جامعة سيدي محمد بن عبد الله بفاس
UNIVERSITÉ SIDI MOHAMED BEN ABDELLAH DE FES



كلية العلوم ظهر المهراز فاس
FACULTE DES SCIENCES DHAR EL MAHRAZ FES

N° d'Ordre : **21 /2024**

Formation Doctorale : Ressources Naturelles Environnement et Développement Durable (RNE2D)

Discipline : Géologie

Spécialité : Métallogénie

Laboratoire des Géosciences, Environnement et Ressources Associées (GERA)

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par

Samir SAMAOUI

Les minéralisations filoniennes de barytine dans le massif de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) : Métallogénie, contrôle tectonique et implications géodynamiques

Soutenue le 24 / 05 / 2024 devant le jury composé de :

Prof. ESSAIFI ABDERRAHIM	**FS Samlalia-Marrakech**	**PES**	**Président**
Prof. LARBI BOUDAD	**FS Agdal-Rabat**	**PES**	**Rapporteur**
Prof. ESSALHI MOURAD	**FST- Errachidia**	**PES**	**Rapporteur**
Prof. ADIL SAMIRA	**FSDM-Fès**	**PES**	**Rapporteur**
Prof. TEKIOUT BRAHIM	**FSDM-Fès**	**PES**	**Examinateur**
Dr. ZEHNI ADDI	**EMGE-Errachidia**	**Directeur**	**Invité**
Prof. BOUSHABA ABDELLAH	**FSDM-Fès**	**PES**	**Invité**
Prof. BELKASMI MOHAMMED	**FSDM-Fès**	**PES**	**Directeur de thèse**

Année universitaire : 2023-2024

Biographie de l'auteur



Samir SAMAOUI est né en 20/07/1990 à Tinghir. Il a reçu son diplôme de Licence Scientifique et Technique (LST) option Géoscience, en 2013 à la faculté des sciences et technique d'errachidia. Puis, Il a poursuivi ses études au master Géosciences Appliquées aux Ressources Minérales et Energétiques (GARME) à la faculté des sciences semlalia, marrakech, et il a reçu son diplôme en 2015 avec une mention assez bien. Actuellement docteur en géologie, spécialité « Méttalogénie-Géologie structurale » son sujet de thèse de doctorat intitulée "Les minéralisations filoniennes de barytine dans le massif de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) : Métallogénie, contrôle tectonique et implications géodynamiques". Il a effectué une étude multidisciplinaire en géologie appliquée, depuis l'étude de terrain jusqu'au mode de genèse des minéralisations barytiques du massif de l'Ougnat ; en passant par la cartographie géologique, la tectonique, la pétrologie, la minéralogie, la géochimie élémentaire, la géochimie isotopique et les inclusions fluides.

Résumé

Les gisements du massif de l'Ougnat, dans l'Anti-Atlas oriental du Maroc, sont caractérisés par un système de veines contenant de la barytine et des sulfures associés. Les veines sont encaissées dans les granodiorites panafricaines de Melaab, les complexes de l'Édiacarien inférieur et supérieur et les terrains sédimentaires de la couverture paléozoïque. Les veines minéralisées se composent principalement de barytine, de quartz, de calcite et de sulfures mineurs, au nombre de plus de 150 filons. Les structures filoniennes minéralisées se présentent sous la forme de lentilles et de veines sigmoïdales, suivant des fractures de tension en escalier qui sont obliques par rapport aux plans de faille. Les structures filoniennes sont orientées dans une direction NW-SE et NE-SW à E-W, avec un pendage notable. La forme et la géométrie de ces structures suggèrent que la cinématique d'ouverture normale sénestre s'est produite dans un régime fragile ductile le long des failles hôtes. Cela suggère que l'activité tectonique a contrôlé le processus de mise en place de la minéralisation de barytine. La barytine du massif de l'Ougnat présente des compositions isotopiques du soufre allant de +10,8 à +19,5 ‰, ce qui correspond aux valeurs de $\delta^{34}S$ de l'eau de mer du Trias tardif au Jurassique, suggérant qu'une partie du SO_4 dans la barytine provient du sulfate de l'eau de mer. En outre, ces valeurs $\delta^{34}S$ sont bon accord avec celles des barytines hydrothermales. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la barytine varient de 0,710772 à 0,710816, ce qui est intermédiaire entre les compositions isotopiques radiogéniques du strontium d'un gisement hydrothermal et la signature isotopique non radiogénique de l'eau de mer du Trias-Jurassique. Les données des inclusions fluides indiquent que les fluides responsables de la formation du minerai ont été formés par l'ébullition et le mélange de deux fluides ou plus. L'un des fluides de ce système hydrothermal est profond et chaud, avec une température moyenne de 362,27 °C. Ce fluide a lessivé les complexes granodioritiques et volcano-sédimentaires du groupe de Ouarzazate, fournissant la plus grande partie du Ba, du Sr radiogénique et une part du S dissous. Un second fluide est froid et superficiel, avec une température moyenne de 242°C. Des processus génétiques similaires ont été décrits dans les gisements de veines de barytine-fluorite de la ceinture varisque-paléozoïque d'Europe occidentale et centrale. Les veines de barytine du massif de l'Ouagnat de l'Anti-Atlas représentent une minéralisation régionale à grande échelle associée à l'ouverture de l'océan Atlantique central.

Mots clés : Anti-Atlas, massif d'Ougnat, filons de barytine, régime ductile-fragile, inclusions fluides, isotopes de soufre et de strontium.

Remerciements

En avant-propos de cette thèse, je tiens à témoigner ma profonde gratitude et toute ma reconnaissance à tous les responsables de la gestion du Centre d'Étude Doctorales, Science et Technologie (CED, ST) de la Faculté des Sciences Dhar El Mahraz, Fès (FSDM), et en premier lieu :

- Monsieur le Professeur ***Mohammed BELKASMI***, Doyen de la Faculté des Sciences Dhar El Mahraz-Fès ;
- Monsieurs les Professeurs ***Mohammed EL HASSOUNI*** et ***Mohammed Nabil Kabbaj***, Vices-Doyen chargés de la recherche scientifique et la coopération.
- Monsieur le Vice-Doyen chargé des affaires pédagogiques et estudiantines à la Faculté des Sciences Dhar El Mahraz-Fès,
- Monsieur le Directeur du Pôle des Études Doctorales, de l'Université Sidi Mohamed Ben Abdellah - Fès.

Je tiens également à exprimer toute ma reconnaissance et ma gratitude à Monsieur le Professeur ***Abdellah BOUSHABA*** pour avoir accepté de diriger mon projet de thèse. Sa confiance et son soutien ont été indéfectibles tout au long de ce travail. Il a bien voulu partager ses connaissances et son expertise en matière de géologie et plus précisément en métallogénie. Il a suivi de très près le déroulement de mes travaux de thèse. Au delà de ses compétences scientifiques, j'ai également beaucoup appris à ses côtés, aussi bien sur le plan scientifique que sur le plan humain. Je voudrais lui exprimer ma considération pour ses contributions à mon épanouissement dans le domaine de la recherche. Ses efforts et ses conseils m'ont été d'une valeur précieuse et inestimable.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, le Professeur ***Mohammed BELKASMI***, pour ses précieux conseils, son ouverture d'esprit et son accompagnement dans les moments les plus difficiles que j'ai vécus au cours de ce travail. Ses encouragements, suggestions et recommandations, ainsi que son soutien matériel et moral, m'ont permis de réunir toutes les conditions nécessaires à l'aboutissement de cette thèse, et ont grandement contribué à la réussite de ce travail, avec toute la rigueur et le dynamisme qui caractérisent le Professeur ***Mohammed BELKASMI.***

Je me permets d'exprimer très chaleureusement ma profonde reconnaissance à tous les membres de ce jury, à commencer par le Professeur ***Samira ADIL***, les Professeurs ***Mohammed BELKASMI***, ***Larbi BOUDAD***, ***Brahim TEKIOUT***, ***Abderrahim ESSAIFI***,

Mourad ESSALHI, ***Abdellah BOUSHABA*** et le Dr. ***Addi ZEHNI***. Je voudrais leur témoigner toute ma sympathie et mon immense gratitude.

Mes sincères remerciements s'adressent également à tous les membres du Laboratoire de Géosciences, Environnement et Ressources Associées, et en particulier à Monsieur le Professeur ***Ahmed N'TARMOUCHANT*** pour l'aide qu'il m'a apportée tout au long de ce projet de thèse.

Je saisis également cette opportunité pour exprimer toute ma sympathie et ma gratitude à Monsieur ***Addi ZEHNI***, Directeur de l'Exploration Minière, des Etudes Géologiques et Environnementales (EMGE) à Errachidia, ainsi qu'à l'ensemble du personnel administratif, technique et de service, pour leur assistance et leur soutien tout au cours de mes missions sur le terrain.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur ***Lahssen BAIDDER***, Professeur à la Faculté des Sciences Ain Chock de Casablanca, pour toutes les discussions intéressantes et les conseils judicieux qu'il m'a prodigués lors de la rédaction de mes articles scientifiques.

Un remerciement particulier à Monsieur le Professeur ***Abderrahim ESSAIFI***, qui m'a permis de réaliser des mesures microthermométriques d'inclusions fluides. Par ses qualités humaines, ses conseils, son partage de connaissances..., il a toujours su me consacrer son temps précieux, malgré une charge de travail très importante. Sa générosité et sa disponibilité m'ont profondément touché. Au grand jamais, il ne s'est détourné ou n'a refusé de répondre à mes questions.

Mes remerciements et ma gratitude vont à mes amis et frères, ***Ayoub AABI***, professeur à l'Ecole Normale Supérieure Rabat ; ***Abdellah NAIT BBA***, professeur à la Faculté des Sciences Mohamed Premier Oujda ; ***Mohammed Amine NGUIDI***, professeur à la Faculté des Sciences Ain Chock Casablanca et ***Ohtmane LAMRANI***, Docteur en Géologie ; avec lesquels j'ai partagé bien des moments précieux de ma vie. Je leur demande de bien vouloir accepter toute ma reconnaissance pour l'aide, le soutien et les conseils éclairés qu'ils m'ont apportés durant toutes ces années de recherche.

Mes dernières pensées iront à tous les membres de ma famille, et en particulier mes parents, ma femme ***Amal*** et ma fille ***Rinad***, pour leur soutien inconditionnel tout au long de ces années. A ma sœur ***Wassima*** et mes frères ***Mohamed*** et ***Hicham*** pour leur affection et leur soutien moral durant toutes mes années d'études.

Table des matières

Remerciements 2
Table des matières 1
Liste des figures 5
Liste des tableaux 11
Liste des abréviations 12
Liste des publications 14
Résumé 15
Abstract 16

Introduction générale

1. Introduction 2
2. Problématique et objectifs 3
3. Approche et méthodologie 3
3.1. Travaux de terrain 4
3.2. Travaux de laboratoire 4
3.2.1. Analyse pétrographique et minéralogique 4
3.2.2. Analyse géochimique 5
3.2.3. Etude des inclusions fluides 6
3.2.4. Etude des isotopes stables et radiogéniques 6
4. Articulation de la thèse 6

Chapitre I

Contexte géologique: synthèse bibliographique

I.1. Histoire géologique de l'Anti-Atlas : du Précambrien à l'actuel 9
I.1.1. Subdivisions litho-stratigraphiques 11
I.1.2. Evolution géodynamique durant le Précambrien 12
I.1.2.1. Le cycle orogénique éburnéen 12
I.1.2.2. Le cycle orogénique panafricain 13
I.1.2.3. Les périodes post-orogéniques de l'Édiacarien terminal 14
I.1.3. Evolution pré-orogénique du Cambrien au Dévonien 14
I.1.4. Orogenèse hercynienne 17
I.1.5. Evolution alpine 18
I.2. L'Anti-Atlas : une province métallogénique marocaine 20

I.3. Le massif de l'Ougnat....21
I.3.1. Aperçu géographique....21
I.3.2. Cadre géologique....22
I.3.2.1. Le socle précambrien....25
I.3.2.2. La couverture paléozoïque....26
I.3.3. Tectonique du massif de l'Ougnat....32
I.4. Conclusion....35

Chapitre II

Contrôle tectonique de la minéralisation barytique: implication géodynamique

II.1. Introduction....37
II.2. Relation des structures tectoniques avec les filons de barytine....37
II.2.1. District de Mouassay....38
II.2.2. District de Bou Adil....42
II.2.3. District de Mellab....44
II.3. Analyse microtectonique....47
II.4. Discussion....49
II.4.1. Rôle de la rhéologie de l'encaissant sur la distribution de la barytine....49
II.4.2. Contrôle tectonique de la mise en place de la minéralisation....50
II.4.3. Corrélation avec les domaines adjacents : l'Ougarta et l'Atlas-Meseta....51
II.5. Conclusion....52

Chapitre III

Minéralisation barytique du massif de l'Ougnat

III.1. Introduction....55
III.2. Ressources mondiales en barytine....55
III.3. Présentation des gisements de l'Ougnat....57
III.4. Répartition spatiale des filons....59
III.5. Caractérisation de la barytine....62
III.5.1. Description de la caisse filonienne....62
III.5.2. Textures....63
III.5.3. Minéralogie et paragénèse minérale....66
III.5.4. Succession paragénétique synthétique....74
III.5.5. Géochimie de la barytine....75

III.5.6. Etude au Microscope Electronique à Balayage (MEB) 77
III.6. Conclusion 78

Chapitre IV

Etude des phases fluides et des isotopes du Soufre et du Strontium dans la barytine

IV.1. Introduction 80
IV.2. Etude des phases fluides 80
IV.2.1. Généralités sur les inclusions fluides 80
IV.2.1.1. Définition 81
IV.2.1.2. Classification des inclusions fluides 81
IV.2.1.3. Nomenclature et méthodologie 82
IV.2.2. Pétrographie et typologie des inclusions fluides 83
IV.2.3. Données microthermométriques 85
IV.2.3.1. Pression et profondeur des fluides 89
IV.3. Etude des isotopes du S et du Sr 92
IV.3.1. Introduction 92
IV.3.2. Rappels 92
IV.3.3. Analyses isotopiques de $\delta^{34}S$ 93
IV.3.4. Analyses isotopiques de $^{87}Sr/^{86}Sr$ 94
IV.4. Conclusion 95

Chapitre V

Discussions et interprétations

V.1. Introduction 97
V.2. Contrôl structural de la mise en place de la minéralisation 97
V.3. Interprétation des données microthermométriques 98
V.4. Sources de S, Sr et Ba dans les gisements de barytine 101
V.5. Genèse de la barytine 104
V.6. Age probable de la minéralisation 105
V.7. Contexte géodynamique 106
V.8. Comparaison avec les domaines adjacents 107
V.9. Conclusion 109

Conclusion générale

Conclusion générale 110

Références 112

Annexes

Annexe 1 : Analyses chimiques de la barytine 134
Annexe 2 : Analyses MEB 136
Annexe 3 : Analyses DRX 138
Annexe 4: Analyses IF 144
Annexe 5 : Donnéesmicrothermométriques 146

Liste des figures

Chapitre I

Contexte géologique: synthèse bibliographique

Figure I- 1 : Carte géologique simplifiée du WAC (Dallmeyer et Lécorché, 1989; Le Roy et Piqué, 2001). 9

Figure I- 2 : Carte géologique du socle précambrien de l'Anti-Atlas (Baidder et al., 2016; Michard et al., 2010, 2008; Soulaimani et Burkhard, 2008). 10

Figure I- 3 : Colonne litho-stratigraphique de l'orogenèse panafricaine de l'Anti-Atlas (compilé à partir de (Errami et al., 2009; Álvaro et al., 2014; Karaoui et al., 2015; Soulaimani et al., 2018). 11

Figure I- 4 : Modèle géodynamique du cycle panafricain sur le transect de la boutonnière de Bou Azzer (Soulaimani et Hefferan, 2017). 13

Figure I- 5 : Carte géologique et structurale de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas (d'après Soulaimani et Burkhard, 2008; Michard et al., 2010; Baidder et al., 2016)..... 15

Figure I- 6 : Succession stratigraphique du Paléozoïque de l'Anti-Atlas (Michard et al., 2008). 16

