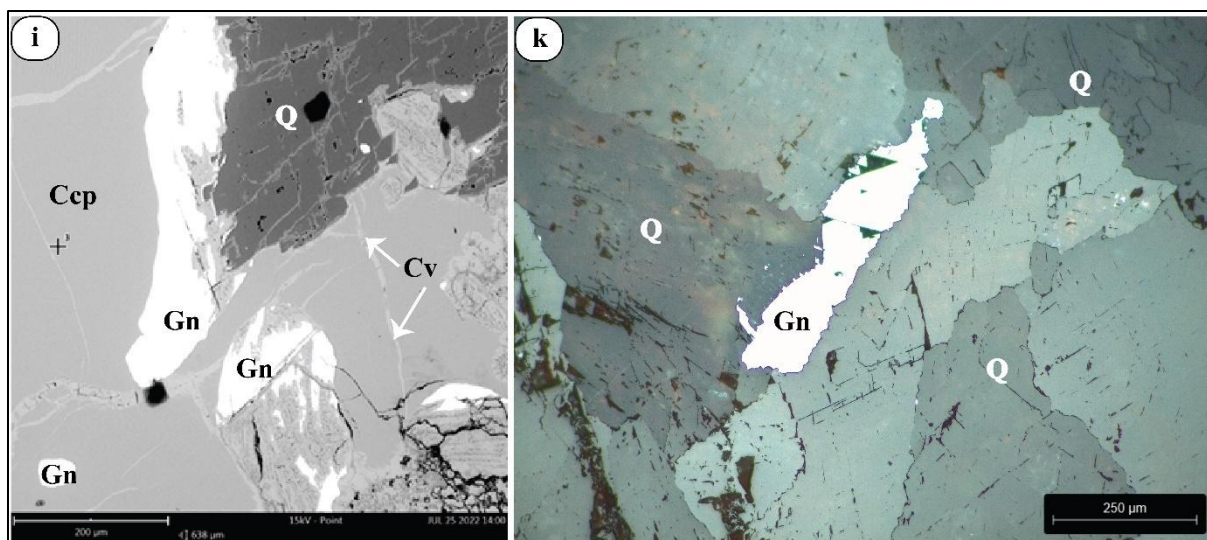


Figure III-20. (i) Image par MEB illustrant une association de chalcopryrite (Ccp) et galène (Gn) (k) Plage de galène (Gn) dans une gangue quartzeuse (Q).

➤ Covellite (CuS)

Ce minéral tardif a été observé dans toutes les structures minéralisées. Il présente une couleur bleue légèrement verdâtre et se développe au détriment des plages de chalcopryrite. Des plages de covellite, d'une taille supérieure à 120 µm, ont été observées en phase de remplacement de la chalcopryrite au sein d'une gangue quartzeuse (Figure. III-21l et m).

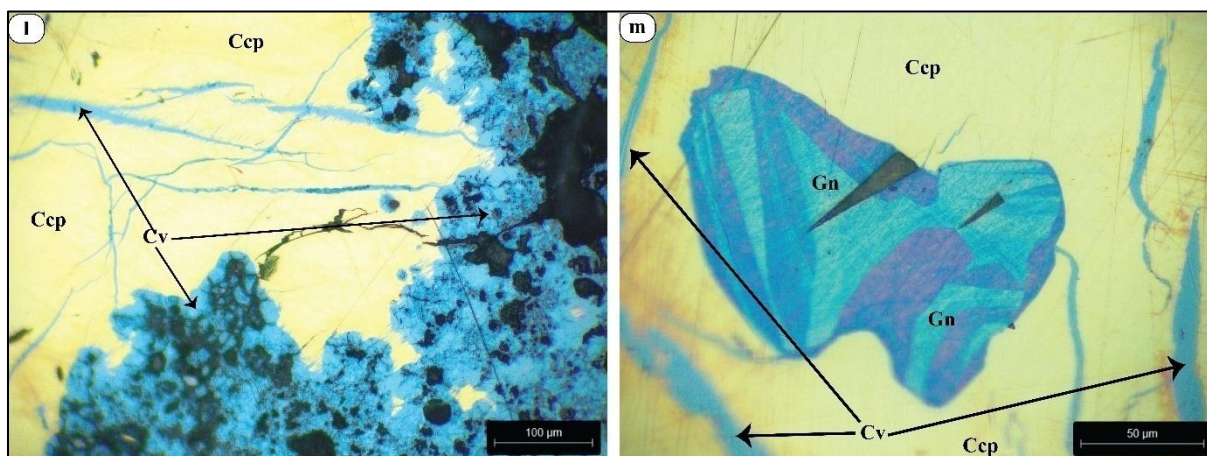


Figure III-21. (l) Remplacement de la chalcopryrite (Ccp) par la covellite (Cv). (m) Inclusion de galène (Gn) associée au remplacement de la chalcopryrite (Ccp) par la covellite (Cv) au niveau des microfissures en lumière réfléchie (LR).

➤ Bornite (Cu_5FeS_4)

Elle a été identifiée dans certains échantillons de la structure principale de BJA, particulièrement au niveau de la zone mixte. Elle se présente sous forme d'inclusions au sein des plages de chalcopryrite, En lame mince, ce minéral, qualifié de primaire, se développe aussi sous forme d'inclusions en association avec la galène à l'intérieur de de la chalcopryrite (Figure. III-21m Figure.III-22n).

➤ Anglésite (PbSO_4)

Ce minéral a été observé dans la structure principale de BJA ainsi que dans la structure N30, située à l'ouest de BJA. Ce sulfate de plomb semble résulter de l'oxydation de la galène et se développe sous forme arrondie au sein des plages de chalcopryrite (Figure.III-22n), en présence d'oxydes de fer, notamment l'hématite.

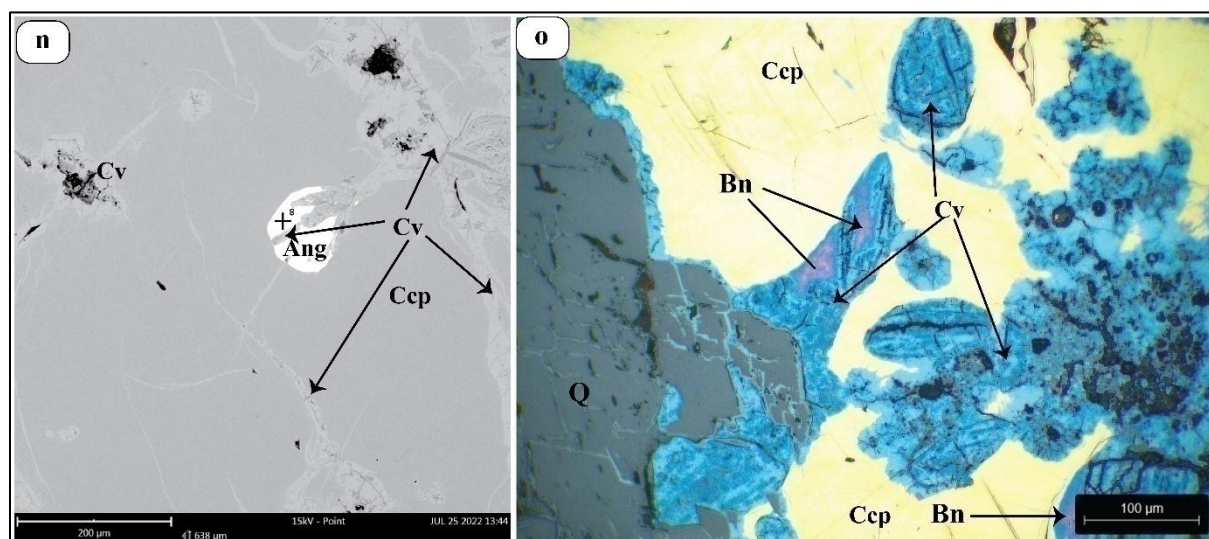


Figure III-22. Image par MEB illustrant le remplacement de la chalcopryrite par la covellite, avec des inclusions d'anglésite (a). Une gangue de quartz montrant un remplacement avancé de la chalcopryrite par la covellite, avec des inclusions de bornite au sein de cette dernière (b).

➤ Ténorite (CuO)

Cet oxyde de cuivre se caractérise par une teinte gris blanchâtre, avec des nuances noirâtres se développant en continuité avec la cuprite. Il a été observé dans la majorité des échantillons de BJA et apparaît sous forme de plages millimétriques, occupant l'espace intermédiaire entre la cuprite et l'hématite (Figure. III-23p, q, r, s, t et v).

L'analyse semi-quantitative au MEB a révélé une composition de 57,65 % de cuivre (Cu) et 26,02 % d'oxygène (O), en association avec d'autres éléments, tels que le nickel (Ni) et les oxydes de fer.

➤ Cuprite (Cu_2O)

Ce minéral de teinte grisâtre foncée, est fréquemment observé dans les sections analysées. Il est facilement identifiable grâce à sa réflexion interne rougeâtre caractéristique dans tous les échantillons provenant de BJA. Il se présente sous forme de plages de taille millimétrique à centimétrique, souvent en inclusion avec des plages de cuivre natif (Figures. III-23. p, q, r, s, t et v).

La cuprite se développe principalement au centre des minéralisations, où elle est directement entourée par la ténorite et l'hématite, dans une matrice de quartz. L'analyse semi-quantitative réalisée au MEB a révélé une composition principalement constituée de cuivre (81,44 %) et d'oxygène (16,31 %) (Figures. III-23p, q, r, s, t et v).

➤ Chalcocite (Cu_2S)

Ce sulfure, fréquent dans la zone de cémentation du gisement de BJA, se distingue par une teinte grisâtre à légèrement blanchâtre. Il a été observé dans le filon principal et présente une texture de remplacement au détriment de la chalcopryrite, et forme des bordures autour des cristaux de pyrite. L'observation de plusieurs sections de la chalcocite a révélé des signes d'oxydation (Figure III-23. E et f).

➤ Cuivre natif (Cu)

Ce minéral, souvent associé à la malachite et à la cuprite, caractérise la zone mixte du filon principal de BJA. Observé à des profondeurs dépassant 10 m, il se distingue par ses couleurs vives, oscillant entre l'orange et le jaune rougeâtre, lorsqu'il est examiné en lumière réfléchie. Sa réflectivité élevée en fait un excellent marqueur visuel. Sur le plan textural, il apparaît sous forme de plages micrométriques incluses dans la cuprite, une association systématiquement observée dans la majorité des échantillons analysés en lames minces (Figures. III-23p, q, r, s, t et v).

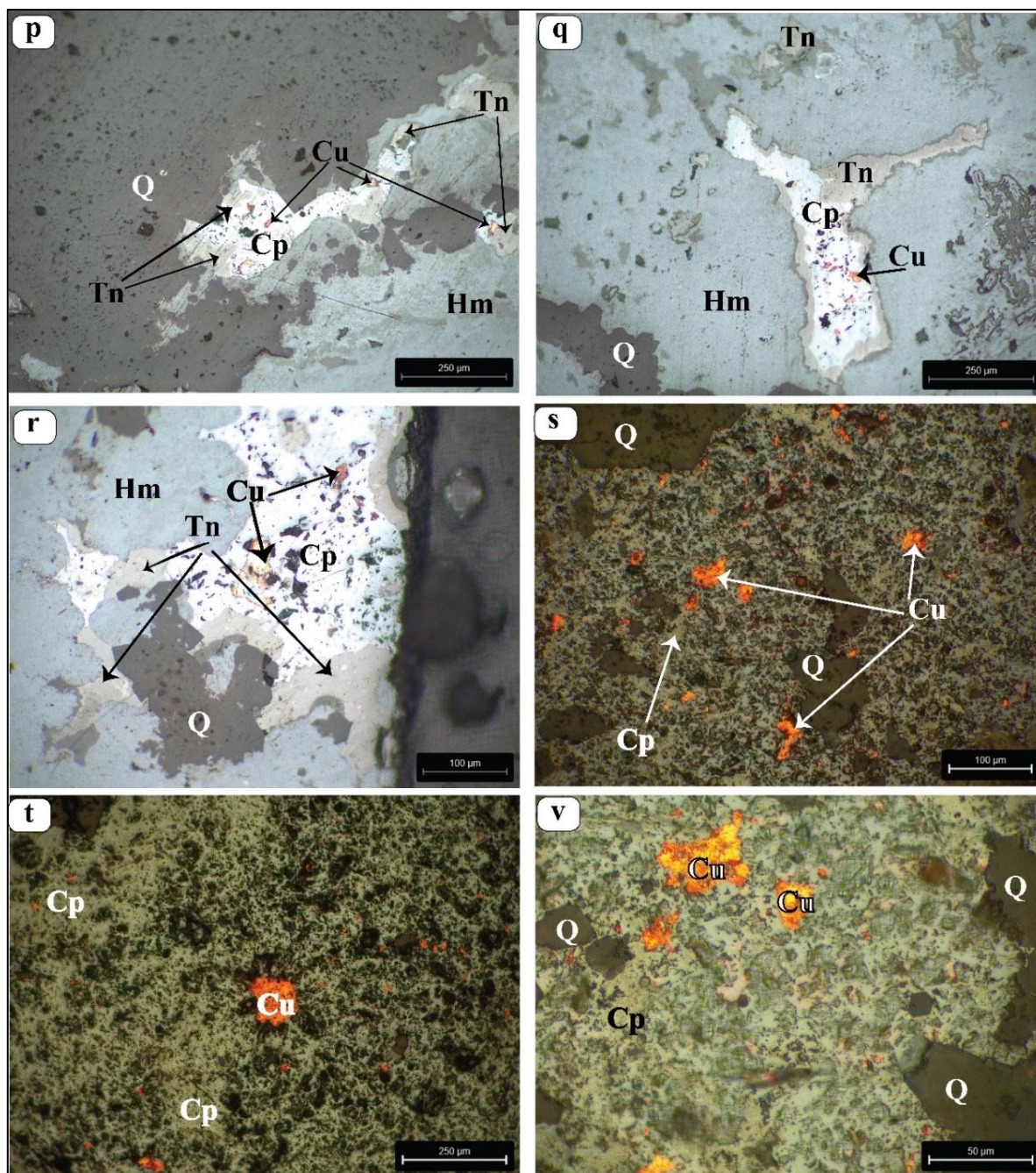


Figure III-24. Minéralisations supergènes caractérisant le BJA. (p, q, r, s, t et v) : Plages de cuprite (Cp) contenant des inclusions de cuivre natif (Cu). Plages de ténorite (Tn) envahissant la cuprite (Cp) au niveau des bordures. Développement de plages d'hématite, dans lesquelles se forment du cuivre natif (Cu), de la cuprite (Cp) et de la ténorite (Tn), au sein d'une gangue de quartz (Q).

➤ Malachite ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$)

Dans les échantillons analysés, la malachite se distingue par sa couleur verte caractéristique, facilement reconnaissable à l'échelle macroscopique. Elle est particulièrement abondante dans la structure du filon principal de BJA, ainsi que dans d'autres filons orientés N-S et N30. Ce caractère macroscopique est confirmé par des observations microscopiques, où la malachite apparaît sous plusieurs formes, notamment en agrégats fibro-radiaux, botryoïdaux et fissuraux (Figures.III-24a, b, c, d, e et f). Ce minéral est fréquemment associé aux oxydes de fer tels que l'hématite et la goethite, et résulte de l'altération des sulfures de cuivre, notamment la covellite et la chalcopryrite. La malachite peut également se présenter sous forme disséminée dans la barytine ou remplir des fissures dans le quartz. Dans le gisement étudié, la malachite est abondante et souvent associée à la chrysocolle, tandis que l'azurite n'a jamais été observée dans la zone d'étude.

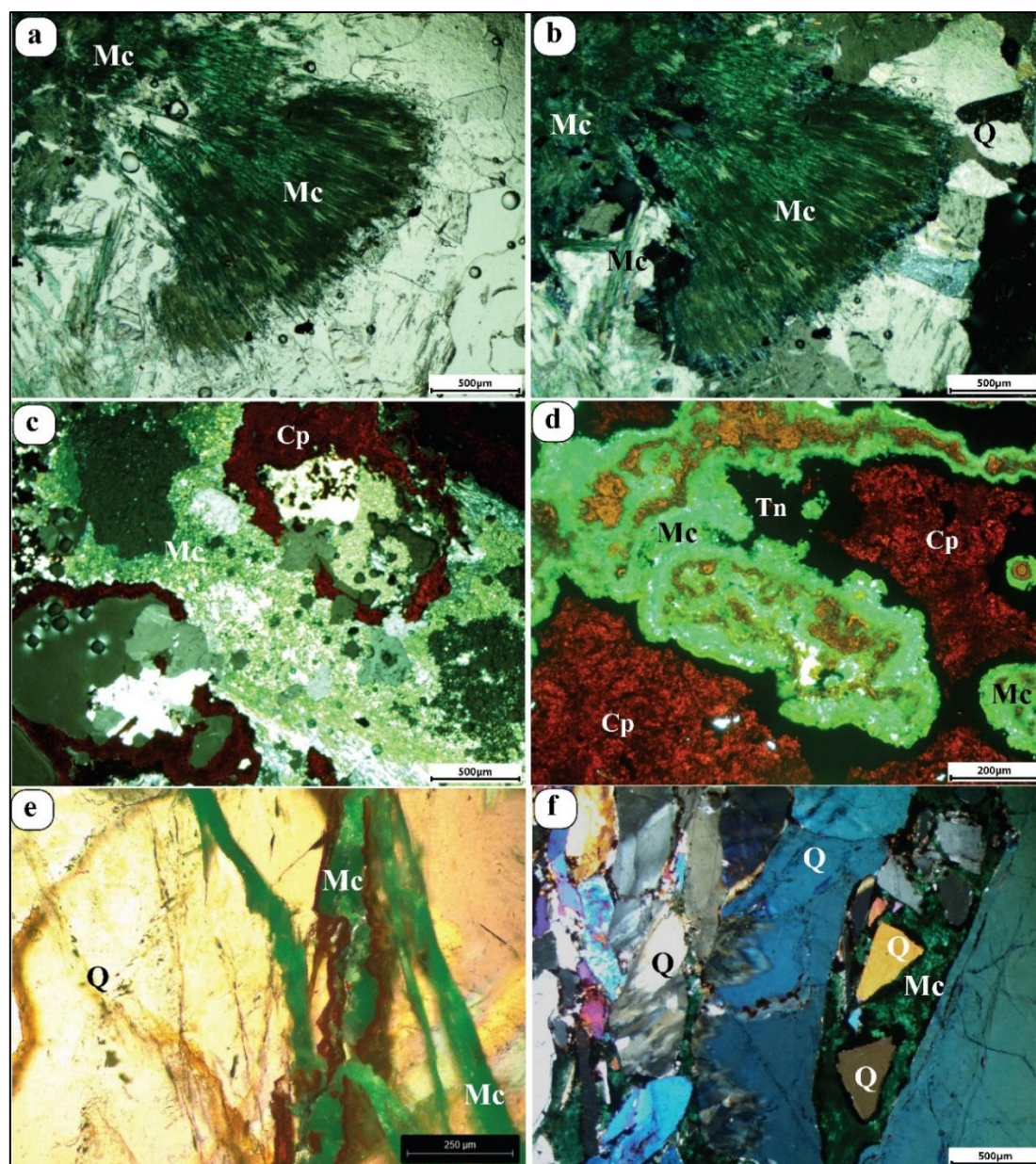


Figure III-25. Différentes structures de la malachite dans les formations de BJA. (a) et (b) : Développement de la malachite (Mc) sous forme d'aiguilles ou fibroradiaux au sein d'une gangue de quartz (Q). (c) et (d) : Malachite (Mc) botryoidale associée à la cuprite (Cp) et à la ténorite (Tn). (e) et (f) : Développement de la malachite (Mc) au niveau des fissures de quartz (Q) et dans les zones de broyage.

➤ Oxydes et hydroxydes de fer

Les oxydes et hydroxydes de fer sont très fréquents dans la majorité des filons de l'anticlinal de BJA ainsi que dans les autres filons de la série ordovicienne supérieure. Ils se présentent le plus souvent sous forme concentrique ou en remplissage de microfractures dans l'encaissant. Ces minéraux sont principalement représentés par l'hématite (Figure III-26).

- Hématite (Fe_2O_3)

L'hématite, issue principalement de l'oxydation de la pyrite, est omniprésente dans toutes les structures minéralisées de Jbel El Machhot et de BJA. Elle apparaît sous forme de plages ou de veines rouges, souvent associée à la barytine, la malachite, la covellite et la chrysocolle, et se présente également sous forme fibreuse ou botryoïdale. Par endroits, ce minéral présente une texture rubanée en association avec la barytine et le quartz. Macroscopiquement et microscopiquement, l'hématite est dispersée dans une gangue de barytine ou de quartz et se développe parfois en association avec la malachite, le long de microfissures et de craquelures qui recoupent la gangue. La goethite, quant à elle, se manifeste sous forme de patines noires à structure mamelonnée (Figure III-26a, b, c, d).

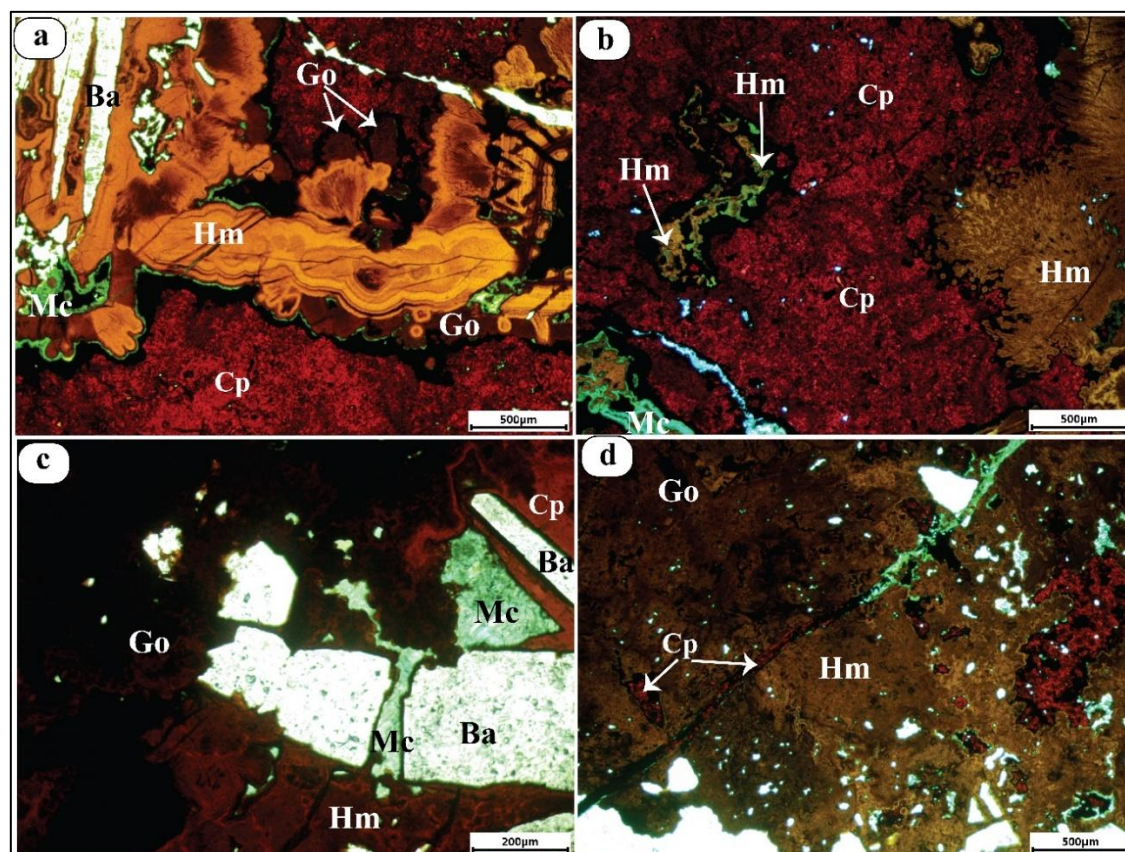


Figure III-26. Photographies illustrant des oxydes de fer associés à une minéralisation supergène (cuprite, malachite). (a) et (b) : Morphologie unique de l'hématite entourée par des zones de cuprite et de malachite, avec des cristaux de barytine. (c) : Cristal de barytine entouré de goethite et d'hématite, accompagné de plages de malachite et de cuprite. (d) : Fissure dans l'hématite comblée par de la malachite et de la cuprite.

En lumière réfléchie au microscope polarisant, l'hématite se manifeste également en plages issues de l'altération de cristaux de pyrite, parfois observées le long de veines riches en pyrite (*Figure III-27a, b, c, d*).

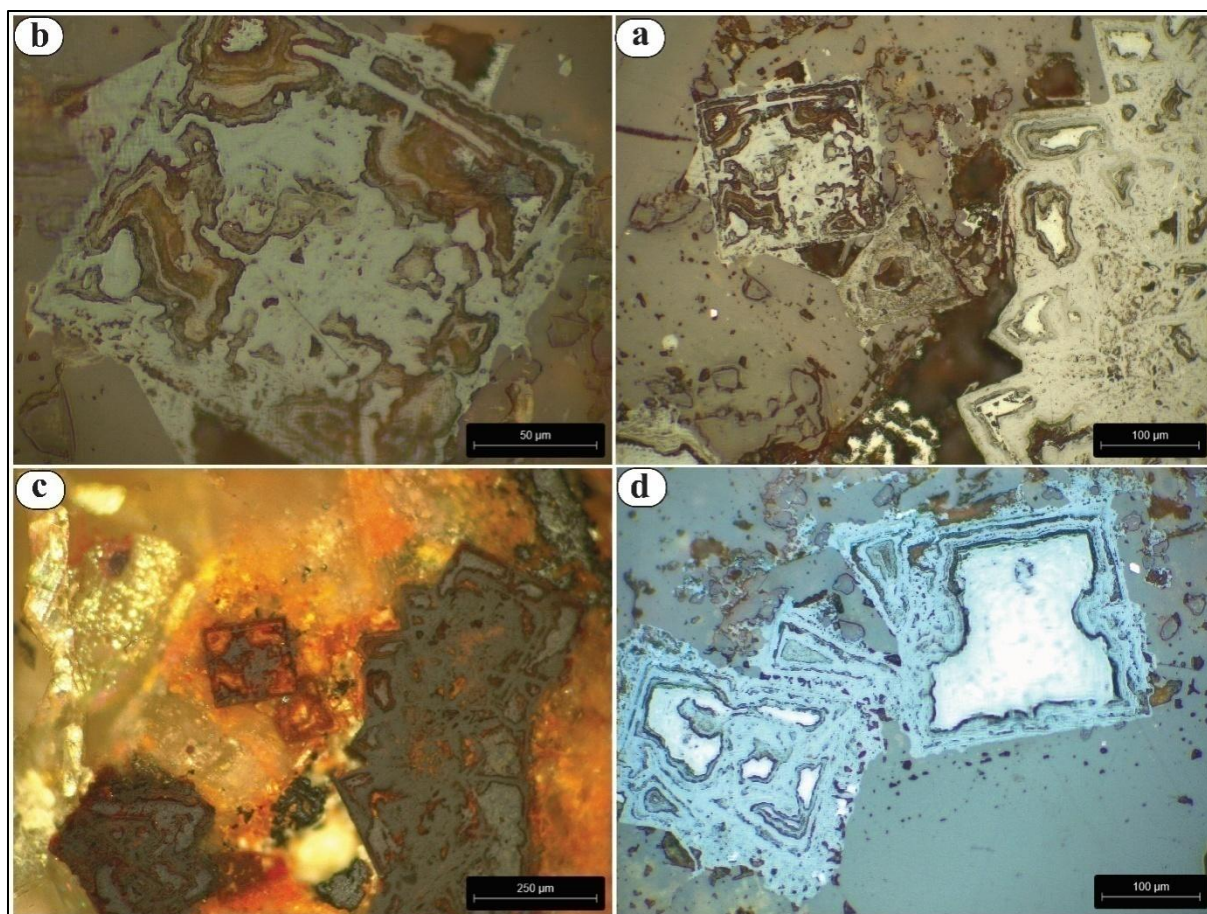


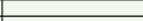
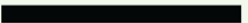
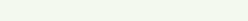
Figure III-27. Transformation de la pyrite oxydée en hématite au sein d'une gangue quartzeuse.

- Goethite ($\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$)

Tout comme l'hématite, cet hydroxyde de fer semble résulter de l'altération progressive de la pyrite et de la chalcoppyrite. La goethite, souvent associée à l'hématite, se manifeste parfois sous forme de structures mamelonnées. Elle peut également se présenter sous forme de cristaux radiés ou de sphéroïdes (*Figures.III-27a, b, c, d*).

IV.1.3 Succession paragénétique

Les observations macroscopiques et microscopiques des différents échantillons de la mine de BJA, ainsi que l'étude microscopique des relations texturales des différentes phases

- | | Hypogene stage | | Supergene Oxydation |
|---------------|---|--|---|
| | First stage | Second stage | |
| Chalcopyrite |  | | |
| Pyrite |  | | |
| Galena |  | | |
| Sphalerite | |  | |
| Bornite |  | | |
| Chalcocite | | |  |
| Covellite | | |  |
| Chrysocolla | | |  |
| Anglesite | | |  |
| Native Copper | | |  |
| Cuprite | | |  |
| Tenorite | | |  |
| Malachite | | |  |
| Hematite | | |  |
| Geothite | | |  |
| Quartz |  |  | |
| Amethyste |  |  | |
| Barite | |  | |

134

IV. Conclusion

La minéralisation cuprifère de Jbel Baba Joua Ali, situé dans le bassin de Maider de l'Anti-Atlas oriental, est encaissée dans les formations du groupe de Ktaoua et de la Formation des Deuxième Bani de l'Ordovicien supérieur. Cette zone est caractérisée par des structures tectoniques de type synclinal et anticlinal, montrant une orientation WNW-ESE au niveau de Jbel El Machhot. La minéralisation, d'origine filonienne, est contrôlée par des failles orientées N-S et NE-SW, liées à l'orogénèse varisque, et présentant des indices cinématiques indiquant des mouvements décrochants senestres et dextres.

La paragenèse minéralogique inclut des sulfures (chalcopryrite, chalcocite, covellite, bornite, sphalérite, galène et pyrite), des oxydes, hydroxydes et carbonates (malachite, cuprite, ténorite, goethite et hématite), ainsi que du cuivre natif et de l'améthyste. La gangue est composée principalement de quartz et de barytine. L'analyse de l'organisation spatiale des minéraux et leurs relations texturales a permis de distinguer deux phases paragénétiques principales :

- **Phase hypogène** : Elle correspond à une minéralisation primaire rubanée, associée à une succession de bord-centre composée de quartz clair, d'améthyste, de barytine et de sulfures. Cette phase reflète une mise en place dans un contexte hydrothermal lié aux failles varisques.

- **Phase (supergène)** : Elle est marquée par la formation de covellite, chalcocite, malachite, chrysocolle, hématite, cuprite et cuivre natif. Cette phase est attribuée à la percolation d'eaux météoriques acides facilitée par une fracturation intense des grès ordoviciennes, générant des zones oxydées riches en minéraux secondaires.

CHAPITRE IV

ANALYSE DES INCLUSIONS FLUIDES

I. Introduction

Au cours des deux dernières décennies, l'étude des inclusions fluides a connu une évolution significative, s'étendant à de nombreuses disciplines géologiques majeures telles que la sédimentologie, la pétrologie magmatique et métamorphique, ainsi que la métallogénie (Goldstein & Reynolds, 1994 ; Bodnar, 2003). Cette dynamique est en grande partie attribuée à l'essor des méthodes d'analyse de plus en plus sophistiquées. Des techniques fondamentales, telles que la microthermométrie et la spectroscopie Raman, combinées à des approches de microanalyse de plus en plus avancées, permettent une caractérisation détaillée des inclusions fluides en termes de propriétés pétrographiques et géochimiques.

Les inclusions fluides, piégées dans les minéraux lors de leur formation, représentent des témoins directs des conditions physico-chimiques des fluides minéralisateurs (Roedder, 1984; Bodnar, 1993; Goldstein and Reynolds, 1994). Ce chapitre a pour objectif de présenter les caractéristiques physico-chimiques des fluides impliqués dans le transport et le dépôt des métaux au sein du gisement de Baba Joua Ali. Il vise également à caractériser les paramètres fondamentaux de ces fluides, notamment la pression (P), le volume (V), la température (T) et la composition chimique (X). L'analyse des inclusions fluides permet ainsi de reconstituer les mécanismes de transport et de dépôt des minéralisations en Cu, Ba, Pb et améthyste, contribuant ainsi à une meilleure compréhension des processus hydrothermaux associés à ce gisement.