Figure I- 7 : A : Esquisse géologique montrant les différentes unités géologiques pré-varisques du Maroc (Álvaro et al., 2010). B : Reconstitution paléogéographique des branches de Rift édiacarien-cambrien au Maroc (Álvaro et al., 2007; Azizi, 1990; Benziane et al., 1983; Bernardin et al., 1988; Boudda et al., 1979; Choubert, 1970; Piqué et Bouabdelli, 1995, modifié). 17

Figure I- 8 : Coupe géologique de l'Anti-Atlas illustrant le style de la déformation hercynienne : plissement disharmonique dans la couverture et tectonique de blocs dans le socle (Burkhard et al., 2006; Michard et al., 2008). 18

Figure I- 9 : A. Carte structurale simplifiée d'après (Skikra et al., 2021) montrant l'orientation de la contrainte normale minimale durant le rifting atlasique (atlantique) déduite des analyses de failles (Medina et Errami, 1996; El Arabi et al., 2003; Qarbous et al., 2011) et de données d'AMS (Oliva-Urcia et al., 2016). B : Reconstruction géographique régionale de la Pangée centrale au cours du Trias (Le Roy et Piqué, 2001; Laville et al., 2004; Davison, 2005; Gouiza et al., 2010; Labails et al., 2010; Skikra et al., 2021). 19

Figure I- 10 : Carte géologique de l'Anti-Atlas montrant l'emplacement des principaux gisements de barytine (Azza, 1998; Soulaimani et Burkhard, 2008; Michard et al., 2010). 21

Figure I- 11 : Localisation géographique du massif de l'Ougnat (Extrait de l'image satellitaire de Google Earth). 22

Figure I- 12 : Carte géologique schématique du massif de l'Ougnat (d'après Destombes et Hollard, 1988). 23

Figure I- 13 : Photos de différentes zones du contact des faciès de la boutonnière de l'Ougnat. (a) Zone de contact faillé entre les grès du cambrien inférieur et les formations volcaniques du GO. (b) Vue panoramique de la zone de contact Précambrien-Ordovicien. (c) Point triple entre le GO, le Cambrien et les grès de l'Ordovicien. (d) Zone de contact faillé entre les grès du Cambrien et les schistes d'Ordovicien au flanc sud du massif de l'Ougnat. 24

Figure I- 14 : Photos de différents faciès du complexe volcano-sédimentaire du GO de la boutonnière de l'Ougnat. (a) Vue panoramique du GO, (b) : Les dacites, (c) : Les ignimbrites, (d) : Les rhyolites, (e) : Les andésites. 27

Figure I- 15 : (a) : Colonne stratigraphique du groupe Saghro dans le massif de l'Ougnat (Michard et al., 2017). Flèches doubles : niveau de décollement potentiel. (b) : Succession lithostratigraphique du groupe Ouarzazate dans la boutonnière de l'Ougnat (Paile, 1983, modifié). (c) : Représentation synthétique des différentes formations stratigraphiques paléozoïques dans l'Anti-Atlas oriental. Les âges et les noms traditionnels des formations sont basés sur les travaux de (Destombes et al., 1985; Destombes et Hollard, 1986; Dresnay, 1988; Geyer et al., 2004). Les niveaux de décollement potentiels sont indiqués en noir. 28

Figure I- 16 : Photos de différents faciès sédimentaires du Cambrien. (a) : Les bancs de grès du Cambrien inférieur. (b) : Contact faillé entre les formations sédimentaires cambriennes et le GO. (c) et (d) : Grès de Tabanite du Cambrien. 29

Figure I- 17 : Photos de différents faciès sédimentaires d'Ordovicien. (a), (d) et (e) Vue panoramique montrant la formation schisteuse des Fezouata avec les deux plans de schistosités. (b) et (c) : La formation des Tachilla constituée essentiellement par des schistes gréseux. 31

Figure I- 18 : Chronologie des principaux événements tectoniques de la boutonnière de l'Ougnat (d'après Dagallier et al., 1988 modifiée et complétée). 34

Chapitre II

Contrôle tectonique de la minéralisation barytique: implication géodynamique

Figure II- 1 : Carte géologique du massif de l'Ougnat (Destombes et Hollard, 1988; Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013) montrant les trois zones étudiées. 38

Figure II- 2 : (a) Carte géologique du district de Mouassay d'après la carte originale (Destombes et Hollard, 1988). (b) et (c) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées. Diagrammes en rosace des failles cartographiées (d) et des failles contenant de la barytine (e). 39

Figure II- 3 : (a) Vue panoramique de la TQF montrant un mouvement sènestre normal le long de la zone de contact Précambrien-Ordovicien. (b) : Stéréogramme (projection stéréographique à aire égale, hémisphère inférieur) montrant les traces des principaux plans de faille minéralisés et des stries associées. (c) : La TQF à l'échelle locale révèle (d et e) une minéralisation de barytine non déformée située dans le plan de faille, où les stries et la structure en feuillets indiquent un glissement senestre oblique. (f) : Mouvement latéral droit de la TBF attesté par la géométrie des stries et des marches de calcite dans son plan. (g) : Brèche tectonique avec barytine disséminée. 40

Figure II- 4 : (a) Vue panoramique de la faille kilométrique d'Issaksa montrant (b) un jeu normal sènestre le long de contact Précambrien-Cambrien. (c et d) : Veines de barytine étagées résultant d'un

déplacement parallèle aux segments de faille observés dans l'ignimbrite de l'OG supérieur. (e) : Structure quartzeuse décalée par une barytine montrant une cinématique normale sènestre. 41

Figure II- 5 : (a) Carte géologique de la région de Bou Adil (extrait de Destombes et Hollard, 1988; Raddi et al., 2013). Rosace des failles nouvellement cartographiées (b) et des failles contenant des veines de barytine (c). (d) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées dans les formations du groupe de Ouarzazate. 43

Figure II- 6 : Colonne stratigraphique (a) et vue des affleurements (b) des formations précambriennes et cambriennes montrant le contrôle tectonique et stratigraphique de la minéralisation de barytine dans le massif de l'Ougnat. LCb : Cambrien inférieur. (c) : distribution de la minéralisation le long de la discordance angulaire entre le socle et la couverture. (d) : Filon de barytine contrôlé par une faille d'extension à fort pendage associée à des stries subverticales (e). 44

Figure II- 7 : (a) Carte géologique du district de Mellab d'après la carte originale (Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013). Rosace des failles cartographiées (b) et des failles contenant des veines de barytine (c). (d) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées dans le groupe de Ouarzazate et la granodiorite de Mellab. 46

Figure II- 8 : (a et b) Réseaux de veines conjuguées en échelon indiquant une phase d'extension NW-SE. (c) : Structures de prêles remplies avec une demi-entaille de tension indiquant une ouverture de glissement latéral gauche. (d) : exemple d'une ouverture de glissement latéral droite liée à une instabilité tectonique pendant la propagation de la fracture (Bons et al., 2012, modifié). (e) : mécanisme d'apparition d'un système de veines en-échelon conjuguées. 47

Figure II- 9 : Photographies d'échantillons orientés en lumière naturelle (a, b et d) et polarisée (c et e) montrant le contrôle microstructural de la mise en place de micro-veines de barytine en réponse à une ouverture senestre ductile. (f) : vue microscopique des entailles de tension de la barytine dans une andésite (And) révélant une cinématique senestre ductile. 48

Figure II- 10 : (a) Modèle tectonique de la mise en place des veines de barytine dans le massif de l'Ougnat. (b) : Cadre syntectonique ouvert d'un filon sigmoïde montrant le développement de la barytine avec une texture bréchique et massive (c) : Représentation schématique de la dilatation d'un filon de barytine (Beach, 1975, modifié). 50

Figure II- 11: Répartition spatiale des principaux gisements de barytine dans les domaines Atlas-Meseta et Ougarta (Michard et al., 2010, modifié). 52

Chapitre III

Minéralisation barytique du massif de l'Ougnat

Figure III- 1 : (a) : Principales minéralisations barytiques du monde (Zhang et Lu, 2017) et du Maroc (b) (Azza, 1998, modifiée). 56

Figure III- 2 : (a) : Extrémité NW de filon de barytine (FJA) montant une fente en pull apart. (b, c) : Réseau satellitaire de la faille FJA montrant des veines de barytine. (d) : Extrémité SE de filon de barytine (FJA). (e) : Filon de barytine contrôlé par une faille normale à fort pendage. (f) : Veines de barytine en pull apart. (g) : Fente de barytine en S résultant d'un déplacement sénestre observé dans les andésites du groupe de Ouarzazate supérieur..... 58

Figure III- 3 : (a) : Carte géologique du massif de l'Ougnat (Destombes et Hollard, 1988; Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013) montrant les trois zones étudiées. (b) : Carte structurale du district de Mouassay, (c) de Bou Adil et (d) de Melllab d'après la carte originale (Destombes et Hollard, 1988).60

Figure III- 4 : (a) : Vue panoramique de la FQT montrant un jeu normal-sénestre le long de la zone de contact précambrienne et l'Ordovicien. (b) : Vue panoramique de la FTB montrant un jeu normal-sénestre le long de la zone de contact Cambrien et l'Ordovicien. (c) : Filon de barytine contrôlé par une faille normale à fort pendage associée à des stries subverticales. (d) : Vue panoramique de la faille kilométrique FIS montrant un jeu normal-sénestre le long de contact Précambrien-Cambrien..... 61

Figure III- 5 : Echantillons montrant : de la texture massive (a, d), brèchique (b, c) et des cristaux de barytine automorphes orthorhombiques (a). (b) Photographie de la texture brèchique (brèche tectonique), rubanée (e) et crêtée (f) de la barytine. Brt: barytine, Gn: galéna, Mlc: malachite, Ox: les oxydes de fer et de manganèse, Mt: matrice. 65

Figure III- 6 : Echantillons de barytine avec des sulfures des gisements du massif de l'Ougnat. (a) Barytine rose massive avec des épontes occupées pas le quartz blanc associé aux oxydes de fer et de manganèse. (b) : Barytine blanche avec des grains de galène disséminés ou sous forme de veinules recoupant celle-ci. (c) : Barytine renfermant des cubes de pyrite partiellement ou complétement transformé en hématite (d). (e) : Barytine grise montrant des dendrites de manganèse. (f) Barytine grise massive avec des grains disséminés de galène et de malachite. (g,h) Barytine très riche en malachite, azurite et oxydes de fer et de manganèse. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1 : Quartz 1, Gn: galéne, Py: pyrite, Mlc : malachite, Azt : azurite, Mn : manganèse, Oxy : Oxydes..... 68

Figure III- 7 : Microphotographies en lumière réfléchie illustrant les relations texturales de la barytine et les minéraux sulfurés associés dans le massif de l'Ougnat. Brt2: barytine blanche, Gn: galéne, Ccp: chalcopyrite, Py: pyrite, Apy : arsénopyrite, Sp : sphalérite, Cut : cérusite..... 69

Figure III- 8 : Echantillons de barytine des gisements du massif de l'Ougnat, présentant plusieurs couleurs. (a,b et d) Barytine rose. (c,e et f) Barytine grise. (e,f) Barytine blanche. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1: quartz 1, Ct : calcite, Oxy : Oxydes. 72

Figure III- 9 : Microphotographies en lumière naturelle (a) et transmise (b-f) illustrant les relations texturales de la barytine et les minéraux associés dans le massif de l'Ougnat. (a,b,c et d) Barytine des deux générations montrant des grains euédriques associés à du quartz. (e) Microphotographie montre le quartz cristalise dans les plans se clivage de la bartyne. (f) Microphotographique montrant un réseau de veines remplies de quartz au sein de la barytine. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1: quartz 1, Qz2: quartz 2, Qz3: quartz 3. 73

Figure III- 10 : Séquence paragénétique illustrant les différents stades hydrothermaux décrits et la phase supergène dans le système filonien de barytine ± sulfures du massif de l'Ougnat. 75

Figure III- 11 : ''Boîtes à moustaches'' représentant la distribution des valeurs des éléments majeures analysés dans différentes barytines étudiées. 76

Figure III- 12 : Images MEB et spectroscopie EDX de la barytine de la FAM. (a) fragments de barytine de texture massive (flèches) ; (b, c et d) agglomérats de paillettes de barytine à l'échelle micrométrique ; (e) spectres EDX de la barytine étudiée montrant la présence de la phase SiO2. 77

Chapitre IV

Etude des phases fluides et des isotopes du Soufre et du Strontium dans la barytine

Figure IV- 1 : Schéma illustrant les diverses étapes du processus de cicatrisation d'une microfracture dans un cristal de quartz. Les formes finales des inclusions montrent des formes de cristaux négatifs (Roedder, 1962 in Goldstein et al., 1994). 82

Figure IV- 2 : Typologie des inclusions fluides étudiées dans des barytines. Les photographies sont prises à température de +22 ◦C en lumière transmise polarisée. (a,c, et d). Les inclusions fluides secondaires (S) sont alignées le long des fractures. (b,c et e). Les inclusions primaires (P), se présentent en grappes parallèles aux zones de croissance. Ces inclusions sont riches en liquide. (f, g, h et i) Les inclusions fluides primaires renfermeent une phase solide. 84

Figure IV- 3 : Diagramme de corrélation des températures d'homogénéisation (Th) en fonction de la température de fusion de la glace (Tfg) des inclusions contenues dans les barytines (rose et blanche). 87

Figure IV- 4 : Diagrammes de fréquence résumant la distribution des températures des inclusions fluides piégées dans la barytine. (a) Fréquence vs température de début de fusion de glace (Te). (b) Fréquence vs température de fin de fusion de glace (Tm_ice). (c) Fréquence vs température d'homogénéisation (Th). 88

Figure IV- 5 : Diagramme de fréquence vs salinité des fluides (EqWt%NaCl). 88

Figure IV- 6 : (a) : Diagramme température-densité-composition des inclusions fluides Ls (Quiletz et al., 1990). (c et d) : Diagramme température – densité -composition des inclusions fluides de la barytine de l'Ougnat (Shephard, 1985). (e) : Isochores représentatifs des inclusions fluides Vw, Ls, Lwa et Lwb des différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat. 91

Figure IV- 7 : Diagramme de fréquence montrant la distribution des valeurs du $\delta^{34}S$ dans les structures filoniennes hydrothermales du massif de l'Ougnat (clapoul et all. 1990). 93

Figure IV- 8 : Diagramme de fréquence résumant la distribution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour différentes générations de barytine provenant du système de veines hydrothermales barytine ± sulfures. 94

Chapitre V

Discussions et interprétations

Figure V- 1 : (a) Modèle tectonique de la mise en place des veines de barytine dans le massif d'Ougnat. (b) : Cadre syntectonique ouvert d'un filon sigmoïde montrant le développement de la barytine avec une texture bréchique et massive (c) : Représentation schématique de la dilatation d'un filon de barytine (Beach, 1975, modifié). 98

Figure V- 2 : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité des IF primaires piégées dans différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat, d'après Walter et al., (2019). Vw, Ls, Lwa et Lwb: types d'IF et Lin H fluide initial. 99

Figure V- 3 : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité des IF primaires piégés dans différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat, d'après (Potter et al., 1977). 101

Figure V- 4: Représentation graphique des valeurs isotopiques $\delta^{34}S$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour des échantillons de barytine avec indication de la source (d'après Veizer et al., 1989; Deb et al., 1991; Galindo et al., 1994). Les lignes en pointillé représentent les rapports isotopiques Sr et S de l'eau de mer actuelle. 103

Figure V- 5: Modèle génétique illustrant la formation de la barytine par l'ébullition et le mélange de fluides et le développement de filons minéralisés. 105

Figure V- 6 : Âge probable de la minéralisation barytique du massif de l'Ougnat. L'âge moyen de la série magmatique du Jurassique moyen (JM)-Crétacé inférieur (CI) (d'après (Zayane et al., 2002; Bensalah et al., 2013; Moratti et al., 2018; Essaifi et Zayane, 2018; Allouban et al., 2021) ; Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC) (Knight et al., 2004; Verati et al., 2007; Dal Corso et al., 2014), Volcanisme d'Atlas des canaries (Duggen et al., 2009; Lanari et al., 2023). 106

Figure V- 7 : Répartition spatiale des principaux gisements de barytine dans les domaines Atlas-Meseta et Ougarta (Michard et al., 2010, modifié). 108

Liste des tableaux

Chapitre III

Minéralisation barytique du massif de l'Ougnat

Tableau III- 1 : Production de barytine dans les principaux pays de 2016 à 2022 (milliers de tonnes). 57

Tableau III- 2 : Paramètres géométriques des principaux filons des gisements de barytine du massif de l'Ougnat..... 62

Chapitre IV

Etude des phases fluides et des isotopes du Soufre et du Strontium dans la barytine

Tableau IV- 1 : résume les principaux résulats caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines d'Ougnat. 87

Tableau IV- 2 : résume les principaux résulats caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines d'Ougnat. 90

Tableau IV- 3 : Isotopes stables de $\delta^{34}S$ et de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de barytine sélectionnée dans les importantes structures minéralisées filoniennes du massif de l'Ougnat. 94

Liste des abréviations

Brt : Barytine

Qz : Quartz

Ct : Calcite

Gn : Galène

Py : Pyrite

Apy : Arsénopyrite

Ccp : Chalcopyrite

Cut: Cérusite

Oxy : Oxyde

Sp: Sphalérite

AMAA : Accident Majeur de l'Anti-Atlas ;

AMS : Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique ;

BIF : Faille de Bou Iserhi

CAMP : Province Magmatique de l'Atlantique Central ;

COA : Craton Ouest Africain ;

DRX: Diffraction des rayons X

FAA : Formation d'Ajoujane-Aïssa ;

FAA : Formation d'Aougan Aïssa

FAM : Faille d'Amda

FAS : Faille d'Ansmim

FAT : Faille d'Aghri n'Tmacher

FBT : Faille de barytine de Tinchraramine

FIS : Faille d'Issaksa

FJA : Faille de Jbel Abdellah

FJBT: Faille de Jbel Bou Temnirn

FNBT : Faille barytique de Bou Saboun-Tinchraramine Nord

FOO : Formation de Ouin Oufroukh ;

FOS : Faille d'Oued Smile

FSA : Faille Sud Atlasique ;

FTB : Faille de Tiberguent

FTQ : Faille de Taqqat

FTT : Formation de Tamerzga-Timrachine ;

FXR : Spectrométrie de fluorescence X

GO : Groupe de Ouarzazate

GS : Groupe de Saghro

ICP AES : Spectrométrie d'émission atomique–plasma à couplage inductif

ICP-AES : Spectromètre d'émission atomique à plasma à couplage inductif

IFP : Inclusion fluide primaire

IFS : Inclusion fluide secondaire

IRMS : Spectrométrie de masse à rapport isotopique

MEB : Microscopie Electronique à Balayage

MVT : Mississippi valley type

Th : Thempérature d'homogénisation

WGS 84 : World Geodetic System 1984

Liste des publications

I. **Samaoui, S.**, Aabi, A., Nguidi, M.A., Boushaba, A., Belkasmi, M., Baidder, L., Nait Bba, A., Lamrani, O., Taadid, M., 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***, 24(May), *https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104970*.

II. **Samaoui, S.**, Aabi, A., Boushaba, A., Belkasmi, Bba, A.N., Essaifi, A., Baidder L., Lamrani, O., (2024). Metallogeny and Genesis of Fault-Filling Barite-Sulfide Veins (Ougnat, Morocco): Petrography, FluidInclusion, and Sr-S Isotopic Constraints. **Geosciences**, 14(3), 83. *https://doi.org/10.3390/geosciences14030083*

III. Lamrani, O., Aabi, A., Boushaba, A., Seghir, M. T., Adiri, Z., **Samaoui, S.**, (2021). Bentonite clay minerals mapping using ASTER and field mineralogical data: A case study from the eastern Rif belt, Morocco. ***Remote Sensing Applications: Society and Environment***, 24(September), 100-640. *https://doi.org/10.1016/j.rsase.2021.100640*

IV. Boushaba, A., Aabi, A., Mouttaqi, A., Nguidi M.A., Lamrani, O., **Samaoui, S.**, Sadéqui, M., Azza, A., Ajamay, H., El Mbarki Kadiri, B., Belkasmi, M. (2024). The Pb-Zn-Ag±Au-W-Sn Vein System in Variscan (Hercynian) Belts in North Africa. ***Regional Geology Reviews. Springer, Cham.***, 393-470. *https://doi.org/10.1007/978-3-031-48299-1_14*

V. Nait-Bba, A., Aabi, A., **Samaoui, S.**, Hejja, Y., Baidder, L., Boujamaoui, M., Jilali A., Rezouki I. Tectonic pattern and relative age of Ba-rich veins in front of a poly-deformed Precambrian inlier (Saghro, Morocco). ***Journal of Iberian Geology*** (***Accepted***).

Résumé

Les gisements du massif de l'Ougnat, dans l'Anti-Atlas oriental du Maroc, sont caractérisés par un système de veines contenant de la barytine et des sulfures associés. Les veines sont encaissées dans les granodiorites panafricaines de Melaab, les complexes de l'Édiacarien inférieur et supérieur et les terrains sédimentaires de la couverture paléozoïque. Les veines minéralisées se composent principalement de barytine, de quartz, de calcite et de sulfures mineurs, au nombre de plus de 150 filons. Les structures filoniennes minéralisées se présentent sous la forme de lentilles et de veines sigmoïdales, suivant des fractures de tension en escalier qui sont obliques par rapport aux plans de faille. Les structures filoniennes sont orientées dans une direction NW-SE et NE-SW à E-W, avec un pendage notable. La forme et la géométrie de ces structures suggèrent que la cinématique d'ouverture normale sénestre s'est produite dans un régime fragile ductile le long des failles hôtes. Cela suggère que l'activité tectonique a contrôlé le processus de mise en place de la minéralisation de barytine. La barytine du massif de l'Ougnat présente des compositions isotopiques du soufre allant de +10,8 à +19,5 ‰, ce qui correspond aux valeurs de $\delta^{34}S$ de l'eau de mer du Trias tardif au Jurassique, suggérant qu'une partie du SO_4 dans la barytine proviendrait du sulfate de l'eau de mer. En outre, ces valeurs $\delta^{34}S$ sont bon accord avec celles des barytines hydrothermales. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la barytine varient de 0,710772 à 0,710816, ce qui est intermédiaire entre les compositions isotopiques radiogéniques du strontium d'un gisement hydrothermal et la signature isotopique non radiogénique de l'eau de mer du Trias-Jurassique. Les données des inclusions fluides indiquent que les fluides responsables de la formation du minerai seraient formés par le mélange de deux fluides ou plus. L'un des fluides de ce système hydrothermal est profond et chaud, avec une température moyenne de 362,27 °C. Ce fluide a lessivé les complexes granodioritiques et volcano-sédimentaires du groupe de Ouarzazate, fournissant la plus grande partie du Ba, du Sr radiogénique et une part du S dissous. Un second fluide est froid et superficiel, avec une température moyenne de 242°C. Des processus génétiques similaires ont été décrits dans les gisements de veines de barytine-fluorite de la ceinture varisque-paléozoïque d'Europe occidentale et centrale. Les veines de barytine du massif de l'Ouagnat de l'Anti-Atlas représentent une minéralisation régionale à grande échelle associée à l'ouverture de l'océan Atlantique central.

Mots clés : Anti-Atlas, massif d'Ougnat, filons de barytine, régime ductile-fragile, inclusions fluides, isotopes de soufre et de strontium.

Abstract

The Ougnat Massif deposits in the eastern Anti-Atlas of Morocco are characterized by a vein system containing barite and associated sulfides. The veins are hosted by the Pan-African Melaab granodiorites, the Lower and Upper Ediacaran complexes, and the sedimentary terrains of the Paleozoic cover. The mineralized veins consist mainly of barite, quartz, calcite, and minor sulfides, numbering over 150. The mineralized vein structures occur as sigmoidal lenses and veins, following stepped tension fractures that are oblique to the fault planes. The vein structures are oriented in a NW-SE and NE-SW to E-W direction, with a noticeable dip. The shape and geometry of these structures suggest that normal sinister opening kinematics occurred in a ductile-fragile regime along the enclosing faults. This suggests that tectonic activity controlled the barite mineralization process. The barite from the Ougnat Massif has sulfur isotopic compositions ranging from +10.8 to +19.5 ‰, which falls within the range of $\delta^{34}S$ values of Late Triassic to Jurassic seawater, suggesting that some of the SO_4 in the barite is derived from seawater sulfate. In addition, these δ34S values are in good agreement with those of the hydrothermal barites. Barite $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios range from 0.710772 to 0.710816, intermediate between the radiogenic strontium isotopic compositions of a hydrothermal deposit and the non-radiogenic isotopic signature of Triassic-Jurassic seawater. Fluid inclusion data indicate that the fluids responsible for ore formation were formed by the boiling and mixing of two or more fluids. One fluid in this hydrothermal system is deep and hot, with a mean temperature of 362.27 °C. This fluid leached granodioritic and volcanic-sedimentary complexes of Ouarzazate group, providing most of Ba, radiogenic Sr and some of dissolved S. A second fluid is cold and superficial,with an average temperature of 242°C. Similar genetic processes have been described for barite-fluorite vein deposits in the Variscan-Paleozoic belt of Western and Central Europe. The barite veins in the Ougnat massif of the Anti-Atlas represent a large-scale regional mineralization event associated with the opening of the Central Atlantic Ocean.

Keywords: Anti-Atlas, Ougnat massif, barite veins, ductile-fragile regime, sulfur isotopes, strontium isotopes, fluid inclusions.

NTRODUCTION GENERALE

1. Introduction

Le long de la bordure nord du Craton Ouest-Africain (COA), le massif précambrien et paléozoïque de l'Ougnat constitue la boutonnière la plus orientale de la chaine panafricaine de l'Anti-Atlas marocain. La région elle-même appartient à la chaîne d'avant-pays varisque située le long du front sud atlasique. L'histoire géologique du massif d'Ougnat est très complexe et polyphasée, contrôlée en grande partie par sa position le long de la marge nord du COA. Cela en fait une zone clé pour la compréhension de l'évolution tectonique durant les différents cycles orogéniques, et de sa relation spatiotemporelle avec les minéralisations filoniennes de barytine. L'étude géologique et métallogénique a fait l'objet d'une approche multidisciplinaire.

Les plus grandes réserves mondiales de barytine se trouvent principalement au Kazakhstan, en Chine, en Inde, aux États-Unis, au Maroc, en Russie et en Algérie (Zhang et Lu, 2017). Selon *l'US Geological Survey* (USGS), les ressources mondiales de barytine sont estimées à environ 2 milliards de tonnes, mais seulement environ 740 millions de tonnes sont prouvées. Avec une production annuelle de 1,1 millions de tonnes, le Maroc est le septième producteur mondial de barytine (Li et al., 2023). Toutefois, cette importance économique évidente ne se traduit que par une recherche très limitée sur la genèse des gisements de barytine au Maroc.

Les gisements de barytine sont dispersés à travers le territoire marocain, avec une grande diversité en terme de localisations, des formations géologiques encaissantes et de leur âge (Huvelin, 1980; Azza, 1998). Les gisements de barytine au Maroc sont classés en trois principales catégories selon leur typologie (Huvelin, 1980; Azza, 1998; Castorina et al., 1999; Marcoux et Jébrak, 2011) à savoir les gisements stratiformes, karstiques et filoniens. A ce jour, les minéralisations stratiformes restent rares et limitées au Paléozoïque inférieur du Haut Atlas (Marcoux et Jébrak, 2011). La minéralisation karstique a été exploitée dans la Meseta occidentale, notamment dans la mine de Jbel Irhoud (Azza, 1998; Wafik et al., 2011) et la mine de Bou Ouzel (El Hnot et Zahraoui, 2005).

Les gisements de barytine filoniens sont répandus dans tous les domaines structuraux marocains, depuis l'Anti-Atlas protérozoïque, y compris le massif de l'Ougnat, jusqu'aux chaînes de montagnes cénozoïques du Rif. Néanmoins, les contraintes structurales suggèrent que ces vastes gisements de barytine filonienne de basse température ont été formés au cours des extensions liées au rifting de l'Atlantique central (Valenza et al., 2000; El Hnot et Zahraoui, 2005; Marcoux et Jébrak, 2011; Margoum et al., 2015; Yaagoub et al., 2021; Cherai

et al., 2023). Leur mise en place serait similaire à celles des gisements de barytine en Europe centrale et occidentale (Sizaret et al., 2004; Munoz et al., 2005; Piqué et al., 2008; Castorina et al., 2008; Sánchez et al., 2009; Dill et al., 2011).

2. Problématique et objectifs

Dans le massif précambrien de l'Ougnat et sa couverture cambro-ordovicienne les discontinuités structurales ont joué un rôle majeur dans les drainages des fluides hydrothermaux donnant naissance à des filons minéralisés en barytine à fort potentiel économique (Abia et al., 2003; Aabi et al., 2021). Ces minéralisations sont principalement concentrées le long des failles du socle en contact avec la couverture, constituant un métallotecte primordial pour l'exploration minière dans cette partie de la chaine anti-atlasique. Malgré son potentiel minier, les minéralisations filoniennes barytiques du massif précambrien de l'Ougnat ont fait l'objet d'études scientifiques limitées, y compris l'exploration géophysique (Dakir et al., 2020), ainsi que des études environnementales (Essalhi et al., 2016).

A la différence des gisements de barytine européens, dont les caractéristiques minéralogiques, la chimie des fluides et les âges de mise en place sont bien établis, les gisements marocains et spécialement ceux du massif de l'Ougnat demeurent mal connus en raison du manque de données géochronologiques, isotopiques et microthermométriques détaillées. Le présent travail de thèse a aussi pour objectif : l'analyse structurale détaillée ainsi qu'une étude des inclusions fluides dans la barytine, en combinaison avec les isotopes de Sr et de S en vue de :

- **i** Etudier les relations génétiques entre le réseau de failles et les structures de barytine en tenant compte des événements tectoniques régionaux ;
- **ii** Caractériser la minéralisation de barytine de type filonien ;
- **iii** Déterminer la source des fluides responsables de la formation du minerai ;
- **iv** Définir le processus génétique du minerai.

Le présent travail permettra de mieux appréhender les minéralisations de barytine contrôlées par des failles et servira à explorer de nouveaux gisements similaires dans d'autres régions, y compris sur le flanc sud du massif de l'Ougnat.

3. Approche et méthodologie

La méthodologie suivie dans le cadre de ce travail a été structurée en deux volets : le premier volet a été axé sur la collecte de données sur le terrain (cartographie, échantillonnage, mesures structurales...) et le second volet a été consacré à l'étude en laboratoire et au traitement des données.

3.1. Travaux de terrain

Plusieurs missions de terrain ont été effectuées au cours de la préparation de ce travail. Leur objectif consistait à étudier et à identifier les affleurements et la répartition des filons minéralisés en barytine dans le massif précambrien et sa couverture paléozoïque. Des échantillonnages ciblés ont été réalisés sur les différentes barytines identifiées, tant en surface qu'en profondeur (puits de mine), en vue de leur caractérisation pétrographique et métallographique. En ce qui concerne la cartographie structurale, plusieurs levés ont été réalisés dans le massif de l'Ougnat et sa couverture. Pour comprendre la configuration et les caractéristiques des formations minéralisées, des mesures structurales (cinématique des failles, stries, axes de plis, etc.), ainsi que des coupes géologiques et des croquis de terrain ont été effectués. Les travaux de cartographie et d'échantillonnage ont nécessité plusieurs mois de travaux de terrain durant la période 2019-2023.

3.2. Travaux de laboratoire

3.2.1. Analyse pétrographique et minéralogique

Cette partie du travail a été initiée par l'étude pétrographique et métallographique d'une trentaine (30) de lames minces et de sections polies de différents aspects de structures barytiques minéralisées, préparées et observées aux microscopes optiques à lumière transmise et réfléchie au laboratoire des Géosciences, Environnement et Ressources Associées (GERA) de la Faculté des Sciences, Dhar El Mahraz, Fès.