II. Typologie et chronologie des inclusions fluides

II.1. Définitions

Les inclusions fluides sont définies comme une ou plusieurs phases fluides piégées dans des microcavités au sein des minéraux au cours de leur formation ou au cours des événements géologiques ultérieurs. Elles constituent des témoins directs des fluides ayant circulé dans le système géologique et fournissent des informations précieuses sur la température, la pression et la composition chimique de ces fluides impliqués dans les processus de transport et de dépôt des minéraux (Roedder, 1984). Les analyses des inclusions permettent notamment d'interpréter les conditions physico-chimiques et les environnements hydrothermaux ayant conduit à la mise en place de la minéralisation (Bodnar, 1993).

Les inclusions fluides conservent généralement leurs propriétés initiales, notamment la composition chimique, le volume et la densité, tant que les températures externes restent inférieures à 500 °C et que la pression interne ne dépasse pas 0,8 à 1 bar (Leroy, 1979 ; Weisbrod & Leroy, 1987 ; Bodnar et al., 1989). Cependant, des altérations peuvent survenir, soit lors du

piégeage, soit ultérieurement, entraînant des modifications de la composition ou du volume des inclusions, influencées par des processus géologiques variés :

- **Les réactions avec le minéral hôte** : ces réactions correspondent à des phénomènes de précipitation ou de dissolution sur les parois des cavités.
- **L'étranglement (necking down)** : ce phénomène désigne la séparation d'une inclusion initiale en deux ou plusieurs inclusions distinctes, présentant des compositions et des densités différentes de l'inclusion d'origine. Il résulte d'une évolution rétrograde (baisse de température) ou peut se produire lors d'un événement thermique ou mécanique survenu après le piégeage. Ces inclusions fluides sont fréquemment reliées entre elles par des capillaires plus ou moins obstrués.
- **L'élargissement (stretching)** : il désigne l'augmentation du volume de l'inclusion résultant de l'activation d'hétérogénéité dans le cristal, telles que les clivages, les fractures ou les microcanaux (Figure IV-1).
- **La décrépitation** : ce phénomène correspond à l'éclatement des inclusions en raison d'une surpression interne causée par un effet thermique. Lorsque la pression dans l'inclusion dépasse celle du minéral hôte, la cavité éclate. Les inclusions décrépitées se reconnaissent par leur forme déchiquetée, un fond noirci et parfois une grosse bulle d'air. Ce phénomène génère également un nuage de petites inclusions secondaires dispersées autour de l'inclusion principale.

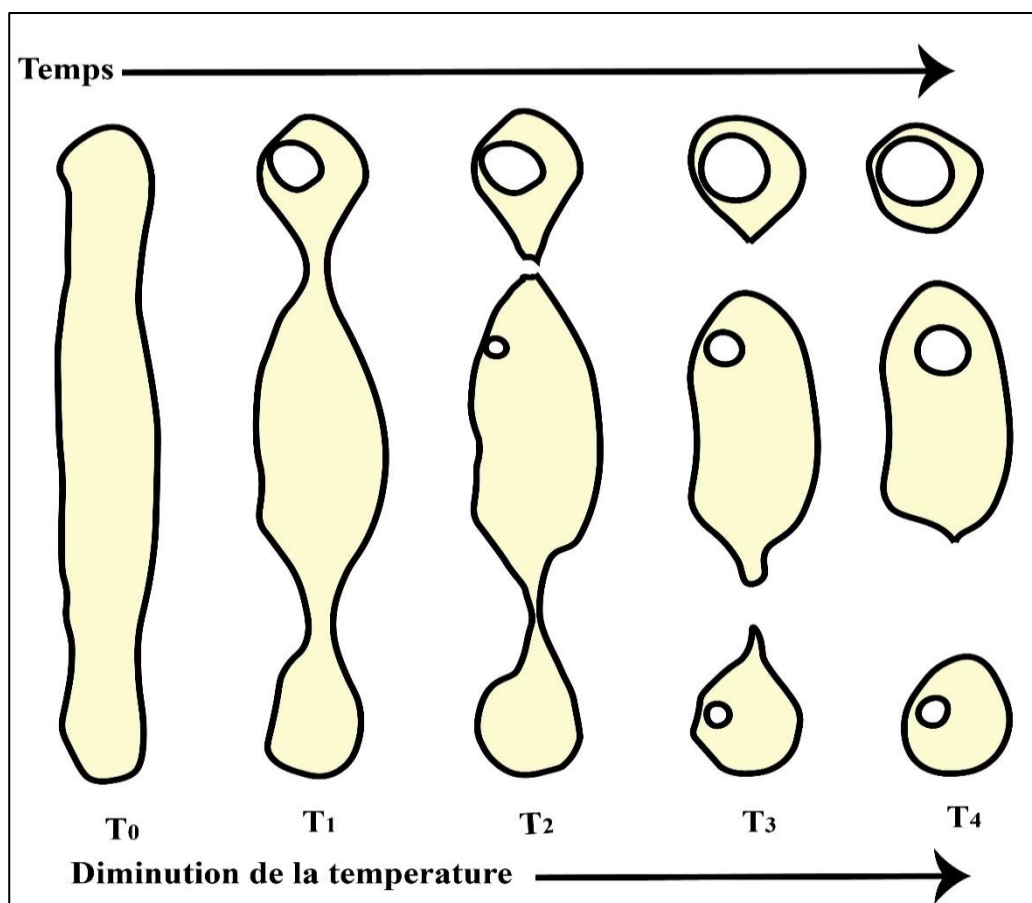


Figure IV-1. Schéma montrant comment l'élongation (stretching) pendant le refroidissement provoque l'étranglement (necking-down) d'une inclusion fluide et la formation de multiples inclusions fluides hétérogènes (Roedder, 1962).

II.2. Typologie des inclusions fluides

Des critères classiques sont utilisés pour distinguer les inclusions primaires et secondaires, en fonction de la morphologie des cavités, de leur position sur les plans de croissance et des propriétés des phases piégées à température ambiante (Roedder, 1979, 1984 ; Van den Kerkhof, 1988 ; Van den Kerkhof et Hein, 2001). Cette étape, indispensable dans l'étude des inclusions fluides, consiste en une observation préliminaire au microscope afin de :

- Identifier les inclusions et leurs familles, et rechercher les critères permettant de définir une cavité primaire, secondaire ou pseudo-secondaire ;
- Identifier les fluides et solides des inclusions (indices de réfraction, couleur, etc.) ;
- Repérer les familles d'inclusions (monophasées, biphasées, triphasées, etc.).

La croissance des cristaux peut être perturbée par des processus qui génèrent des cavités ou des lacunes de cristallisation, capturant ainsi un fluide du milieu environnant et conduisant à la formation d'inclusions fluides primaires (Figure.IV-1). De plus, le cristal peut subir l'impact de microfissures pendant sa croissance. Leur réparation entraîne la formation d'inclusions

pseudo-secondaires, souvent disposés en alignements traversant les zones de croissance, les interfaces transcrystallines et les fissures post-précipitation (Figure.IV-2). Les inclusions fluides secondaires se forment après l'achèvement de la croissance cristalline et témoignent d'événements passés ayant affecté le cristal hôte. Lorsque les critères permettant d'identifier l'origine d'une inclusion par rapport aux étapes de croissance du minéral hôte ne sont pas clairement définis, on parle alors d'inclusions indéterminées (Goldstein, 2003).

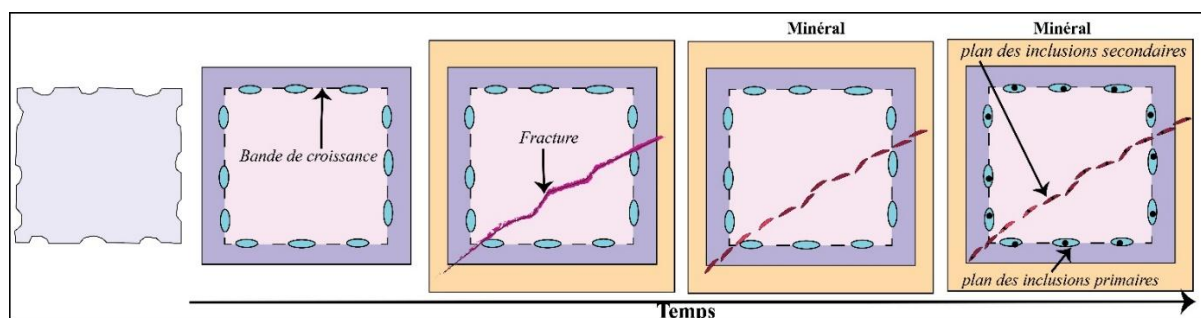


Figure IV-2. Schéma présentant le processus de la cicatrisation d'une micro-fracture ouverte dans le minéral hôte aboutissant à un plan d'inclusions fluides secondaires (Achmani, 2023).

Les inclusions fluides peuvent être classées selon leur chronologie (primaire, secondaire ou pseudo-secondaire), ainsi que selon la composition des phases piégées (liquide, vapeur, solide). On distingue généralement trois types d'inclusions fluides (Tableau.1)

- **Inclusions monophasées** : Ces inclusions contiennent une seule phase, soit liquide, soit vapeur.
- **Inclusions biphasées** : Ces inclusions renferment deux phases, une phase liquide (L) et une phase gazeuse (V) et sont subdivisées en deux sous-catégories :
 - (i) Inclusions biphasées riches en liquide : Dans ces inclusions, la phase liquide représente plus de 50 % du volume total (souvent de l'eau, du pétrole, du CO₂ dense ou du H₂S).
 - (ii) Inclusions biphasées riches en gaz : Ces inclusions sont dominées par la phase gazeuse (CO₂, CH₄, N₂), qui représente entre 50 et 80 % du volume total.
- **Inclusions triphasées ou polyphasées** : Ces inclusions contiennent trois phases ou plus : une phase liquide, une phase gazeuse, et une ou plusieurs phases solides. Les solides peuvent résulter soit d'une précipitation in situ, soit d'un piégeage accidentel lors de la formation de l'inclusion.

Enfin, les inclusions à liquides immiscibles se caractérisent par la présence de deux liquides immiscibles, l'un étant généralement aqueux (de l'eau), et l'autre souvent riche en CO₂ ou en pétrole (Figure.IV-3 ; Tableau 1).

Tableau IV-1. Classification des inclusions fluides en fonction de la nature des phases piégées à la température ambiante (Shepherd et al., 1985 ; Costanzo et al., 2005 ; Achmani, 2023). L. liquide, V. vapeur, S. solide, PS. Plusieurs solides.

Type d'inclusion	Phase (s)		Composition	Exemples typiques
Monophasée	Liquide	L	L = 100 %	
	Vapeur	V	V ≈ 100 %	
Biphasée	Riche en liquide	L + V	L ≈ 100 %	
	Riche en vapeur	L + V	V = 50 à 80 %	
Polyphasée	Solide	S + L ± V	S < 50 % L, V variable	
	Plusieurs solides	PS + L ± V	S > 50 % L, V variable	
	Liquides immiscibles	L ₁ + L ₂ ± V	L ₁ , L ₂ > 50 %	

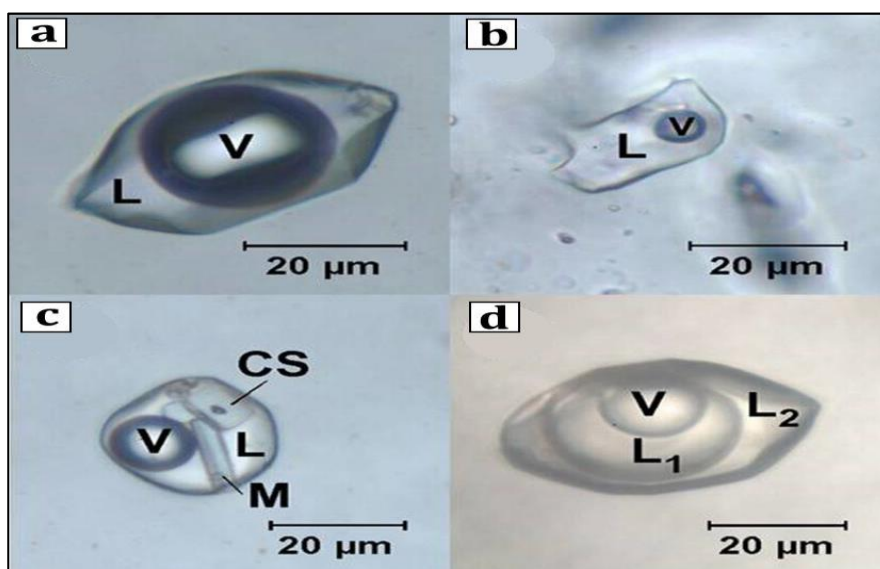


Figure IV-3. Microphotographies montrant les principales catégories d'inclusions fluides observées dans les minéralisations de BJA. a. Inclusion fluide biphasée avec une phase vapeur dominante. b. Inclusion fluide biphasée avec une phase liquide dominante. c. Inclusion fluide triphasée avec un cube de sel (CS), un minéral en baguette (M) et d'autres solides. d. Inclusion fluide triphasée comprenant deux liquides (L₁ et L₂) immiscibles. L = liquide. V = vapeur (Dubois, 1992).

II.3. Chronologie des inclusions fluides

À partir de l'étude de la disposition et de l'organisation des inclusions fluides dans le minéral hôte, [Roedder \(1984\)](#) a distingué trois catégories d'inclusions fluides :

Inclusions fluides primaires : Ces inclusions se forment simultanément à la cristallisation du minéral hôte. Elles se trouvent généralement dans les zones de croissance du minéral et sont disposées parallèlement aux faces cristallines ([Figure. IV-3](#)). Elles offrent des indications précieuses sur les conditions physico-chimiques de formation du minéral hôte, à condition de conserver leur composition chimique, leur volume et leur densité. Cela reste valable lorsque la température externe ne dépasse pas 500 °C et que la pression interne reste inférieure à 0,8 à 1 bar ([Roedder et Bodnar, 1980](#) ; [Weisbrod, 1982](#) ; [Weisbrod et Leroy, 1987](#)).

Inclusions fluides pseudo-secondaires : Ces inclusions se forment lorsque des fluides sont piégés dans des plans de fractures micrométriques, au cours d'un stade précoce ou intermédiaire de la croissance du minéral hôte. Ces fractures n'affectent qu'une partie du cristal ([Figure. IV-3, 4](#)).

Inclusions fluides secondaires : Ces inclusions se forment lorsque des fluides sont piégés dans des microcavités situées le long de fractures cicatrisées, générées par des déformations postérieures à la formation du minéral. Elles se retrouvent généralement dans des fractures traversant plusieurs grains du minéral hôte ([Figure. IV-4](#)).

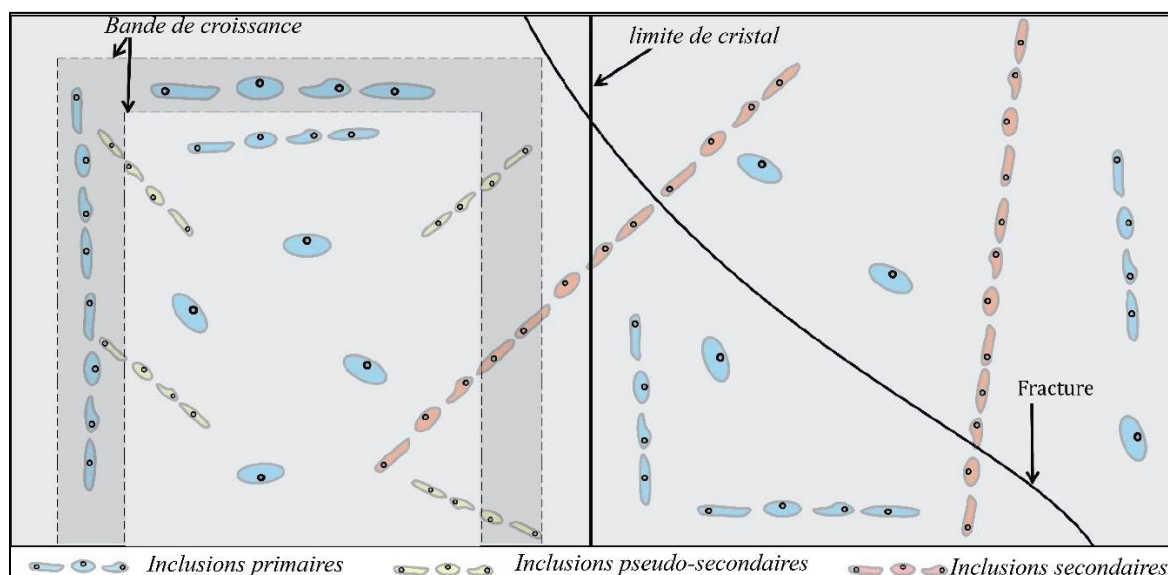


Figure IV-4. Schéma de diverses inclusions fluides dans les minéraux (d'après [Roedder, 1979](#) ; [Achmani, 2023](#)).

II.4. Techniques et méthodologie d'étude des inclusions fluides

Deux méthodes analytiques principales sont généralement employées pour analyser les inclusions fluides : La spectrométrie Raman et l'analyse micro thermométrique.

II.4.1 Spectrométrie Raman

Cette technique permet de déterminer la composition des phases volatiles présentes dans les inclusions fluides, telles que CO₂, CH₄, N₂ ou H₂S, ainsi que de certains solides comme les hydrates de sels et les sulfures. Elle repose sur un dispositif combinant un microscope optique, une source laser, un système de détection mono ou multicanal, et un filtre optique basé sur des réseaux holographiques concaves ([Dhamelincourt et al., 1979](#)).

II.4.2 Analyse microthermométrie

La microthermométrie est une méthode d'analyse permettant d'identifier et de caractériser les fluides en mesurant les températures des changements de phase au sein des inclusions fluides. Les températures d'homogénéisation (Th) et de fusion de la glace d'eau (Tm) des inclusions aqueuses biphasées ont été mesurées à l'aide d'une platine réfrigérante et chauffante LINKAM MDS600, montée sur un microscope Leica, et équipée d'une caméra Qimaging–Qicam Fast 1394, au laboratoire Géosciences Paris-Saclay ([Figure. IV-5](#)). Les incertitudes associées aux mesures de Th et de Tm sont respectivement de $\pm 1,0$ °C et $\pm 0,1$ °C.

Trois étapes clés sont nécessaires dans l'analyse microthermométrie pour observer les changements de phase :

1. *Étape de refroidissement (cryométrie, de 25 à -180°C)* : Cette phase permet d'observer la nucléation de la glace (température de prise en glace) ainsi que la formation d'hydrates de sels ou de gaz.
2. *Étape de réchauffement (de -180 à 35°C)* : Durant cette étape, on mesure la température eutectique, la fusion de la glace et l'homogénéisation du CO₂.
3. *Étape de chauffage (thermométrie, de 25 à 600°C)* : Cette phase est dédiée à l'homogénéisation des fluides.

Parmi les les températures caractéristiques mesurées lors de l'étude des inclusions fluides, on distingue notamment :

- **La température de prise en glace** (Tf) correspond à la température à laquelle l'inclusion fluide se solidifie.

- La température de début de fusion de la glace (T_e), ou température eutectique du système H_2O -sels, permet de caractériser la nature des sels dissous ($NaCl$, $CaCl_2$, KCl , etc.) dans la phase aqueuse.
- La température de la dernière fusion de la glace (T_{mice}) correspond à la disparition du dernier cristal de glace après la congélation. La valeur obtenue permet de déterminer la salinité des systèmes à un seul sel, sans une quantité critique de gaz. Elle permet également d'estimer la salinité, exprimée en pourcentage de poids équivalent $NaCl$.
- La température de fusion de l'hydrohalite (T_{mHH} ; $HH = NaCl \cdot 2H_2O$) fournit des informations sur la salinité de la phase aqueuse, notamment à travers le calcul du rapport $NaCl/(NaCl + CaCl_2)$ dans le système $H_2O - NaCl - CaCl_2$.
- La température de fusion de l'halite ou d'autres sels (T_{mHl} ; $Hl = NaCl$).
- La température d'homogénéisation (T_h) correspond à la température à laquelle il ne reste qu'une seule phase (liquide, vapeur ou critique) dans l'inclusion.

Les salinités ont été calculées à l'aide du programme [HokieFlincks_H2O-NaCl](#) (Steele-MacInnis et al., 2012). Pour les inclusions fluides H_2O - $NaCl$, dans lesquelles la dernière phase solide à disparaître est le H_2O -glace, la salinité a été déterminée à l'aide de l'équation de Bodnar (1993) (Equation 2.1). Si la dernière phase solide à disparaître (en équilibre avec le liquide et la vapeur) est l'hydrohalite (Equation 2.3) ou l'halite (Equation 2.2), les équations de Sterner et al. (1988) sont utilisées pour déterminer la composition du liquide.

$$\text{Salinité} = 1,78 - 0,04420 \times T_m^2 + 0,000557 \times T_m^3 \quad (2.1)$$

La salinité est exprimée wt. % d'équivalent $NaCl$. T_m indique la température de fusion de la glace exprimée en $^{\circ}C$.

$$\text{Salinité} = 26,242 + 0,4928\Psi + 1,429\Psi^2 - 0,223\Psi^3 + 0,04129\Psi^4 + 0,006295\Psi^5 - 0,001967\Psi^6 + 0,0001112\Psi^7 \quad (2.2)$$

$\Psi = T_m \text{ } ^{\circ}C/100$, où $0,1 \text{ } ^{\circ}C \leq T_m \text{ } ^{\circ}C \leq 801 \text{ } ^{\circ}C$; T_m indique la température de fusion de la glace exprimée en ($^{\circ}C$)

$$\text{Salinité} = 40.36947594 + 14.80771966\Psi - 14.08238722 \quad (2.3)$$

$\Psi = T_m \text{ } ^{\circ}C/100$, où $-22,9 \text{ } ^{\circ}C \leq T_m \text{ } ^{\circ}C \leq 0,1 \text{ } ^{\circ}C$; T_m indique la température de fusion de la glace exprimée en ($^{\circ}C$)

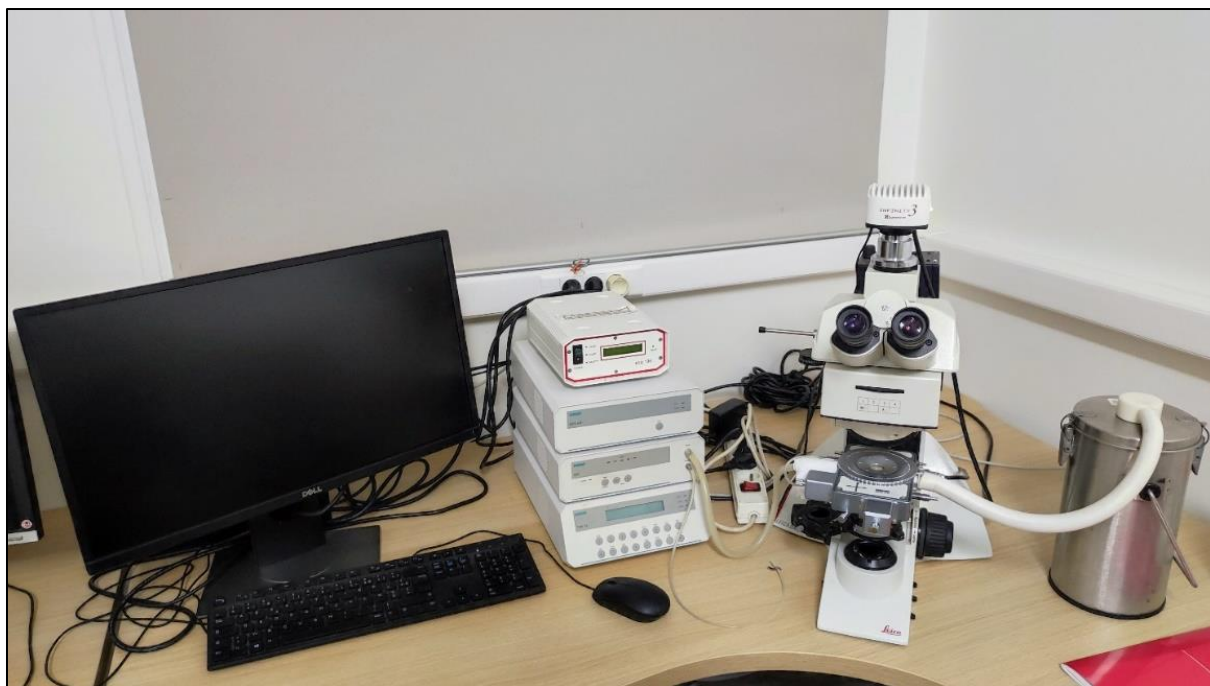


Figure IV-5. Système microthermométrique LINKAM couplé à un microscope Leica du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.

II.4.3 Méthodologie et objectifs

Pour caractériser les inclusions fluides piégées dans la gangue de minéralisation du champ filonien de BJA, nous avons adopté la méthodologie suivante :

➤ ***Sélection et préparation des échantillons***

- Collecter un nombre représentatif d'échantillons minéralisés, en se concentrant sur les structures à minéralisation sulfurée, notamment la structure principale de Jbel Joua Baba Ali (BJA).
- Découper et polir les échantillons en lames épaisses de 100 à 200 μm , polies sur les deux faces, afin de garantir une observation détaillée et précise au microscope.

➤ ***Analyse au microscope polarisant***

- Identifier les minéraux hôtes (quartz, améthyste) et leur agencement par rapport aux plans de croissance.
- Étudier les inclusions fluides en caractérisant leur morphologie, taille, degré de remplissage et regroupement en familles.

➤ ***Étude microthermométrique***

- Réaliser des mesures sur les lames épaisses à l'aide de LINKAM

- Enregistrer les températures caractéristiques (température d'homogénéisation, température de fusion de la glace, etc.) pour chaque famille d'inclusions fluides.
- Dédire les conditions physico-chimiques des fluides responsables de la minéralisation (température, composition chimique).

III. Caractérisation et étude des inclusions fluides de BJA

L'étude des phases fluides a été menée sur les inclusions fluides piégées dans des minéraux hôtes, représentatifs des différents stades paragénétiques associés à la minéralisation sulfurée du champ filonien polymétallique de BJA. Les analyses ont porté principalement sur le quartz, un minéral de gangue, et l'améthyste, une gemme, en tant que hôtes des phases fluides étudiées.

Cette étude a pour objectif de caractériser la nature et les propriétés physico-chimiques des fluides minéralisateurs, notamment leur composition chimique et leur température de piégeage, ayant contrôlé la mise en place de la minéralisation en Cu-Ba ($\pm$ Pb) et améthyste. Elle vise également à déterminer les conditions thermo-barométriques de circulation des fluides, tout en mettant en évidence d'éventuelles évolutions du système hydrothermal.

III.1. Échantillonnage et préparation des lames épaisses

Pour l'étude des inclusions fluides dans le filon minéralisé du gisement de BJA, un échantillonnage a été réalisé sur deux niveaux distincts afin de garantir une représentation aussi complète que possible des structures minéralisées :

- **Échantillonnage de surface** : Les prélèvements ont été effectués sur des affleurements visibles, fournissant des informations directes sur les structures minéralisées exposées.
- **Échantillonnage de subsurface** : Des échantillons ont été collectés à des profondeurs comprises entre 10 et 12 m, permettant d'accéder à des matériaux moins altérés par les processus de surface, et représentatifs du contexte endogène.

Les échantillons prélevés ont ensuite servi à la confection de lames épaisses, d'une épaisseur standard de 100 à 200 μm . Ces lames ont été soigneusement polies sur leurs deux faces pour garantir une observation optimale des inclusions fluides au microscope, et la préservation de l'intégrité chimique et structurale des minéraux hôtes.

III.2. Typologie des inclusions fluides piégées dans le quartz

La minéralisation de BJA, caractérisée par des assemblages Cu-Ba $\pm$ Pb et améthyste, est associée à une gangue composée de quartz et de barytine. L'étude des inclusions fluides contenues dans le quartz et l'améthyste a pour objectif d'obtenir des informations sur la composition des fluides minéralisateurs et de préciser les conditions de formation des sulfures, notamment la température de mise en place.

Les résultats des études pétrographiques révèlent que la minéralisation s'est développée en deux stades majeurs : un premier stade associé au quartz, et un second lié à la barytine. L'étude thermométrique s'est exclusivement concentrée sur la minéralisation du premier stade majeur, caractérisée par une gangue de quartz clair I et d'améthyste I. Pour identifier les différents types d'inclusions fluides présentes dans ces minéraux hôtes, les critères suivants ont été pris en considération :

- La distribution des inclusions fluides dans le quartz et l'améthyste, ainsi que leurs relations chronologiques, en tenant compte de leur disposition par rapport aux zones de croissance du minéral hôte.
- Les critères morpho-structuraux des inclusions, incluant leur forme, leur taille, et leur degré de remplissage (vapeur ou rapport vapeur-liquide).
- La composition des inclusions à température ambiante, notamment la nature du fluide et le nombre de phases coexistantes.

❖ Le quartz clair I

À partir des différents critères observés lors de l'examen microscopique des échantillons, notamment les critères morpho-structuraux, le degré de remplissage en vapeur, la composition des inclusions à température ambiante et leur mode d'association, deux types distincts d'inclusions fluides ont été identifiés dans le quartz clair I.

Famille 1 : Les inclusions fluides monophasées correspondant à des inclusions monophasées liquides, relativement rares, de petite taille (inférieure à 20 μm) et présentant des formes généralement régulières (Figure. IV-7a).

Famille 2 : Les inclusions fluides biphasées (L-V) correspondant à des inclusions fluides composées d'une phase aqueuse (liquide + vapeur). Les inclusions fluides primaires dans le quartz clair I sont disséminées et présentent une forme sub-arrondie à arrondie. Elles mesurent (Figure. IV-7b, c).

❖ L'améthyste I

Famille 1 : Inclusions fluides monophasées : ces inclusions sont rares, de petite taille (inférieure à 10 μm), et généralement de forme régulière. Ces inclusions sont composées exclusivement de liquide, sans aucune phase vapeur. Leur distribution dans l'améthyste I diffère de celles observées dans le quartz clair I, où les inclusions monophasées peuvent parfois être plus dispersées et variées en forme (Figure. IV-7d)

Famille 2 : Les inclusions fluides biphasées (L-V) : ces inclusions suivent un modèle similaire à celui du quartz clair I et se compose également d'une phase aqueuse (liquide + vapeur). Les inclusions primaires piégées dans l'améthyste I sont disséminées, avec une forme sub-arrondie à arrondie. Leur taille varie entre 2 et 21 μm et leur rapport vapeur/liquide est de 5 à 19 %. Les inclusions fluides pseudo-secondaires dans l'améthyste sont observées le long des microfissures et présentent une forme irrégulière (Figure. IV-7e, f).

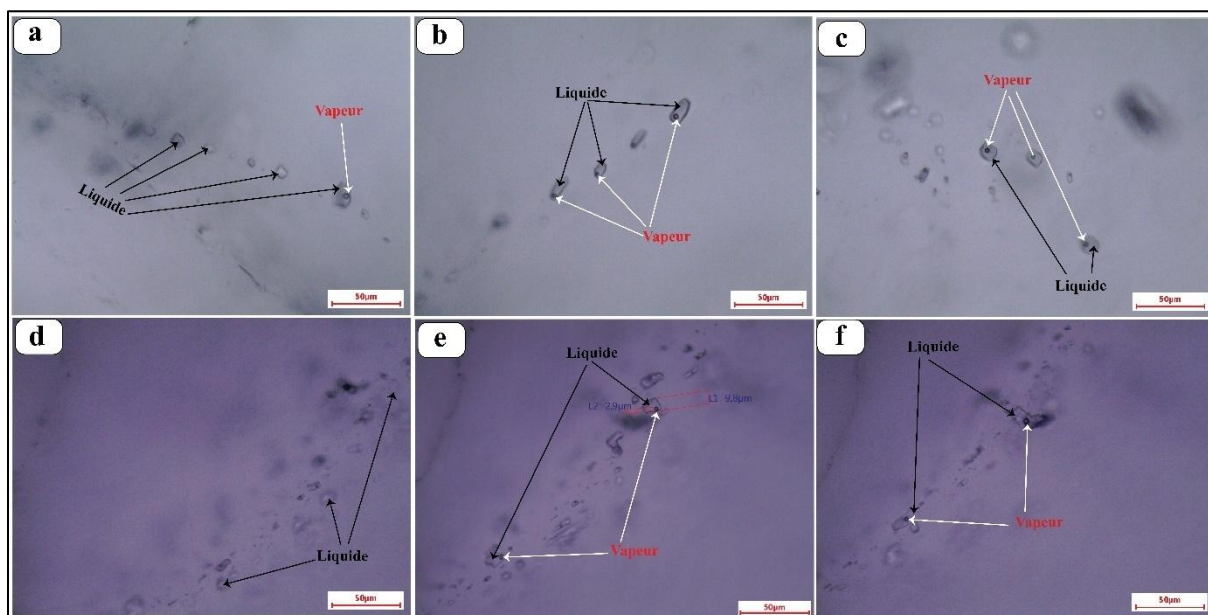


Figure IV-6. Les inclusions monophasées dans le quartz clair et l'améthyste (a et d) et des inclusions biphasées (b, c, e et f)

III.3. Analyses microthermométriques

Sur la base de la morphologie des inclusions et des propriétés des phases observées à température ambiante (Roedder, 1979, 1984 ; Goldstein et Reynolds, 1994 ; Van den Kerkhof, 1988 ; Van den Kerkhof et Hein, 2001), toutes les inclusions fluides piégées dans le quartz clair I et l'améthyste I du gisement BJA correspondent à un système aqueux biphasé (liquide +

vapeur). En fonction de leur texture et de leur relation avec le minéral hôte, ces inclusions fluides sont classées en primaires et pseudo-secondaires ([Tableau1](#)).