Pour étudier la minéralogie de la barytine, des méthodes analytiques ont été utilisées, notamment la diffraction des rayons X, la spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier et la microscopie électronique à balayage. Toutes ces techniques ont été appliquées sur une douzaine d'échantillons de barytine de couleurs et d'aspects différents.

- **Diffraction des Rayons X (DRX)**

Les échantillons destinés à l'analyse par diffraction des rayons X sur poudre ont été préparés selon la méthodologie décrite par (Nguidi et al., 2021) : les échantillons contenant des impuretés ont été traités par lavage sous un tamis de 50 microns puis attaqués respectivement à l'acide chlorhydrique à 5% et au peroxyde d'hydrogène. Le mélange a ensuite été lavé avec de l'eau distillée jusqu'à l'obtention d'une solution neutre. La diffractométrie a été réalisée avec un appareil de type Brüker D5000 à monochromateur arrière en graphite, fonctionnant à une tension de 40 kV et une intensité de 30 mA avec une radiation CuKα comme source de rayonnement et piloté par un ordinateur muni du logiciel Diffracplus D version 2.2. Les données collectées à partir des échantillons seront exploitées par les logiciels : (i) HighScore

Plus qui compare les diagrammes de rayons X de nos échantillons avec les phases référencées dans la base de données dans le but de confirmer leur originalité et (ii) Origin2019pro avec lequel les diffractogrammes de nos échantillons sont comparés entre eux. Pour l'identification et l'abondance semi-quantitative des minéraux formant la barytine de l'Ougnatla méthode utilisée est celle de (Brindley et Brown, 1980), sur la base les intensités de réflexion claires et exemptes d'interférences des diagrammes DRX.

- **Spectroscopie Infrarouge à transformée de Fourier (IF)**

Les échantillons sélectionnés ont été analysés par spectroscopie infrarouge afin de différencier les molécules d'eau d'hydratation des hydroxyles. Il s'agit d'un appareil de type VERTEX 70 dont la gamme des longueurs d'onde est de 400 à 4000 cm^{-1} ; la résolution spectrale est de 4,0 cm^{-1}. Les pastilles ont été fabriquées à partir d'un mélange d'échantillon tamisé à 100 µm (1 mg) et de bromure de potassium (KBr) (100 mg) sous une pression de 4,5108 Pa.

- **Microscopie Electronique à Balayage (MEB)**

La Microscopie Electronique à Balayage (MEB) associée à l'EDAX a permis (i) d'observer la texture et la structure microscopique des échantillons après métallisation au carbone. (ii) de réaliser des microanalyses de surface et des analyses multi-élémentaires qualitatives. Ces analyses ont été effectuées par un MEB modèle Quanta 200 FI équipé par la sonde EDAX modèle JEOL JSM-IT500HR/LA, avec des différents modes de vides (High Vacuum, Low Vacuum et ESEM). Sa résolution est de 3.5 nm, la tension d'accélération est de 0.5 à 30 KV et comporte 4 axes complètement motorisés. L'analyseur EDAX est muni d'un logiciel Generis 2000 i pour intégration avec le Quanta.

3.2.2. Analyse géochimique

L'analyse des éléments majeurs et des principaux éléments en traces et de terres rares a été réalisée par la méthode plasma à couplage inductif (ICP-AES). Les échantillons sélectionnés ont été pulvérisés à 85%. Les limites de détection sont de 0,1 à 0,01 ppm pour les terres rares et de 0,1-1 ppm pour les autres éléments. L'analyse ICP-AES a pour but d'obtenir des résultats quantitatifs de l'ensemble des éléments. La précision des analyses est estimée à 5% (relative) pour la plupart des éléments. Au total, on a pu analyser onze (11) échantillons de barytine d'aspects différents et de couleur rose, blanche, grise, prélevés au niveau des filons de barytine. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire « Activation Laboratories » au Canada.

3.2.3. Etude des inclusions fluides

Les mesures microthermométriques des inclusions fluides ont été réalisées à l'Université Cadi Ayyad, au Maroc, en utilisant la platine Chaix Meca (Poty et al., 1976). Pour calibrer les inclusions fluides, trois types d'inclusions fluides synthétiques ont été utilisées, à savoir : i) des inclusions fluides H_2O-CO_2 avec une température de fusion du CO_2 ($TfCO_2$) de -56,6°C; ii) des inclusions fluides de H_2O pure avec une température de fusion de la glace (Tfg) de 0,0°C et une température critique d'homogénéisation (Th) de 374,1°C et iii) des inclusions fluides H_2O-NaCl avec une température eutectique (Te) de -21,2°C. La précision des mesures est de ±0,1 et ±0,5°C, respectivement, pour les basses températures (<0°C) et les hautes températures (~400°C).

3.2.4. Etude des isotopes stables et radiogéniques

Les analyses isotopiques du strontium ont été réalisées par Activation Laboratories au Canada, sur cinq (05) échantillons de poudre de barytine. Ces poudres ont été mises en réaction avec de l'eau Milli-Q pendant 24 heures à 100°C et la solution a été séchée. Les procédures de séparation chimique pour le Sr suivent la méthodologie de Holmden et al., (1997) et Creaser et al., (2004). L'analyse isotopique du Sr a été réalisée par les méthodes MC-ICPMS. Toutes les analyses sont présentées par rapport à une valeur de 0,710245 pour l'étalon isotopique SRM 987 Sr.

Les analyses isotopiques du soufre ont été réalisées sur cinq (05) échantillons à l'aide de la spectrométrie de masse à rapport isotopique (IRMS) - MAT 253, Thermo Scientific, couplée à l'analyseur élémentaire (EA), Fisons Instruments aux Laboratoires d'Activation au Canada. Pour les échantillons de barytine, le rapport isotopique a été étalonné par rapport aux étalons de barytine NBS 127, IAEA-SO-6 et IAEA-SO-5. Par conséquent, l'erreur analytique des valeurs de $\delta^{34}S$ est inférieure à ± 0,5 ‰.

4. Articulation de la thèse

Le présent travail de thèse s'articule autour de cinq (05) chapitres en plus d'une introduction générale qui résume le contexte de recherche dans lequel s'inscrit cette étude ainsi que la problématique et les principaux objectifs.

- **Le chapitre I** expose les grands traits de l'évolution géologique de l'Anti-Atlas et de la zone d'étude depuis le Précambrien à l'actuel ; le but étant de comprendre les effets des différentes phases de déformation sur notre zone d'étude.

- **Le chapitre II** décrit les relations spatio-temporelles entre les minéralisations barytiques et la fracturation dans les terrains précambriens et paléozoïques dans le massif de l'Ougnat. Il est consacré aussi à l'interprétation tectonique du schéma structural, en se basant sur les données directionnelles, morphologiques et cinématiques de la fracturation mesurées sur le terrain.
- **Le chapitre III** est consacré à l'étude typologique, minéralogique et texturales des minéralisations barytiques du massif de l'Ougnat, afin de décrire la caisse filonienne.
- **Le chapitre IV**, constitue l'ossature du présent travail de thèse. On s'y focalisera sur le mode et les mécanismes de la genèse de la barytine, par le biais d'une étude pétrographique et thermométrique des inclusions fluides combinés aux isotopes du S et du Sr de la barytine,
- **Le chapitre V**, analyse en détail les mécanismes de formation de la minéralisation barytique. Nous y examinons les étapes clés de la formation de la barytine, ainsi que les sources des éléments géochimiques constitutifs du minerai, en explorant les interactions entre fluides hydrothermaux, roches encaissantes et processus tectoniques. En intégrant ces minéralisations dans leur contexte géodynamique, ce chapitre enrichit notre compréhension des processus fondamentaux liés à la genèse de la minéralisation barytique et éclaire les origines géochimiques des éléments du minerai.

Une conclusion générale clôturere ce mémoire de thèse.

CHAPITRE I :

CONTEXTE GEOLOGIQUE : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I.1. Histoire géologique de l'Anti-Atlas : du Précambrien à l'actuel

La chaîne de l'Anti-Atlas, qui constitue la bordure Nord métacratonique du WAC, est une partie intégrante de ce dernier (Ennih et Liégeois, 2001). Le WAC, un craton qui occupe la majeure partie de l'Afrique de l'Ouest, est composé de terrains métamorphiques, plutoniques et volcano-sédimentaires, dont certains sont parmi les plus anciens (Archéen : environ 2,3 Ga) (Bessoles, 1977; Dallmeyer and Lécorché, 1989; Lécorché et al., 1991) (**Figure I-1**).

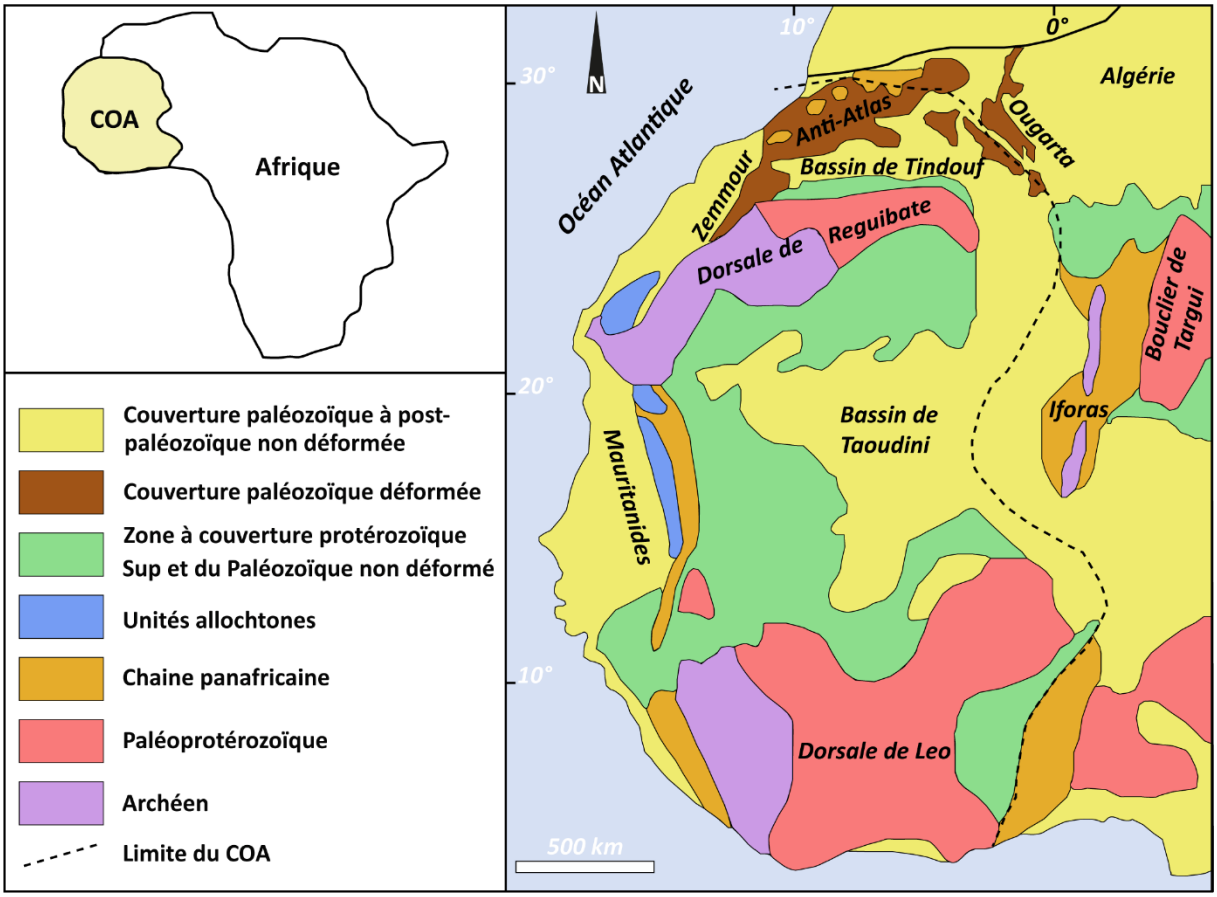


Figure I- 1 : *Carte géologique simplifiée du WAC (Dallmeyer et Lécorché, 1989; Le Roy et Piqué, 2001).*

Situé au centre du Maroc, l'Anti-Atlas s'étend sur 750 km de long et 250 km de large suivant une direction générale WSW-ENE (**Figure I-2**). Il s'étend de l'océan Atlantique à l'Ouest jusqu'au Tafilalt à l'Est (Agard et al., 1980). La limite nord de l'Anti-Atlas est délimitée par la FSA, qui s'étend de la Tunisie à Agadir et se prolonge en mer jusqu'aux îles Canaries (Gasquet, 1991). Au Sud, il est délimité par le bassin carbonifère de Tindouf, qui comprend la ceinture des grandes hamadas tertiaires et secondaires du Drâa, du Guir et de Kem-Kem. L'Anti-Atlas a été le témoin des orogenèses éburnéenne, panafricaine, hercynienne et alpine, qui sont respectivement associées au Paléoprotérozoïque, au Néoprotérozoïque, au

Paléozoïque et au Méso-Cénozoïque. Les terrains du Protérozoïque, formés entre 700 et 640 Ma (Caby, 2003; Gasquet et al., 2008; Blein et al., 2014b; Triantafyllou et al., 2016), affleurent sous forme de boutonnières au sein d'une couverture principalement infracambrienne et paléozoïque.

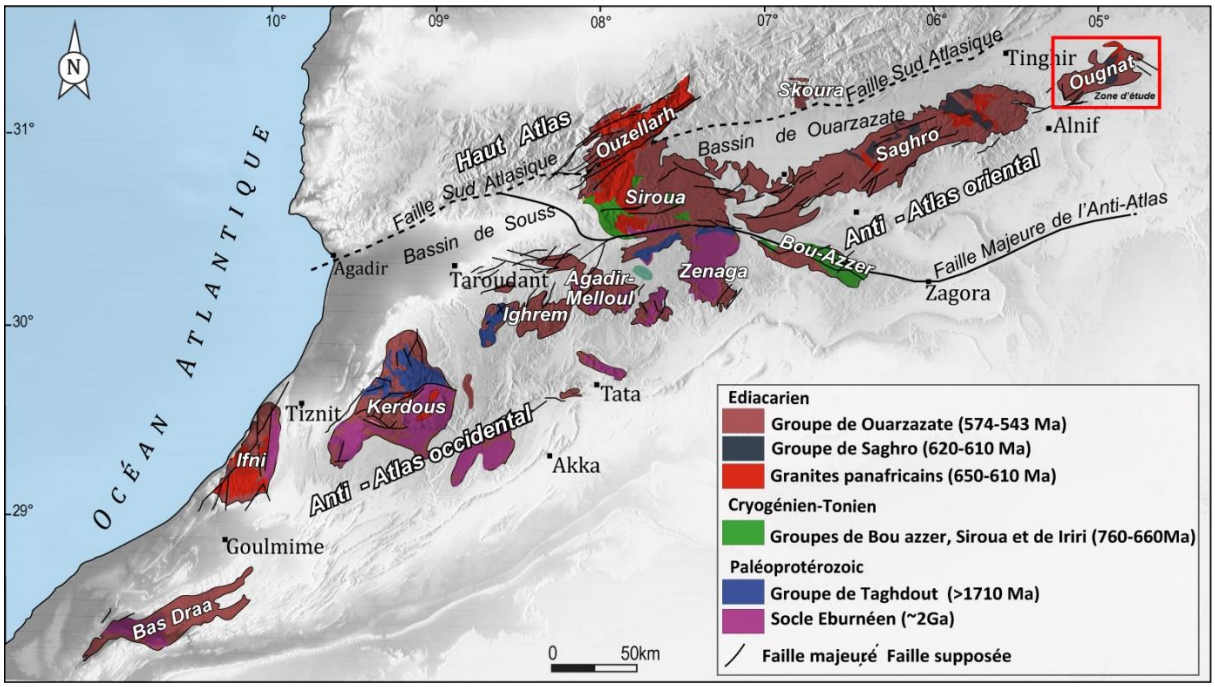


Figure I- 2 : *Carte géologique du socle précambrien de l'Anti-Atlas* (Baidder et al., 2016; Michard et al., 2010, 2008; Soulaimani et Burkhard, 2008).

Sur le plan structural, la chaîne de l'Anti-Atlas est subdivisée en trois domaines distincts (Choubert, 1947, 1963, 1970) :

- L'Anti-Atlas occidental, situé au Sud de la plaine du Souss jusqu'au piémont de Jbel Siroua (**Figure I-2**), constitue la bordure nord du Craton éburnéen Ouest-Africain. Il comprend des boutonnières telles que Bas Draa, Ifni, Kerdous, Tagragra d'Akka, Ighrem, formées par des terrains paléoprotérozoïques recouverts, en discordance, par des formations d'âge Mésoprotérozoïque-Tonien et Paléozoïque (Leblanc et Lancelot, 1980; Ikenne et al., 2017).
- L'Anti-Atlas central, de part et d'autre de l'AMAA (**Figure I-2**), englobe le massif du Siroua, le chainon de Bou Azzer, la région de Ouarzazate ainsi que la boutonnière de Zenaga.
- L'Anti-Atlas oriental, situé à l'Est de l'AMAA, comprend le massif de Saghro et le Jbel Ougnat à son extrémité orientale. On y trouve principalement des formations néoprotérozoïques recouvertes, en discordance, par des terrains paléozoïques (**Figure**

I-2). Ce domaine est interprété comme un segment orogénique panafricain polyphasé ou comme une zone mobile du segment panafricain (Gasquet et al., 2008).

Cette subdivision est marquée par l'AMAA, qui limite l'Anti-Atlas occidental de l'Anti-Atlas central et oriental. Cette faille, orientée en direction WNW-ESE, s'étend du Nord du Jbel Siroua, où elle se connecte à la FSA, jusqu'à Zagora (Choubert, 1947). Elle sépare à l'Ouest un domaine éburnéen (2 Ga) d'un domaine panafricain à l'Est (Leblanc et Lancelot, 1980).

I.1.1. Subdivisions litho-stratigraphiques

Malgré la diversité litho-stratigraphique, la juxtaposition de terrains de natures différentes et la complexité des événements tectoniques liés aux multiples orogenèses ayant affecté l'Anti-Atlas, de nombreuses subdivisions litho-stratigraphiques ont été proposées pour cette chaîne de montagnes. Selon des études géochronologiques récentes, le Précambrien de l'Anti-Atlas peut être divisé en cinq groupes principaux (**Figure I-3**) :

(i) Les terrains paléoprotérozoïques (~2 Ga) affleurants que dans les boutonnières au sud de l'AMAA et qui appartiennent à la marge déformée du COA (Malek et al., 1998; Ennih et Liégeois, 2001; Walsh et al., 2002; Thomas et al., 2002; Gasquet et al., 2008).

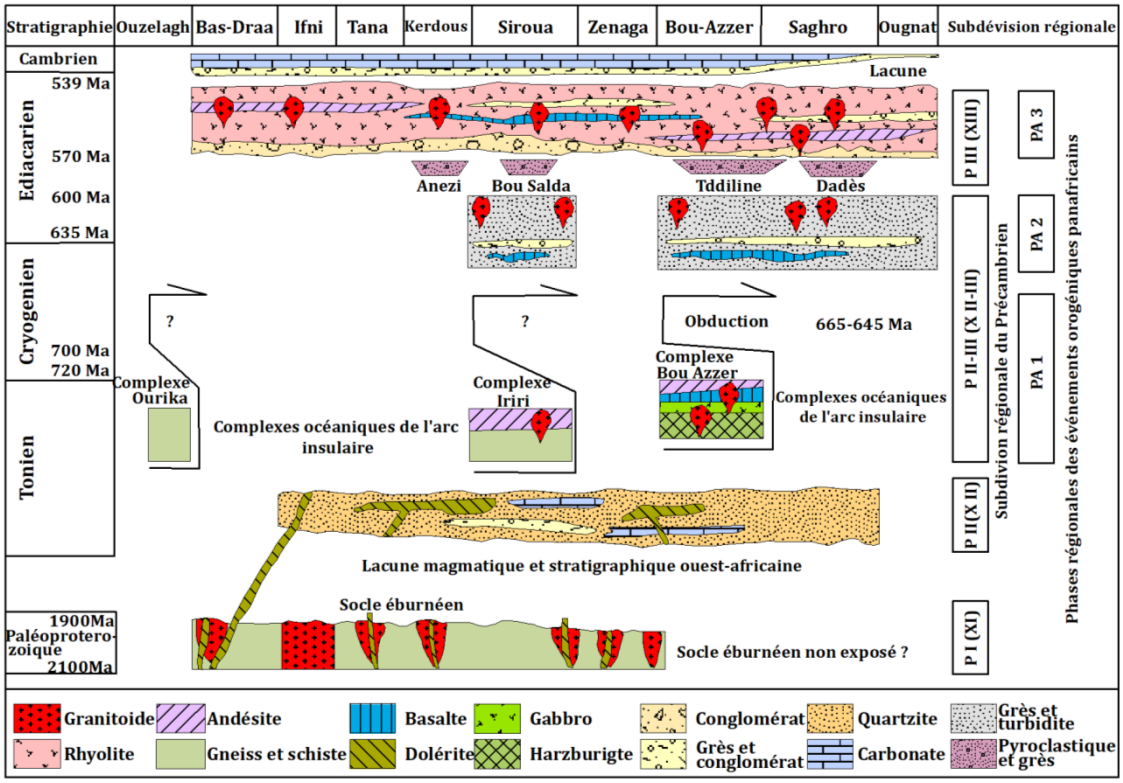


Figure I- 3 : *Colonne litho-stratigraphique de l'orogenèse panafricaine de l'Anti-Atlas (compilé à partir de (Errami et al., 2009; Álvaro et al., 2014; Karaoui et al., 2015; Soulaimani et al., 2018).*

(ii) ***Groupe de Taghdout Lkest*** : des unités de plate-forme déformées d'âge Paléoprotérozoïque terminal, se retrouvent dans l'Anti-Atlas occidental à central (Ikenne et al., 2017). Elle sont intrudées par des dykes mafiques remontant au Mésoprotérozoïque (El Bahat et al., 2013; Youbi et al., 2013) ;

(iii) ***Groupes de Bou-Azzer et d'Iriri*** d'âge Néoprotérozoïque affleurent dans l'Anti-Atlas central, formés par les méta-ophiolites et les unités d'arc océanique et mises en place le long de la zone de suture panafricaine de Bou Azzer-Siroua vers 660-640 Ma (Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2012; Triantafyllou et al., 2020) ;

(iv) ***Groupe Saghro-Bou Salda*** (630 Ma et 610 Ma) est généralement développé dans les boutonnières de Sirwa, de Saghro, d'Ougnat et aussi dans la boutonnière de Skoura qui occupe une partie du front sud du Haut-Atlas central (Gasquet et al., 2008; Liégeois et al., 2006; Michard et al., 2017; Karaoui et al., 2021) ;

(v) Le ***Groupe de Ouarzazate*** (**Figure I-3**) date de l'Ediacarien terminal entoure et scelle toutes les boutonnières de l'Anti-Atlas entre 575-550 Ma (Gasquet et al., 2008; Blein et al., 2014a; Soulaimani et al., 2014, 2018) ;

I.1.2. Evolution géodynamique durant le Précambrien

L'Anti-Atlas a fait l'objet de nombreuses études et interprétations géologiques, dont certaines ont été traduites sous forme de modèles pour expliquer l'évolution géodynamique lors du cycle panafricain. Dans cette section, nous ne présenterons que les nouvelles interprétations géodynamiques, en particulier celles de Soulaimani et al., (2018) et Soulaimani et Hefferan, (2017), qui reposent sur des données radiométriques, géochimiques et géochronologiques.

I.1.2.1. Le cycle orogénique éburnéen

Le socle paléoprotérozoïque de l'Anti-Atlas est principalement constitué de formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques, intrudées par un ensemble plutonique de roches mafiques et felsiques (Gasquet et al., 2005). Ce socle est influencé par l'orogenèse éburnéenne, qui s'est produite légèrement avant 2 milliards d'années (Soulaimani et Hefferan, 2017). Ces roches cristallines sont recouvertes par des dépôts silico-clastique de plateforme, aujourd'hui désignés sous le nom de Groupe de Taghdout-Lkest (Thomas et al., 2004; Gasquet et al., 2008; Ikenne et al., 2017). Les quartzites de ce groupe ont longtemps été attribuées au Tonien-Cryogénien (Clauer, 1974; Thomas et al., 2004), mais leur âge a été récemment contraint entre de 1 710 et 1 639 Ma ; ceci est basé sur la caractérisation d'un certain nombre de dykes basiques intrusifs respectivement dans les quartzites d'Igherm (Ikenne et al., 2017)

et de Taghdout (Lahna et al., 2016). Ces manifestations magmatiques traduisent une phase d'extension tectonique liée à la dislocation de la masse Columbia (Youbi et al., 2013). Durant le Mésoprotérozoïque, les seuls vestiges récemment reconnus sont des dykes basiques datés à 1 385-1 415 Ma (El Bahat et al., 2013). Ces dykes témoignent d'un épisode de fracturation du COA (Soulaimani et Hefferan, 2017).

I.1.2.2. Le cycle orogénique panafricain

Dans la boutonnière de Bou Azzer Soulaimani et Hefferan, (2017), ont identifié quatre phases majeures qui résument l'évolution géodynamique du cycle panafricain (**Figure I-4**) :

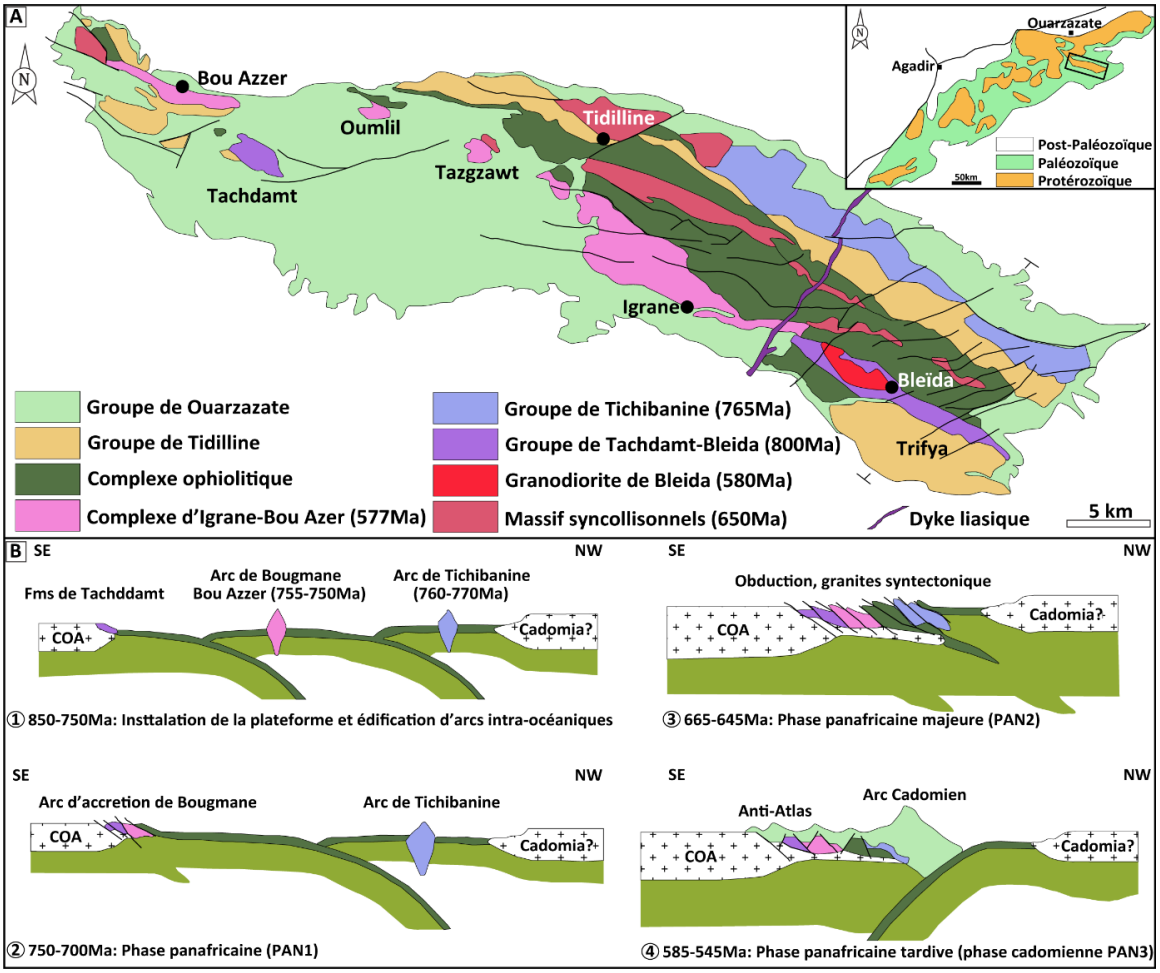


Figure I- 4 : *Modèle géodynamique du cycle panafricain sur le transect de la boutonnière de Bou Azzer (Soulaimani et Hefferan, 2017).*

1. Fracturation de la plateforme cratonique et développement d'arcs intra-océaniques (850-750 Ma) ;
2. La phase panafricaine précoce (PAN1, 750-700 Ma) ;
3. La phase panafricaine majeure (PAN2, 665-645 Ma) ;

4. La phase panafricaine tardive ou la phase cadomienne (PAN3, 585-545 Ma).

I.1.2.3. Les périodes post-orogéniques de l'Édiacarien terminal

Pendant cette phase, le dépôt du Groupe de Ouarzazate (Thomas et al., 2002) a eu lieu, formant une pile de roches volcano-clastiques et volcaniques d'une épaisseur de plus de 2 km. Ce groupe repose en discordance majeure sur les formations sous-jacentes et couvre une large partie de l'Anti-Atlas. Faisant partie de la province magmatique de l'Iapetus central (Youbi et al., 2020). Le Groupe de Ouarzazate représente les vestiges d'une chaîne volcanique formée pendant la fin de l'Édiacarien. Il se dépose dans un contexte tectonique globalement transtensif, sur une topographie de socle très variable, ce qui entraîne une variation significative et rapide de son épaisseur (Thomas et al., 2002; Soulaimani et al., 2003; Soulaimani et Piqué, 2004; Gasquet et al., 2005; Pouclet et al., 2007; Blein et al., 2014b; Belkacim et al., 2017). En effet, plusieurs études ont démontré que le Groupe de Ouarzazate n'est pas affecté par l'orogenèse panafricaine et que sa période de formation qui s'étend de 615 à 550 Ma (Thomas et al., 2002; Gasquet et al., 2005, 2008; Walsh et al., 2012) correspondrait à une période de glaciation majeure (Hoffman et al., 1989; Doblas et al., 2002; Vernhet et al., 2012). En 2012, Walsh et ses collaborateurs ont subdivisé ce groupe en deux parties distinctes : (i) Une partie inférieure largement composée de roches rhyolitiques à andésitiques, de brèches volcaniques et de conglomérats. (ii) Une partie supérieure constituée de coulées rhyolitiques interstratifiées avec des grès volcanoclastiques, des pelites, des conglomérats et des brèches, dominée par des débris volcaniques.

Du point de vue géochimique, le magmatisme du Groupe de Ouarzazate est de nature calco-alcaline fortement potassique à shoshonitique. Il est responsable d'une activité hydrothermale importante, qui a conduit à la formation de diverses minéralisations (argent, mercure, cuivre, plomb, zinc, or, cobalt, nickel, arsenic) (Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2012). Ce magmatisme d'arc diminue rapidement vers environ 545 Ma lors de la première transgression cambrienne (Soulaimani et Hefferan, 2017).

I.1.3. Evolution pré-orogénique du Cambrien au Dévonien

À la fin du Précambrien, l'orogenèse panafricaine a donné naissance au Gondwana (Torsvik et Cocks, 2011). Dans l'Anti-Atlas, l'évolution post-panafricaine a débuté par le dépôt d'une série sédimentaire remarquable par son épaisseur (**Figure I-5**). S'étendant du tardif Édiacarien au Carbonifère, l'épaisseur de cette succession sédimentaire est estimée entre 8 et 9 kilomètres

dans l'Anti-Atlas occidental et entre 4 et 5 kilomètres dans l'Anti-Atlas oriental (Michard et al., 2008) (**Figure I-6**).