❖ Le quartz clair I

L'étude microthermométrie a été réalisée principalement sur des inclusions fluides de type L-V présentes dans le quartz clair I. Ces inclusions s'homogénéisent systématiquement en phase liquide, marquée par la disparition de la bulle de vapeur. Les températures d'homogénéisation (T_h) observées présentent une certaine uniformité, oscillant entre 120 et 190 °C, avec une valeur modale située autour de 140 °C ([Figure. IV-7B, C](#)). Les inclusions fluides du quartz clair I présentent des températures eutectiques (première fusion/solidification) comprises entre -39 et -23 °C, avec un mode situé entre -32 et -30 °C. La température de fin de fusion de la glace (T_{fm}) se situe entre -16,5 °C et -10,5 °C. La salinité calculée varie entre 14,46 et 19,84 % en poids d'équivalent NaCl (wt% NaCl eq.) ([Figure. IV-7A, B, C et D](#)).

❖ Améthyste I

Les inclusions fluides de type L-V présentes dans l'améthyste I s'homogénéisent systématiquement en phase liquide, marquée par la disparition de la bulle de vapeur. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides primaires (PFI) varient entre 72 et 119 °C, avec un mode principal observé entre 100 et 110 °C, ce qui suggère une homogénéisation thermique relativement stable pour ces inclusions. En ce qui concerne les inclusions fluides pseudo secondaires, les températures d'homogénéisation se situent entre 92 et 131 °C, avec une valeur moyenne de 115,9 °C ([Figure. IV-7B, C](#)). Les températures eutectiques (première fusion) sont difficilement mesurables dans l'améthyste. La température de fin de fusion de la glace (T_{fm}) varie entre -8,5 et -14,5 °C ([Tableau 2](#)). La salinité, calculée en équivalent poids % NaCl, varie entre 12 et 18,22 wt% NaCl eq. Ces valeurs indiquent une gamme de salinité relativement large pour les inclusions fluides étudiées ([Figure. IV-7B, C et D](#)).

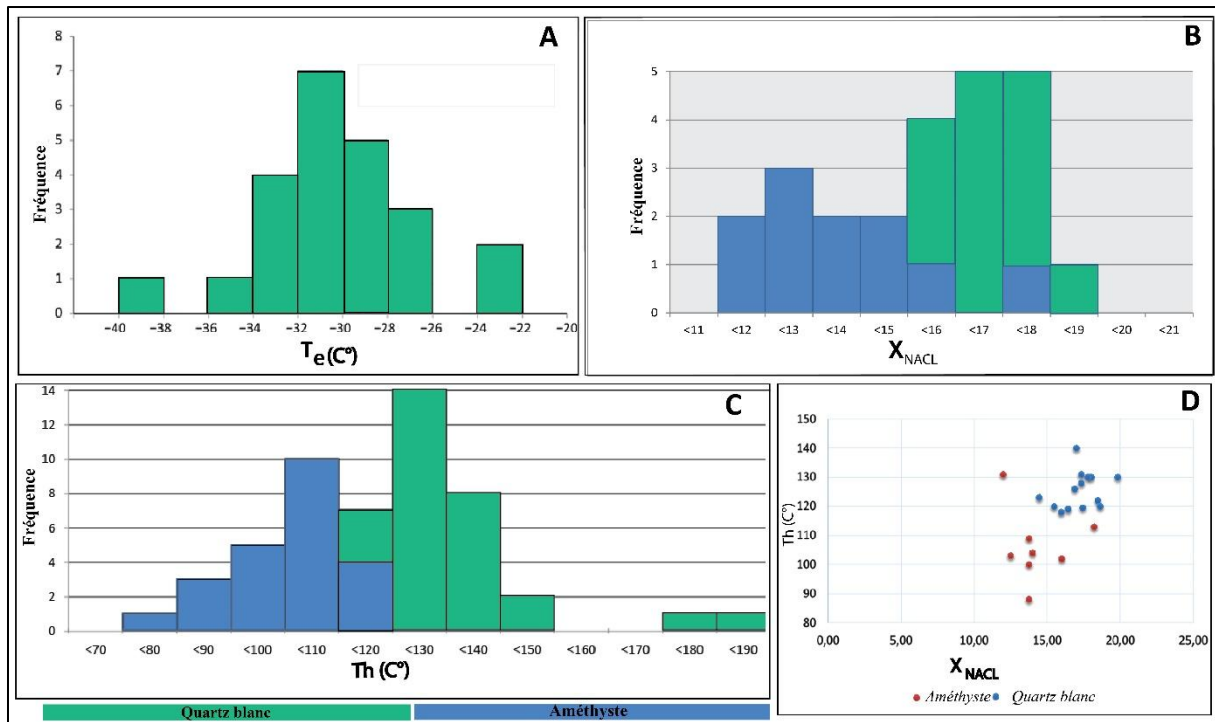


Figure IV-7. A) Histogramme de la température de première fusion (T_e) ; B) Histogramme de la salinité des inclusions fluides dans le quartz clair et l'améthyste ; C) Histogramme de la température d'homogénéisation (Th) ; D) Diagramme Th en fonction de X_{NaCl} eq.

Tableau IV-2. Les caractéristiques micro-thermométriques des inclusions fluides dans les minéralisations de Baba Joua Ali

Minéral	Type d'inclusion	Th (°C) ± 1	T_e (°C) ± 1	T_m (°C) $\pm 0,1$	Salinité (wt. % NaCl eqv)
Quartz clair	Primaire	120 à 190	-39 à -23	-16,5 à 10,5	14,46 à 19,84
Améthyste	Pseudo-secondaire	92 à 132	N.D.	N.D.	N.D.
	Primaire	72 à 119	N.D.	-8,5 à -14,5	12 à 18,22

IV. Conclusion

L'étude des inclusions fluides piégées dans le quartz clair I et l'améthyste I de la zone de Baba Joua Ali ont permis de caractériser les conditions physico-chimiques des fluides associés à la minéralisation. Les inclusions dans le quartz clair I sont principalement constituées de liquide et de vapeur, avec une répartition unimodale des températures d'homogénéisation

comprises entre 120 et 190 °C. En revanche, les inclusions fluides dans l'améthyste I montrent des températures d'homogénéisation plus basses, entre 72 et 119 °C, avec un mode entre 100 et 110 °C. La salinité des inclusions fluides dans le quartz clair I varie de 14,46 à 19,84 % en poids NaCl équivalent, tandis que celle de l'améthyste I est plus faible, avec des valeurs comprises entre 12 et 18,22 % NaCl équivalent.

Les températures de fusion de la glace (T_{fm}) observées pour les inclusions fluides dans le quartz clair I varient de -10,5 à -16,5 °C, tandis que celles de l'améthyste I vont de -8,5 à -14,5 °C.

Enfin, les températures eutectiques mesurées sur les inclusions fluides piégées dans le quartz clair sont proches de celle du système fluide NaCl-H₂O, ce qui confirme la présence de sels dissous dans ces fluides. L'évolution des températures et de la salinité des inclusions fluides tout au long du processus de cristallisation du quartz clair vers l'améthyste révèle des différences significatives dans les conditions de formation de ces minéraux.

La combinaison de l'étude microthermométrique des inclusions fluides et de la paragenèse des associations minérales permet de montrer que la mise en place de la minéralisation cuprifère primaire de Baba Joua Ali (BJA) est caractérisée par une évolution hydrothermale biphasée. Cette évolution débute par une première phase sous des conditions réductrices, durant laquelle se forme le quartz clair I associé à des sulfures tels que la chalcopryrite, la pyrite, la bornite et la galène. La seconde phase, dominée par des conditions oxydantes, a conduit à la précipitation de l'améthyste avec des inclusions de goethite et d'hématite. Cette séquence minéralogique témoigne d'une évolution progressive du système hydrothermal, suivie de la formation de barite et de galène, accompagnée de chalcopryrite et de sphalérite. La percolation de fluides météoriques descendants a ensuite réagi avec la minéralisation primaire, favorisant la précipitation de minéralisations supergènes, représentées par des minéraux tels que la malachite, la chrysocolle, la cuprite, la ténorite, la chalcocite, la covellite et les oxydes de fer.

CHAPITRE V

PARAGENESE ET EVOLUTION SUPERGENE DE LA MINERALISATION DE BJA

I. Introduction

La compréhension des processus géologiques conduisant à la formation des gisements minéraux est essentielle pour l'exploration et l'exploitation des ressources naturelles. Parmi ces gisements, les minéralisations de type Cu-Ba±Pb-améthyste attirent une attention particulière en raison de leur complexité géologique et de leur intérêt économique. Le gisement de Baba Joua Ali, situé dans un contexte géodynamique favorable, présente une minéralisation polymétallique associée à une paragenèse variée et une évolution supergène marquée.

Ce type de minéralisation se distingue par la coexistence d'éléments métalliques tels que le cuivre, le baryum, et le plomb, ainsi que par la présence d'améthyste, une variété prismatique de quartz prisée à la fois pour ses propriétés géologiques et son intérêt ornemental. La compréhension des processus responsables de la formation et de l'évolution de ces minéralisations nécessite une étude approfondie de la paragenèse, incluant l'identification des minéraux formés et les relations entre eux, ainsi qu'une analyse des transformations supergènes ayant modifié les assemblages minéralogiques après leur mise en place primaire.

II. Cadre géologique et caractéristiques des failles affectant les formations ordoviciennes de la zone de Baba Joua Ali

Les observations de terrain, la cartographie géologique et l'analyse des images satellitaires ont permis d'identifier deux types de déformation dans la zone étudiée. Les terrains d'âge ordovicien supérieur présentent une déformation ductile, avec des structures synclinales et anticlinales, notamment un synclinal orienté WNW-ESE au Jbel El Machhot. Les mesures structurales effectuées sur le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali révèlent un pendage de 45 à 80° vers le sud-ouest des failles. Ce flanc est affecté par deux familles de failles majeures : NE-SW et N-S.

La faille principale de la famille NE-SW, qui contrôle la minéralisation, est orientée N40 à N60 avec un pendage de 70 à 85° vers le nord-ouest. Elle déplace les formations ordoviciennes et présente un mouvement décrochant sénestre, avec un rejet de 100 à 150 m, particulièrement dans les grès. Le sens du mouvement est confirmé par des stries sur les plans de la faille. L'épaisseur de la zone de faille varie de 1 à 3 m. Plusieurs fractures N-S sont observées dans la partie nord, remplies de barytine, tandis que dans la partie sud, des veines NNE-SSW sont remplies de quartz, améthyste et barytine et se ramifient à partir de la faille principale. Une

structure marquante présente une épaisseur d'un mètre avec un remplissage de barytine entouré de quartz (Figure.V-1).

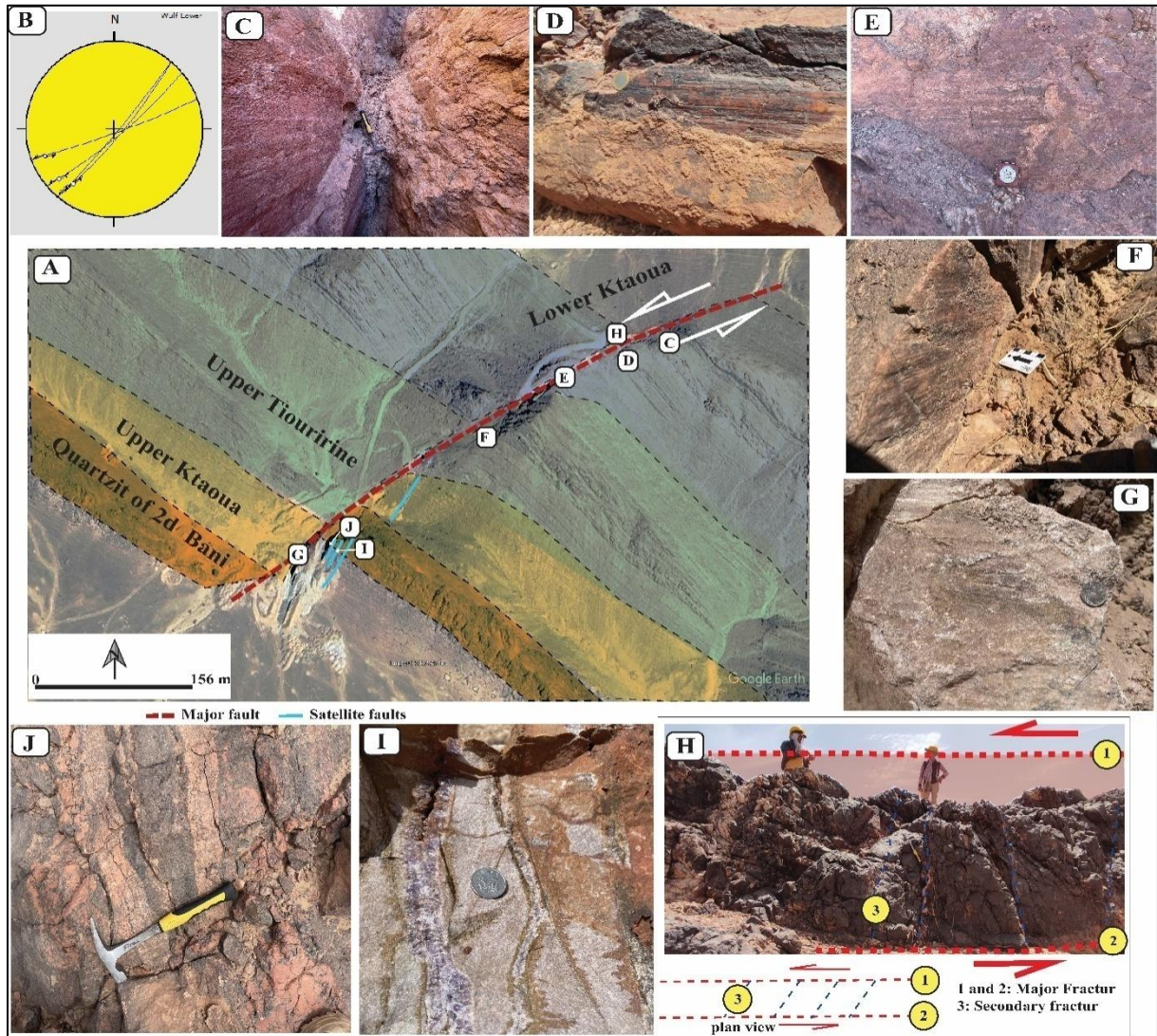


Figure V-1. Image de Google Earth (A) montrant la faille à jeu décrochant sénestre NE-SW, caractéristique de la zone étudiée. La projection stéréographique (B) présente les orientations des plans de failles NE-SW, permettant de visualiser leur alignement géométrique. Les stries observées dans les plans majeurs de la faille (C, D, E, F, G) confirment le mouvement décrochant sénestre à plusieurs localités. Dans la partie nord de la zone, des fractures orientées N-S (H) se forment entre les plans majeurs des ramifications N-S de la faille principale sont observées avec un remplissage d'améthyste violette (I) et de barytine (J), ce qui témoigne de la minéralisation de la zone

La famille de failles N-S est constituée de veines orientées N0 à N20 avec un pendage vertical, affectant les formations de l'Ordovicien supérieur. Le mouvement décrochant dextre, mis en évidence par la cartographie spatiale, présente un rejet variant entre 45 et 60 m. La faille la plus importante, d'une longueur de 600 m, est localisée dans la partie ouest de la zone étudiée.

Plusieurs plans de cette faille montrent une strie unique avec un plongeon de 10° vers le sud. Cette faille est remplie de barytine, accompagnée de pyrite et d'oxydes de fer (Figure.V-2).

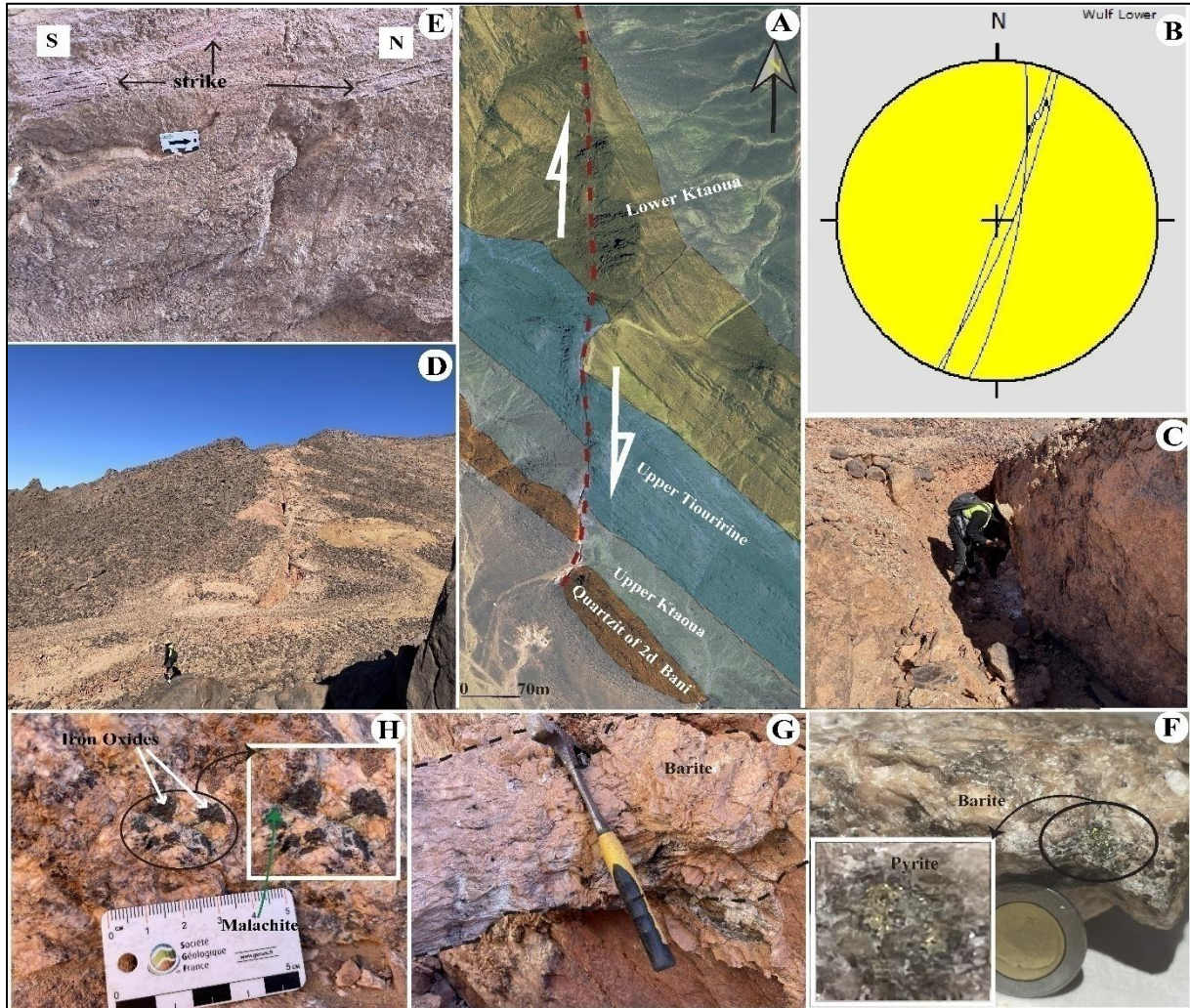


Figure V-2. A) Image de Google Earth montrant la faille décrochante dextre N-S. B) Projection stéréographique des orientations des plans de failles NE-SW. C et D) Photos de terrain illustrant la faille N-S. E) Stries dans les plans majeurs de la faille N-S. F, G, H) Minéralisations observées dans la faille N-S (Cu, Ba, sulfures et oxydes de fer).

III. Paragenèse et Evolution Supergène de la minéralisation

La minéralisation, située sur le flanc sud de l'anticlinal de Jbel Machhot, est liée à des formations de l'Ordovicien supérieur et présente une épaisseur variant de 2 cm à 3 m. Elle est exploitée pour ses minéralisations cuivre-quartz/améthyste-barytine, contrôlées par un réseau filonien NE-SW dans le Groupe de Ktaoua. La structure minéralisée présente une croissance centripète, caractérisée par du quartz clair en périphérie, suivi d'améthyste et de barytine vers

le centre. À l'extérieur de cette structure, des veines de quartz, d'améthyste et de barytine sont également observées, avec des épaisseurs variant de quelques millimètres à 10 centimètres. Les minéralisations métalliques comprennent la chalcoppyrite, la bornite, la malachite, la chrysocolle, ainsi que des oxydes de cuivre et de plomb, souvent présents sous forme d'inclusions dans le quartz et la barytine. Les relations texturales entre les minéraux montrent une association entre la chalcoppyrite, la bornite et la pyrite, avec une corrosion de chalcoppyrite et pyrite par de la covellite. La galène est souvent présente sous forme de grains disséminés dans le quartz. Les observations microscopiques montrent également que la barytine contient des amas micrométriques de galène et de chalcoppyrite, ainsi que des carbonates/oxydes de Cu-Fe remplissent les cavités. La malachite, prédominante dans la région, est observée sous forme d'agrégats sphériques et est souvent associée à de l'hématite et de la chrysocolle. L'hématite, quant à elle, présente des textures variées et est fréquemment observée en association avec des oxydes et des carbonates de cuivre. La cuprite, également présente, est souvent associée à la malachite et de la chrysocolle et peut être remplacée par la ténorite, parfois en présence de cuivre natif (Figure.V-3).

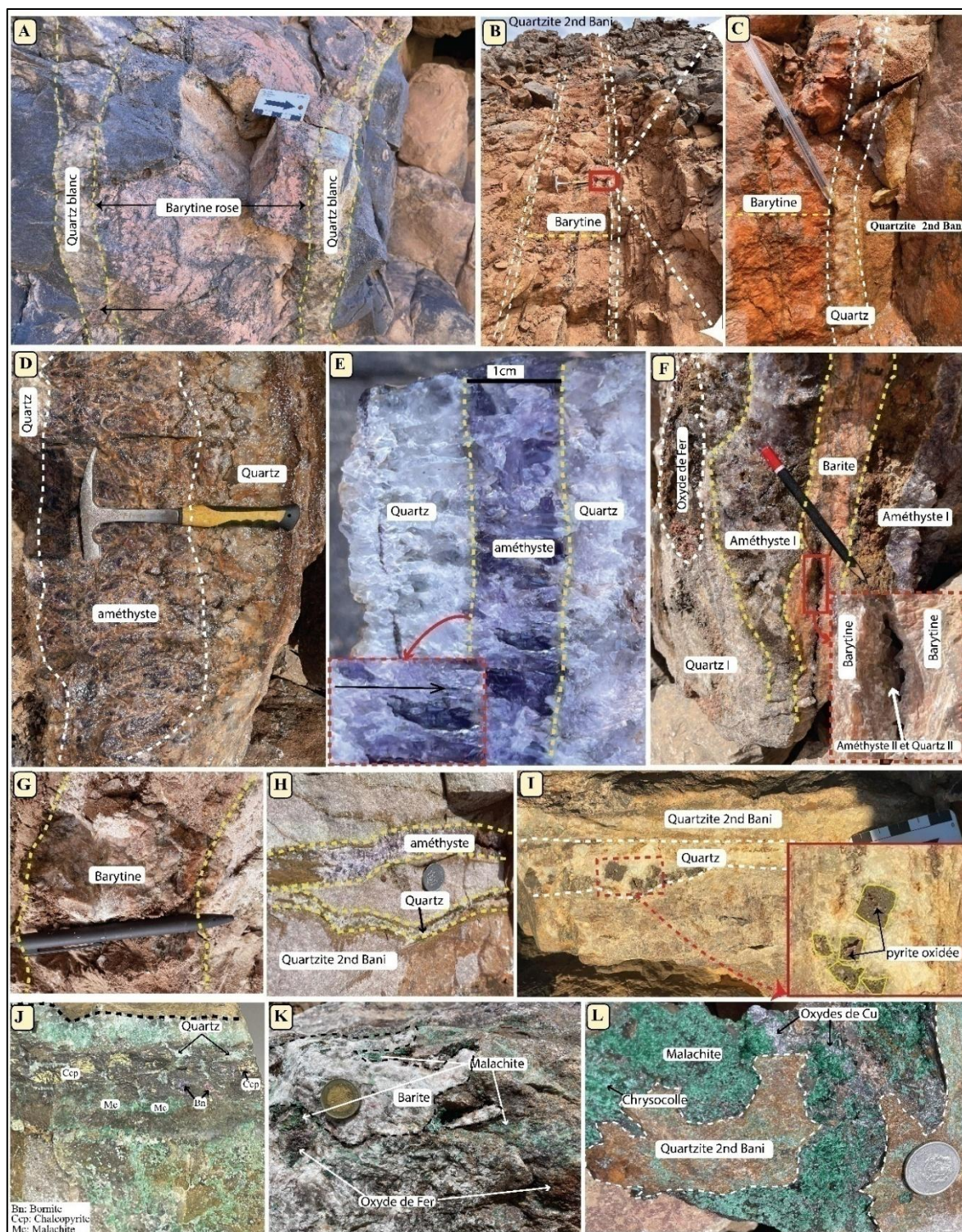


Figure V-3. Photographies de l'affleurement et des échantillons de main de la minéralisation de Baba Joua Ali : A, B et C) texture rubanée de quartz et barytine, D) texture rubanée de quartz clair et améthyste, E) échantillon de main avec quartz et améthyste, F) texture rubanée de quartz I, améthyste I, barytine et améthyste/quartz II. G) veine centimétrique de barytine, H) veine centimétrique d'améthyste, I) quartz avec formes cubiques de pyrite, J) chalcopryrite (Ccp), bornite (Bn) et malachite (Me) avec quartz comme minéral gangue, K) malachite et oxydes de fer remplissant les cavités et fractures de barytine, L) malachite remplissant une fracture dans les grès

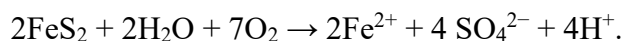
III.1. Minéralisation hypogène

Les minéraux primaires dans la zone de Baba Joua Ali incluent des sulfures (chalcopyrite, bornite, pyrite, galène) et des minéraux de gangue comme le quartz clair, l'améthyste et la barytine. À l'échelle de la structure minéralisée, la première étape hypogène comprend la chalcopyrite, la bornite et la pyrite, associées à des inclusions de galène, avec du quartz clair comme gangue (Figure.V-3J, K). Ces minéraux sont suivis de l'améthyste violette, formée dans des conditions physico-chimiques spécifiques, caractérisées par une température de fusion de glace comprise entre -32 et -30 °C, des températures d'homogénéisation des inclusions fluides variant de 120 à 140 °C, et une salinité oscillante entre 14,46 et 19,84 % (Tableau.2). L'améthyste est associée à des minéraux de cuivre et plomb, similaires à des occurrences de Thunder Bay et Blue Point (McArthur et al., 1993; Kile et al., 2019). Les fluides dans ces zones présentent des caractéristiques thermiques et salines proches de celles de Baba Joua Ali, bien que légèrement plus froids et salins. L'améthyste de Boudi, dans l'Anti-Atlas Central, présente une composition de fluide similaire, mais se distingue par des températures plus élevées et une salinité plus faible (Troilo et al., 2015; Dumanska-Słowik et al., 2017). La coloration violette de l'améthyste est due à l'incorporation de Fe^{3+} , confirmée par des études sur les inclusions fluides et des observations microscopiques. La deuxième étape hypogène marque la précipitation de la barytine, associée à la galène et à la sphalérite, dans des conditions de fluides $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, avec une température de 80-120 °C et une salinité de 12-15 % (Tableau.2). L'évolution hydrothermale se poursuit avec la formation de l'améthyste II et du quartz clair II dans les cavités de barytine, bien que les relations entre ces minéraux ne soient pas clairement établies dans cette étude (Figure.V-3J, K)

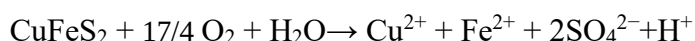
III.2. Minéralisation supergène

L'extension de l'altération supergène et l'association minéralogique de la minéralisation secondaire sont contrôlées par plusieurs facteurs, notamment la nature des minéraux hypogènes, l'acidité des fluides, la nature des roches hôtes et la densité des fracturations (Takahashi, 1960 ; Bladh, 1982 ; Sangameshwar et Barnes, 1983 ; Scott et al., 2001; Reichert et Borg, 2008; Choulet et al., 2019 ; Fontaine et al., 2020). Dans l'occurrence de Baba Joua Ali, la percolation des eaux météoriques acides est favorisée par l'intense fracturation des grès de l'Ordovicien supérieur, des cavités et des fractures présentes dans le quartz, l'améthyste et la barytine. L'oxydation des sulfures non ferreux génère des solutions sulfatées acides en quantités modestes

(Anderson, 1982 ; Williams, 2005). Ainsi, l'oxydation de la pyrite semble être la source principale des solutions acides responsables de la destruction des minéraux lors de l'altération (Chávez et al., 2000). L'oxydation de la pyrite libère des ions ferreux (Fe^{2+}) et du soufre oxydé (SO_4^{2-}) suivant la réaction suivante (Renock et Shuller-Nickles, 2015) :



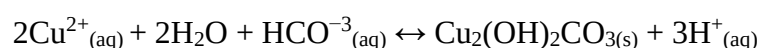
L'altération de la chalcopryrite libère des ions Cu^{2+} , des ions ferreux (Fe^{2+}) et du soufre oxydé (SO_4^{2-}) suivant l'équation suivante (Walder et Schuster, 1998) :



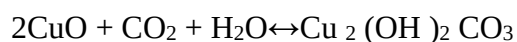
À Baba Joua Ali, la pyrite est le deuxième sulfure le plus dominant après la chalcopryrite. Elle se présente sous forme d'inclusions dans la chalcopryrite et sous forme de cristaux cubiques dans le quartz clair (Figure.V-4B et C). Elle présente des indices d'oxydation, certains cristaux étant complètement transformés en oxydes de fer tout en conservant leur forme cubique initiale. Dans certains cas, on observe quelques vestiges de pyrite entourés d'oxydes de fer (Figure.V-4D, E et F) indiquant que l'oxydation de la pyrite à Baba Joua Ali pourrait accentuer l'acidité des fluides météoriques. D'autre part, la chalcocite et la covellite sont observées sous forme de zones périphériques de chalcopryrite (Figure.V-4B, C, H et G) suggérant un remplacement in situ et l'incorporation de Cu dans la chalcopryrite avec libération de Fe. Selon Zies et al. (1916), la chalcopryrite (CuFeS_2) peut subir une transformation lorsqu'elle est introduite dans une solution contenant des ions Cu^{2+} . Dans cet environnement chimique, la chalcopryrite réagit avec les ions Cu^{2+} , ce qui entraîne sa transformation en sulfures secondaires de cuivre tels que la chalcocite (Cu_2S) et/ou la covellite (CuS). Ces réactions reflètent la transition des phases minérales hypogènes vers les phases supergènes.

L'étude microscopique des échantillons de minerai a révélé la présence de minéraux secondaires constitués principalement d'oxydes de cuivre et de fer, de silicates de cuivre, de carbonates de cuivre, d'anglésite et de cuivre natif. Cet assemblage minéralogique indique des processus d'oxydation et d'altération avancés ayant affecté la paragenèse hypogène primaire, dominée par la chalcopryrite, la bornite et la galène. La présence de ces minéraux secondaires témoigne de l'altération des sulfures primaires par des processus d'altération superficielle ou sub-superficielle, illustrant l'évolution typique de la minéralisation des sulfures vers des oxydes et des carbonates dans des environnements oxydants. Selon Vink (1986) et Sikka et al. (1991), la précipitation des minéraux carbonatés de cuivre tels que l'azurite ($\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$) et la

malachite ($\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$) est contrôlée par la pression partielle de CO_2 et la concentration en cuivre dans les eaux naturelles. De plus, l'azurite précipite à un pH entre 6 et 7 et une pression partielle de CO_2 comprise entre 3,45 et 10 atm, tandis que la malachite précipite à un pH entre 7 et 8 et une pression partielle de CO_2 inférieure à $10^{-3,45}$ atm (Vink, 1986). Dans la région de Baba Joua Ali, les carbonates de cuivre sont représentés uniquement par la malachite présentant des textures fibreuses et sphériques, remplissant des fractures affectant les roches hôtes et les minéraux de gangue (Figure.V-4 K). La présence de malachite est liée aux ions bicarbonates, qui peuvent se concentrer dans les eaux météoriques (De Putter et al., 2010), et elle peut dériver de l'altération des roches carbonatées (Vink, 1986 ; Read, 1986 ; Canham et al., 2022). Dans la région de Baba Joua Ali, les formations de Ktaoua et de Tiouririne sont caractérisées par la présence de roches calcaires, avec une minéralisation en cuivre (Cu) dérivée de la chalcoppyrite et de la bornite. La malachite observée dans les fractures affectant les roches hôtes et les minéraux de gangue peut précipiter selon la réaction suivante :



Au microscope, la malachite entoure l'oxyde de cuivre (Figure V-4J). La malachite, enveloppant la ténorite, indique que ce dernier se transforme en malachite. Cette transformation peut être expliquée par la réaction suivante (Beane, 1948) :



D'autre part, dans BJA, la chrysocolle et l'oxyde de cuivre ferreux présentent une texture de bandes concentriques et se trouvent sous forme d'amas au sein de la malachite. Cette texture a été observée dans de nombreux gisements de cuivre, comme ceux du désert d'Atacama, au nord du Chili (Kahou et al., 2021). La chrysocolle et d'autres silicates de cuivre précipitent par l'interaction entre un fluide riche en cuivre et en SiO_2 (Yates et al., 1998). Dans la zone de Baba Joua Ali, le SiO_2 provient des roches hôtes, des grès de l'Oordovicien supérieur, tandis que le cuivre est dérivé de la chalcoppyrite et de la bornite. Newberg (1967) et Fernández-Mort et al. (2018) ont montré que la chrysocolle peut précipiter à des valeurs de pH comprises entre environ 5 et 9. La précipitation est liée à la neutralisation du fluide contenant des ions Cu^{+2} et du silicium dissous selon la réaction suivante (Newberg, 1967 ; Münchmeyer, 1996) :



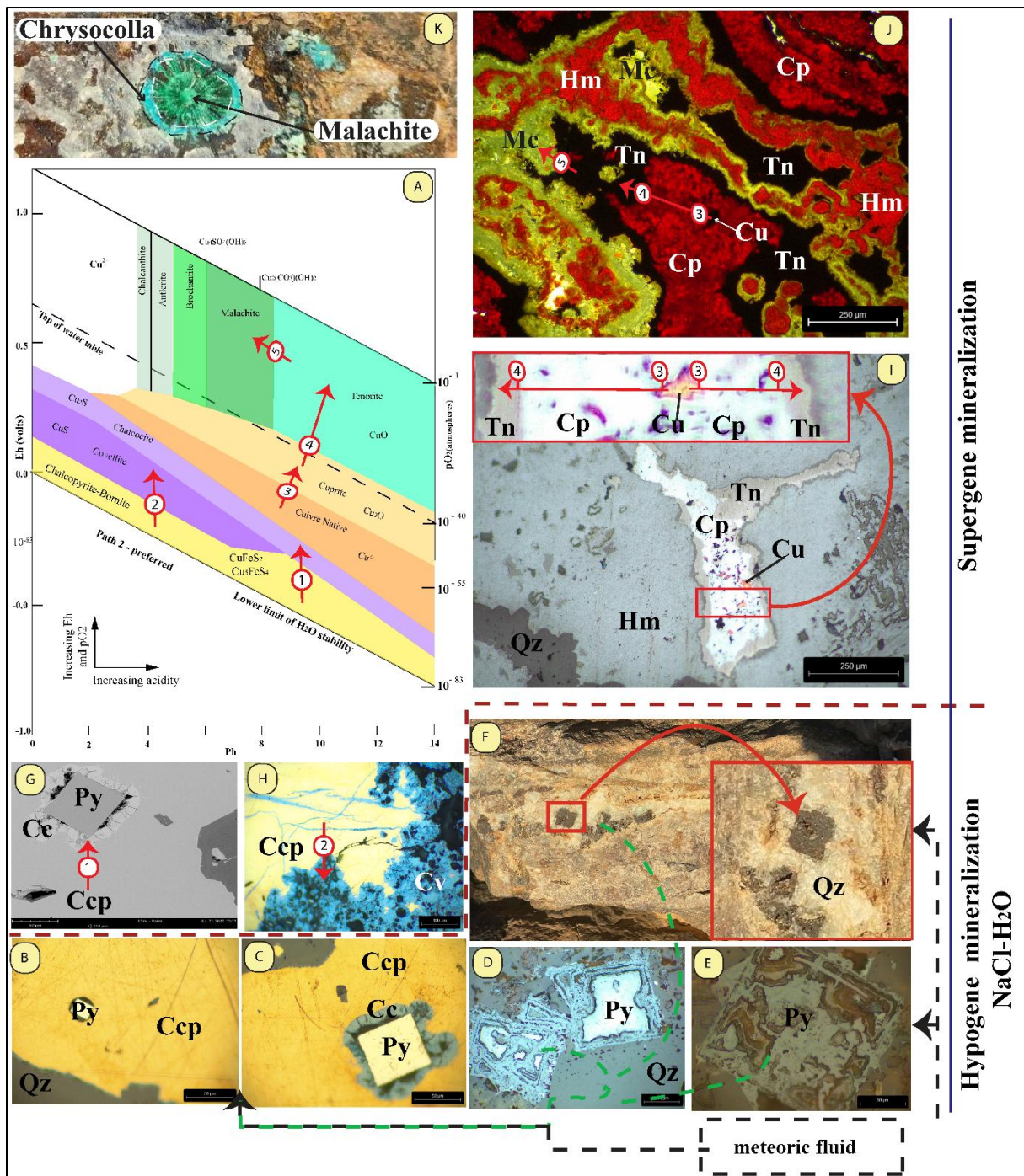


Figure V-5. A) Diagramme Eh-pH du système Cu-C-S-O-OH à 1 atm et 25 °C (Sato, 1992), illustrant l'évolution des conditions physico-chimiques ayant conduit à la formation de la minéralisation de Baba Joua Ali. B, C et F : minéralisation hypogène principalement représentée par la chalcopysite (Ccp) et la pyrite, D et E : pyrite montrant une oxydation le long des bords, chalcopysite montrant de la covellite (Cv) et de la chalcocite (Cc) le long des bords, I et J : inclusion de cuivre natif (Cu) entourée de cuprite (Cp), puis de ténorite (Tn) et enfin d'hématite (Hm) et de malachite (Mc), K : texture sphérique formée par la malachite et la chrysocolle.

Dans la zone de Baba Joua Ali, les minéraux de plomb sont représentés par la galène et l'anglésite (Figure.V-5). La galène est observée sous forme d'inclusions dans la chalcopysite

avec la bornite et sous forme de grains disséminés dans le quartz clair (Figure.V-4B, D, et 5C). De plus, elle se présente sous forme de cristaux cubiques associés à la baryte. Les investigations au MEB montrent la présence d'anglesite remplissant des fractures dans le quartz et sous forme de bords autour de la galène (Figure.V-5B). Selon le diagramme de stabilité des minéraux de plomb de Krauskopf et Bird (1994) (Figure.V-6), la galène est la plus stable à faibles valeurs d'Eh, quelle que soit l'activité. Lorsque les conditions sont oxydantes, l'anglesite et la cérussite sont stables dans un environnement acide ($\text{pH} < 6$) et basique ($\text{pH} > 6$), respectivement. L'oxydation de la galène conduit généralement à une solution riche en Pb^{2+} et SO_4^{2-} , en équilibre avec l'anglesite suivant la réaction (Jambor & Blowes, 1998) :

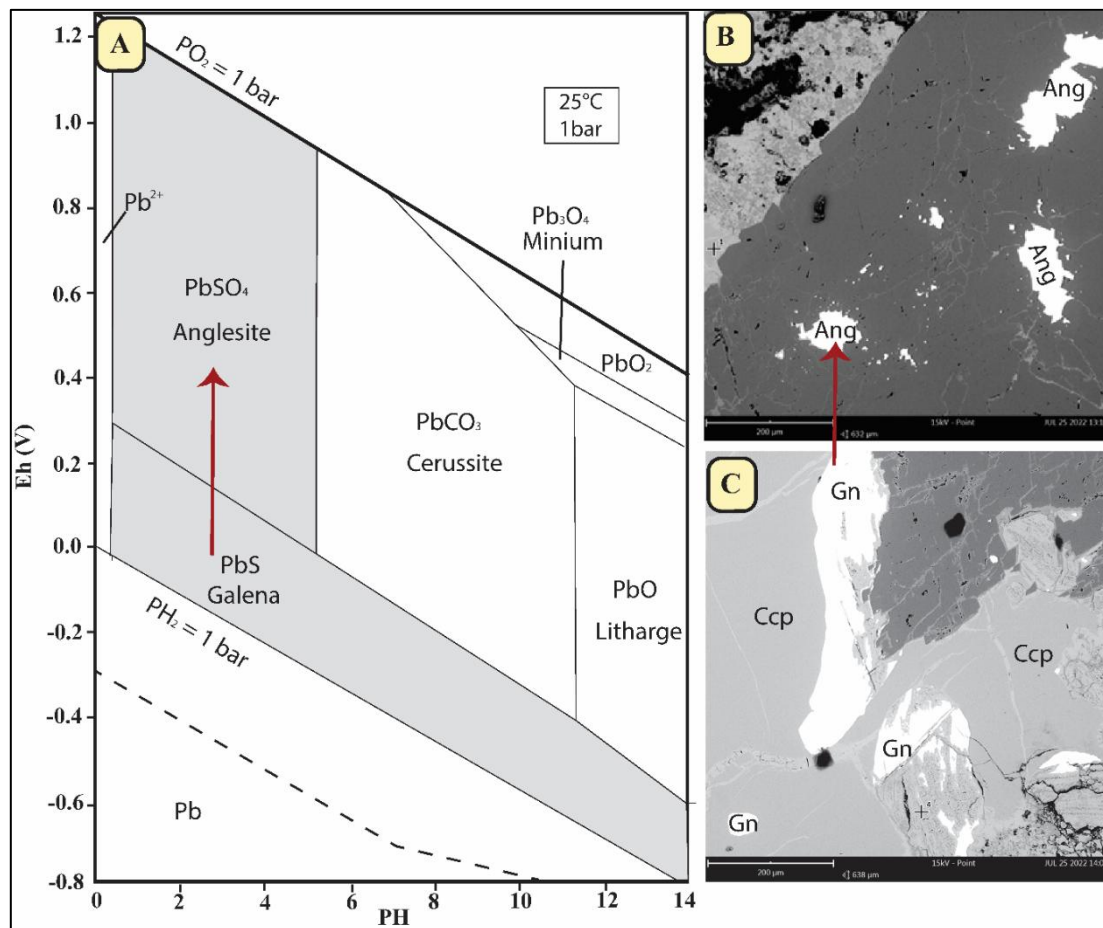
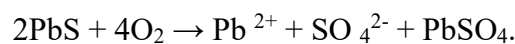


Figure V-6. Diagramme Eh–pH des minéraux du plomb à 298 K, 1 bar, avec $a[\text{Pb}] = 10^{-3} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ et $a[\text{S}] = 10^{-2} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ (Krauskopf & Bird, 1995).

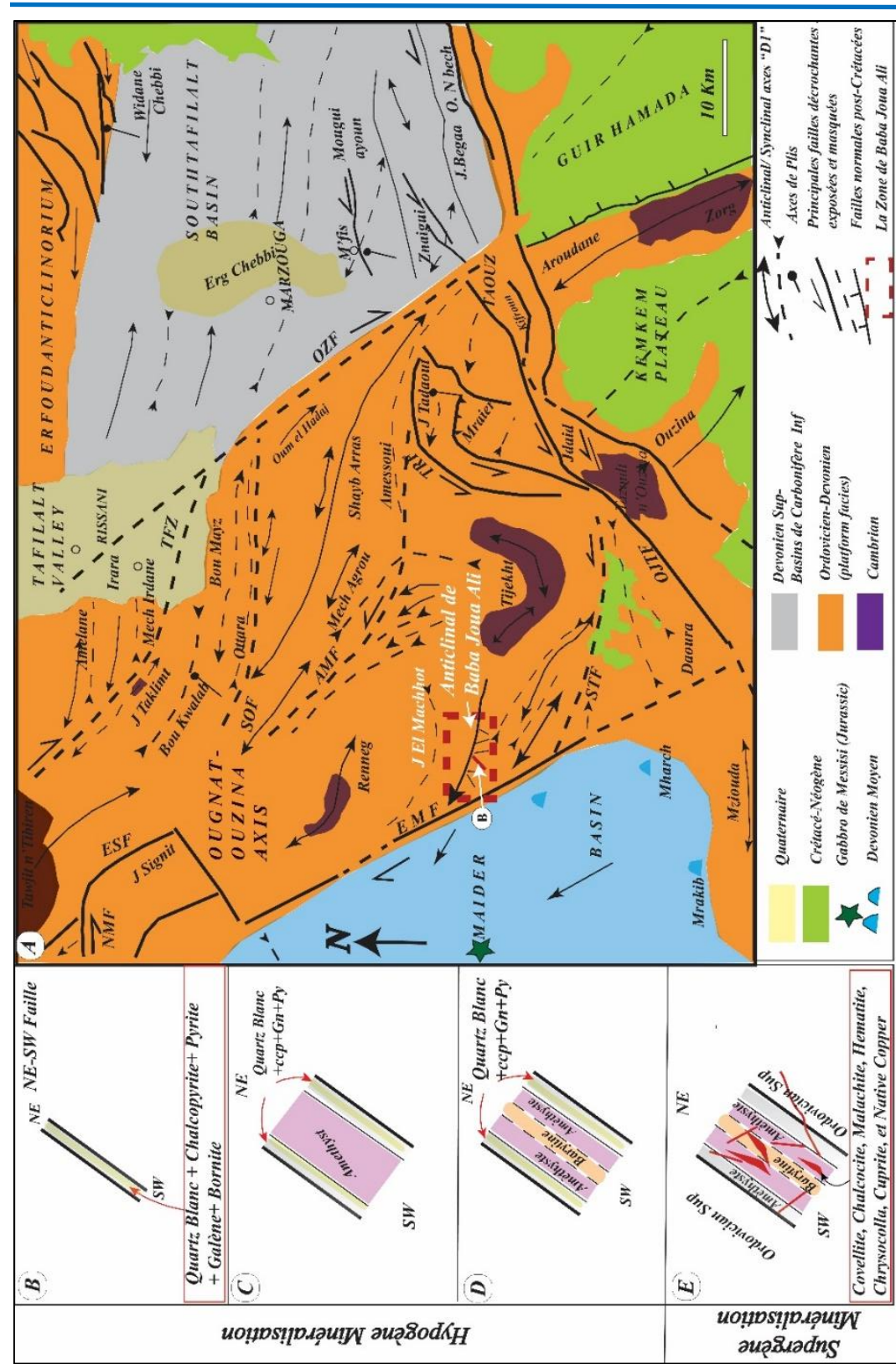
IV. Contrôle Structural et Chronologie possible de l'occurrence de Baba

Joua Ali

Les observations de terrain et la cartographie géologique du Jbel Machhot indiquent que les strates de l'Ordovicien supérieur sont structurées sous forme d'un anticlinal orienté ENE-WSW. Le flanc sud, correspondant à Baba Joua Ali, est affecté par deux fractures majeures orientées NE-SW et N-S. Les indicateurs cinématiques suggèrent des déplacements dextres et sénestres, respectivement. Les failles et plis des formations paléozoïques de l'Anti-Atlas sont liés à l'orogénèse varisque ([Robert-Charrue, 2006](#); [Raddi et al., 2007](#); [Soulaïmani et al., 2014](#); [Raddi et al., 2014](#); [Baïdder et al., 2016](#); [Hejja et al., 2020](#); [Ait Daoud et al., 2020](#); [Kharis et al., 2023](#)). Le contrôle des tendances des plis par des failles du socle, orientées NW-E-W et héritées de l'orogénèse panafricaine, est largement accepté expliquant l'orientation dominante de la Ceinture paléozoïque du NW au NNW [Baïdder \(2007\)](#). L'anticlinal WNW-ESE du Jbel Machhot fait partie de la zone d'Ougnat Ozina, délimitée à l'ouest par la faille de l'Est Maider (EMF), à l'est par la faille de l'Oued Ziz (OZF), et au sud par la faille Oumjerane-Taouz ([Figure. V-7](#)). Selon [Baïdder et al. \(2016\)](#), les failles EMF et OZF ont contrôlé l'orientation des plis et ont subi une réactivation polyphasique. Au cours du Dévonien, cette faille a agi comme une faille normale, et pendant la première phase varisque, comme un décrochement dextre ([Figure.V-7](#)). Les tendances N-S et NE-SW, contrôlant la minéralisation cuivre-barytine-améthyste de Baba Joua Ali, peuvent être associées à la faille secondaire de la faille EMF. Dans l'Anti-Atlas oriental, une faille orientée de manière similaire abrite plusieurs gisements de cuivre et de barytine dans d'autres localités. La structure minéralisée du district minier Oumjrane-Boukerzia, situé à l'est de Baba Joua Ali, est contrôlée par des directions E-W et NE-SW, traversant les terrains gréseux-pélitiques ordoviciens ([Kharis et al. 2023](#)). D'autre part, la minéralisation de type veine dans la zone de Ras Kammouna, située au sud de Baba Joua Ali, est principalement orientée NE-SW, N-S et WNW-ESE ([Es-Sabbar et al., 2023](#)). Dans le massif d'Ougnat, les veines minéralisées montrent des tendances NW-SE et NE-SW à E-W traversant à la fois les formations précambriennes et paléozoïques ([Samaoui et al. 2024](#)). Les observations de terrain et les investigations microscopiques de la structure minéralisée NE-SW à Baba Joua Ali indiquent une texture bandée, composée successivement de quartz clair, de sulfures, puis d'améthyste, et enfin de la barytine au centre avec des cavités. Cette configuration est confirmée par la croissance centripète des cristaux d'améthyste et la présence de cavités remplies de galène et de quartz. La texture rubanée observée suggère des mouvements tectoniques étendus, ce que

confirme l'absence d'indications de déformation fragile ou plastique dans la minéralisation de Baba Joua Ali.

L'extension triasique a été largement documentée dans l'Anti-Atlas ([Figure.V-7](#)), où elle se manifeste par de nombreux filons et sills liés à la province magmatique de l'Atlantique central, datés de 200-195 Ma ([Hailwood& Mitchell, 1971](#); [Hollard, 1973](#); [Sebai et al., 1991](#); [Derder et al., 2001](#); [Youbi et al., 2003](#); [Chabou et al., 2007](#); [Verati et al., 2007](#), [Touil et al., 2008](#)). Cette extension triasique est liée à la réactivation des failles précambriennes E-W et NE-SW ([Hejja et al. 2020](#)). La circulation des saumures basinales liées à l'extension, probablement postérieure au Trias, pendant les premières phases du rifting de l'Atlantique, a été proposée par [Essarraj et al. \(2005\)](#) pour expliquer la formation des gisements de Bou Azzer, Imiter et Zgounder. De plus, la datation U-Pb de l'apatite sur le gisement de Cu-Pb-Zn-Ba sédimentaire d'Oumjrane, situé à l'ouest de Baba Joua Ali, a donné des âges de $175,6 \pm 1,5$ Ma et $151,3 \pm 3,1$ Ma ([Idbaroud et al., 2023](#)). Enfin, les datations locales et régionales ont conduit à la proposition d'un scénario pour la genèse des occurrences de Baba Joua Ali. En effet, les tendances N-S et NE-SW de la faille qui contrôlent la minéralisation de Baba Joua Ali sont liées à l'orogénèse varisque. Cette faille a probablement contrôlé aussi la percolation des fluides pendant l'extension triasique, conduisant ainsi à une précipitation polyphasique. La première phase, développée sous des conditions réductrices, correspond à la mise en place du quartz I, associé à la chalcopryrite, la pyrite, la bornite et la galène. La deuxième phase, marquée par un environnement oxydant, a conduit à la précipitation de l'améthyste, contenant des inclusions de goethite et d'hématite. L'évolution du système hydrothermal est ensuite caractérisée par la formation de barytine et de galène, accompagnée de peu de chalcopryrite et de sphalérite. Enfin, la percolation de fluides météoriques descendants a réagi avec la minéralisation primaire, donnant lieu à la précipitation de minéralisations supergènes, représentées par la malachite, la chrysocolle, la cuprite, la ténorite, la chalcocite, la covellite et les oxydes de fer ([Figure.V-6](#)).



V. Application pour l'exploitation

Les profils d'altération se forment généralement sous l'effet combiné des fluides de lessivage, du soulèvement tectonique et de la fracturation, qui se produisent simultanément dans des climats chauds et humides (Boni et Mondillo, 2015). De bas en haut, les gisements supergènes de cuivre se composent de la zone des sulfures primaires, de la zone de cémentation et de la zone oxydée (Figure V.8) (De Putter et al., 2010 ; Taylor, 2011 ; Arndt et Ganino, 2012; Verhaert et al., 2017). À Baba Joua Ali, l'association minéralogique observée à l'échelle de l'échantillon de minerai est principalement composée de malachite, de cuprite, de ténorite, de cuivre natif, d'anglésite et de chrysocolle, avec de rares occurrences de chalcopryrite, bornite, galène et sphalérite. Cet assemblage de minéraux caractérise la zone oxydée. La nature des roches hôtes et des minéraux primaires contrôle l'extension de chaque zone (Takahashi, 1960 ; Bladh, 1982 ; Reichert et Borg, 2008 ; Choulet et al., 2019 ; Fontaine et al., 2020 ; Verhaert et al., 2020). Récemment, Verhaert et al. (2020) ont comparé l'extension de chaque zone dans deux gisements de cuivre, Tazalght et Agoujgal dans l'Anti Atlas occidental. Le premier est hébergé dans des grès et des brèches, tandis que le second se trouve dans des formations carbonatées (dolomie et grès). La zone de cémentation est plus développée que la zone d'oxydation dans les grès, tandis que l'inverse est observé dans les roches carbonatées. Dans la roche hôte quartzitique, la neutralisation des fluides d'altération n'atteint pas un pH neutre, ce qui empêche leur capacité à atteindre la nappe phréatique. L'environnement légèrement acide et réducteur dans la zone a favorisé la précipitation des sulfures et limité la création de minéraux oxydés. À Baba Joua Ali, la roche hôte est principalement composée de quartzite et de grès, avec de rares occurrences de roches carbonatées. De plus, les minéraux de gangue du minerai sont principalement composés de quartz (Figure.V-8). L'examen microscopique des échantillons de minerai de Baba Joua Ali indique la présence de ténorite et de cuprite, qui caractérisent une nappe phréatique. Les ions Cu solubles s'infiltrent plus profondément dans le profil, et les minéraux supergènes de Cu se précipitent soit dans une zone oxydée, soit dans une zone de cémentation (réduite), respectivement au-dessus et en dessous de la nappe phréatique (Reich et Vasconcelos, 2015). Cette observation suggère que la zone de cémentation et la minéralisation primaire peuvent s'étendre à des profondeurs significatives dans la région de Baba Joua Ali.

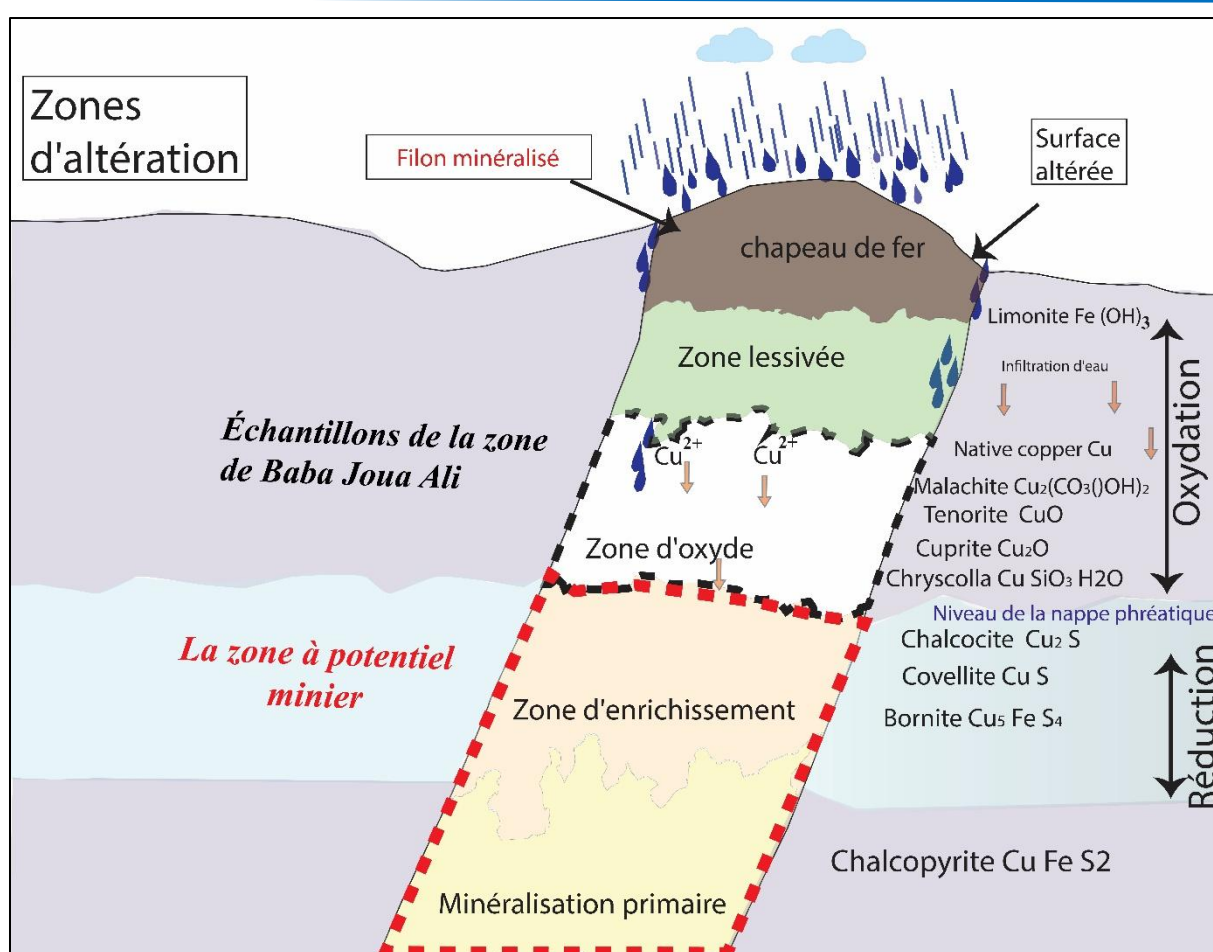


Figure V-8. Vue schématique d'un filon sulfuré. La zone d'oxydation comprend le gossan, la zone lessivée et la zone oxydée. La zone réductrice comprend la zone d'enrichissement et la zone de minéralisation primaire, adaptée d'Evans (1992) et Ottaway (1994).

VI. Conclusion

Dans cette région de Baba Joua Ali (BJA), située dans le bassin Maider, dans l'Anti-Atlas oriental, la minéralisation est encaissée dans le Groupe de Ktaoua et la Formation du Second Bani de l'Ordovicien supérieur. Les terrains de l'Ordovicien supérieur présentent une déformation ductile, caractérisée par une succession de structures synclinales et anticlinales. Du nord au sud, les formations de l'Ordovicien montrent une tendance synclinale orientée WNW-ESE au niveau du Jbel El Machhot. La minéralisation filonienne est contrôlée par des failles orientées N-S à NE-SW. Ces failles sont liées à l'orogénèse varisque et présentent des indicateurs cinématiques suggérant des mouvements de décrochement senestre et dextre, respectivement.

Sur la base des relations métallographiques entre les minéraux, observées à des échelles macroscopique et microscopique, deux principales étapes de minéralisation sont proposées pour

expliquer la précipitation des minerais. La première correspond à une phase hypogène à texture rubanée. Elle comprend du quartz clair associé à des sulfures, de l'améthyste avec des oxydes de fer, et de la barytine accompagnée de sulfures. L'analyse microthermométrique des inclusions fluides primaires piégées dans le quartz clair indiquent des températures comprises entre 120 et 140 °C, avec une salinité variante entre 14,46 et 19,84 % en poids équivalent NaCl. Ce fluide est caractérisé par des températures de congélation (T_e) allant de -32 à -22 °C, ce qui correspond à un système NaCl-H₂O. Les inclusions fluides dans l'améthyste indiquent une température comprise entre 100 et 110 °C, avec une salinité de 13 à 14 % en poids équivalent NaCl. La texture rubanée de cette minéralisation primaire (de la bordure au centre : quartz clair, améthyste, puis barytine) reflète un contexte d'extension et pourrait correspondre à une percolation de fluides le long des failles liées à l'orogénèse varisque durant l'extension triasique (CAMP).

La seconde phase majeure est caractérisée par la formation de covellite, chalcocite, malachite, hématite, chrysocolle, cuprite et cuivre natif. Cet assemblage est lié aux processus supergène liés à la percolation des eaux météoriques acides, favorisée par une fracturation intense des grès de l'Ordovicien supérieur, ainsi que par des cavités et des fractures recoupant le quartz, l'améthyste et la barytine. Les oxydes de cuivre et de fer, associés aux carbonates de cuivre observés à BJA, correspondent à la zone oxydée.

CHAPITRES VI

ANALYSE COMPARATIVE DES OCCURRENCES MINERALISEES DE L'ANTI ATLAS ORIENTAL

I. Introduction

L'Anti-Atlas oriental, région riche en diversité géologique, constitue un cadre privilégié pour l'étude des occurrences minéralisées. Ces dernières sont le résultat de processus géodynamiques complexes ayant façonné la structure géologique et favorisé l'enrichissement en métaux précieux et industriels. Ce chapitre se consacre à une analyse comparative des principales occurrences minéralisées identifiées dans cette région, en mettant en lumière leurs caractéristiques géologiques et minéralogiques. L'objectif de cette analyse est d'approfondir la compréhension des relations entre l'encaissant rocheux, la morphologie de la minéralisation et les processus responsables de leur genèse. L'accent a été mis sur la paragenèse minéralogique, afin de reconstituer les successions de minéraux formés, et sur l'analyse des inclusions fluides, qui apportent des informations essentielles sur la composition, la température et la salinité des fluides responsables des dépôts minéralisés. Par ailleurs, la datation des minéralisations à l'aide de méthodes géochronologiques devrait contribuer à relier ces processus à l'évolution tectonique et magmatique régionale.

Ce travail permettra non seulement de mettre en évidence les similitudes et les différences entre les sites étudiés, mais aussi d'apporter des éléments de réponse sur l'origine et les mécanismes à l'origine de ces minéralisations. Une telle analyse constitue une étape essentielle dans la valorisation des ressources minérales de l'Anti-Atlas oriental, en fournissant des informations cruciales pour l'exploration et l'exploitation de ces gisements.

II. Encaissant de la minéralisation

Les formations géologiques de la série sédimentaire paléozoïque constituent un ensemble majeur dans l'histoire géologique de nombreuses régions, notamment dans les chaînes de montagnes comme l'Anti-Atlas. Cette série couvre une large période, allant du Cambrien au Carbonifère, et est caractérisée par une succession de dépôts sédimentaires témoignant de divers environnements de dépôt allant des plateformes marines peu profondes aux milieux continentaux plus profonds (Baïdder, 2007). Elle englobe des formations telles que les grès, les schistes, les calcaires et les pélites, déposées au cours de plusieurs cycles de transgressions et régressions marines, en lien avec l'orogénèse panafricaine et varisque. Ces formations sont essentielles dans l'étude des minéralisations filoniennes, car leur structure lithologique et leur comportement rhéologique influencent directement la formation et la distribution des gisements minéraux, notamment les métaux de base tels que le cuivre, le plomb et le zinc. Les contrastes entre les formations compétentes, comme les grès, et les formations moins compétentes, comme

les schistes, jouent un rôle clé dans la structuration des systèmes filoniens et l'ouverture de fractures, favorisant ainsi la circulation des fluides minéralisateurs.