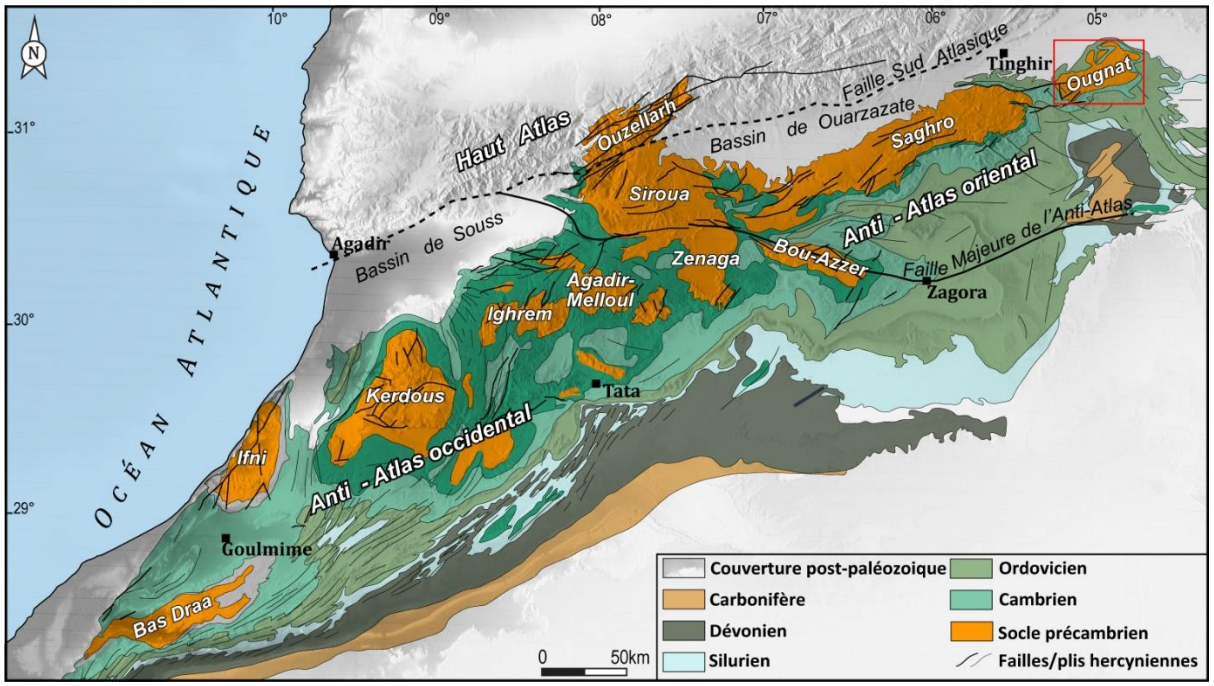


Figure I- 5 : *Carte géologique et structurale de la couverture paléozoïque de l'Anti-Atlas (d'après* Soulaimani et Burkhard, 2008; Michard et al., 2010; Baidder et al., 2016).

La transition entre le Précambrien et le Cambrien se manifeste dans l'Anti-Atlas par un rift associé à une activité volcanique, la formation d'une zone épicontinentale, ainsi que par des cycles transgressifs et régressifs successifs (Destombes et al., 1985; Soulaimani et al., 2014). Les premiers dépôts sont détritiques, suivis rapidement au début du Cambrien par le développement d'une sédimentation carbonatée dans un environnement de plate-forme (Boudda et al., 1979; Geyer et al., 1995). Cette couverture sédimentaire est marquée par des indicateurs cinématiques, des activités magmatiques alcalines et calco-alcalines caractéristiques du rifting (Choubert et Marçais, 1952; Choubert, 1970; Raddi et al., 2007; Soulaimani et al., 2014; Pouclet et al., 2018).

Le rifting cambrien, orienté NW-SE, était moins prononcé que celui de la fin de l'Édiacarien, étant principalement concentré dans les parties occidentale et centrale de l'Anti-Atlas, mais plus au nord dans les régions de l'Atlas et de la Meseta (Álvaro et al., 2010; Soulaimani et al., 2014) (**Figure I-7**). À cette époque, l'Anti-Atlas oriental était considéré comme une zone d'épaulement soulevée du rifting cambrien (Michard, 1976).

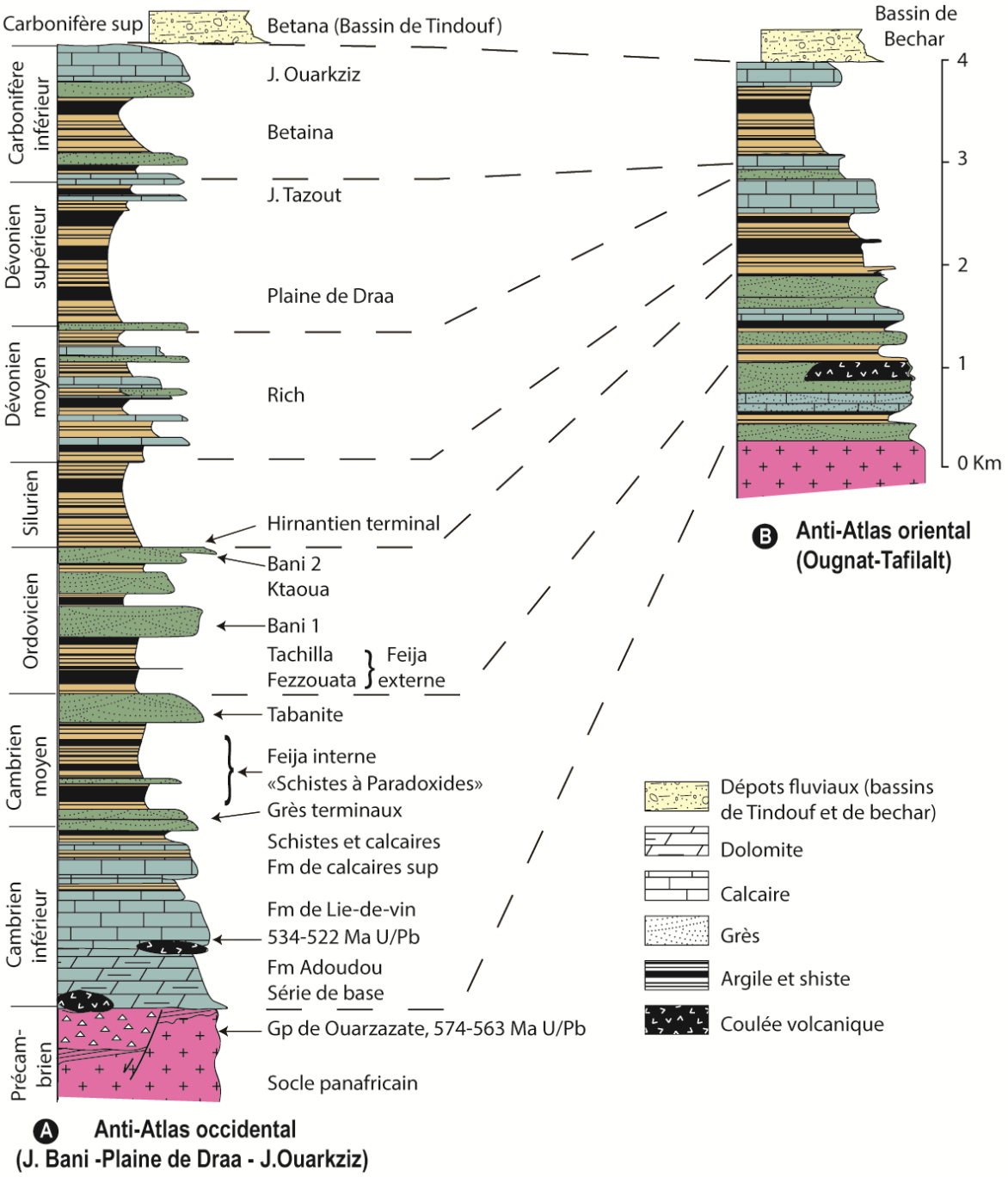


Figure I- 6 : *Succession stratigraphique du Paléozoïque de l'Anti-Atlas* (*Michard et al., 2008*).

Du Cambrien à l'Ordovicien, une subsidence thermique post-rift a prévalu, favorisant principalement une sédimentation détritique provenant de l'érosion de la chaîne de l'Anti-Atlas (Destombes, 1976; Buggisch et Siegert, 1988; Soulaimani et al., 2014; Ouanaimi et al., 2016). Cette subsidence est plus marquée dans l'Anti-Atlas occidental et central, largement contrôlée par des failles orientées est-ouest à nord-ouest/sud-est, tandis que la partie orientale de l'Anti-Atlas reste faiblement subsidente (Soulaimani et al., 2014). À la fin de l'Ordovicien, ces sédiments enregistrent la glaciation hirnantienne. Le Silurien commence par la

déglaciation et le dépôt de mudstones riches en graptolite, avant le retour d'une sédimentation carbonatée à la fin du Silurien (Hollard, 1981), qui se poursuit jusqu'au Dévonien avec des intercalations locales de conglomérats (Wendt, 1985). La fin du Dévonien correspond à une période d'extension tectonique associée à une activité magmatique importante. Cette activité est liée à la dislocation de la plate-forme saharienne, comme en témoignent de nombreuses failles normales à orientation variable, qui entraînent des variations significatives de faciès et d'épaisseur des sédiments (Baidder et al., 2008; Pouclet et al., 2017). Plus récemment, Wendt, (2021), a démontré que ces structures extensives ont été fossilisées à cette époque, car elles sont recouvertes par des dépôts post-dévoniens. Une phase détritique marque la transition entre le Dévonien et le Carbonifère, suivie d'un retour des conditions marines au Viséen inférieur.

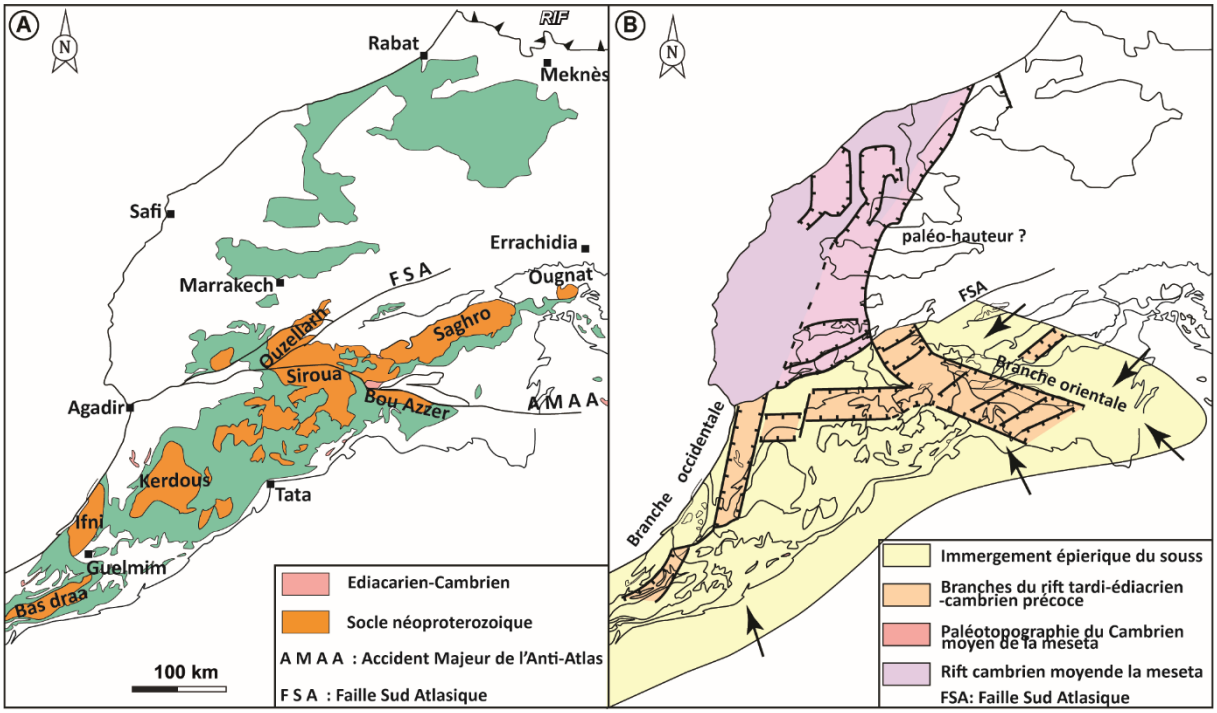


Figure I- 7 : *A : Esquisse géologique montrant les différentes unités géologiques pré-varisques du Maroc (Álvaro et al., 2010). B : Reconstitution paléogéographique des branches de Rift édiacarien-cambrien au Maroc* (Álvaro et al., 2007; Azizi, 1990; Benziane et al., 1983; Bernardin et al., 1988; Boudda et al., 1979; Choubert, 1970; Piqué et Bouabdelli, 1995, *modifié).*

I.1.4. Orogenèse hercynienne

Du Carbonifère terminal au Permien précoce, la déformation hercynienne, également appelée phase néo-varisque (Hoepffner et al., 2006), a affecté l'ensemble des formations sus-jacentes, entraînant un bombement de la chaîne anti-atlasique (Burkhard et al., 2006; Soulaimani et al., 2014). Pendant cet événement, qui correspond à la collision entre Laurasia et Gondwana, la

série sédimentaire paléozoïque de la chaîne a été plissée, tandis que de vastes blocs de son socle protérozoïque ont été soulevés sous la forme de boutonnières (Pique et al., 1989). Ainsi, les relations entre le socle et la couverture révèlent que les failles héritées des rifts édiacariens-cambriens ont été partiellement ou totalement inversées, créant une tectonique de type "à peau épaisse" caractérisée par des plis polyharmoniques dans la couverture paléozoïque et un décollement crustal profond (**Figure I-8**) (Baidder et al., 2016; Burkhard et al., 2006; Soulaimani et al., 2014).

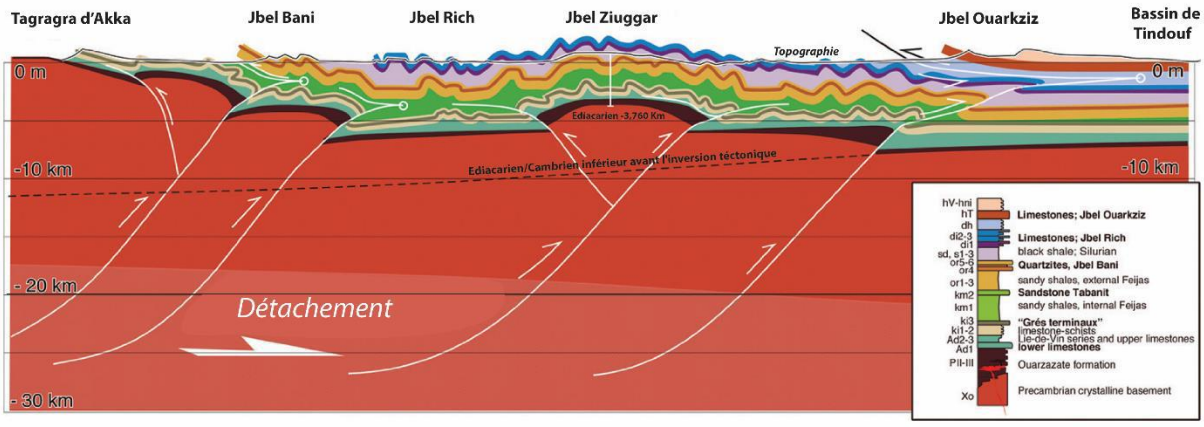


Figure I- 8 : *Coupe géologique de l'Anti-Atlas illustrant le style de la déformation hercynienne : plissement disharmonique dans la couverture et tectonique de blocs dans le socle (Burkhard et al., 2006; Michard et al., 2008).*

I.1.5. Evolution alpine

Vers la fin du Paléozoïque, peu après l'orogenèse hercynienne, le supercontinent de la Pangée s'est formé, avec l'océan Pacifique entourant ses contours. Le continent africain était alors adjacent au futur continent nord-américain (Missenard et al., 2006). Au début du Trias, la fragmentation de la Pangée a entraîné l'ouverture de l'Atlantique central et le déclenchement d'un événement magmatique majeur connu sous le nom de CAMP (Dal Corso et al., 2014). Le Maroc s'est retrouvé ainsi bordé par deux océans, la Téthys au nord-est et l'Atlantique émergent à l'ouest. Entre les deux, s'est développé un important système de rift appelé le rift Atlasique (Favre et Stampfli, 1992; Missenard et al., 2006; El-Arabi, 2007; Frizon et al., 2009; Skikra et al., 2021). Cependant, aucun sédiment d'âge permien-jurassique n'est observé dans l'Anti-Atlas, à l'exception du plateau de Siroua où d'importantes couches rouges triasiques ont été mises en évidences (Chevallier et al., 2001; El Arabi et al., 2003). Cela est dû au soulèvement de la chaîne anti-atlasique, suivi d'une érosion de 7,5 à 10,5 km des couches crustales (Gouiza, 2016). Ainsi, pendant le Trias, l'Anti-Atlas correspondait au

compartiment surélevé de la zone du Rift Atlasique-Atlantique (**Figure I-9**) (Soulaimani et al., 2014).