Dans l'Anti-Atlas oriental, les encaissements des minéralisations présentent une diversité géologique marquante, déterminant la répartition et les caractéristiques des systèmes filoniens. Les formations paléozoïques, en particulier celles du Dévonien, Ordovicien et Cambrien, sont fondamentales dans la circulation des fluides minéralisateurs et la formation des gisements polymétalliques. Une analyse comparative des principaux champs filoniens de la région, notamment ceux de Jbel El Machhot, Ras Kammouna, Oumjrane-Boukerzia et Tijekht, permet d'identifier les facteurs géologiques contrôlant la minéralisation et de mieux comprendre la dynamique des gisements (Figure.VI-1)

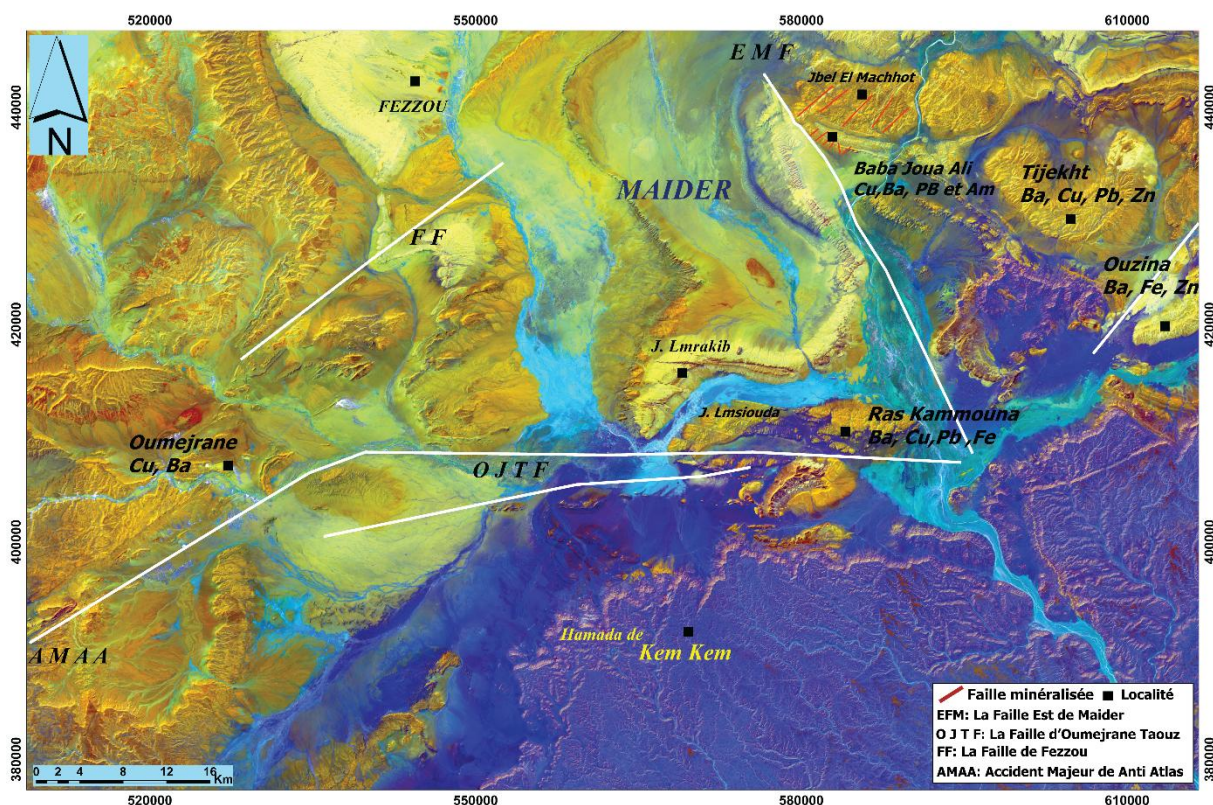


FIGURE VI-1: Image ACP traitée montrant la distribution des gisements et des indices minéralisés dans le bassin de Maider, dans l'Anti-Atlas oriental.

II.1. Champ Filonien de Jbel El Machhot et Baba Joua Ali

La minéralisation du site de Baba Joua Ali, associée aux formations géologiques de l'Ordovicien supérieur, est encaissée dans des unités lithologiques telles que la Formation de la Deuxième Bani, les schistes de Ktaoua et la Formation de Tiouririne. Ces formations présentent des propriétés lithologiques variées, avec des grès massifs favorisant la fracturation, permettant ainsi la circulation des fluides hydrothermaux. Les schistes de Ktaoua, plus déformables,

gènèrent des zones de faiblesse, favorisant la formation de fractures. La structuration tectonique de la région, marquée par des plis et failles orientées WNW-ESE, joue un rôle fondamental dans le contrôle des veines minéralisées. Cette interaction entre lithologie, tectonique et fluides minéralisateurs est typique des gisements de l'Anti-Atlas oriental.

II.2. Champ Filonien du Ras Kammouna

Dans la bordure méridionale du bassin de Maider, l'encaissant des minéralisations est représenté principalement par les formations sédimentaires paléozoïques, avec une prédominance des grès du Deuxième Bani. Ces formations, particulièrement compétentes, favorisent la fracturation et la circulation des fluides minéralisateurs, conduisant à la formation de filons polymétalliques (Pb, Cu, Zn). En revanche, les pélites de la formation de Ktaoua supérieure, moins compétentes, limitent l'ouverture des fractures et la circulation des fluides, ce qui restreint la taille et la continuité des gisements. Ce contraste rhéologique entre les grès résistants et les formations plus déformables, telles que les pélites et les shales, influence directement la distribution des minéralisations.

II.3. Champ Filonien d'Oumjrane-Boukherzia

Dans le district minier d'Oumjrane-Boukherzia, l'encaissant est principalement constitué des formations du Deuxième Bani, caractérisées par une dominance de grès, pélites et barres grésio-quartzitiques. Ces formations sont très favorables à la mise en place de minéralisations, notamment à base de cuivre, plomb et zinc. Toutefois, certaines zones de l'Ordovicien inférieur et moyen, comme celles du Ktaoua, présentent des formations moins compétentes qui, bien qu'affectées par des failles et des plis, contribuent de manière marginale aux gisements minéralisés. Les structures faillées orientées E-W et NE-SW sont essentielles pour la circulation des fluides minéralisateurs et la concentration des métaux précieux.

II.4. Champ Filonien de Tijekht

Le gisement de Tijekht présente un encaissant principalement constitué de formations du Cambrien moyen, comprenant des alternances de grès et de pélites. Les grès quartzitiques de Tabanit, résistants et compétents, sont les hôtes privilégiés des minéralisations, en particulier de barytine, galène, sphalérite, cuivre et zinc. Les formations pélitiques, comme les schistes à Paradoxides, sont moins compétentes et jouent un rôle secondaire dans la distribution des minéralisations. Le contraste entre les grès compétents et les pélites moins résistantes détermine la distribution et la nature des filons minéralisés, avec des filons plus puissants et continus dans les grès et des minéralisations plus localisées et diffuses dans les formations pélitiques.

Les différentes zones d'étude dans l'Anti-Atlas oriental partagent un cadre géologique similaire dominé, par des formations sédimentaires paléozoïques. Toutefois, les variations dans la nature et la rhéologie des formations lithologiques influencent significativement la distribution des minéralisations. Les grès, particulièrement ceux du Deuxième Bani, se révèlent être les formations les plus compétentes, favorisant la fracturation et la circulation des fluides minéralisateurs. En revanche, les formations moins compétentes, telles que les pélites et schistes, présentent des capacités limitées pour l'ouverture des fractures et la circulation des fluides, ce qui conduit à des minéralisations plus petites et fragmentées. Les zones de transition entre ces formations, ainsi que les structures faillées et plissées, sont cruciales pour la localisation des minéralisations, soulignant l'importance d'une analyse détaillée des relations entre lithologie, tectonique et minéralisation.

En conclusion, l'analyse des différents encaissants dans l'Anti-Atlas oriental révèle que la diversité lithologique, combinée aux structures tectoniques, joue un rôle déterminant dans la genèse et la distribution des gisements minéralisés, offrant des perspectives pour l'exploration minière dans cette région.

III. Morphologie de la minéralisation

La comparaison de la nature et de la morphologie des minéralisations entre les sites de Jbel El Machhot, Baba Joua Ali, Bou Nhas, Ras Kammouna, et Tijekht-Tazoult N'ozinamet en évidence, malgré une apparente similarité dans leur organisation filonienne, des différences significatives tant sur le plan morphologique que sur la nature des minéralisations elles-mêmes.

Jbel El Machhot et Baba Joua Ali partagent une morphologie filonienne marquée, contrôlée par des failles NE-SW et N-S, avec des minéralisations de cuivre, barytine et améthyste, visibles principalement dans les formations compétentes comme les grès. Ces structures filoniennes, variant de quelques centimètres à plusieurs mètres de largeur, présentent une organisation des minéraux suivant un ordre précis, avec le quartz en périphérie, la barytine et l'améthyste au centre, reflétant une dynamique centripète des fluides minéralisateurs, associée à des processus tectoniques locaux. Bou Nhas, quant à lui, présente une morphologie filonienne avec des structures minéralisées orientées E-W et encaissées dans des roches sédimentaires moins compétentes, comme les pélites, ce qui influence la puissance des veines. Les textures observées, telles que les textures bréchiques, massives et rubanées, témoignent d'un processus hydrothermal dans une zone de cisaillement-extension, avec des minéraux tels que la

chalcopryrite et la pyrite, et des réouvertures typiques des systèmes crack-seal. Ras Kammouna (JRK), situé dans la bordure méridionale du bassin de Maider, présente des structures filoniennes polymétalliques orientées N30 à N60, où la barytine est dominante, accompagnée de sulfures plombo-cuprifères. Les structures lenticulaires et leur alternance entre ouvertures et fermetures sont influencées par la rhéologie des roches encaissantes. La distribution des minéralisations est, quant à elle, restreinte par des barrières lithologiques, en particulier les formations siluriennes et la faille panafricaine, qui limitent la circulation des fluides minéralisateurs. Enfin, Tijekht et Tazoult N'ozina se caractérisent par une plus grande diversité morphologique, marquée par des veines filoniennes orientées N00° à N120°, dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces structures, souvent irrégulières et influencées par des fractures préexistantes, se présentent sous forme de lentilles successives ou de veines dispersées dans des zones de failles broyées, indiquant des processus de déformation et de réouverture marqués. En comparant ces morphologies, plusieurs points communs et différences émergent.

III.1. Similitudes

Tous les sites présentent des structures filoniennes dominantes, avec des minéralisations en bandes ou lenticulaires, souvent associées à des failles ou des fractures. La dynamique de fluides minéralisateurs est un facteur clé dans la formation des minéralisations dans tous ces sites.

III.2. Différences

Les orientations des structures varient selon les sites : elles sont majoritairement NE-SW et N-S à Jbel El Machhot et Baba Joua Ali, E-W à Bou Nhas, N30-N60 à Ras Kammouna, tandis que Tijekht et Tazoult N'ozina présentent une gamme plus étendue d'orientations. La présence de différents minéraux comme le cuivre, la barytine et l'améthyste à Jbel El Machhot contraste avec la prédominance de la chalcopryrite et pyrite à Bou Nhas, et de la barytine et des sulfures à Ras Kammouna. Les textures minéralogiques dans chaque région varient également, allant de simples veines à des structures plus complexes, influencées par des processus géologiques locaux spécifiques.

En résumé, bien que chaque site soit caractérisé par des caractéristiques morphologiques uniques, l'étude comparative de leurs minéralisations et structures offre une meilleure compréhension des processus géologiques et des conditions physico-chimiques qui régissent leur formation. Ces comparaisons permettent également de mieux cibler les zones prospectives

et d'identifier les variables géologiques, telles que la composition des roches encaissantes, qui influencent la formation des gisements minéraux. En effet, l'analyse des différences et similitudes morphologiques entre les sites apporte des éléments cruciaux pour affiner les modèles métallogénétiques et optimiser les stratégies d'exploration.

IV. Paragenèse minéralogique

IV.1. Site de Baba Joua Ali (BJA)

Des observations macroscopiques et microscopiques, combinées à des l'analyse des relations texturales entre les phases minérales dans ce site ont permis d'identifier trois stades minéralisateurs ([Courba, 2024](#)) :

- **Stade hypogène** : minéralisation polymétallique caractérisée par la précipitation de chalcopryrite, pyrite, bornite, galène et sphalérite, accompagnée d'une gangue de quartz clair, d'améthyste et de barytine.
- **Phase d'oxydation (supergène)** : l'oxydation des sulfures initiaux donne naissance à des minéraux tels que le cuivre natif, la cuprite, la ténorite, la chrysocolle, la malachite, l'hématite et la goethite.

La minéralisation cuprifère de BJA est contrôlée par des failles orientées N-S et NE-SW, associées à l'orogénèse varisque, avec des structures synclinales et anticlinales dans les formations du groupe de Ktaoua et de la Formation des Deuxième Bani de l'Ordovicien supérieur.

IV.2. Site de Ras Kammouna (JRK)

Le site de JRK présente une succession paragénétique en quatre stades ([Es-Sabbar, 2022](#))

- **Stade I** : Minéralisation dominée par la pyrite et la magnétite.
- **Stade II** : Minéralisation polymétallique composée de galène, chalcopryrite, pyrite II, arsénopyrite et sphalérite, dans une gangue à barytine et quartz.
- **Stade III** : Formation de brèches hydrauliques avec du quartz recristallisé et de la barytine cimentés par la pyrite.
- **Stade IV** : Altération supergène avec formation de covellite, hématite, malachite, azurite, anglésite et goethite.

La minéralisation est liée à des failles orientées N-S et NE-SW, et se développe dans des séries grésopélitiques de l'Ordovicien supérieur.

IV.3. Site d'Oumejrane-Taouz

Selon [Kharis \(2015\)](#), ce site présente la succession paragénétique suivante :

- **Paragénèse hypogène** : Pyrite, chalcopryrite, arsénopyrite, gersdorffite, galène I et marcassite suivie par galène II et sphalérite.
- **Paragénèse supergène** : Formation d'oxydes de fer.

La minéralisation à $\text{Cu}\pm\text{Pb}\pm\text{Zn}$ est encaissée dans des roches grésopélitiques de l'Ordovicien, sous forme filonienne lenticulaire orientée E-W.

IV.4. Site de Jbel Tijekht

La minéralisation du site de Tijekht est composée de trois paragenèses successives ([Saidi, 2023](#)) :

- **Paragénèse primaire précoce** : Galène, chalcopryrite, pyrite, sphalérite, bornite, dans une gangue de carbonates et barytine.
- **Paragénèse secondaire** : Bréchification et remobilisation des minéraux, remplissage des fractures par galène, chalcopryrite, pyrite et sphalérite, avec une gangue de barytine, quartz et carbonates.
- **Paragénèse supergène** : Formation de covellite, malachite, azurite, oxydes et hydroxydes de fer. La minéralisation est filonienne lenticulaire, contrôlée par des structures tectoniques orientées $\text{N}00^\circ$ à $\text{N}110^\circ$, avec des fractures ouvertes favorisant la circulation des fluides minéralisateurs.

Chaque site présente des caractéristiques spécifiques de minéralisation, mais une tendance commune se dessine : la présence de structures filoniennes et l'influence marquée des failles dans la mise en place des minéralisations, associée à un phénomène d'altération supergène caractéristique de la région. Les différentes phases minéralisatrices sont bien définies par des relations texturales et l'apparition de minéraux secondaires sous l'effet de l'oxydation des sulfures initiaux ([Tableau V.1](#)).

Tableau VI-1. Les stades minéralisateurs, minéraux associés, gangues et types de processus des sites d'étude : Baba Joua Ali, Ras Kammouna, Oumejrane-Taouz et Jbel Tijekht

Site	Stade Minéralisateur	Minéraux	Gangue	Type de Processus	Référence
Baba Joua Ali (BJA)	Phase hypogène I	Chalcopyrite, Pyrite, Bornite, Galène, Sphalérite	Quartz clair	Précipitation primaire	Courba et al 2024
	Phase hypogène II	Chalcopyrite, Pyrite, Galène, Sphalérite, Barytine	Barytine et améthyste	Précipitation secondaire	
	Phase d'oxydation (supergène)	Cuivre natif, Cuprite, Ténorite, Chrysocolle, Malachite, Hématite, Goethite		Altération supergène	
Ras Kammouna (JRK)	Stade I	Pyrite, Magnetite	N/A	Precipitation primaire	Es-Sabbar, 2022
	Stade II	Galène, Chalcopyrite, Pyrite II, Arsénopyrite, Sphalérite	Barytine, Quartz	Minéralisation polymétallique	
	Stade III	Quartz recristallisé, Barytine, Pyrite	Quartz recristallisé, Barytine	Bréchification hydraulique	
	Stade IV : Phase d'oxydation (supergène)	Covellite, Hématite, Malachite, Azurite, Anglésite, Goethite	N/A	Altération supergène	
Oumejrane-Taouz	Paragénèse hypogène	Pyrite, Chalcopyrite, Arsénopyrite, Gersdorffite, Galène I, Marcassite	N/A	Précipitation primaire	Kharis,2015
	Paragénèse de Galène II	Galène II, Sphalérite	N/A	Minéralisation secondaire	
	Paragénèse supergène	Oxydes de fer	N/A	Altération supergène	
Jbel Tijekht	Paragénèse primaire précoce	Galène, Chalcopyrite, Pyrite, Sphalérite, Bornite	Carbonate, Barytine	Précipitation primaire	Saidi, 2023
	Paragénèse secondaire	Galène, Chalcopyrite, Pyrite, Sphalérite	Barytine, Quartz, Carbonates	Bréchification, Remobilisation	
	Paragénèse supergène	Covellite, Malachite, Azurite, Oxydes et Hydroxydes de fer	N/A	Altération supergène	

V. Comparaison des inclusions fluides

V.1. Inclusions Fluides dans le Quartz II et la Barytine I du Gisement Ras Kammouna

Les résultats obtenus pour les inclusions fluides piégées sur le site de Ras Kammouna révèlent une diversité d'inclusions primaires, tant dans la barytine que dans le quartz, présentant des caractéristiques similaires, avec quelques distinctions notables en termes de taille et de type. Les fluides piégés dans la barytine se regroupent en quatre catégories : (i) des inclusions monophasées de type liquide, de petite taille et relativement rares, (ii) des inclusions biphasées avec une phase liquide dominante (type liquide-biphasé), qui sont plus fréquentes et de plus grande taille, (iii) des inclusions biphasées avec un rapport vapeur/volume important, dépassant 50 % du volume total (type vapeur), et (iv) des inclusions triphasées (type solide-biphasé), comprenant une phase liquide, une phase vapeur et une phase solide.

Dans le quartz, les inclusions fluides présentent également quatre catégories : 1) des inclusions monophasées (phase liquide ou phase vapeur), 2) des inclusions biphasées avec une phase liquide dominante (type liquide), 3) des inclusions biphasées dominées par la phase vapeur (type vapeur), et 4) des inclusions triphasées contenant une phase liquide dominante, une phase vapeur et une phase solide, souvent de l'halite qui fond lors du chauffage. Il est à noter que les inclusions piégées dans le quartz sont généralement plus petites que celles observées dans la barytine.

Les caractéristiques micro-thermométriques des inclusions fluides primaires, de type liquide-biphasé et solide-biphasé, observées dans la barytine, indiquent des températures d'homogénéisation variant entre 150 et 346°C, avec une majorité des inclusions situées entre 200 et 250°C. La salinité des fluides varie entre 16 et 31 % en poids équivalent chlorure de sodium, avec un mode de salinité bien marqué entre 20 et 25 % en poids équivalent chlorure de sodium.

Les mêmes types d'inclusions fluides primaires sont retrouvés dans le quartz, présentant des caractéristiques similaires : les températures d'homogénéisation se situent également entre 200 et 250°C, et la salinité varie entre 15 et 32,5 % en poids équivalent chlorure de sodium, avec un mode bien marqué entre 20 et 25 % en poids équivalent chlorure de sodium. Les observations pétrographiques et les mesures microthermométriques indiquent que les différents types d'inclusions fluides étudiées proviennent d'un même fluide primaire. Ce fluide est intimement associé à la paragenèse composée de galène, chalcopryrite, pyrite I, arsénopyrite et sphalérite, suggérant qu'il est à l'origine du dépôt de la minéralisation sulfurée dans le champ filonien de

la zone d'étude. Cette minéralisation aurait ainsi été formée dans un environnement géothermique épithermal. L'étude des phases fluides permet également de distinguer deux types de fluides associés à cette minéralisation. Le premier, un fluide hydrothermal aqueux, est associé à la barytine et au quartz. Ce fluide, porté à des températures élevées et à une salinité modérée en profondeur, subit un refroidissement progressif et une diminution de pression lors de sa remontée vers la surface, via les failles et fractures. Ce processus aurait conduit à l'évolution du fluide, avec des températures plus basses et une salinité modérée, ce qui aurait favorisé la précipitation de la charge métallique (galène, chalcoppyrite, arsénopyrite, pyrite I, sphalérite) et de la barytine. Le second fluide, un fluide hypersalé de basse température (saumure), se caractérise par une salinité variante entre 30 et 35 % en poids équivalent chlorure de sodium et une température d'homogénéisation variant entre 150 et 200°C, et semble être responsable de la mise en place d'une minéralisation dominée par la pyrite. Ainsi, les données obtenues sur les inclusions fluides dans le site de Ras Kammouna confirment l'existence d'un système fluide complexe, à l'origine des minéralisations observées, et soulignent un environnement géothermique épithermal propice à la formation de dépôts métalliques.

Tableau VI-2. Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides dans le Quartz II et la Barytine I du Gisement de Ras Kammouna

Type de minéral	Température d'homogénéisation (Th)	Température eutectique (Te)	Température de fusion de la glace (Tfg)	Salinité (X NaCl en wt%)	Paragenèse associée	Environnement géothermique
Barytine	148,5 à 346 °C	-97,3 à -66,7 °C	-31,4 à -11,9 °C	15,8 à 29,5 %	Galène, chalcoppyrite, pyrite I, arsénopyrite, sphalérite	Environnement épithermal
Quartz	158,5 à 289 °C	-90,3 à -66,9 °C	-10,6 à -36,1 °C	14,8 à 32,5 %	Galène, chalcoppyrite, pyrite I, arsénopyrite, sphalérite	Environnement épithermal

V.2. Inclusions Fluides dans le Quartz et la Barytine du Gisement Bou Nhas

L'étude pétrographique et microthermométrique des inclusions fluides piégées dans le quartz II et la barytine I du gisement de Bou Nahas a permis d'identifier des caractéristiques importantes relatives à la composition des fluides et à leurs conditions de formation.

Quartz II : Les inclusions fluides dans le quartz II sont de type L-V (liquide-vapeur) avec une phase liquide dominante. Ces inclusions s'homogénéisent entre 200 et 240°C, avec un mode à 220°C. La salinité de ces inclusions varie entre 25 et 30 % en poids équivalent NaCl, avec un mode à 26,89 %. Les températures eutectiques mesurées sont très basses, entre -54,5 et -72,4°C, ce qui indique une composition complexe incluant probablement des cations bivalents (Ca^{++} , Mg^{++}). Ce fluide est associé à la paragenèse à chalcopryrite, suggérant son rôle dans la formation de la minéralisation cuprifère du gisement de Bou Nahas.

Barytine I : Les inclusions fluides dans ce cas sont également de type L-V avec une phase liquide dominante. Les températures d'homogénéisation varient entre 80 et 150°C, avec un mode entre 80 et 120°C. Ces fluides sont moyennement salés, avec des salinités variant de 12,39 à 23,76 % en poids équivalent NaCl, et un mode entre 15 et 20 %. Les températures eutectiques sont relativement basses, entre -65°C et -45°C, suggérant la présence du fluide $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}^+\text{CaCl}_2$. Ce fluide est intimement associé à la paragenèse à galène et sphalérite, indiquant son rôle dans la formation de la minéralisation Pb-Zn dans ce gisement.

Tableau VI-3. Caractéristiques Microthermométriques des Inclusions Fluides dans le Quartz et la Barytine du Gisement de Bou Nahas

Type de minéral	Température d'homogénéisation (Th)	Température eutectique (Te)	Température de fusion de la glace (Tfg)	Salinité (X NaCl en wt%)	Paragenèse associée	Environnement géothermique
Quartz II	200 à 240°C	-54,5°C à -72,4°C	-25°C à -30°C	25 à 30 %	Chalcopryrite	Environnement épithermal
Barytine I	80 à 150°C	-65°C à -45°C	-8,6°C à -22,1°C	12,39 à 23,76 %	Galène, sphalérite	Environnement épithermal

V.3. Inclusions Fluides dans le Quartz clair et l'Améthyste du Gisement Baba Joua Ali

Les études des inclusions fluides (IF) piégées dans le quartz clair I et l'améthyste I de la zone de Baba Joua Ali ont permis de caractériser les conditions physico-chimiques des fluides associés à la minéralisation. Les IF dans le quartz clair I sont principalement constituées de liquide et de vapeur, avec une répartition unimodale des températures d'homogénéisation comprises entre 120 et 140 °C. En revanche, les IF dans l'améthyste I présentent des températures d'homogénéisation plus basses comprises, entre 72 et 119 °C, avec un mode observé entre 100 et 110 °C. La salinité des IF dans le quartz clair I varie de 14,46 à 19,84 % en poids NaCl équivalent, tandis que celle de l'améthyste I est plus faible, entre 12 et 18,22 % NaCl équivalent. Les températures de fusion de la glace (Tfm) observées pour les IF dans le

quartz clair I varient de -10,5 à -16,5 °C, tandis que celles de l'améthyste I vont de -8,5 à -14,5 °C. Ces résultats suggèrent que les fluides piégés dans le quartz clair I sont plus chauds et plus salins que ceux piégés dans l'améthyste, ce qui pourrait refléter une différence dans les conditions physico-chimiques au moment du piégeage des fluides.

Enfin, les températures eutectiques observées pour les deux minéraux sont compatibles avec un système fluide NaCl-H₂O, confirmant la présence de sels dissous dans ces fluides. L'évolution des températures et de la salinité des IF au cours de la cristallisation du quartz clair vers l'améthyste révèle des différences significatives dans les conditions de formation de ces minéraux.

L'étude microthermométrie des inclusions fluides, combinée à la paragenèse des associations minérales, permet de conclure que la minéralisation cuprifère primaire de Baba Joua Ali (BJA) résulte d'une évolution hydrothermale biphasée. Cette évolution débute par une première phase sous des conditions réductrices, favorisant la formation du quartz clair I, associé à des sulfures tels que la chalcopryrite, la pyrite, la bornite et la galène. La seconde phase, dominée par des conditions oxydantes, a conduit à la précipitation de l'améthyste, accompagnée d'inclusions de goethite et d'hématite. Cette séquence minéralogique témoigne d'une évolution progressive du système hydrothermal, suivie par la formation de barytine et de galène, accompagnée de chalcopryrite et de sphalérite. La percolation de fluides météoriques descendants a réagi avec la minéralisation primaire, favorisant la précipitation de minéralisations supergènes, représentées par des minéraux tels que la malachite, la chrysocolle, la cuprite, la ténorite, la chalcocite, le covellite et les oxydes de fer. Cette dynamique multiphasique de précipitation reflète les conditions environnementales et tectoniques favorables à la minéralisation de BJA, liées à l'orogénèse varisque et à l'extension triasique.

Tableau VI-4. Caractéristiques Microthermométriques des Inclusions Fluides dans le Quartz clair et l'Améthyste du Gisement de Baba Joua Ali

Type de minéral	Température d'homogénéisation (Th)	Température eutectique (Te)	Température de fin de fusion de la glace (Tfm)	Salinité (X NaCl en wt%)	Paragenèse associée	Environnement géothermique
Quartz clair I	120 à 190°C	-39°C à -23°C	-10,5°C à -16,5°C	14,46 à 19,84 %	Hypogène (chalcopryrite, pyrite, bornite, galène)	Environnement épithermal
Améthyste I	Primaire: 72 à 119°C	N.D.	-8,5°C à -14,5°C	12 à 18,22 %	Associée à la barytine et galène, minéralisation supergène	Environnement épithermal
	Pseudo-secondaire: 92 à 132°C	N.D.	N.D.	N.D.		

VI. Age de la minéralisation

VI.1. Age de la minéralisation dans le district minier d'Oumjrane-Boukerzia

En l'absence de données de datation absolue, l'âge relatif des minéralisations repose sur des arguments stratigraphiques et structuraux.

VI.1.1 Arguments stratigraphiques

Les structures minéralisées orientées E-W et NE-SW recoupent les formations grésopélitiques de l'Ordovicien. Les terrains du Crétacé inférieur des Kem-Kem, discordants sur les formations paléozoïques, ne sont pas affectés par la tectonique cassante. Les derniers terrains recoupés sont datés du Carbonifère (Tournaisien-Viséen).

VI.1.2 Arguments structuraux

Les zones d'étude présentent deux phases principales de déformation varisque :

1. Phase néovarisque (Namuro-Wsetphalien):

- Contraintes NW-SE.
- Décrochements extensifs le long des failles E-W (minéralisations cuprifères).
- Jeux inverses sur les failles NE-SW (minéralisations à galène et barytine).

2. Phase tardivarisque (Stéphano-Autunien):

- Contraintes NE-SW.

- Mouvements senestres inverses sur les failles E-W.
- Jeux extensifs le long des failles NE-SW.

Ces phases sont associées à deux événements hydrothermaux d'âge varisque :

1. Événement précoce (Namuro-Westphalien):

- Minéralisations Cu ± Pb ± Zn le long des failles E-W.
- Associé à la compression NW-SE.
- Événements similaires identifiés ailleurs dans l'Anti-Atlas ([Levresse, 2001](#); [Cheilletz et al., 2002](#); [Gasquet et al., 2005](#); [Jébrak et Marcoux, 2008](#)).

2. Événement tardif (Stéphano-Autunien):

- Minéralisations à Ba + Pb dans les failles NE-SW.
- Associé à la phase tardivarisque (NE-SW).
- Documenté dans d'autres régions, comme Tamlalt-Menhouhou ([Gasquet et al., 2005](#) ; [Pelleter, 2007](#)).

VI.2. Age de la minéralisation dans le district minier de Ras Kammouna

Dans cette zone, les corps minéralisés, restés non déformés, témoignent d'une mise en place durant la phase tardi- à post-Varisque, appuyée par :

- **Morphologie des structures** : La forme en lentilles et fentes, liée à une contrainte NE-SW à E-W, compatible avec le raccourcissement tardi-Varisque.
- **Texture rubanée** : Témoigne d'un jeu extensif des failles, associé au relâchement géodynamique post-Varisque.

La minéralisation polymétallique est associée à un réseau de failles jouant un rôle déterminant dans la circulation des fluides minéralisateurs et le dépôt des métaux. L'analyse structurale a mis en évidence l'importance de la Faille Ouzina-Tazoult (FOT), une structure profonde panafricaine, en tant que conduit principal pour les fluides. Ces fluides, issus du lessivage du socle précambrien, ont fourni les éléments métalliques (Pb, Cu, Zn, Ba, Fe, As).

Cette hypothèse est corroborée par l'affleurement de roches volcaniques néoprotérozoïques à proximité (champ filonien de Tazoult n'Ouzina, à 30 km au NE). La minéralisation semble avoir été mise en place selon le modèle suivant :

1. **Phases transtensives et extensives tardi- à post-Varisques** caractérisées par la génération de fluides minéralisateurs épithermaux en profondeur.
2. **Migration via la Faille d'Oumjerane-Taouz (FOT) et failles satellites**, les conditions favorables de température et pression ont permis le dépôt le long des failles et fractures ouvertes.

VI.3. Age de la minéralisation dans le district minier de Tijekht

La minéralisation polymétallique des champs filoniens de Tijekht-TO (galène, pyrite, chalcoppyrite, sphalérite, gangue à barytine, quartz et carbonates) s'est développée principalement dans des pièges fissuraux au sein des formations du Cambrien et de l'Ordovicien. L'interprétation des données structurales et stratigraphiques permet de conclure que :

- Les filons minéralisés tirent avantage de la perméabilité tectonique engendrée par l'orogénèse varisque.
- Les caisses filoniennes ne montrent aucune déformation, qu'elle soit souple ou cassante, ni de microstructures cataclastiques, ni décrochements.
- La minéralisation est absente dans les terrains crétacés adjacents (Hamada), et aucune occurrence similaire n'est rapportée dans les régions voisines maroco-algériennes.

Ces observations suggèrent une minéralisation post-varisque et anti-crétacée, potentiellement liée à des activités magmatiques du Permien au Jurassique. Cependant, une datation absolue est nécessaire pour préciser cet âge relatif.

VI.4. Age de la minéralisation dans le district minier de Jbel Baba Joua Ali

Les régions du Jbel Machhot et de Baba Joua Ali présentent des minéralisations contrôlées par des structures tectoniques héritées de l'orogénèse varisque et réactivées lors des extensions triasiques, en lien avec l'ouverture de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). Les principales structures incluent des fractures majeures orientées NE-SW et N-S, ainsi que les failles héritées de l'Est de Maider (EMF) et d'Oumjerane-Taouz, qui ont joué un rôle essentiel dans la mise en place des minéralisations. Ces structures ont permis la circulation des fluides hydrothermaux et la précipitation des minéraux dans des textures rubanées reflétant une précipitation polyphasique :

1. **Phase initiale réductrice** : Précipitation du quartz I et des sulfures (chalcopyrite, pyrite, galène).
2. **Phase oxydante** : Dépôt d'améthyste, goethite et hématite.
3. **Phase tardive barytine** : Précipitation de barytine avec galène, chalcopyrite et sphalérite.
4. **Altération supergène** : Précipitation de minéraux secondaires (malachite, covellite, etc.) par interaction avec des fluides météoriques.

Les fractures majeures **NE-SW** et **N-S**, ainsi que les failles héritées **Est de Maider (EMF)** et **Oumjerane-Taouz**, ont agi comme des conduits principaux pour les fluides hydrothermaux. Ces structures, réactivées lors de l'extension triasique, ont contrôlé l'orientation des minéralisations.

Les quatre zones de l'Anti-Atlas oriental comparées dans cette étude révèlent des similitudes et des différences significatives dans l'âge et le contrôle structural des minéralisations, soulignant l'importance des événements tectoniques varisques et post-varisques. Les minéralisations semblent majoritairement associées à des structures tectoniques héritées ou formées durant l'orogénèse varisque, souvent réactivées lors des phases extensives ou transtensionnelles postérieures. Dans le district d'Oumjrane-Boukerzia, l'âge relatif des minéralisations repose sur des indices stratigraphiques et structuraux, indiquant une mise en place durant les phases néovarisque et tardivarisque. Ces phases sont marquées par des événements hydrothermaux distincts, responsables des minéralisations cuprifères et barytiques. À Ras Kammouna, la mise en place des minéralisations polymétalliques s'inscrit dans un contexte tardi- à post-varisque, avec un rôle central joué par la Faille Ouzina-Tazoult (FOT), qui a permis la circulation de fluides hypersalins et épithermaux.

À Tijekht, les minéralisations se sont développées dans des pièges fissuraux du cambrien-ordovicien, exploités par la tectonique varisque. Bien que post-varisques, elles précèdent les formations crétacées, suggérant un lien avec des événements magmatiques permien ou jurassiques. Enfin, dans le district de Jbel Baba Joua Ali, les minéralisations sont étroitement associées à des structures héritées varisques réactivées lors de l'extension triasique liée à l'ouverture de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). Les phases hydrothermales primaires et secondaires, datées du Trias (200-195 Ma), montrent une évolution fluide polyphasique, suivie d'une altération supergène au Mésozoïque ou au Cénozoïque.

VII. Synthèse et conclusions

Les sites comparés dans ce chapitre présentent une phase hypogène et une phase d'altération supergène, où les sulfures sont oxydés, formant des minéraux secondaires.

- **Baba Joua Ali (BJA)** : La minéralisation est caractérisée par des phases hypogènes successives suivies d'une phase d'oxydation (supergène), avec une influence marquée des failles et une gangue composée de quartz clair et barytine.
- **Ras Kammouna (JRK)** : Ce site présente une minéralisation polymétallique en plusieurs stades, avec une phase de bréchification hydraulique avant une phase d'altération supergène marquée par la formation de cuivre et d'oxydes.
- **Oumejrane-Taouz** : La minéralisation est dominée par une phase hypogène avec de la pyrite et de la chalcopryrite, suivie par une formation de galène II et sphalérite, et enfin une altération supergène entraînant la formation d'oxydes de fer.
- **Jbel Tijekht** : Ce site présente une succession de trois phases minéralisatrices : une phase primaire avec des minéraux comme la galène et la chalcopryrite, suivie d'une phase secondaire de bréchification et enfin une phase d'altération supergène générant des minéraux tels que la covellite et la malachite.

Tableau VI-5. Caractéristiques microthermometriques des inclusions fluides dans les gisements de Baba Joua Ali, Bou Nahas et ras Kammouna : comparaison

Critère	Baba Joua Ali	Bou Nahas	Ras Kammouna	Comparaison
Température d'Homogénéisation (Th)	120 à 190°C (Quartz I), 72 à 119°C (Améthyste I)	200 à 240°C (Quartz II)	148,5 à 346°C (Barytine), 158,5 à 289°C (Quartz)	Températures plus élevées à Ras Kammouna et Bou Nahas
Température Eutectique (Te)	-39°C à -23°C (Quartz I)	-54,5°C à -72,4°C (Quartz II)	-97,3°C à -66,7°C (Barytine), -90,3°C à -66,9°C (Quartz)	Températures eutectiques plus basses à Ras Kammouna
Température de Fusion de la Glace (Tfm)	-10,5°C à -16,5°C (Quartz I)	-25°C à -30°C (Quartz II)	-31,4°C à -36,1°C (Barytine et Quartz)	Température de fusion plus basse à Ras Kammouna
Salinité (X NaCl en wt%)	14,46 à 19,84 % (Quartz I), 12 à 18,22 % (Améthyste I)	25 à 30 % (Quartz II)	15,8 à 32,5 % (Barytine et Quartz)	Salinité plus élevée à Bou Nahas
Paragenèse Associée	Hypogène (chalcopryrite, pyrite, bornite, galène)	Chalcopryrite (Quartz II), Galène, Sphalérite (Barytine I)	Galène, chalcopryrite, pyrite, arsénopyrite, sphalérite (Barytine et Quartz)	Paragenèse similaire, mais plus complexe à Ras Kammouna
Environnement Géothermique	Épithermal (modéré)	Épithermal (chaud)	Épithermal (très chaud)	Conditions épithermales similaires, mais plus chaudes à Ras Kammouna
Référence	Courba ,2025	Khari,2015	Es-Sabbar, 2022	-

Les structures filoniennes et les failles orientées N-S et NE-SW jouent un rôle clé dans la formation de ces minéralisations. Les points communs incluent le rôle des structures varisques et leur réactivation postérieure dans le contrôle des fluides minéralisateurs, ainsi que la nature polyphasique des événements hydrothermaux. Cependant, des variations apparaissent dans l'âge relatif, allant du Varisque au Trias, et dans les fluides responsables, influencés par les événements géodynamiques locaux, notamment les phases magmatiques et tectoniques spécifiques à chaque district. Ces observations mettent en évidence un héritage tectonique complexe et une évolution fluide diversifiée dans l'Anti-Atlas oriental. Cette étude comparative révèle de nombreuses similitudes et différences au niveau de ([Tableau VI-5](#)) :

- **La Températures d'homogénéisation** : les températures à Ras Kammouna et Bou Nahas sont plus élevées que celles de Baba Joua Ali, ce qui indique des conditions géothermiques plus chaudes dans ces sites.
- **La Températures eutectiques et Température de fusion de la glace** : les températures sont plus basses à Ras Kammouna, ce qui suggère des conditions plus froides pour la formation des minéraux à cet endroit par rapport à Baba Joua Ali et Bou Nahas.
- **La Salinité** : la salinité est plus élevée à Bou Nahas (25 à 30 %), indiquant des fluides plus salés par rapport aux autres sites.
- **La Paragenèse** : les paragenèses associées sont relativement similaires, mais Ras Kammouna présente une plus grande diversité minéralogique avec la présence d'arsénopyrite, ce qui pourrait refléter des conditions spécifiques.
- **L'Environnement géothermique** : tous les sites sont dans un environnement épithermal, mais les températures plus élevées à Ras Kammouna indiquent un environnement plus chaud.
- **L'Âge relatif et le contrôle structural de la minéralisation** :
 - **Phases hydrothermales primaires et secondaires** : Associées à l'extension triasique (200-195 Ma), en relation avec l'ouverture du CAMP. Les failles héritées, notamment celles de l'Est de Maider et d'Oumjerane-Taouz, ont joué un rôle central dans la mise en place des fluides hydrothermaux en contrôlant leur migration et leur piégeage. Cette minéralisation principale d'âge **triasique** est contrôlée par les fractures **NE-SW**, **N-S**, et les failles **EMF** et **Oumjerane-Taouz**, en lien direct avec les processus tectoniques et magmatiques associés à l'ouverture du CAMP.
 - **Altération supergène** : Postérieure aux phases hydrothermales, probablement datée du Mésozoïque ou du Cénozoïque, cette étape est marquée par la réutilisation des mêmes structures cassantes pour l'infiltration des fluides météoriques et se caractérise par des textures de remplacement.

CONCLUSION GENERALE

Cette thèse avait pour objectif de comprendre le contexte géodynamique du bassin de Maider, en se focalisant sur le massif de Jbel El Machhot et l'anticlinal de Baba Joua Ali. Ces structures abritent des minéralisations de cuivre, barytine, plomb, améthyste (Cu, Ba, Pb, Am), ainsi que des oxydes de fer dans le champ filonien de l'Anti-Atlas oriental. Pour atteindre cet objectif, une approche pluridisciplinaire a été adoptée, intégrant diverses techniques géologiques, mises en oeuvre sur le terrain et en laboratoire, pour le traitement et l'analyse des données recueillies.

La cartographie numérique s'est révélée être un outil complémentaire précieux aux travaux de cartographie géologique réalisés sur le terrain, en particulier dans la région de Baba Joua Ali. Cette technique a démontré une grande efficacité en raison de plusieurs facteurs favorables, tels que la rareté de la végétation et la haute qualité des images satellitaires disponibles. Les résultats obtenus au cours des traitements des images satellitaires ont permis une meilleure compréhension du contexte géologique de la région. La combinaison de ces différents traitements, associée au croisement de leurs résultats, a été essentielle pour élaborer une carte détaillée des formations géologiques. Celle-ci inclut également l'emplacement des filons minéralisés, détectés par les traitements d'images et validés par des observations de terrain.

Les cartes géologiques préexistantes ont considérablement facilité notre travail, en fournissant des informations précieuses sur les faciès lithologiques, les structures tectoniques et l'emplacement des failles qui traversent la région. Cependant, grâce aux avancées offertes par la télédétection, de nombreux linéaments, interprétés comme d'origine tectonique, ont été identifiés. De plus, la cartographie des altérations hydrothermales a permis d'identifier des zones présentant un fort potentiel minier, ce qui constitue un outil précieux pour la prospection des indices de minéralisation.

L'analyse structurale de l'Anti-Atlas oriental met en évidence une évolution tectonique complexe. Les terrains néoprotérozoïques des boutonnières du Saghro et de l'Ougnat, séparés par une discordance majeure, sont traversés par des intrusions plutoniques. La couverture paléozoïque repose en faible discordance sur ce socle et témoigne d'une tectonique en distension active dès le Cambrien, avec l'apparition de failles normales et de volcanismes basiques. Cette extension atteint son apogée au Dévonien avec la formation de blocs basculés.

L'orogénèse hercynienne, marquée par des compressions NW-SE et NE-SW, génère des plis et réactive les failles panafricaines, produisant des décrochements et des inversions. Ces déformations sont suivies par l'extension triasico-liasique, associée au rift atlasique, et un

soulèvement miocène lié à la compression alpine. Ce cadre tectonique polyphasé a favorisé la concentration de minéralisations dans les terrains néoprotérozoïques et de métaux de base dans la couverture paléozoïque, soulignant le rôle clé de la tectonique fragile dans leur mise en place.

La carte des linéaments structuraux produite met en évidence l'ensemble des failles répertoriées dans les cartes géologiques existantes de Todgha et Maider au 1/200 000, tout en révélant de nouvelles structures potentiellement significatives. Cette méthodologie constitue une avancée majeure en termes de rapidité, de moyens et de coûts dans la cartographie géologique de la région. La carte synthétique des linéaments structuraux et les diagrammes en rosace des directions des fractures réalisés pour la région de Jbel El Machhot, ainsi que pour la partie sud du bassin de Maider (notamment sur les affleurements de Ras Kammouna, El Mziouda et les formations de Rich Chouiref, Mharech et El Mrakib), révèlent des orientations dominantes NE-SW, NNE-SSW, E-W et, dans une moindre mesure, N-S. Ces orientations reflètent les principales directions tectoniques actives dans la région, avec une prédominance des structures NE-SW, en accord avec le régime tectonique régional.

Les observations de terrain, la cartographie géologique et l'analyse des images satellitaires de la zone étudiée permettent de distinguer deux types de déformations affectant les formations lithologiques. Les terrains de l'Ordovicien supérieur présentent une déformation ductile, caractérisée par une succession de structures synclinales et anticlinales. Du nord au sud, les formations ordoviciennes appartiennent à un synclinal orienté WNW-ESE au niveau de Jbel El Machhot. Les mesures effectuées sur le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali montrent un pendage variant entre 45° et 80° vers le sud-ouest. Les observations de terrain et l'analyse structurale révèlent que le flanc sud de l'anticlinal de Baba Joua Ali est affecté par deux grandes familles de failles : **NE-SW et N-S**.

- La famille de failles **NE-SW** est caractérisée par une faille majeure orientée N40 à N60, avec un pendage de 70 à 85° vers le nord-ouest, contrôlant la minéralisation. Cette faille affecte les formations de l'Ordovicien supérieur, provoquant un rejet sénestre de 100 à 150 m, observable dans les quartzites et grès. Les indicateurs cinématiques révèlent une strie unique avec un pitch de 10° à 15°, plongeant vers le nord-est. L'épaisseur de la faille varie de 1 à 3 m, avec une cohésion plus forte dans les quartzites et grès, et plus faible dans les faciès plastiques, où elle ne dépasse pas 1,5 m. Au nord de cette zone, des fractures N-S, intersectant la faille principale à un angle d'environ 50°, sont remplies de barytine. Au sud, des veines de quartz et

de barytine orientées NNE-SSW se ramifient à partir de la faille principale, avec des remplissages d'améthyste et barytine. Une structure NNE-SSW de 1 m d'épaisseur présente un remplissage central en barytine, entouré de quartz.

- La famille de failles N-S comprend des failles orientées entre N0 et N20 avec un pendage vertical, affectant les formations de l'Ordovicien supérieur. Le rejet dextre est mis en évidence par la cartographie spatiale, avec un déplacement de 45 à 60 m. La faille principale, longue de 600 m, est localisée dans la partie ouest de la zone étudiée. Les plans de cette faille montrent une strie unique avec un pitch d'environ 10° vers le sud. Cette faille est remplie de barytine, accompagnée de pyrite et d'oxydes de fer.

La minéralisation de minerai, située dans le pli sud du Jbel Machhot et hébergée dans les formations de l'Ordovicien supérieur, présente une épaisseur allant de 2 cm à 3 m. Elle est contrôlée par une structure filonienne orientée NE-SW, N-S et est composée de minéraux tels que la barytine, le quartz et l'améthyste. Le quartz clair se situe à la périphérie de la structure minéralisée, tandis que l'améthyste et la barytine se trouvent au centre. À l'extérieur de la structure filonienne, des veines de quartz, d'améthyste et de barytine, généralement de quelques millimètres à 10 cm d'épaisseur, sont observées. Ces minéraux sont associés à des sulfures de cuivre, de fer et de plomb, principalement la chalcopryrite, la bornite, la malachite, la chrysocolle, le plomb et les oxydes de cuivre. Les inclusions de ces minéraux sont souvent observées dans le quartz, l'améthyste et la barytine, ainsi que dans des veines millimétriques traversant les roches hôtes.

Sur le plan métallographique, les observations macroscopiques et microscopiques révèlent une texture bandée dans la structure minéralisée, avec des cristaux de quartz, améthyste et barytine. La chalcopryrite et la bornite sont fréquemment observées dans le quartz clair, tandis que la galène et la pyrite apparaissent dans la barytine, parfois transformées en oxydes de fer comme l'hématite et la goethite. La malachite, l'hématite et la chrysocolle sont associées à des fractures et des cavités dans la barytine et l'améthyste. De plus, des minéraux de cuivre tels que la cuprite et le cuivre natif remplissent également ces fractures et cavités, souvent en association avec des minerais de cuivre tels que la malachite et la chrysocolle.

L'étude des phases fluides de la minéralisation Cu, Ba, Pb et Améthyste montre que les inclusions fluides piégées dans le quartz clair indiquent des températures allant de 120 à 140 °C et une salinité comprise entre 14,46 et 19,84 % en poids NaCl équivalent. Ces fluides sont

caractérisés par des températures de congélation (T_e) variant de -32 à -22 °C, ce qui suggère un système NaCl-H₂O. Les inclusions fluides de l'améthyste indiquent des températures comprises entre 100 °C et 110 °C, avec une salinité allant de 13 à 14 % en poids NaCl équivalent.

Perspectives et recommandations

Les résultats obtenus dans le cadre de cette recherche apportent une contribution significative à la compréhension de la structuration tectonique et à la distribution des minéralisations filoniennes dans la partie méridionale du bassin de Maider, notamment au sein du Jbel El Machhot. Ils permettent également de valoriser l'approche intégrée combinant cartographie numérique, observations de terrain, analyse structurale et étude des inclusions fluides pour l'identification et la caractérisation de zones à potentiel minéral. Afin de compléter les apports de cette thèse et d'affiner les interprétations sur la genèse et l'économie de la minéralisation, plusieurs axes de recherche mériteraient d'être explorés :

- ✓ Réaliser une étude isotopique du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) sur les sulfures (pyrite, galène, chalcopryrite) afin de déterminer la signature isotopique des fluides minéralisateurs, et par conséquent contraindre leur origine (magmatique, sédimentaire, météorique ou mixte). Cette approche permettrait également de mieux comprendre les conditions physico-chimiques de précipitation des minéraux sulfurés et leurs relations avec l'évolution tectono-hydrothermale de la région.
- ✓ Réaliser une prospection géophysique (magnétique, électrique et gravimétrique) afin d'estimer les volumes et réserves potentielles de la minéralisation filonienne, en particulier pour les structures à remplissage barytine-quartz-améthyste-cuivre.
- ✓ Caractériser la qualité gemmologique et la valeur économique de l'améthyste issue des structures filoniennes, en évaluant ses propriétés physico-chimiques, son homogénéité et sa pureté, dans la perspective d'un développement artisanal ou semi-industriel à haute valeur ajoutée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aabi, A., Baidder, L., Hejja, Y., El Azmi, M., Bba, A.N. and Otmane, K., 2021. The Cu–Pb–Zn-bearing veins of the Bou Skour deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco): structural control and tectonic evolution. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(1), pp.81-99.
- Aabi, A., Hejja, Y., Bba, A.N., Baidder, L., Fekkak, A., Bannari, A. and Maacha, L., 2022. Polyphase tectonics, fault kinematics and metallogenic implications at the fringe of a craton (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 196, p.104731.
- Aabi, A., Hejja, Y., Bba, A.N., Boujamaoui, M., Baidder, L., El Azmi, M., Maacha, L. and Hamzaoui, A., 2024. Tectonic reactivation and ore-forming fault systems from the west African Craton margin (Saghro, Anti Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, p.105182. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105182>.
- Abati, J., Gerdes, A., Fernandez Suarez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J. and Diez Fernandez, R., 2010. Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Bulletin*, 122(1-2), pp.219-235.
- Abdelouhed, F., Ahmed, A., Abdellah, A., & Mohammed, I. (2021). Lineament mapping in the Iknouen area (Eastern Anti-Atlas, Morocco) using Landsat-8 Oli and SRTM data. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 23, 100606. <http://doi:10.1016/j.rsase.2021.100606>
- Abia, E.H., Nachit, H., Marignac, C., Ibhi, A., Saadi, S.A., 2003. The polymetallic Au–Ag-bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco): tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. *J. Afr. Earth Sci.* 36, 251–271.
- Abrams, M.J.; Brown, D.; Lepley, L. & Sadowski, R. (1983). Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona. *Economic Geology*, 78: 591- 604. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.4.591>
- Achmani, J., Blaise, T., Chraïbi, I., Barbarand, J., Brigaud, B., Bounajma, H., 2023. The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght magmatic complex. *Ore Geology Reviews*, 160, 105596. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105596>

- Adiri, Z. ; El Harti, A.E. ; Ouhouss, A.; Maacha, L. & Bachaoui, E.M. (2016). Lithological mapping using Landsat 8 OLI and Terra ASTER multispectral data in the Bas Drâa inlier, Moroccan Anti Atlas. *Journal of Applied Remote Sensing*, 10: 016005. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.10.016005>
- Adiri, Z.; El Harti, A.; Jellouli, A.; Lhissou, R.; Maacha, L.; Azmi, M.; Zouhair, M. & Bachaoui, E.M. (2017). Comparison of Landsat-8, ASTER, and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction: A case study of Sidi Flah- Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Advances in Space Research*, 60: 2355-2367. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.09.006>
- Adiri, Z.; El Harti, A.; Jellouli, A.; Maacha, L.; Azmi, M.; Zouhair, M. & Bachaoui, E.M. (2020). Mineralogical mapping using Landsat-8 OLI, Terra ASTER, and Sentinel-2A multispectral data in Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti-Atlas. *Journal of Spatial Science*, 65(1): 147-171. <https://doi.org/10.1080/14498596.2018.1490213>
- Admou, H., Fekkak, A., Egal, E., Roger, J., Youbi, N., Razin, Ph., Blein, O., Baudin, T., 2013- Carte géologique du Maroc (1/50 000), feuille Al Glo'a. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc, N° 532.
- Ahmad Irouhani, R. ; Rahimi, B. ; Karimpour, M.H. ; Malekzadeh Shafaroudi, A. ; Afshar Najafi, S. & Pour, A.B. (2017). Fracture mapping of lineaments and recognizing their tectonic significance using SPOT-5 satellite data: A case study from the Bajestan area, Lut Block, east of Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 134: 600-612.<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.07.027>
- Aït Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey-Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from triassic to present. *Tectonophysics* 357, 187–205.
- Ait Daoud, M., Essalhi, A., Essalhi, M., Toummite, A., 2020. The role of variscan shortening in the control of mineralization deposition in Tadaout-Tizi n'Rsas mining district (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Bull.Min.Res.Exp* 161, 13–32. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.524167>
- Ait Daoud, M., Essalhi, M., Essalhi, A. and Toummite, A., 2021. Petrographic and Magnetic Fabric Investigation of the Tadaout-Tizi n'Rsas Dyke Swarms in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Economic and Environmental Geology*, 54(6), pp.629-647.

- Al Ansari, A., 1997– la mine d’or de Tiout : un exemple de veines aurifère mésothermale associées à un granodiorite d’âge protérozoïque (Massif panafricaine du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Thèse 3ème cycle Univ. Cadi Ayad, Marrakech, 283p.
- Algouti, Ab, Algouti, Ah, Chbani, B., Zaim, M., 2001. Sedimentation et volcanisme synsedimentaire de la serie de base de l’adoudounien infra-cambrien à travers deux exemples de l’Anti-Atlas du Maroc. *Journal of African Earth Sciences* 32, 541–556.
- Ali A, Pour A. 2014. Lithological mapping and hydrothermal alteration using Landsat 8 data: a case study in Ariab mining district, Red Sea hills, Sudan. *International Journal of Basic and Applied Sciences*. 3(3):199–208. <https://doi.org/10.14419/ijbas.v3i3.2821>
- Ali, A. and Pour, A. (2014) Lithological mapping and hydrothermal alteration using Landsat 8 data: a case study in ariab mining district, red sea hills, Sudan. *Int J Basic Appl Sci* 3: <https://doi.org/10.14419/ijbas.v3i3.2821>.
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N., Moreira, M.E., 2006- The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graara massif, Morocco: petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 396–410.
- Álvaro, J.J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J. and Vizcaïno, D., 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245 (1-2), pp.20-36.
- Amer, R. ; Sultan, M.; Ripperdan, R. & Encarnación, J. (2012). Structural Architecture for Development of Marginal Extensional Sub-Basins in the Red Sea Active Rift Zone. *International Journal of Geosciences*, 03: 133-152. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.31016>
- Amer, R., Kusky, T., El Mezayen, A., 2012. Remote sensing detection of gold related alteration zones in Um Rus area, Central Eastern Desert of Egypt. *Advances in Space Research* 49, 121–134. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.09.024>
- Amer, R., Kusky, T., Ghulam, A., 2010. Lithological mapping in the Central Eastern Desert of Egypt using ASTER data. *Journal of African Earth Sciences* 56, 75–82.
- Ananaba, S. E.; Ajakaiye, D. E. (1987). Evidence of tectonic control of mineralization in Nigeria from lineament density analysis A Landsat-study. *International Journal of Remote Sensing*, 8(10), 1445–1453. doi:10.1080/01431168708954788

- Anbalagan, R.; Kumar, R.; Lakshmanan, K.; Parida, S. & Neethu, S. (2015). Landslide hazard zonation map-ping using frequency ratio and fuzzy logic approach, a case study of Lachung Valley, Sikkim. *Geoenvi-ronmental Disasters*, 2: 6. <https://doi.org/10.1186/s40677-014-0009-y>
- Anderson, J.A., 1982. Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. *Advances in geology of the porphyry copper deposits*.
- Arndt, N., Ganino, C., Arndt, N. and Ganino, C., 2012. Hydrothermal deposits. *Metals and Society: An Introduction to Economic Geology*, pp.73-112.
- Arndt, N.T., and Ganino, C., 2012, *Metals and society. An introduction to economic geology*: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 160 p.
- Azizi, M.R., Ferrandini, J., Tane, J.L. 1990. Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560 Ma) dans l'Anti-Atlas Central (Maroc) : interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique. *JAES* 10, 549–563.
- Azmi, D.E., Aissa, M., Ouguir, H., Mahdoudi, M.L., El Azmi, M., Ouadjo, A. and Zouhair, M., 2014. Magmatic context of Bou Skour copper deposit (eastern Anti-Atlas, Morocco): petrography, geochemistry and alterations. *Journal of African Earth Sciences*, 97, pp.40-55. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.04.020>
- Baidder, L., 2007- Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel : Cas de l'Anti-Atlas oriental du Maroc. Doctorat d'état es-science. Université Hassan II, Ain Chock, 209 pp.
- Baidder, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Fekkak, A., Eddebbi, A., Rjimati, E.-C., & Raddi, Y. (2016a). Fold interference pattern in thick-skinned tectonics; a case study from the external Variscan belt of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 119, 204-225. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.003>
- Baidder, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Fekkak, A., Eddebbi, A., Rjimati, E.-C., & Raddi, Y. (2016b). Fold interference pattern in thick-skinned tectonics; a case study from the external Variscan belt of Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 119, 204-225. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.003>

- Baidder, L., Raddi, Y., Tahiri, M., Michard, A., 2008 -. The eovariscan (late devonian) tectonics in eastern anti-atlas: a multidirectional extension. In: Ennih, N., Liegeois, J.-P. (Eds.), The Boundaries of the West African Craton. Geological Society London, Special Publication.
- Baidder, L., Saddiqi, O., 2017. Saghro Group in the Ougnat Massif (Morocco), Belka, Z., 1991. Conodont colour alteration patterns in Devonian rocks of the eastern AntiAtlas, Morocco. *J. Afr. Earth Sci. Middle East* 12, 417–428. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(91\)90133-J](https://doi.org/10.1016/0899-5362(91)90133-J)
- Barnes, H.L., Langmuir, D., 1978. Geochemical prospecting handbook for metals and associated elements. Natl. Sci. Found. Grant No. AER77-06511 AO2. Annual Report.
- Barodi, E.B, Watanabe, Y., Mouttaqi, A., Annich, M. 2002. Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au Maroc. Projet JICA/BRPM. ISBN: 9954- 8128-0-6, 329 p.
- Beane, R.E., 1968. An investigation of the manner and time of formation of malachite.
- Belka, Z., Wendt, J., 1992. Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies* 25, 51–89.
- Benaouda, R., Holzheid, A., Schenk, V., Badra, L. and Ennaciri, A., 2017. Magmatic evolution of the Jbel Boho alkaline complex in the Bou Azzer inlier (Anti-Atlas/Morocco) and its relation to REE mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 129, pp.202-223.
- Benharref, M.; Álvaro, J.J.; Hibti, M.; Pouclet, A.; El Hadi, H.; Koukaya, A. & Ettachfini, E.M. (2014b). Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Al Atrous-Mémoire explicatif. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 555.
- Benssaou, M., & Hamoumi, N. 1999. Paléoenvironnements et minéralisations de l'Anti-Atlas occidental marocain au Cambrien précoce. *Chronique de la recherche minière*, (536-537), 113-119.
- Benssaou, M., et Hamoumi, N., 2003- The Lower-Cambrian western Anti-Atlas graben: tectonic control of paleogeography and sequential organisation, *C. R. Geoscience* 335, 297–305.
- Beygi S., Talovina IV., Tadayon M., & Pour AB (2020) Alteration and structural features mapping in Kacho-Mesqal zone, Central Iran using ASTER remote sensing data for porphyry copper exploration. *Int J Image Data Fusion*:1–21. <https://doi.org/10.1080/19479832.2020.1838628>

- Bladh, K.W., 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77(1), pp.176-184.
- Bladh, K.W., 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77(1), pp.176-184.
- Blein, O., Baudin, T., Chèvremont, Ph., Soulaïmani, A., Admou, H., Gasquet, D., Cocherie, A., Egal, E., Youbi, N., Razin, Ph., Bouabdelli, M., Gombert, Ph., 2014a. Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 99, 287-306.
- Blein, O., Baudin, T., Soulaïmani, A., Cocherie, A., Chèvremont, Ph., Admou, H., Ouanaimi, H., Hafid, A., Razin, Ph., Bouabdelli, M., Roger, J., 2014b- New geochemical, geochronological and structural constraints on the Ediacaran evolution of the south Sirwa, Agadir-Melloul and Iguerda inliers, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 98, 47-71.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R. J., Binns, P. R., Hall, D. L., 1989- Synthetic fluid inclusions- VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure, *J. Metam. Geol.* 7, 229-242.
- Boissavy, C., 1979. Etude Structurale et Métallogénique des Filons Cuprifères du Maïder Occidental (Anti-Atlas Marocain) (Doctoral dissertation).
- Bolouki SM., Ramazi HR., Maghsoudi A., Pour AB., & Sohrabi G (2020) A remote sensing-based application of Bayesian networks for epithermal gold potential mapping in Ahar-Arasbaran area, NW Iran. *Remote Sens* 12 :105. <https://doi.org/10.3390/rs12010105>.
- Bondon, J., Neltner, L. 1933. Sur la série cambrienne des plateaux du drâa (Sud du Maroc) et la présence du géorgien dans cette série. *C.R. Acad. Sci. Paris* 197, 170–172.
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The “Calamines” and the “Others”: The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67, pp.208-233.
- Boni, M., and Large, D., 2005, Nonsulfide zinc mineralization in Europe: An overview: *Economic Geology*, v. 98, p. 715–729.

- Booyesen R., Gloaguen R., Lorenz S., Zimmermann R., & Andreani L, Ne PAM (2019) The potential of multi-sensor remote sensing mineral exploration: examples from Southern Africa. Proceedings of the IGARSS 2019 – IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, edited by IEEE, 6027-6030. Yokohama, Japan. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2019.8899081>
- Bouabdellah, M., Chekroun, F., Alansari, A. and Margoum, D., 2016. The granitoid-related Tiouit gold deposit, Saghro inlier, eastern Anti-Atlas (Morocco): Neoproterozoic mineralization by a polyphase late-magmatic to hydrothermal system. *Mineral Deposits of North Africa*, pp.405-414.
- Bouchta, R., Boyer, F., Routhier, P., et al (1977) l'aire cuprifère de l'Anti-Atlas (Maroc); permanence et arêtes riches. *Comptes Rendus l'Académie Sci Paris*
- Boudda, A., Choubert, G., Faure-Muret, A., 1979. Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas : Adoudounien-Cambrien inférieur. Notes et mémoires. Serv, Géo., Maroc N°271, Rabat, Maroc.
- Bouladon, J & Jouravsky, G., 1954a- Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du sud marocain. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII): 37-59.
- Bouladon, J & Jouravsky, G., 1954b- Sur quelques phénomènes de remplacements dans les ignimbrites des gisements de manganèse du sud marocain. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII): 91-96.
- Bourque, H., 2016. Le cuivre de l'Anti Atlas, un problème complexe : synthèse des occurrences cuprifères de la boutonnière de Bou Azzer El Graara et nouvelles données d'exploration. Colloque RIG, Montpellier, France.
- Boyer, C., Leblanc, M., 1977- Les appareils émissifs de la formation volcanique infracambriennes de Ouarzazate, Anti-Atlas (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 285 (D): 641-644.
- Brauner, J., Arndt, M., Yajoui, Z., Karaoui, B., Breikreuz, C. and Mahmoudi, A., 2020. Cambrian shallow-marine to emergent alkaline volcanism near Ouinguigui (Ougnat inlier, eastern Anti-Atlas, Morocco): Volcanic facies, geochemistry and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences*, 161, p.103581.