L'activité magmatique du CAMP est répandue dans la chaine par la mise en place de dykes de dolérites orientés NE-SW (ex. Dyke de Foum Zguid et celui d'Igherm) et sills (ex. sills de la vallée de Draa), témoignant d'une distension continentale de direction NW-SE (Hailwood et Mitchell, 1971; Leblanc, 1973; Hollard, 1981; Youbi et al., 2003; Laville et al., 2004) (**Figure I-9).** Les sédiments les plus anciens, discordants sur le socle paléozoïque sont d'âge Crétacé inférieur (Choubert et al., 1966; Martinis et Visintin, 1966). Par contre, les carbonates du Cénomano-Turonien sont observés tout autour de l'Anti-Atlas, à la fois sur le socle, et sur les dépôts détritiques du Crétacé inférieur.

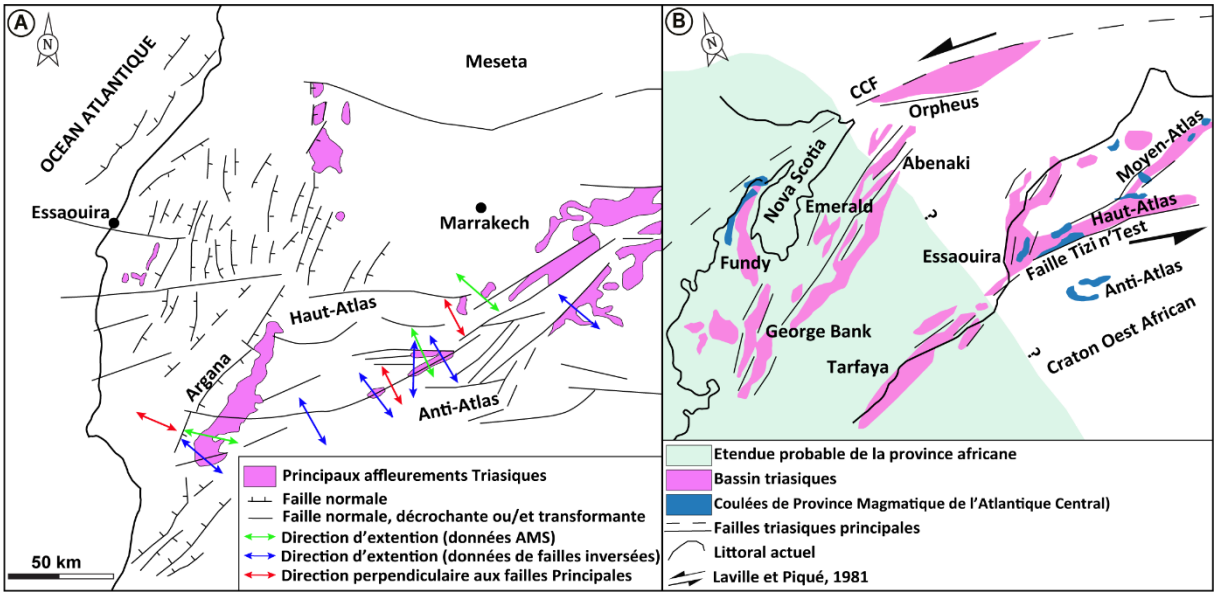


Figure I- 9 : *A. Carte structurale simplifiée d'après* (*Skikra et al., 2021*) *montrant l'orientation de la contrainte normale minimale durant le rifting atlasique (atlantique) déduite des analyses de failles* (*Medina et Errami, 1996; El Arabi et al., 2003; Qarbous et al., 2011*) *et de données d'AMS (Oliva-Urcia et al., 2016). B : Reconstruction géographique régionale de la Pangée centrale au cours du Trias* (*Le Roy et Piqué, 2001; Laville et al., 2004; Davison, 2005; Gouiza et al., 2010; Labails et al., 2010; Skikra et al., 2021*).

La sédimentation s'est maintenue jusqu'au Crétacé supérieur, dans des environnements marins peu profonds, avec la formation de carbonates du Cénomano-Turonien et de gypses du Coniacien-Maastrichtien, scellant les formations sous-jacentes (Swezey, 2009). Cette sédimentation s'est poursuivie jusqu'à l'Éocène, permettant l'accumulation de 1,5 km de sédiments marins qui recouvrent les dépôts crétacés des bassins d'avant-pays, tels que le bassin de Ouarzazate (Beauchamp et al., 1999). Pendant la phase de soulèvement cénozoïque de la chaîne atlasique, la sédimentation syntectonique dans le bassin de Ouarzazate est passée

d'un environnement marin à un environnement continental, en raison de l'érosion provenant du front sud-atlasique (El Harfi et al., 2001; Frizon et al., 2009; Görler et al., 1988; Pastor et al., 2012; Tesón, 2009). À cette époque, l'Anti-Atlas a subi une exhumation du socle de l'ordre de 2 à 3,5 km et est considéré comme étant la partie sud de l'avant-pays de la chaîne du Haut-Atlas (Gouiza, 2016). Ce soulèvement a été accompagné d'un volcanisme alcalin néogène, probablement lié à une importante anomalie thermique profonde oblique au système atlasique (Frizon et al., 2009). Dans l'Anti-Atlas, le volcanisme cénozoïque est présent uniquement dans les boutonnières de Siroua (comme le stratovolcan du Siroua) et de Saghro (comme le volcanisme alcalin de Foum el Kous) (Berrahma et al., 1993).

Au cours du Néogène au Quaternaire, les phases finales de l'orogenèse atlasique se manifestent le long du front sud-atlasique, notamment dans les bassins de Souss et de Ouarzazate, ainsi que dans le massif du Saghro. Ces manifestations sont contrôlées par des directions de raccourcissement principalement orientées NW-SE et subméridiennes (Aabi et al., 2021; Ellero et al., 2020; Fekkak et al., 2018; Hejja et al., 2020; Leprêtre, 2015; Malusà et al., 2007; Pastor et al., 2012). La sismicité et les indicateurs structuraux associés à cette compression sont particulièrement visibles dans la limite nord du bassin cénozoïque de Ouarzazate, à proximité du front sud-atlasique. On y observe de nombreuses flexures orientées vers l'est à l'est-nord-est, accompagnées de plis très ouverts (Pastor et al., 2012; Leprêtre, 2015). Cette région témoigne donc de l'histoire de la collision continentale entre l'Ibérie et l'Afrique du nord-ouest, qui a entraîné le soulèvement du Haut Atlas (Ellero et al., 2020; Fekkak et al., 2018).

I.2. L'Anti-Atlas : une province métallogénique marocaine

L'Anti-Atlas marocain est une région métallogénique étendue, abritant de nombreux gisements et indices de métaux de base et précieux. Ces minéralisations se concentrent principalement au sein des boutonnières précambriennes. L'Anti-Atlas est reconnu comme étant la région la plus riche en métaux de base et précieux au Maroc, activement exploitée à grande échelle (Marcoux et Jébrak, 2011). Certains gisements métallifères sont toujours en exploitation, tandis que d'autres ont été abandonnés. Dans cette province métallogénique, le massif de l'Ougnat représente l'une des zones les plus étendues en termes d'exploitation minière et d'exploration. On y trouve de nombreux gisements de plomb-zinc ± argent ± or, tels que Bou Madine (Abia et al., 2003), ainsi que les anciennes mines de plomb-zinc ± argent d'Ansmim et de plomb-argent d'Isk n'Oudaden, qui sont aujourd'hui fermées. Le massif de l'Ougnat et sa couverture paléozoïque peuvent également être qualifiés de province

métallogénique pour la barytine, car une multitude de gisements de barytine et de plombo-barytine (Michard, 1989; Azza et Makkoudi, 1996) sont connus à l'intérieur et aux alentours de cette boutonnière (**Figure I-10**).

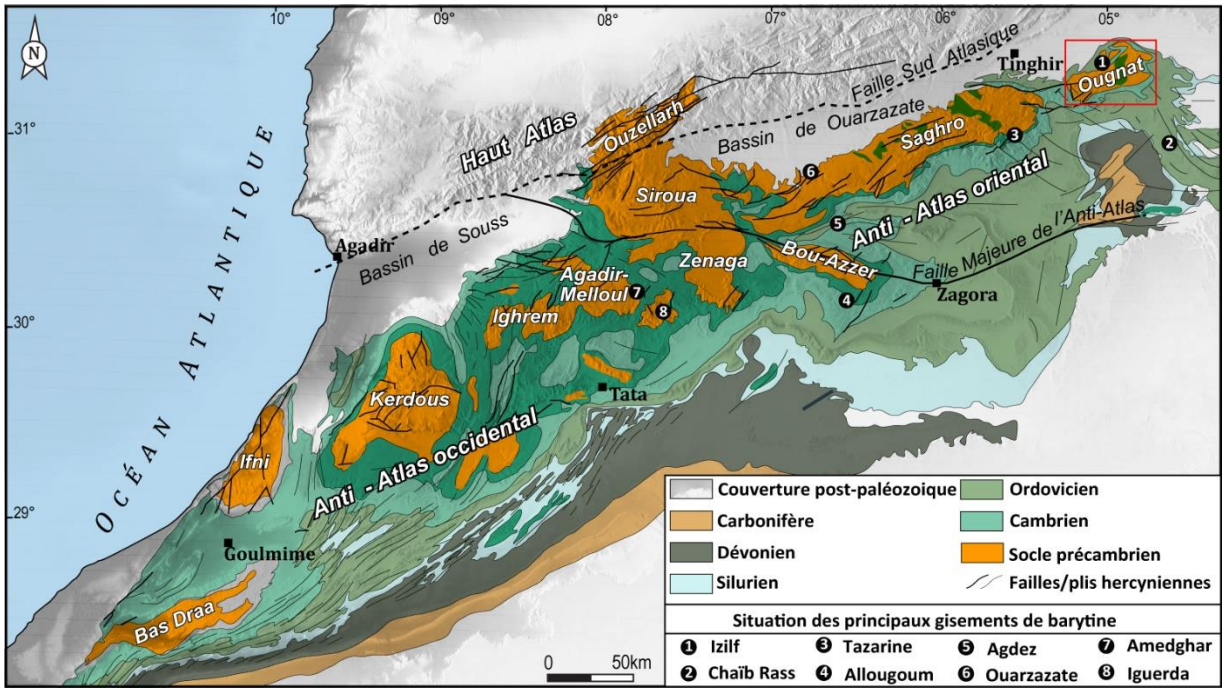


Figure I- 10 : *Carte géologique de l'Anti-Atlas montrant l'emplacement des principaux gisements de barytine* (*Azza, 1998; Soulaimani et Burkhard, 2008; Michard et al., 2010*).

I.3. Le massif de l'Ougnat

I.3.1. Aperçu géographique

La boutonnière de l'Ougnat, objet de cette étude, est la boutonnière la plus orientale de l'Anti-Atlas. Elle est délimitée au nord par la plaine de Ferkla, à l'est par la plaine de Tafilalt, au sud par la plaine du Maïder et à l'ouest par la boutonnière de Saghro. Les montagnes de Saghro et de l'Ougnat forment ensemble l'Anti-Atlas oriental. Le noyau de cette chaîne est constitué de terrains précambriens de l'Ougnat, tandis que les terrains paléozoïques du Tafilalet, du Maïder au sud, de l'oued Rhéris-Jorf à l'est et de Tisdafine au nord se trouvent de part et d'autre de ce massif. Ce dernier est composé de collines formées de matériaux volcaniques, avec des reliefs arrondis sculptés par un réseau hydrographique aux vallées étroites qui débouchent souvent sur de larges vallées creusées dans les formations détritiques paléozoïques qui entourent le massif de tous les côtés. Les altitudes enregistrées dans le massif et ses abords varient de 1 100 à 1 735 m. Le massif de l'Ougnat est accessible par la route nationale N10 qui relie les villes de Tinghir et d'Errachidia. À quelques kilomètres à l'est du village de Taghoucht, le

piton précambrien de Jbel Abdellah constitue le point culminant du massif de l'Ougnat, avec une altitude de 1 735 m (**Figure I-11**).

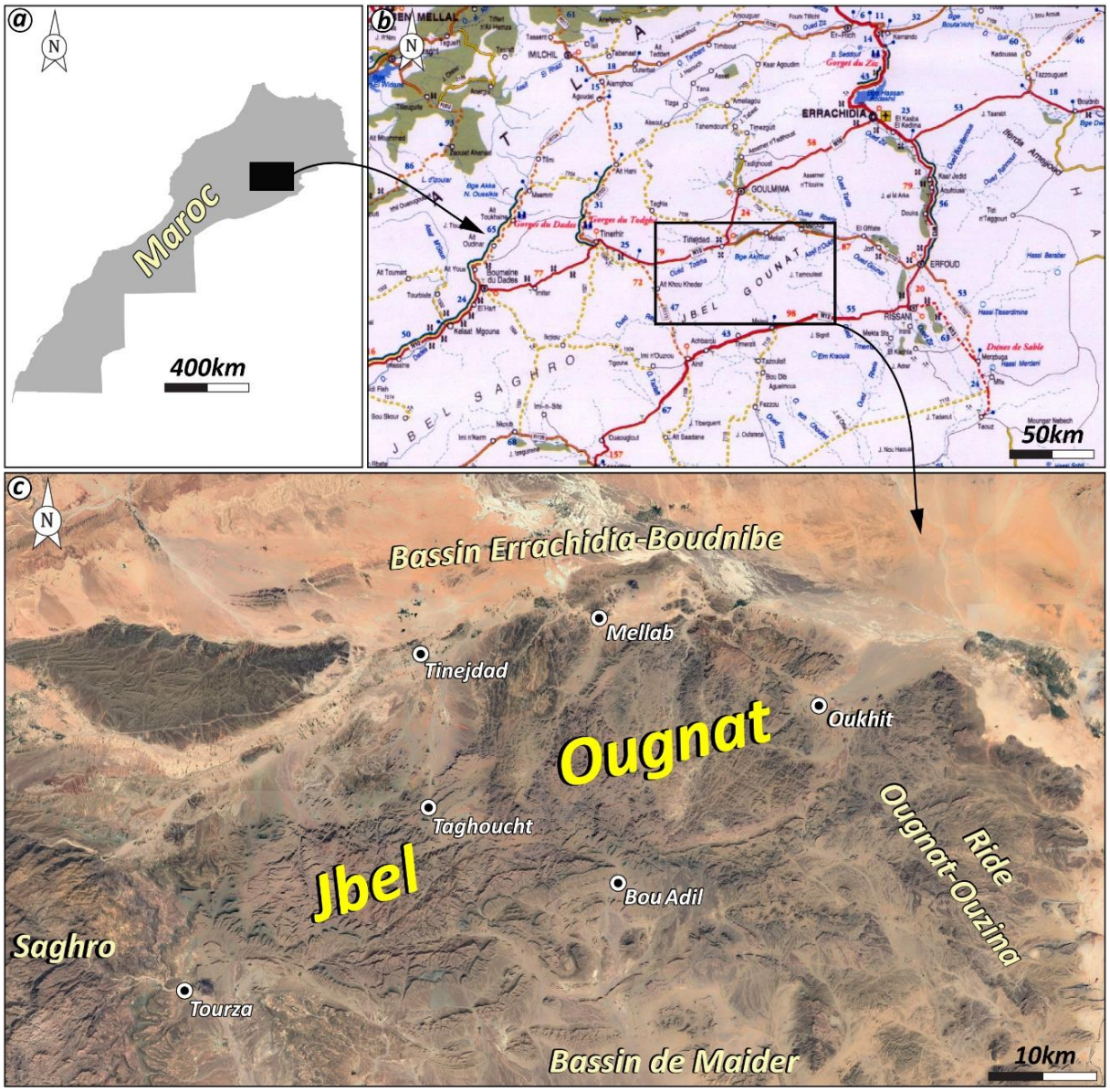


Figure I- 11 : *Localisation géographique du massif de l'Ougnat (Extrait de l'image satellitaire de Google Earth).*