- Brisebois, D., Clark, T., et al (2003) Géologie et ressources minérales de la partie est de la province de Grenville. Ressources naturelles, Faune et Parcs, Québec
- Buckingham, W.F., and Sommer, S.E., 1983. Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering; application to remote sensing. *Economic Geology*, 78(4), pp.664-674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.4.664>
- Buggisch, W. & Siebert R., 1988. Paleogeography And Facies of the ‘Grès Terminaux’, uppermost Lower Cambrian, Anti-Atlas, Morocco. In: *The Atlas System of Morocco* (V.H. Jacobshagen, ed.), 107–121, Springer-Verlag, Berlin.
- Buggisch, W., Flügel, E., 1988. The Precambrian/Cambrian boundary in the Anti-Atlas (Morocco) discussion and new results, in: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 81–90. <https://doi.org/10.1007/BFb0011587>
- Bunker B. C., Tallant D. R., Headley T. J., Turner G. L., And Kirkpatrick R. J. (1988) The structure of leached sodium silicate glass. *Phys. Chem. Glasses* 29, 106- 120
- Burgess, P.M. and Gurnis, M., 1995. Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4), pp.647-663.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, Ch., Soulaïmani, A., 2006. Tectonics of the Anti- Atlas of Morocco. In: Saddiqi, O., Michard, A., Frizon de Lamotte, D., (Eds.), *Recent Developments on the Maghreb Geodynamics*. *Comptes Rendus Géoscience* 338, 11-24. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.012>.
- Caloz R, Collet C (2001) Précis de Télédétection. Volume III : Traitements Numériques d’Images de Télédétection. Presses Universitaires du Québec-Agence Universitaire de la Francophonie, p 386
- Canham, K.R., Holwell, D.A., Blanks, D.E., Khan, R., Purkiss, S., 2022. Supergene enrichment of the Kitumba IOCG deposit, Zambia. *J. Afr. Earth Sci.* 196, 104696.
- Caritg, S., Martin, B., Romain, D., Urs, H., Lionel, K., Christian, S., 2004. Fold interference
- Céleste, T.S., Hermann, F.D., Gautier, K.P., Eric, D.S., Willy, L., and Elvis, B.W.W., 2021. Comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) satellite Remote Sensing data in automatic lineaments extraction: A case study of Nkolezom, southern part of Cameroon. *The International Journal of Engineering and Science*, 10, pp.24-31.

- Chabou, M.C., Bertrand, H. and Sebaï, A., 2010. Geochemistry of the central Atlantic magmatic province (CAMP) in south-western Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 58(2), pp.211-219.
- Charlot, R., 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis: *Precambrian Research*, v. 3, no. 3 SU-, p. 273-299
- Charlot, R., 1982. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain : Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr. In : *Notes Mém. Serv. Geol. Maroc*, vol. 313. 109p.
- Chattoraj, S.L., Prasad, G., Sharma, R.U., van der Meer, F.D., Guha, A. and Pour, A.B., 2020. Integration of remote sensing, gravity and geochemical data for exploration of Cu-mineralization in Alwar basin, Rajasthan, India. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 91, p.102162.
- Chavez P., Berlin G. & Sowers B., 1982. Statistical method for selecting Landsat MSS ratios. *Journal of Applied Photographic Engineering*, Volume 8, pp. 23-30.
- Chavez, W.X., 2000. Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG newsletter*, (41), pp.1-21.
- Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi-Samir, M.R., Zyadi, R., Archibald, D.A., Farrar, E., 2002. The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Miner. Deposita* (37), 772–778. [https:// doi.org/10.1007/s00126-002-0317-0](https://doi.org/10.1007/s00126-002-0317-0).
- Chevallier, L.P., Liégeois, J.-P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 217–226. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046>
- Chèvremont, Ph., Blein, O., Razin, Ph., Baudin, T., Barbanson, L., Gasquet D., Soulaïmani, A., Admou, H., Youbi, N., Bouabdelli, M., Anzar Conseil, 2013- Carte géologique du Maroc (1/50 000), feuille de Bou Azer. *Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*. N°535
- Chorowicz, J. and Deroïn, J.P., 2003. La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique (p. 141). Gordon & Breach, collection Géosciences.
- Choubert, G., (1947). L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 224 : 1172-1173.

- Choubert, G., (1963). Histoire Géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 162.
- Choubert, G., 1942- Constitution et puissance de la série primaire de l'Anti-Atlas. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 215, p. 445-447.
- Choubert, G., 1952. Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). 19th Int. Geol. Congr. Alger 1, 33–71.
- Choulet, F., Richard, J., Boiron, M.C., Dekoninck, A. and Yans, J., 2019. Distribution of trace elements in willemite from the Belgium non-sulphides deposits. European Journal of Mineralogy, 31(5-6), pp.983-997.
- Clariond, L., 1934- La série Paléozoïque des territoires du Tafilalt (Maroc). Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 198, 2270-2272.
- Clariond, L., 1935- Etude stratigraphique sur les terrains du Sud marocain. La série primaire du Saghro, du Maïder et du Tafilalt. Publication Association Études Géologiques Méditerranées Occidentales, 5, 12, 3-10.
- Clariond, L., 1944. Carte géologique provisoire des Plateaux et Chaînes du Sarhro-Tafilalt et Maïder. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc 62.
- Clark RN., Swayze GA., Livo KE., Kokaly RF., Sutley SJ., & Dalton JB., Gent CA (2003) Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. J Geophys Res Planets 108(E12). <https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2020.e00687>
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Kokaly, R.F., Sutley, S.J., Dalton, J.B., Gent, C.A., 2003. Imaging spectroscopy: earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. J Geophys Res Planets 108 (E12) <https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2020.e00687>.
- Clauer, N. et Leblanc, M., 1977– Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique rubidium-strontium sur métasédiments précambriens de Bou-Azzer (Anti-Atlas marocain). Notes Serv. Géol. Maroc, t. 38, n°268, pp. 7-12.
- Clauer., N., 1974. Utilisation de la méthode Rb/Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou-Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet. Sci Lett., 22, 404-412.

- Clauer., N., 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du Craton Ouest Africain. Thèse Université de Strasbourg I, 256p.
- Clavel, M., Tixeront, M., 1971. Un gîte de cuivre filonien, hydrothermal intraplutonique; bou-Skour (Anti-Atlas, Maroc). Hydrothermal Intraplutonic Venied Copp. Ore Depos. Bou-Skour Anti-Atlas Moroc. 237, 203–227.
- Cocker, M.D., 2012, Lateritic, supergene rare earth element (REE) deposits, in 48th Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals: Scottsdale, Arizona, Arizona Geological Survey, p. 1–20. Conf. Ser. 1082, 012092. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1082/1/012092>
- Corso, J.D., Marzoli, A., Tateo, F., Jenkyns, H.C., Bertrand, H., Youbi, N., Mahmoudi, A., Font, E., Buratti, N. and Cirilli, S., 2014. The dawn of CAMP volcanism and its bearing on the end-Triassic carbon cycle disruption. *Journal of the Geological Society*, 171(2),
- Costanzo, A., Feely, M., Moore, K., 2005. The application of laser raman spectroscopy to fluid inclusion studies: A case study from Pocos de Caldas Alkaline Massif, Sao Paulo State, Brazil (H. J. Byrne, E. Lewis, B. D. MacCraith, E. McGlynn, J. A. McLaughlin, G. D. O’Sullivan, A. G. Ryder, & J. E. Walsh, Éd.s.; p. 110). <https://doi.org/10.1117/12.605152>
- Courba, S., Hahou, Y., Achmani, J., El Basbas, A., Ouallali, A., Aafir, Z., Sassioui, S., Ousaid, L. and El Amrani, M., 2025. Paragenesis and supergene evolution of the Cu-Ba±Pb-Amethyst mineralization from Baba Joua Ali, Eastern Anti-Atlas, Morocco: Exploration application. *Journal of African Earth Sciences*, 223, p.105466.
- Courba, S., Youssef, H., Jamal, A., Abdessalam, O., Larbi, B., Assia, I., Zineb, A., Slimane, S., Lahcen, O., Taha, G. and Aziza, L., 2023. Litho-structural and hydrothermal alteration mapping for mineral prospection in the Maider basin of Morocco based on remote sensing and field investigations. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 31, p.100980. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2023.100980>
- Cudahy T (2016) Mineral mapping for exploration: an Australian journey of evolving spectral sensing technologies and industry collaboration. *Geosciences* 6:52. <https://doi.org/10.3390/geosciences6040052>
- Da Cunha Frutuoso, R.M., 2015. Mapping hydrothermal gold mineralization using Landsat 8 data. A case of study in Chaves license, Portugal.

- Das, S; Pardeshi, S.D., (2018). Integration of different influencing factors in GIS to delineate groundwater potential areas using IF and FR techniques: a study of Pravara basin, Maharashtra, India. *Applied Water Science*, 8(7), 197–. doi:10.1007/s13201-018-0848-x
- De Putter, R., Huterer, D. and Linder, E.V., 2010. Measuring the speed of dark: Detecting dark energy perturbations. *Physical Review D*, 81(10), p.103513.
- De Putter, T., Mees, F., Decrée, S. and Dewaele, S., 2010. Malachite, an indicator of major Pliocene Cu remobilization in a karstic environment (Katanga, Democratic Republic of Congo). *Ore Geology Reviews*, 38(1-2), pp.90-100.
- Debrenne, F., 1961- Nouvelles données sur la faune d'Archaeocyatha du Jbel Taïssa (Anti –Atlas occidental). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 20, n° 152, p. 7-37.
- Dekoninck, A., Leprêtre, R., Saddiqi, O., Barbarand, J., Johan, Y., 2016. The High-Grade Imini Manganese District—Karst-Hosted Deposits of Mn Oxides and Oxyhydroxides | SpringerLink. *Mineral Deposits of North Africa*, *Mineral Resource Reviews* 575–594. https://doi.org/DOI10.1007/978-3-319-31733-5_22
- Dembele, A., & Ye, X. (2017). Spatial Analysis of Linear Structures in the Exploration of Groundwater. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 6: 335. <https://doi.org/10.3390/ijgi6110335>
- Derder, M.E.M., Henry, B., Merabet, N., Amenna, M. and Bourouis, S., 2001. Upper carboniferous palaeomagnetic pole from the stable Saharan Craton and Gondwana reconstructions. *Journal of African Earth Sciences*, 32(3), pp.491-502.
- Destombes, J. & Hollard, H. (1986). Carte géologique du Maroc au 1/200 000, feuille Tafilalt-Taouz. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 244 pp.
- Destombes, J., & Feist, R., 1987. Découverte Du Cambrien Supérieur En Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci de Paris*, 304, 719-724.
- Destombes, J., 1962. Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc) : un essai de synthèse. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3), pp.453-460.
- Destombes, J., 1963. Le Cambrien et la base de l'Ordovicien dans la partie orientale et méridionale du Tafilalt (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-V, 938–945. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-V.6.938>.

- Destombes, J., 1968b. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (D)* 267, 684–686.
- Destombes, J., Hollard, D & Willefert, S., 1985- Lower Paleozoic rocks of Morocco, In : C.H, Hollard (ed), *Lower Paleozoic rocks of North-Western and West-Central Africa*, John Wiley, Chichester, 91-336 p.
- Deynoux, M., 1978. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille 17, 554.
- Dhamelincourt, P., Beny, J. M., Dubessy J. et Poty B., 1979- Analyse d'inclusions fluide à la microsonde MOLE à effet Raman. *Bull. Minéral.*, 102, p.600-610.
- Dubois, M., 1992. Fluides crustaux: approche expérimentale et analytique. 1) détermination du solvus des systèmes H₂O-MCL (M= Li, K, Rb, Cs) et 2) caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du Diapir Vellave (SE Massif Central Français). Unpub doctoral thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 228 p.
- Dumańska-Słowik, M., Toboła, T., Jarmołowicz-Szulc, K., Naglik, B., Dyląg, J. and Szczerba, J., 2017. Inclusion study of hourglass amethyst from Boudi (Morocco) by Raman microspectroscopy and microthermometric measurements. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 187, pp.156-162.
- El Alaoui El Moujahid, H., Ibouh, H., Bachnou, A., Ait Babram, M., & El Harti, A. (2016). Análisis de fracturas geológicas extraídas por teledetección en imágenes Landsat TM, ejemplo de la zona de Imilchil-Tounfite (Alto Atlas central, Marruecos). *Estudios Geológicos*, 72: 051. <https://doi.org/10.3989/egeol.42328.394>
- El Atillah, A., Zine, E.M.Z., And Souhassou, M., 2018. Utilisation De L'image Multi Spectrale pour l'exploration et la recherche des ressources minérales : état des connaissances et proposition d'un modèle de traitement. *European Scientific Journal*, 14(24), p.350.
- EL Azmi, D., Aissa, M., Ouguir, H., Mahdoudi, M., L., EL Azmi, M., Ouadjou, A., Zouhair, M., 2014- Magmatic context of Bou Skour copper deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco): Petrography, geochemistry and alterations. *Journal of African Earth Sciences*, pp. 40-55.

- El Bahat, A., Ikenne, M., Söderlund, U., Cousens, B., Youbi, N., Ernst, R., Soulaïmani, A., El Janati, M., Hafid, A., 2012- U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: newly identified 1380 Ma event in the West African Craton. *Lithos* 174, 85–98.
- El Hadi, H., Simancas, J.F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., Fanning, C.M., Bea, F., González-Lodeiro, F., 2010- Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). *Precamb. Res.* 182, 1–14.
- Eldosouky AM., Sehsah H., Elkhateeb SO., & Pour AB (2020) Integrating aeromagnetic data and Landsat-8 imagery for detection of postaccretionary shear zones controlling hydrothermal alterations: The Allaqi-Heiani Suture zone, South Eastern Desert, Egypt. *Adv Space Res* 65(3):1008–1024. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.10.030>
- En-Naciri, A., Barbanson, L. and Touray, J.C., 1997. Brine inclusions from the Co-As (Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Economic Geology*, 92(3), pp.360-3 67.
- Ennih, N., and Liégeois, J.P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.*, 112, 289–302.
- Errami, E., Bonin, B., Laduron, D. and Lasri, L., 2009. Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 55(1-2), pp.105-124.
- Errami, E., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Zieger, J., Gärtner, J., Mende, K., El Kabouri, J., Gasquet, D. and Ennih, N., 2021. From Pan-African transpression to Cadomian transtension at the West African margin: new U–Pb zircon ages from the Eastern Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco).
- Es-Sabbar, 2022. Géologie et métallogénie des minéralisations (Cu-Pb-Ag-Ba) du champ Ionien de la marge méridionale du bassin de Maider (Anti-Atlas oriental, Maroc). (Thèse) Université Moulay Ismaïl, Faculté des Sciences et Techniques – Errachidia, Maroc.
- Es-Sabbar, B., Essalhi, A., Essalhi, M. and Karaoui, B., 2023. Variscan structural evolution and metallogenic implications at the paleozoic maider basin, eastern anti-atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 207, p.105060.

- Es-Sabbar, B., Essalhi, M., Essalhi, A., & Mhamdi, H. S. (2020). Lithological and Structural Lineament Mapping from Landsat 8 OLI Images in Ras Kammouna Arid Area (Eastern Anti-Atlas, Morocco). 16.
- Essarraj, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A. and Benharref, M., 2005. Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, 41(1-2), pp.25-39.
- Essarraj, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., El Boukhari, A. and Chouhaidi, M.Y., 1998. Brines related to Ag deposition in the Zgounder silver deposit (Anti-Atlas, Morocco). *European Journal of Mineralogy*, 10(6), pp.1201-1214.
- Essarraj, S., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Tarantola, A., Leisen, M., Boulvais, Ph., Maacha, L., 2017. Basinal Brines at the origin of the imiter Ag-Hg deposit (Anti-Atlas, Morocco): evidence from LA-ICP-MS data on fluid inclusions, halogen signatures, and stable isotopes (H, C, O). *Econ. Geol.* 111, 1753–1781. <https://doi.org/10.2113/>
- Estornell, J., Martí-Gavliá, J.M., Sebastiá, M.T., & Mengual, J. (2013). Principal component analysis applied to remote sensing. *Modelling in Science Education and Learning*, 6: 83-89. <https://doi.org/10.4995/msel.2013.1905>
- Evans, A., 1992. *Erzlagerstättenkunde*. evidence for a continuous Cadomian basin along the northern West African Craton.
- Fal, S., Maanan, M., Baidder, L. and Rhinane, H., 2019. The contribution of Sentinel-2 satellites images for geological mapping in the south of Tafilalet basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, pp.75-82.
- Farahbakhsh, E., Chandra, R., Olierook, H.K.H., Scalzo, R., Clark, C., Reddy, S.M., Muller,
- Fernández-Mort, A., Riquelme, R., Alonso-Zarza, A.M., Campos, E., Bissig, T., Mpodozis, C., Carretier, S., Herrera, C., Tapia, M., Pizarro, H. and Muñoz, S., 2018. A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper deposit, Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*, 53, pp.775-795.

- Fontaine, L., De Putter, T., Bernard, A., Decrée, S., Cailteux, J., Wouters, J. and Yans, J., 2020. Complex mineralogical-geochemical sequences and weathering events in the supergene ore of the Cu–Co Luiswishi deposit (Katanga, DR Congo). *Journal of African Earth Sciences*, 161, p.103674.
- Fontaine, L., De Putter, T., Bernard, A., Decrée, S., Cailteux, J., Wouters, J. and Yans, J., 2020. Complex mineralogical-geochemical sequences and weathering events in the supergene ore of the Cu–Co Luiswishi deposit (Katanga, DR Congo). *Journal of African Earth Sciences*, 161, p.103674.
- Fournier, R.O., 1985. Silica minerals as indicators of conditions during gold. *Geologic Characteristics of Sediment-and Volcanic-hosted Disseminated Gold Deposits--search for an Occurrence Model*, (1646), p.15.
- Franchi, G., Angulo, J. & Sejdinović, D. (2016). Hyperspectral image classification with support vector machines on kernel distribution embed–dings IEEE International Conference on Image Processing, 1898-1902. <https://doi.org/10.1109/ICIP.2016.7532688>
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Charriere, A., Maury, R.C., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The Atlas system. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 133–202.
- Frizon De Lamotte., Saint-Bezar, B., Bracence, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19, 740–761.
- Frutuoso, R., Lima, A. and Teodoro, A.C., 2021. Application of remote sensing data in gold exploration: Targeting hydrothermal alteration using Landsat 8 imagery in northern Portugal. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(6), pp.1-18.
- Gabr, S.S., Diab, H., Fattah, T.A.A., Sadek, M.F., Khalil, K.I. and Youssef, M.A., 2022. Aeromagnetic and Landsat-8 data interpretation for structural and hydrothermal alteration mapping along the Central and Southern Eastern Desert boundary, Egypt. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 25(1), pp.11-20.

- Gad, S., & Kusky, T. (2007). ASTER spectral rationing for lithological mapping in the Arabian-Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt. *Gondwana Research*, 11: 326-335. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.02.010>.
- Gaouzi, A., Maacha, L., Ennaciri, A., Gmira, A., Maamar, B., Zouhair, M., Saquaque, A., 2011. Mine d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Rjimati, E.C., Mouttaqi, A. (Eds.), *Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc e Volume 9, Les principales mines du Maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, vol. 564. pp. 45–52.
- Gasquet, D., 1991. Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut-Atlas occidental (Maroc). Doctorat d'Etat Thesis, Université de Nancy I, France, 413 pp.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The PanAfrican Belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D.(Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 116, pp. 33–64.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian– Cambrian transition. *Precambrian Research* 140, 157–182. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.009>.
- Gasquet, D., Roger, J., Chalot-Prat, F., Hassenforder, B., Baudin, T., Chevremont, P., Razin, P., Benlakhdim, A., Mortaji, A., Benssaou, M., 2001. Notice explicative de la carte géologiques du Maroc au 1/50 000, feuille de Tamazrar, mémoire explicatif. *Notes Mem. Serv. Geol. Maroc* 415 bis, 95 pp.
- Geyer, G., Landing, E., 1995. The Cambrian of the Moroccan Atlas regions. In *Morocco'95: The lower -Middle Cambrian standard of Western Gondwana. Beringeria, Würzburg* 28, 7–46.
- Gladwell, D.R., Lett, R.E., Lawrence, P., 1983. Application of reflectance spectrometry to mineral exploration using portable radiometers. *Econ. Geol.* 78 (4), 699–710.
- Goetz, A.F., Rock, B.N. and Rowan, L.C., 1983. Remote sensing for exploration; an overview. *Economic Geology*, 78(4), pp.573-590.
- Goldstein, R. and Reynolds, J., 1994. Systematics of fluid inclusions. *SEPM short course notes*, 31, p.188.

- Goldstein, R. H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In Fluid inclusions: analysis and interpretation. vol. 32, p. 9-53.
- Gouiza, M., Bertotti, G., Hafid, M., Cloetingh, S., 2010. Kinematic and thermal evolution of the Moroccan continental margin: doukkala-High Atlas transect. *Tectonics* 29, TC5008.
- Gouiza, M., Hall, J. and Welford, J.K., 2017. Tectono-stratigraphic evolution and crustal architecture of the Orphan Basin during North Atlantic rifting. *International Journal of Earth Sciences*, 106, pp.917-937.
- Guiraud, R., Mbaigane, J.-C.D., Carretier, S., Dominguez, S., 2000. Evidence for a 6000 km length NW–SE-striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *Journal of the Geological Society* 157, 897–900.
- Gupta, R.P., 2003. Remote Sensing Geology, 2nd ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Gurnis, M. (1992), Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction, *Science*, 255, 1556 –1558.
- Hailwood, E.A. and Mitchell, J.G., 1971. Palaeomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal International*, 24(4), pp.351-364.
- Haldar SK (2018) Mineral explorations: principles and applications. Elsevier.
- Han, T., Nelson, J., 2015. Mapping Hydrothermally Altered Rocks with Landsat-8 Imagery: a Case Study in the KSM and Snowfield Zones, Northwestern British Columbia. *British Columbia Geological Survey Paper*.
- Hashim, M., Ahmad, S., Johari, M.A.M., & Pour, A.B. (2013). Automatic lineament extraction in a heavily vegetated region using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) imagery. *Advances in Space Research*, 51: 874-890. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.10.004>
- Hassenforder, B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc) (PhD Thesis). Université Louis Pasteur (Strasbourg).
- Hejja, Y., Baidder, L., Ibouh, H., et al. (2020) Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *J Afr Earth Sci* v.162, p.103694. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103694>
- Hejja, Y., Baidder, L., Ibouh, H., Nait Bba, A., Soulaïmani, A., Gaouzi, A., and Maacha, L. (2020). Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study

- from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 162, article no. 103694.
- Hejja, Y., Bourdier, J.L., Gaouzi, A., Baidder, L., Tuduri, J., Ennaciri, A., Zakir, A., Maacha, L. and Zouhair, M., 2022. Lithostratigraphy and structural framework of the Ediacaran volcano-plutonic complex of the Imiter Ag–Hg mining district (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 196, p.104687.
- Hewson, R. D., A. Mah, M. Dunne, et T. J. Cudahy. 2003. « Mapping Mineralogical and structural relationships with satellite-borne ASTER and airborne geophysics at Broken Hill ». *ASEG Extended Abstracts 2003 (2)*. Taylor & Francis: 1-4. doi:10.1071/ASEG2003ab072.
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R., and Carman, C.E., 2003, Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits: *Economic Geology*, v. 98, p. 685–714.
- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 25–40. <https://doi.org/doi:10.1016/j.crte.2005.11.003>
- Hollard, H., (1974) Recherches sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalet et dans le Ma'ader (Anti-Atlas oriental). *Notes Mém Serv Géologique Maroc* v.264, p.7-68.
- Hollard, H., 1981. Principaux caractères des formations dévoniennes de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 42, 15–22.
- Hollard, H., and Willefert, S. (1985) Lower Paleozoic rocks of Morocco. *Low Palaeozoic North-West West-Cent Afr John Wiley N Y* 91-336. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.08.020>.
- Hunt, G.R. and Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared. *Economic Geology*, 74(7), pp.1613-1629. doi:10.2113/gsecongeo.74.7.1613
- Hunt, G.R., 1979. Near-infrared (1.3–2.4) μm spectra of alteration minerals—Potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44(12), pp.1974-1986. doi:10.1190/1.1440951
- Hupé, P., 1960. Sur le Cambrien Inférieur du Maroc. rep. 21st in. congr. Norden, Copenhagen, 1960 (8). *Late Precambrian Cambr. Stratigr.* 75–85.

- Ibrahim, D., Ahmed, B., Habiba, A., Abdessalam, O., & Youssef, A. B. (2020). Contribution of geophysics to the study of Barite mineralization in the Paleozoic formations of Asdaf Tinejdad (Eastern Anti Atlas Morocco). *Economic and Environmental Geology*, 53(3), 259-269.
- Idbaroud, M., Bouabdellah, M., Levresse, G., Mouguina, E.M., Yans, J. and Maacha, L., 2023. Two mineralizing events unraveled by trace element geochemistry of ore-related apatite from the polymetallic Cu-(Pb-Zn-Ba) Oumjrane deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco) (No. EGU23-8951). *Copernicus Meetings*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-8951>, 2023
- Ikenne, M., Söderlund, U., Ernst, R. E., Pin, C., Youbi, N., & Hafid, A. 2017. A c. 1710 Ma mafic sill emplaced into a quartzite and calcareous series from Ighrem, Anti-Atlas–Morocco: evidence that the Taghdout passive margin sedimentary group is nearly 1 Ga older than previously thought. *Journal of African Earth Sciences*, 127, 62-76.
- Ikenne, M., 1997 – La boutonnière précambrienne du Bas-Draa (Anti-Atlas occidental, Maroc) : caractérisation pétrologique et géochimique de roches magmatiques et métamorphiques et leurs relations avec la déformation. Thèse Doctorat-es-Sciences : Université Ibnou Zohr, Agadir (Maroc), 259p. in North Africa and Arabia : regional distribution and depositional model. *Earth-Sci*.
- Jambor, J.L. and Blowes, D.W., 1998. Theory and applications of mineralogy in environmental studies of sulfide-bearing mine wastes. *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*, 27, pp.367-401.
- Jeannette, D., Tisserant, D., 1977. Les épisodes tectoniques et intrusifs du Précambrien supérieur de l'Anti-Atlas occidental. *Estud. Geol., Madrid*, 33, p. 315-326.
- Jébrak, M., Marcoux, É., Québec (Province), Ministère des ressources naturelles et de la faune, Québec, G. (2008). *Géologie des ressources minérales* (p. 667). Ministère des ressources naturelles et de la faune, MM 2008-01.
- Jellouli, A., El Harti, A.; Adiri, Z., Chakouri, M., El Hachimi, J., Bachaoui, E.; (2021). Application of optical and radar satellite images for mapping tectonic lineaments in kerdous inlier of the Anti-Atlas belt, Morocco. *Remote Sensing Applications : Society and Environment*, (), doi: 10.1016/j.rsase.2021.100509
- Jensen, J., 2005. *Introductory digital image processing*. 3 éd. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

- Jouravsky, G., 1952. Cobalt et nickel. Géologie des gîtes minéraux marocains: Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc & XIX Cong. Géol. Intern., Alger, Monogr. Région., Maroc, 1(87), p.876101.
- Jourda, J.P., Kouam'e, K.J., Saley, M.B., Kouadio, B.H., Oga, Y.S., Deh, S., 2006. Contamination of the Abidjan Aquifer by Sewage: An Assessment of Extent and Strategies for Protection. *Groundwater Pollution in Africa* 293–302.
- Kahou, Z.S., Duchêne, S., Brichau, S., Campos, E., Estrade, G., Poujol, M., Kathirgamar, J., Testa, H., Leisen, M., Choy, S. and de Parseval, P., 2021. Mineralogical and chemical characterization of supergene copper-bearing minerals: Examples from Chile and Burkina Faso. *Ore Geology Reviews*, 133, p.104078.
- Karaoui, B., Breitzkreuz, C., Mahmoudi, A., Youbi, N., 2014- Physical volcanology, geochemistry and basin evolution of the Ediacaran volcano-sedimentary succession in the Bas Draâ inlier (Ouarzazate Supergroup, Western Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 99, 307-331
- Karim, M., Rebai, N., Gannouni, S., Sedrette, S. and Farah, I.R., 2021. Validation Approach of the Tectonic Lineament Extraction Enhancement Using Sentinel 2A Images and Modified 3× 3 Bidirectional Prewitt Filters. Case Study: Grombalia, Tunisia. *Journal of Geographic Information System*, 13(6), pp.671-695.
- Karnieli, A., Meisels, A., Fisher, L. and Arkin, Y., 1996. Geological linear features from digital remote sensing data using a Hough transform. *Photogramm Eng Remote Sens*, 62, pp.525-531.
- Kenea, N. H. (1997). Improved geological mapping using Landsat TM data, Southern Red Sea Hills, Sudan: PC and IHS decorrelation stretching. *International Journal of Remote Sensing*, 18(6), 1233–1244. doi:10.1080/014311697218386.
- Kharis, A. 2015. Etude géologique, gîtologique et métallogénique des minéralisations cuprifères du district minier d'Oumjrane (Anti-Atlas oriental, Maroc). (Thèse) Université Moulay Ismail, Meknès.
- Kharis, A., Aissa, M., Baidder, L., Ouguir, H., Mahdoudi, Zouhair, M., Ouadjou, A., 2011. Oumjrane-Bou Nahas, une mine de cuivre dans l'Ordovicien supérieur du Maïder. *Nouveaux guides géologiques et Miniers du Maroc*, volume 9, Les principales mines du Maroc V9.
- Kharis, A.A., Ilmen, S., Aissa, M., Baidada, B., Moussaid, A., Mezougane, H., Fadili, A., Houane, H., Syad, S. and Maacha, L., 2023. Metallogenesis of the Cu-Ni sulfide type mineralization in

- the Bounhas vein deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco): insights from ore mineral paragenesis and fluid phases. *Scientific African*, p.e01767. <https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2023.e01767>.
- Kile, D.E., 2019. Mineralogy of the amethyst mines in the Thunder Bay area, Thunder Bay, Ontario, Canada. *Rocks & Minerals*, 94(4), pp.306-343.
- Kim, Y.H., 1998. Korean National committee for IUGG (1995-1998). *International Union of Geodesy and Geophysics Korean Journal of Geophysical Research*, 26(1), pp.99-100.
- Krauskopf, K.B. and Bird, D.K., 1967. *Introduction to geochemistry* (Vol. 721). New York: McGraw-Hill.
- Lahmam, M., 1991- Caractères morphologiques des zircons des granitoïdes et des vulcanites de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas occidental). Contribution à la déformation de l'affinité du magmatisme panafricain du Maroc. Thèse 3ème cycle Univ. Cadi Ayyad, Marrakech (Maroc), 170p.
- Landing, E., Geyer, G., Heldmaier, W., 2006. Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower-Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia). *Sedimentology* 53, 899–918. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00780.x>
- Leblanc, M. Et Lancelot, J. R. (1980) : Interprétation Géodynamique Du Domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc), à partir des données géologiques et géochronologiques. *Can J. Earth Sci.*, 17 pp 142-155.
- Leblanc, M., 1973. Le grand dyke de dolérite de l'Anti-Atlas et le magmatisme Jurassique du sud Marocain. *Comptes Rendus de l'Academie des Science* 276, 2943–2946.
- Leblanc, M., 1975- Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). *Doct. D'Etat Thesis, Université de Paris VI, France*, 367 pp.
- Leblanc, M., 1976. A Proterozoic Ocean crust at Bou Azzer. *Nature* 216 : 34-35.
- Lee, K., and Raines, G., 1984. *Reflectance Spectra of Alteration Minerals*, U.S. Geological Survey Open File Report 84-096. <https://doi.org/10.3133/ofr8496>.
- Leroy, J., 1979- Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de la décriptation. *Bull. Minéral.* 102, pp. 584-593.
- Levresse, G., 2001- Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas

- marocain. 3ème Cycle Thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 218 pp.
- Levresse, G.; Cheilletz, A.; Gasquet, D.; Reisberg, L., Deloule E., Marty, B., Kyser, K., 2004. Osmium, sulphur and 1066 helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a 1067 mantle source. *Chemical Geology* 207, 59–79.
- Lhoussayn, O., Abdessamad, G., Benaissi, L., Es-sabbar, B. and Hicham, S.M., 2022. Litho-structural Mapping Using Landsat OLI images and Field Investigations in the Oumjrane–Boukerzia Mining District, Eastern Anti-Atlas, Morocco. *The Iraqi Geological Journal*, pp.14-33. <https://doi.org/10.46717/igj.55.2C.2ms-2022-08-15>
- Li, G., Lu, D., Moran, E., et al., 2012. A comparative analysis of ALOS PALSAR L-band and RADARSAT-2 C-band data for land-cover classification in a tropical moist region. *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens.* 70, 26–38.
- Liégeois, J. P., Fekkak, A., Bruguier, O., Errami, E., Ennih, N., 2006- The lower Ediacaran (630-610 Ma) Saghro Group: an orogenic transpressive basin development during the early metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco). IGCP485 4th meeting, Algiers, p 57.
- Loi, A., Ghienne, J.-F., Dabard, M.P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad-Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B., Destombes, J., 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 296, 332–358.
- Loughlin, W.P., 1991. Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57(9), pp.1163-1169.
- Lubeseder, S., Rath, J., Rücklin, M. and Messbacher, R., 2010. Controls on Devonian hemi-pelagic limestone deposition analyzed on cephalopod ridge to slope sections, Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies*, 56(2), pp.295-315. <https://doi.org/10.1007/s10347-009-0205-5>
- Lüning, S., Craig, J., Loydell, D.K., Štorch, P. and Fitches, B., 2000. Lower Silurian hot shales in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews*, 49(1-4), pp.121-200.

- Maacha, L., 2013. Place de la boutonnière de Bou Azzer dans les Systèmes Métallogéniques de l'Anti Atlas. Apport des Données Géophysiques (Doctoral dissertation, Université Cadi Ayyad, Marrakech).
- Madani, A.A., 2001. Selection of the optimum Landsat Thematic Mapper bands for automatic lineaments extraction, Wadi Natash area, south eastern desert, Egypt. *Asian Journal of Geoinformatics*, 3(1), pp.71-76.
- Maddi, O., Baoutoul, H., Maacha, L., Ennaciri, O., Soulaïmani, A., Mouttaqi, A., ... & Ibouh, H. (2011). La mine d'Agjgal au sud de Kerdous ; considérations sur les gîtes stratoïdes de cuivre et argent de l'Anti Atlas occidental et central. *Les nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc : Les principales mines du Maroc : Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 9, 151-156.
- Makkoudi, D., 1995. Les minéralisations Pb-Ba de M'Ifiss, Etude Géologique et Contribution à la géologie des Gisement du Tafilalet. (Thèse de 3ème cycle). Université Mohamed V, Faculté des Sciences, Rabat, Maroc.
- Malusa, M.G., Polino, R, Feroni, A.C, Ellero, A, Ottria, G, Baidder, L, Musumeci, G (2007). "Post-Variscan tectonics in Eastern Anti-atlas (Morocco). *Terra. Nova* 19 (6), 481–489. Wiley Online Library.
- Mandal, S. & Maiti, R. (2014). Role of lithological composition and lineaments in Landsliding: a case study of Shivkhola Watershed, Darjeeling Himalaya. *International Journal of Geology*, 4(1): 126-132.
- Manuel, R., Brito, M.D.G., Chichorro, M. and Rosa, C., 2017. Remote sensing for mineral exploration in central Portugal. *Minerals*, 7(10), p.184. <https://doi.org/10.3390/min7100184>
- Marante, A., 2008. Architecture et dynamique des systèmes sédimentaires silico-clastiques sur la "plate-forme géante" nord-gondwanienne : l'Ordovicien moyen de l'Anti-Atlas marocain (Doctoral dissertation, Bordeaux 3).
- Marcoux, É., Wadjinny, A., 2005- Le gisement Ag-Hg de Zgounder (Jebel Siroua, Anti-Atlas, Maroc) : un épithermal néoprotozoïque de type Imiter. *Comptes Rendus Géoscience*. Volume 337, n 16, 1439-1446.
- Marjoribanks, R., 2010. Geological methods in mineral exploration and mining. Springer Science & Business Media.

- Mars, J.C. and Rowan, L.C., 2006. Regional mapping of phyllic-and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2(3), pp.161-186.
- Massa, D. Combaz, A. & Manderschild, G. 1965. Observations Sur Les Series siluro dévoniennes des confins Algéro-Marocains du Sud. *Notes et Mémoires*
- Massacrier, P., 1980 – Les boutonnières précambriennes d'Aït Abdallah-Alma et leur couverture adoudounienne (Protérozoïque supérieur et terminal de l'Anti-Atlas occidental-Maroc). Etude cartographique, lithostratigraphique et structurale. Thèse 3ème cycle, univ. Aix-Marseille (France), 124p.
- Massironi, M., Bertoldi, L., Calafa, P., Visonà, D., Bistacchi, A., Giardino, C. and Schiavo, A., 2008. Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geosphere*, 4(4), pp.736-759.
- Massironi, M., Moratti, G., Algouti, A.H., Benvenuti, M., DAL PIAZ, G., Eddebbi, A., El Boukhari, A., Laftouhi, N., Ouanaimi, H., Schiavo, A. and Taj Eddine, K., 2007. Carte Géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Boumalne-Notice explicative.
- Mathew, T.G. and Ariffin, K.S., 2018, August. Remote sensing technique for lineament extraction in association with mineralization pattern in Central Belt Peninsular Malaysia. In *Journal of Physics: Conference Series* (Vol. 1082, No. 1, p. 012092). IOP Publishing.
- Matori, A.N., Basith, A. & Harahap, I.S.H. (2012). Study of regional monsoonal effects on landslide hazard zonation in Cameron Highlands, Malaysia. *Arabian Journal of Geosciences*, 5: 1069-1084. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0309-4>
- McArthur, J.R., Jennings, E.A., Kissin, S.A. and Sherlock, R.L., 1993. Stable-isotope, fluid-inclusion, and mineralogical studies relating to the genesis of amethyst, Thunder Bay Amethyst Mine, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(9), pp.1955-1969.
- Menchikoff, N., 1930- Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, 3, fasc. 2, 1930, 147p.
- Michard, A., 1976. *Eléments de Géologie Marocaine*. Notes et Mémoires du Service.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A. and de Lamotte, D.F. eds., 2008. Continental evolution: The geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction (Vol. 116). Berlin: Springer.

- Michard, A., Yazidi, A., Benziane, F., Hollard, H., Willefert, S., 1982. Foreland thrusts and olistromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology* 10, 253–256.
- Missenard, Y., Frizon De Lamotte, D., Zeyen H., Letourmy, P., Petit, C. & Sebriere, M. 2006. Crustal Versus Asthenospheric Origin of the relief of the Atlas Mountains of morocco. *journal of geophysics research*, 111, b03401, 13 p.
- Moon CJ, Whateley MKG, Evans AM (2006) Introduction to mineral exploration. Editon 2. Lackwell Publishing
- Mortaji, A., 1989 – La boutonnière précambrienne de la Tagragra d’Akka (Anti-Atlas occidental ; Maroc) : Pétrologie et géochimie des granitoïdes, filons basiques et métamorphismes associées, Thèse 3ième cycle Univ. Nancy I. France, 211pp.
- Mounji, D. (1999) Les plates-formes carbonatées dévoniennes du Tafilalt-Maïder, Anti-Atlas oriental, Maroc : Sédimentologie, Diagenèse et Potentiel pétrolifère. 324.
- Mouttaqi, A., Rjimati, E., Maacha, A., Michard, A., Soulaïmani, A., Ibouh, H., 2011. Les principales mines du Maroc. Ministère de l’énergie, des mines, de l’eau et de l’environnement direction du développement minier 9, 375.
- Munchmeyer C (1996) Exotic deposits-products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits in: Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny. *Soc Econ Geol Special Publ* 5:43–58.
- Mwaniki, M. W., Moeller, M. S., & Schellmann, G. (2015). A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualising lineaments: A case study of central region Kenya. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
- Nachit, H., 1994– Contribution à la typologie des granitoïdes pétrogenèse et pétrologie structurale du batholite panafricain du cercle de Tafrout (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental Maroc). Thèse d’Etat d’Agadir Maroc, 465 p.
- Nait Amara, B., Aissa, D.E., Maouche, S., Braham, M., Machane, D. and 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(3), pp.1-14. doi:10.1007/s12517-019-4224-4

- Nait-Bba, A., Aabi, A., Samaoui, S., Hejja, Y., Baidder, L., Boujamaoui, M., Jilali, A. and Rezouki, I., 2024. Tectonic pattern and relative age of Ba-rich veins in front of a poly-deformed Precambrian inlier (Saghro, Morocco). *Journal of Iberian Geology*, pp.1-19.
- Neltner, L., 1938. Études géologiques dans le sud marocain:(Haut-Atlas et Anti-Atlas), par L. Neltner... Impr. officielle.
- Newberg, D.W., 1967. Geochemical implications of chrysocolla-bearing alluvial gravels. *Economic Geology*, 62(7), pp.932-956.
- Novak, I.D., Soulakellis, N (2000). Identifying geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesvos, Greece., 34(1-2), 0–109. doi:10.1016/s0169-555x(00)00003-9
- Ogg, J.G., G., O & Gradstein, F.M., 2008- Ordovician Period, *The Concise Geological Time Scale*. Cambridge Univerty Press, New York.
- O'leary, D.W., Friedman, J.D. and Pohn, H.A., 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), pp.1463-1469.
- Osinowo, O.O., Gomy, A. and Isseini, M., 2021. Mapping hydrothermal alteration mineral deposits from Landsat 8 satellite data in Pala, Mayo Kebbi Region, Southwestern Chad. *Scientific African*, 11, p. e00687.
- Ottaway, B.S., 1994. *Prähistorische Archäometallurgie*. Leidorf.
- Ouanaimi, H., 1998. Le passage Ordovicien-Silurien à Tizi n'Tichka (Haut-Atlas, Maroc) : variations du niveau marin. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 326, 65–70.
- Oudra M., Beraaouz E.H., Ikenne M. et al. 2006. La tectonique panafricaine du secteur d'Igherm : implication des dômes extensifs tardi- à post-orogéniques (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Estudios Geologicos*. 61, 177-189.
- Ouguir, H., 1997. Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg. Unpublished Thesis. University of Meknes, p.215. pp. 433–468.
- Ouhoussa, L., Abdessamad, G., Benaissi, L., Es-sabbar, B., Hicham, S.M., 2022. Litho-structural mapping using Landsat OLI images and field investigations in the oumjrane–boukerzia mining

- district, eastern anti-atlas, Morocco. The Iraqi Geol. J. 14–33.
<https://doi.org/10.46717/igj.55.2C.2ms-2022-08-15>.
- Pelleter, E., 2007- Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental, Maroc). Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine (France), 317 pp.
- Piqué, A., 1994. Géologie du Maroc : les domaines régionaux et leur évolution structurale.
- Piqué, A., 2001- Geology of northwest Africa. Borntraeger, Berlin, 310 p. Chalouan, A., 2007. Géologie du Maroc (nouvelle édition). Géode Editions, Marrakech.
- Piqué, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. American Journal of Science, 289–330.
- Piqué, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Bouabdelli, M., Laville, E., Amrhar, M., Chalouan, A., 2007. Géologie du Maroc (nouvelle édition). Géode Editions, Marrakech.
- Popov, A. G., Qadrouci, A & Belkasmi, A., 1986- Le gisement argentifère d'Imiter. (Synthèse géologique et résultats de recherche de 1985 et bilan des réserves au 31-12-1985), Société Métallurgique d'Imiter, Tinghir.
- Pouclet, A., El Hadi, H., Álvaro, J.J., Bardintzeff, J.-M., Benharref, M., Fekkak, A., 2018. Review of the Cambrian volcanic activity in Morocco: geochemical fingerprints and geotectonic implications for the rifting of West Gondwana. International Journal of Earth Sciences.
<https://doi.org/10.1007/s00531-018-1590-1>
- Pour AB, Hashim M., 2016. Application of PALSAR-2 remote sensing data for structural geology and topographic mapping in Kelantan River basin, Malaysia. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 37 :012067. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/37/1/012067>
- Pour, A.B. & Hashim, M. (2011). Identification of hydro-thermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 42: 1309–1323. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.07.017>
- Pour, A.B., & Hashim, M. (2016). Geological features mapping using PALSAR-2 data in Kelantan River basin, peninsular MALAYSIA. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 42: 65–70. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-4-W1-65-2016>.

- Pour, A.B., Hashim, M., Hong, J.K. & Park, Y. (2017). Lithological and alteration mineral mapping in poorly exposed lithologies using Landsat-8 and ASTER satellite data: North-eastern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Ore Geology Reviews*, 108: 112–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.018>
- Pour, A.B., Mazlan, M 2015. Hydrothermal Alteration mapping from Landsat-8 Data, Sar Cheshmeh Copper mining District, South-Eastern Islamic Republic of Iran. *Journal of Taibah University for Science* 9 (2), 155–166. Taylor & Francis.
- Pour, A.B., Mazlan, M., Genderen, J 2013. Detection of Hydrothermal Alteration Zones in a Tropical Region Using Satellite Remote Sensing Data: Bau Goldfield, Sarawak, Malaysia.” *Ore Geology Reviews*, vol. 54. Elsevier, 181–196.
- Pour, A.B., Park, Y., Park, T.-Y.S., Hong, J.K., Hashim, M., Woo, J. & Ayoobi, I. (2018). Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica. *Polar Science*, 16: 23–46. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.02.004>
- Pour, AB., Park, TS., Park Y., Hong, JK., Zoheir, B., Pradhan B., Ayoobi I, Hashim M (2018b) Application of multi-sensor satellite data for exploration of Zn-Pb sulfide mineralization in the Franklinian Basin, North Greenland. *Remote Sens* 10:1186. <https://doi.org/10.3390/rs10081186>
- Pour, AB., Park, T-YS., Park, Y., Hong, JK., Muslim, AM., Läufer, A., Crispini, L., Pradhan, B., Zoheir, B., Rahmani, O., Hashim, M., Hossain, MS (2019) Landsat-8, advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer, and WorldView-3 multispectral satellite imagery for prospecting copper-gold mineralization in the northeastern Inglefield Mobile Belt (IMB), northwest Greenland. *Remote Sens* 11(20) :2430. <https://doi.org/10.3390/rs11202430>.
- Raddi, Y., 2014. Evolution tectonique polycyclique à la marge du Craton ouest africain : Le Massif de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc). Université Mohamed V, Faculté des Sciences, Rabat-Maroc.
- Raddi, Y., Baidder, L., Tahiri, M., and Michard, A. (2007) Variscan deformation at the northern border of the West African Craton, eastern Anti-Atlas, Morocco: compression of a mosaic of tilted blocks. *Bull Soc Geol Fr* v.178, p.343-352. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.5.343>
- Raddi, Y., Derré, C. and Lécolle, M., 2013. Carte géologique à 1/50 000, feuille de Bou Adil (Anti-Atlas, Maroc).

- Rajesh, H.M., 2004. Application of remote sensing and GIS in mineral resource mapping-An overview. *Journal of mineralogical and Petrological Sciences*, 99(3), pp.83-103. <https://doi.org/10.2465/jmps.99.83>
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A., Koerschner, W.F., 1986. Models for generation of carbonate cycles. *Geology* 14 (2), 107–110
- Redouane, M., Mhamdi, H.S., Haissen, F., Raji, M. and Sadki, O., 2022. Lineaments Extraction and Analysis Using Landsat 8 (OLI/TIRS) in the Northeast of Morocco. *Open Journal of Geology*, 12(5), pp.333-357.
- Reich, M., and Vasconcelos, P.M., 2015, Geological and economic significance of supergene metal deposits: *Elements*, v. 11, p. 305–310.
- Reichert, J., and Borg, G., 2008, Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 134–151.
- Renock, D., Shuller-Nickles, L.C., 2015. Predicting geologic corrosion with electrodes. *Elements* 11 (5), 331–336. Rev. 49, 121–200. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00060-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00060-4)
- Richards JA (1999) Remote sensing digital image analysis: an introduction. Springer, Berlin, p 240.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B., Dobak, P.J., Mcewan, C., Rowe, R.R., Zhou, X (2007) Models and exploration methods for major gold deposit types. *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 691–711. doi:10.1007/s12517-021-06786-0
- Robert-Charrue, C. (2006) *Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental, Maroc*. PhD Thesis, Université de Neuchâtel
- Robert-Charrue, C., Burkhard, M. 2008. Inversion tectonics, interference pattern and extensional fault-related folding in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 397–408. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1266-0>
- Roedder, E., 1962. Studies of fluid inclusions; Part 1, Low temperature application of a dualpurpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57(7), 1045-1061.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review.

- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions, Rev. in Min., vol. 12. Min. Soc. Am., Washington D.C, 644 p.
- Rossmann, G.R., 1994. Colored varieties of the silica minerals. Reviews in Mineralogy, 29, pp.433-433.,
- Rowan L.C., Schmidt RG, Mars JC., 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. Remote Sensing of Environment. :14.
- Rowan L.C., Wetlaufer P.H., Goetz A.F.H., Billingsley F., C, Stewart J.H., 1974. Discrimination of Rock Types and Detection of Hydrothermally Altered Areas in South-Central Nevada by the use of Computer-Enhanced ERTS Images. U S Geological Survey Professional Paper 883, p. 35.
- Rowan, l.c., trautwein, c.m., purdy, t.l., 1991. map showing the association of linear features with metallic mines and prospects in the butte lox 2° quadrangle, montana 12.
- Roy, D.P., Wulder, M.A., Loveland, T.R., (2014). Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research. Remote Sens. Environ. 145, 154–172. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.001>.
- Ruiz, G.M.H., Sebt, S., Negro, F., Saddiqi, O., Frizon de Lamotte, D., Stockli, D., Foeken, J., Stuart, F., Barbarand, J., Schaer, J.P., 2011. From central Atlantic continental rift to Neogene uplift; western Anti-Atlas (Morocco). Terra Nova 23, 35–41. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00980.x
- Saadi, N., and Watanabe, K. (2008) «Lineaments extraction and analysis in Eljufra area, Libya," Journal of Applied Remote Sensing 2(1), 023538 (1 September 2008). <https://doi.org/10.1117/1.2994727>
- Saadi, N., Abdel Zaher, M., El-Baz, F., Watanabe, Koichiro, 2011. Integrated Remote Sensing Data Utilization for Investigating the Structural and tectonic history of the Ghadames Basin, Libya. Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 13 (5), 778–791. Elsevier.
- Sabins FF (1999) Remote sensing for mineral exploration. Ore Geol Rev 14(3–4):157–183.
- Saidi, O., 2023. Etudes géologique, métallogénique et cartographie numérique des districts miniers polymétalliques (Pb, Zn, Cu) et à barytine de Tijekht et Tazoult n'Ouzina (Anti-Atlas oriental, Maroc). Université Moulay Ismaïl, Faculté des Sciences et Techniques – Errachidia, Maroc.

- Saidi, O., Mhamdi, H.S., Essalhi, A., Toummite, A., 2020. Mapeo de redes de fracturas mediante imagenes Landsat-8 OLI en la zona minera de Jbel Tijekht en el Anti- Atlas oriental de Marruecos. *Estud. Geol.* 76 (2), e133. <https://doi.org/10.3989/egeol.43887.587>.
- Salmon, E., R. Montigny., J.B. Edel, A., Pique, R., Thuizat and M. Westphal. 1986- A 140 Ma K/Ar age for the Msissi norite (Morocco): new geochemical and paleomagnetic data. *Earth and Planeta O' Science Letters*, 81 (1986/87) 265-272. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.
- Samaoui, S., Aabi, A., Boushaba, A., Mohammed, B., Nait Bba, A., Essaifi, A., Baidder, L. and Lamrani, O., 2024. Metallogeny and Genesis of Fault-Filling Barite-Sulfide Veins (Ougnat, Morocco): Petrography, Fluid Inclusion, and Sr-S Isotopic Constraints. *Geosciences*, 14(3), p.83.
- Samaoui, S., Aabi, A., Nguidi, M.A., Boushaba, A., Belkasmi, M., Baidder, L., Bba, A.N., Lamrani, O., Taadid, M. and Zehni, A., 2023. Fault-controlled barite veins of the eastern Anti-Atlas (Ougnat, Morocco), a far-field effect of the Central Atlantic opening? Structural analysis and metallogenic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 204, p.104970.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau* 81, 1–13.
- Sassioui, S., Aarab, A., Darbali, M., Ouchbani, A., Lakhloufi, A., El Hilali, M. and Larabi, A., 2022. Contribution to the mineralogical study using electrical tomography in Foug Tizza Area, Eastern Anti-Atlas, Morocco. *The Iraqi Geological Journal*, pp.1-13.
- Sassioui, S., Lakhloufi, A., Aarab, A., Zouggarh, A., EL HILALI, M., Courba, S., Benyas, K., Laaziz, Y.A., Darbali, M. and Larabi, A., 2023. Contribution of remote sensing to the mapping of lineaments and ore-mineral occurrences in the taghbalt region, Moroccan Eastern Anti-Atlas. *The Iraqi Geological Journal*, pp.307-323.
- Sato, M., 1992. Persistency-field Eh-pH diagrams for sulfides and their application to supergene oxidation and enrichment of sulfide ore bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(8), pp.3133-3156.

- Scott, K.M., Ashley, P.M. and Lawie, D.C., 2001. The geochemistry, mineralogy and maturity of gossans derived from volcanogenic Zn–Pb–Cu deposits of the eastern Lachlan Fold Belt, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 72(3), pp.169-191.
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H. and Hanes, J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), pp.455-472.
- Sedrette, S., Rebai, N., 2016. Automatic Extraction of Lineaments from Landsat Etm+ Images and their Structural Interpretation: Case Study in Nefza Region (north West of Tunisia). *Journal of Research in Environmental and Earth Sciences* 4, 139–145, 2016.
- Si Mhamdi, H., Raji, M., Maimouni, S., Oukassou, M., 2017. Fractures network mapping using remote sensing in the Paleozoic massif of Tichka (Western High Atlas, Morocco). *Arabian Journal of Geosciences* 10, 125. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2912-5>.
- Si Mhamdi, H., Raji, M., Oukassou, M., 2016. Utilisation de la Télédétection dans la Cartographie Automatique des Linéaments Géologiques du Granitoïde de Tichka (Haut Atlas Occidental). *European Journal of Scientific Research* 142, 321–333.
- Sikka, D.B., Petruk, W., Nehru, C.E., Zheru, Z., 1991. Geochemistry of secondary copper minerals from Proterozoic copper deposit, Malanjkhanda, India. In: Peruk, W., VAssiliou, A.H., Hausen (Eds.), *Applied Mineralogy in Exploration. Ore Geo. Rev.*, vol. 6. pp. 257–290.
- SivaRamaiah, G., Lin, J. and Pan, Y., 2011. Electron paramagnetic resonance spectroscopy of Fe^{3+} ions in amethyst: thermodynamic potentials and magnetic susceptibility. *Physics and Chemistry of Minerals*, 38, pp.159-167.
- Skikra, H., Amrouch, K., Soulaïmani, A., Leprêtre, R., Ouabid, M. and Bodinier, J.L., 2021. The intracontinental High Atlas belt: geological overview and pending questions. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(12), p.1071.
- Soulaïmani A. et Pique A. ,2004- The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Western Anti-atlas, Morocco): a late Pan-African transtensive dome. *Journal of African Earth Sci.*,39, p. 247-255.
- Soulaïmani, A., 1998- Interaction Socle/Couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : Rifting Fini- Protérozoïque et Orogenèse Hercynienne. Doctorat d'Etat Es-Science, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 224 pp.

- Soulaimani, A., Blein, O., Chèvremont, Ph., Ouanaimai, H., Hafid, A., Admou, H., Baudin, T., Bouabdelli, M., Razin, Ph., Abia, E.H., Beni Akhy R., 2013- Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille d'AgadirMelloul. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 549 bis, 148 pp.
- Soulaimani, A., Essaifi, A., Youbi, N. et Hafid, A., 2004- Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal autour du Massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus 31 Geosciences, 336, Issue 16, 1433-1441
- Soulaimani, A., Hefferan, K., 2017. Le Precambrien a la bordure nord du craton ouest-africain (Anti-Atlas et Haut Atlas, Maroc). Geologues 194, 33–36.
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O. and Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). Journal of African Earth Sciences, 98, pp.94-112.
- Steele-MacInnis, M., Han, L., Lowell, R.P., Rimstidt, J.D. and Bodnar, R.J., 2012. The role of fluid phase immiscibility in quartz dissolution and precipitation in sub-seafloor hydrothermal systems. Earth and Planetary Science Letters, 321, pp.139-151.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., Bodnar, R. J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(5), 989-1005. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Sultan, M., Arvidson, R.E., Sturchio, N.C., Guinness, E.A. (1987). Lithologic mapping in arid regions with Landsat thematic mapper data: Meatiq dome, Egypt. Geological Society of America Bulletin, 99(6), 748–. doi:10.1130/0016-7606(1987)99<748: LMIARW>2.0.CO;2
- Svetova, E.N., Palyanova, G.A., Borovikov, A.A., Posokhov, V.F. and Moroz, T.N., 2023. Mineralogy of Agates with Amethyst from the Tevinskoye Deposit (Northern Kamchatka, Russia). Minerals, 13(8), p.1051.
- Tadaout-Tizi n'Rsas (Anti-Atlas oriental, Maroc) : Evolution géodynamique et Taghdout Group by using the U-Pb geochronology of the Taghdout Sill (Zenaga Taïfast. Notes Serv Géol Maroc 120, 57–89.
- Takahashi, T., 1960. Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone. Economic Geology, 55(6), pp.1083-1115.

- Talih, A., Țabără, D., Slimani, H., Saadi, M., Benmlih, A. and Aboutofail, S., 2022. Integrated palynology and sedimentology of the Mississippian of the Tisdafine Basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Swiss Journal of Palaeontology*, 141(1), pp.1-15. <https://doi.org/10.1186/s13358-022-00256-0>.
- Taylor, K.G. and Macquaker, J.H., 2011. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. *Elements*, 7(2), pp.113-118.
- Taylor, R., 2011. Gossans and leached cappings: field assessment. Springer Science & Business Media.TC5008.
- Thannoun., Ghazi, R 2013. Automatic Extraction and geospatial analysis of Lineaments and their tectonic Significance in Some areas of northern Iraq Using Remote Sensing techniques and GIS. *International Journal of Enhanced Research In Science Technology & Engineering Bulletin* 2 (2), 1–11.
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.-P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 217–226. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046>
- Thornber, M.R., 1985. Supergene alteration of sulphides: VII. Distribution of elements during the gossan-forming process. *Chemical geology*, 53(3-4), pp.279-301.
- Touil, A., Hafid, A., Moutte, J. and Boukhari, A.E., 2008. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Siroua granitoids (central Anti-Atlas, Morocco): evolution from subduction-related to within-plate magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 297(1), pp.265-283.
- Tourneur, E., 2019. Circulation de fluides aux abords de failles d'échelle crustale : contraintes structurales, microtectoniques, inclusions fluides et géochimiques sur les processus de formation du gisement de Bou Azzer (Ni-Co), Anti-Atlas, Maroc (Doctoral dissertation, Université Montpellier).
- Traore, M., Wambo, J.D.T., Ndepete, C.P., Tekin, S., Pour, A.B. and Muslim, A.M., 2020. Lithological and alteration mineral mapping for alluvial gold exploration in the south east of

- Birao area, Central African Republic using Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) data. *Journal of African Earth Sciences*, 170, p.103933.
- Troilo, F., Harfi, A., Mouaddib, S., Bittarello, E. and Costa, E., 2015. Amethyst from Boudi, Morocco. *Gems Gemol*, 51, pp.32-40.
- Tuduri, J., 2005- Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatisme- volcanisme-hydrothermalisme. Thèse de doctorat 3ème cycle, Université d'Orléans, 418 p.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Bourdier, J-L., Labriki, M., Ennaciri, O., Badra, L., Dubois, M., Ennaciri-Leloix, C., Sizaret, S., & Maacha, L. (2018). The Jbel Saghro Au (-Ag, Cu) and Ag-Hg metallo-genetic Province: Product of a long-lived ediacaran tectono-magmatic evolution in the Moroccan Anti-Atlas. *Minerals*, 8(12), 592. <https://doi.org/10.3390/min8120592>
- Tuduri, J., Chauvet, A., Ennaciri, A. and Barbanson, L., 2006. Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(4), pp.253-261 <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.010>.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4), pp.27-47.
- Van den Kerkhof, A.M., 1988. The system CO₂-CH₄-N₂ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications.
- Vargas, J. M., 1983- Etude métallographique des minéralisations mercuroargentifères d'Imiter. In: *Fondation Scientifique de la Géologie et de ses applications*, Nancy, p 60.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H. and Youbi, N., 2007. 40Ar/39Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1-4), pp.308-325.
- Verhaert, M., Bernard, A., Dekoninck, A., Lafforgue, L., Saddiqi, O., and Yans, J., 2017, Mineralogical and geochemical characterization of supergene Cu-Pb-Zn-V ores in the Oriental High Atlas, Morocco: *Mineralium Deposita*, v. 52, p. 1049–1068.

- Verhaert, M., Madi, A., El Basbas, A., Elharkaty, M., Oummouch, A., Oumohou, L., Malfliet, A., Maacha, L. and Yans, J., 2020. Genesis of As-Pb-Rich Supergene Mineralization: The Tazalaght and Agoujgal Cu Deposits (Moroccan Anti-Atlas Copperbelt). *Economic Geology*, 115(8), pp.1725-1748.
- Villas, E., Vizcaïno, D., Álvaro, J. J., et al. (2006) Biostratigraphic control of the latest-Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif (Eastern Anti-Atlas, Morocco), based on brachiopods. *Geobios* v.39, p.727-737. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2005.05.003>
- Vink, B.W., 1986. Stability relations of malachite and azurite. *Mineralogical Magazine*, 50(355), pp.41-47.
- Walder, I. and Schuster, P., 1998. *Environmental Geochemistry of Ore Deposits and Mining Activities*. Sarb Consulting I. Acid Rock Drainage, Albuquerque.
- Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harrison, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A., 2012- Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and Bou Azzer-El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Precambr. Res.* 216, 23–62.
- Weisbrod, A., 1982- Physical and chemical changes in natural fluids in hydrothermal processes and mineral deposition, studied with fluid inclusions. *Ber. Bunsenges Geo. Phys. Chem.* 86 : 1016-1027.
- Weisbrod, A., Leroy, J., 1987- Comportement métastable des inclusions monophasées dans les minéraux des roches. *Coséquences*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Serie II, p 455-459.
- Wendt, J., Aigner, T., 1985. Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology* 44, 263–300.
- Whitney, J.A., Stormer, Jr, J.C., 1983. Igneous sulfides in the Fish Canyon Tuff and the role of sulfur in calc-alkaline magmas. *Geology* 11 (2), 99–102. *sekind*.
- Williams-Jones, A.E. and Heinrich, C.A., 2005. 100th Anniversary special paper: vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 100(7), pp.1287-1312.
- Won, K.K., Youn Soo Lee, Joong-sun Won, Kyung duck Min, Younghon Lee, 1997.

- Xu, C.G., Amat, A, 2013. Based on the Decision Tree Classification of Remote Sensing Image Classification Method Application.” in *Applied Mechanics and Materials*, vol. 316, pp. 193–196. Trans Tech Publ.
- Yates, D.M., Joyce, K.J. and Heaney, P.J., 1998. Complexation of copper with polymeric silica in aqueous solution. *Applied Geochemistry*, 13(2), pp.235-241.
- Yazidi, A., 1976 – Les formations sédimentaires et volcaniques de la boutonnière d’Ifni (Maroc), Thèse de 3ième cycle Univ. Grenoble, 127p.
- Yesou, H., Besnus, Y., Rolet, J., (1993). “Extraction of Spectral Information from Landsat TM Data and Merger with SPOT Panchromatic Imagery—a Contribution to the Study of geological Structures. *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens.* 48 (5). Elsevier: 23–36.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R.E., Soulaïmani, A., Hafid, A., Ikenne, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Chaham, K.R. and Abbou, M.B., 2013. The 1750 Ma magmatic event of the west African craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 236, pp.106-123.
- Zafaty, O., Oukassou, M., Mhamdi, H.S., Tabuce, R. and Charrière, A., 2022. Integrated remote sensing data and field investigations for geological mapping and structural analysis. The case of SW Tichoukt ridge (Middle Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, p.104784.
- Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms 27.
- Zhang, Z., He, G., and Wang, X. (2010) A practical DOS model-based atmospheric correction algorithm. *Int J Remote Sens* v.31, p.2837-2852. <https://doi.org/10.1080/01431160903124682>
- Zies, E.G., 1916. Some reactions involved in secondary copper sulphide enrichment. *Econ. Geol.* 11 (5), 407–503.
- Zouhair, M .1992- Les paléocirculations fluides dans la Tagragra d’Akka (Anti-Atlas ; Maroc). Etude combinée des inclusions fluides et de la déformation des quartz aurifère conséquences pour la métallogénie de l’or. Thèse Université I.N.P.L Lorraine, France, 393 pp.