I.3.2. Cadre géologique

La boutonnière de l'Ougnat est composée d'un socle métasédimentaire plissé et schistosé du Néoprotérozoïque, connu sous le nom de Groupe de Saghro (Abati et al., 2010; Fekkak et al., 2003; Gasquet et al., 2008; Michard et al., 2017). Les datations basées sur le zircon détritique U-Pb suggèrent que la sédimentation des grauwackes du Groupe de Saghro s'est produite il y a environ 610-620 Ma (Abati et al., 2010; Atif et al., 2022). De plus, les datations basées sur le zircon U-Pb ont révélé que le Groupe de Saghro a été intrudé par la granodiorite de Mellab,

datée d'environ 547±26 millions d'années (Mrini et al., 1992). Les formations sédimentaires sus-jacentes sont des dépôts volcano-sédimentaires de la fin du Néoprotérozoïque (Édiacarien supérieur) (Michard et al., 2017). Ces formations précambriennes tardives sont discordantes par rapport aux sédiments paléozoïques qui les recouvrent. La structure anticlinale de la boutonnière de l'Ougnat présente les formations néoprotérozoïques au centre et les formations de la couverture paléozoïque en périphérie (Essalhi et al., 2016) (**Figures I-12 et 13**).

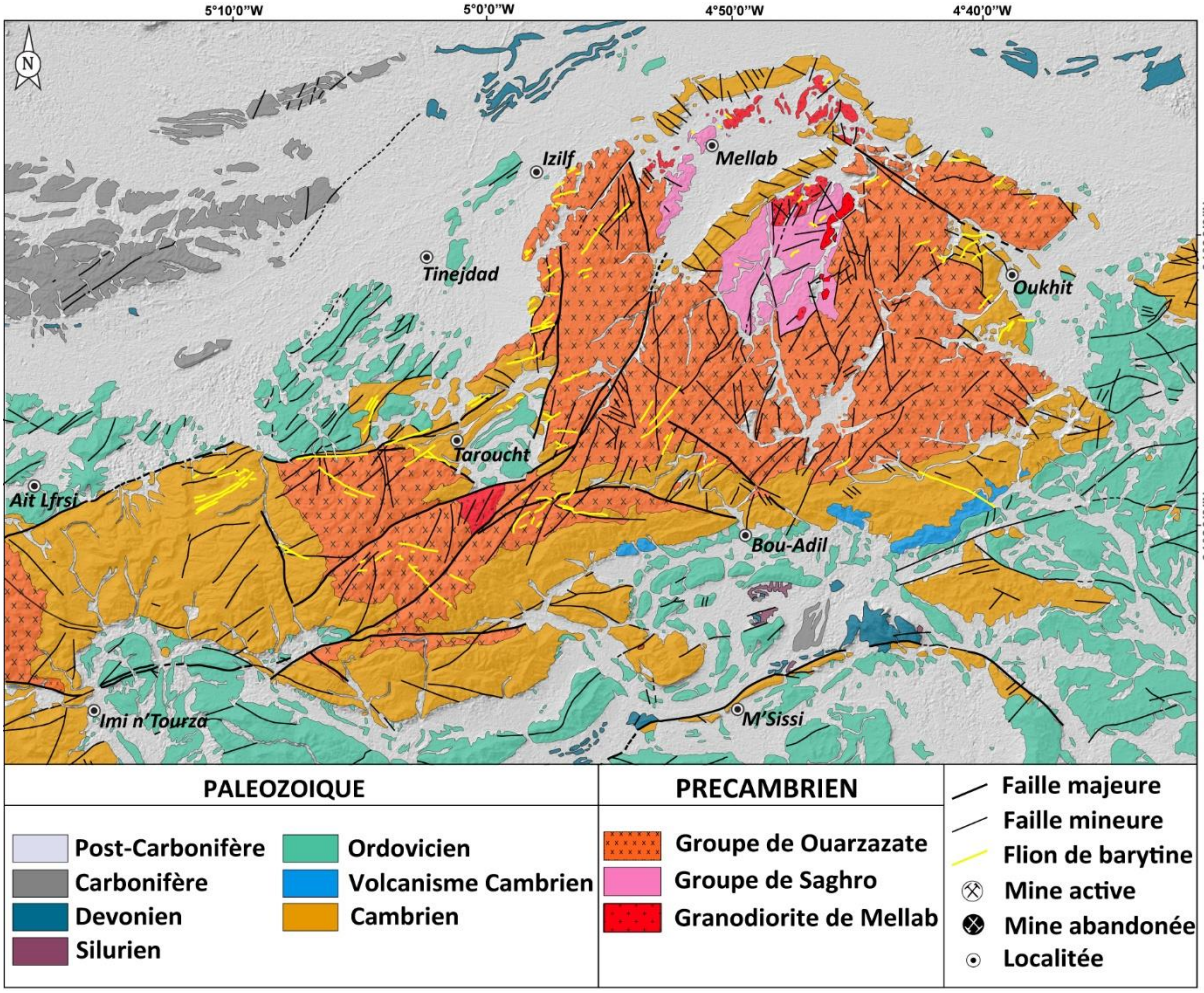


Figure I- 12 : *Carte géologique schématique du massif de l'Ougnat (d'après Destombes et Hollard, 1988).*

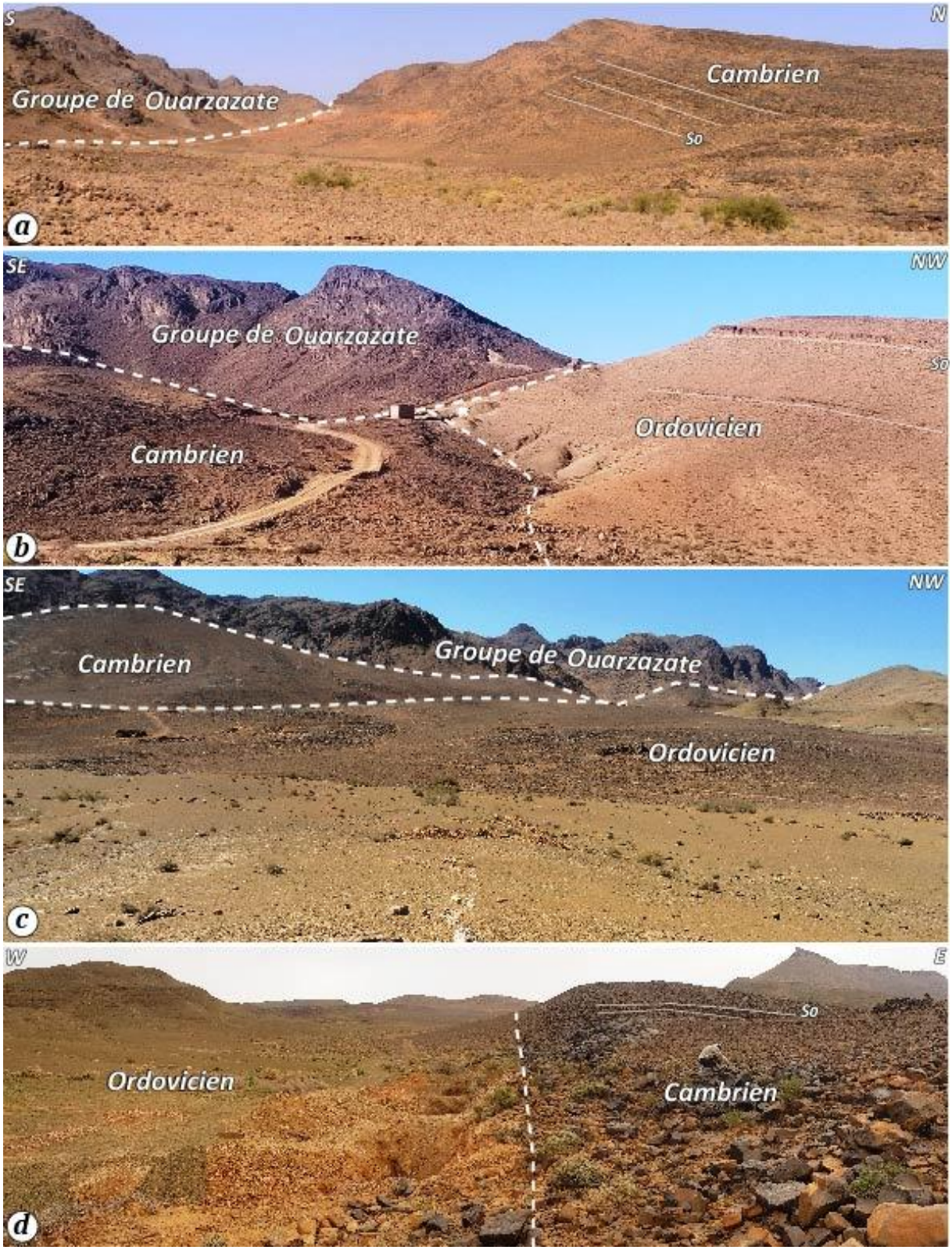


Figure I- 13 : *Photos de différentes zones du contact des faciès de la boutonnière de l'Ougnat. (a) Zone de contact faillé entre les grès du cambrien inférieur et les formations volcaniques du GO. (b) Vue panoramique de la zone de contact Précambrien-Ordovicien. (c) Point triple entre le GO, le Cambrien et les grès de l'Ordovicien. (d) Zone de contact faillé entre les grès du Cambrien et les schistes d'Ordovicien au flanc sud du massif de l'Ougnat.*

I.3.2.1. Le socle précambrien

Le socle rocheux présente une lithologie variée et témoigne d'une activité géologique complexe. Le Néoprotérozoïque se compose de deux domaines géologiques majeurs à savoir :

I.3.2.1.1. Le groupe du Saghro

La série métasédimentaire néoprotérozoïque décrite dans la boutonnière d'Ougnat présente des similitudes avec les séries néoprotérozoïques des boutonnières d'Imiter et de Kelaa M'Gouna, telles que décrites respectivement par Marini et Ouguir, (1990) et Fekkak et al., (2000). Les métagreywackes du groupe du Saghro, qui constituent cette série, ont subi une déformation, une schistosité et un métamorphisme, se transformant en faciès de schistes verts à chlorite et séricite (Lécolle et al., 1991, 2003), et ont été granitisés lors de l'orogenèse panafricaine. Ces formations géologiques sont exposées dans la partie centrale nord de la boutonnière d'Ougnat. Des recherches récentes menées par Michard et al., (2017) ont permis d'établir une colonne stratigraphique dans la boutonnière de l'Ougnat. De bas en haut, la série commence par une alternance rythmique de grès fins d'épaisseur variant de quelques centimètres à quelques décimètres, de grès à grain fin, d'arkoses, de grauwackes et de quartzwackes intercalés (**Figure I-15a**). Les granitoïdes présents se divisent en deux faciès pétrographiques distincts : (i) la diorite quartzique et (ii) les granites (Mrini et al., 1992; El-Baghdadi et al., 2001). On suppose que la mise en place de ces deux types de granitoïdes s'est produite de manière synchrone (El-Baghdadi et al., 2001; Abia et al., 2003). Ces intrusions ont provoqué un métamorphisme de contact, induisant la formation de biotite, cordiérite, andalousite et grenat dans la série métasédimentaire (Essalhi et al., 2016). Les relations entre les granitoïdes et le plissement des séries sédimentaires indiquent que les granitoïdes de l'Anti-Atlas oriental sont tardi à post-tectonique (Cheilletz et al., 2002; Errami et al., 2009; Youbi et al., 2013; Baidada et al., 2017).

I.3.2.1.2. Le groupe de Ouarzazate

La couverture volcano-sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal est constituée de roches volcaniques et volcano-sédimentaires appartenant au groupe de Ouarzazate (Ediacarien). Cette série se compose, de bas en haut : (i) Des conglomérats à des éléments anguleux et de tailles différentes, provenant de l'érosion des séries métasédimentaires et des granitoïdes (Essalhi et al., 2016). (ii) La Formation de Tamerzaga-Timrachine (FTT), qui est un empilement d'ignimbrites et de coulées de lave andésitique intercalées. (iii) La Formation de Ouin Oufroukh (FOO), comprenant des roches sédimentaires et volcano-sédimentaires telles

que des calcaires, des cherts, des mudstones, des grès, des conglomérats, ainsi que des tufs et des niveaux de rhyolites et d'andésites. (iv) La Formation d'Aoujane Aïssa (FAA), dominée par des roches ignimbritiques avec des intercalations de coulées de laves dacitiques et basaltiques, se terminant par une coulée de lave basaltique (Paile, 1983). Cependant, les recherches récentes menées par Raddi et al., (2006, 2012) ont permis de remettre en question à la colonne lithostratigraphique établie par Paile, (1983). Il a subdivisé le Néoprotérozoïque terminal en trois formations principales : les formations de Tamerzaga, Bou Naga et Aoujane Aïssa, séparées par deux intercalations volcano-sédimentaires, ainsi que de nombreuses intrusions plutoniques de granodiorites (**Figures I- 14 et 15b**).

I.3.2.2. La couverture paléozoïque

Dans le massif de l'Ougnat, l'Infracambrien repose directement sur les terrains néoprotérozoïques. La couverture primaire, composée des formations du Cambrien et de l'Ordovicien, présente une alternance de niveaux transgressifs continentaux (grès et conglomérats), de zones côtières (calcaires et dolomies) et de pélites. Cela témoigne d'une paléogéographie de haut-fond, relativement stable, dans le massif de l'Ougnat (Raddi et al., 2006, 2012). L'ensemble de la série paléozoïque atteint une épaisseur de 4 km dans la partie sud de la boutonnière d'Ougnat, ce qui contraste avec la couverture de l'Anti-Atlas occidental, dont l'épaisseur atteint 10 km (Geyer et al., 2004; Raddi et al., 2007) (**Figure I-15c**).

I.3.2.2.1. Le cambrien

❖ **Cambrien inférieur**

Le Cambrien inférieur débute par des conglomérats formant la base de la transgression (Destombes et al., 1985). Ces conglomérats sont plus ou moins indurés et composés d'éléments polygéniques centimétriques et décimétriques de nature variée : granite, grès, schistes, andésites, rhyolites et ignimbrites. On observe une alternance de niveaux continentaux, gréso-conglomératiques et de carbonates littoraux, qui passent latéralement à des faciès continentaux, notamment à l'est du massif d'Ougnat (Raddi et al., 2006, 2012) (**Figures I-16a et b)**. Au sud de ce massif, le Cambrien inférieur atteint son épaisseur maximale, environ 200 mètres (Raddi et al., 2013). Il débute par un poudingue d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, principalement constitué de rhyolites néoprotérozoïques, mais comprenant également des éléments de rhyo-dacites, de dolérites équantes et/ou porphyriques, ainsi que de rares gabbros (Geyer et al., 2004; Raddi et al., 2007). Ce poudingue est mal trié (éléments de quelques centimètres à 50 cm) et peu induré, avec une matrice gréso-arkosique et un ciment carbonaté.

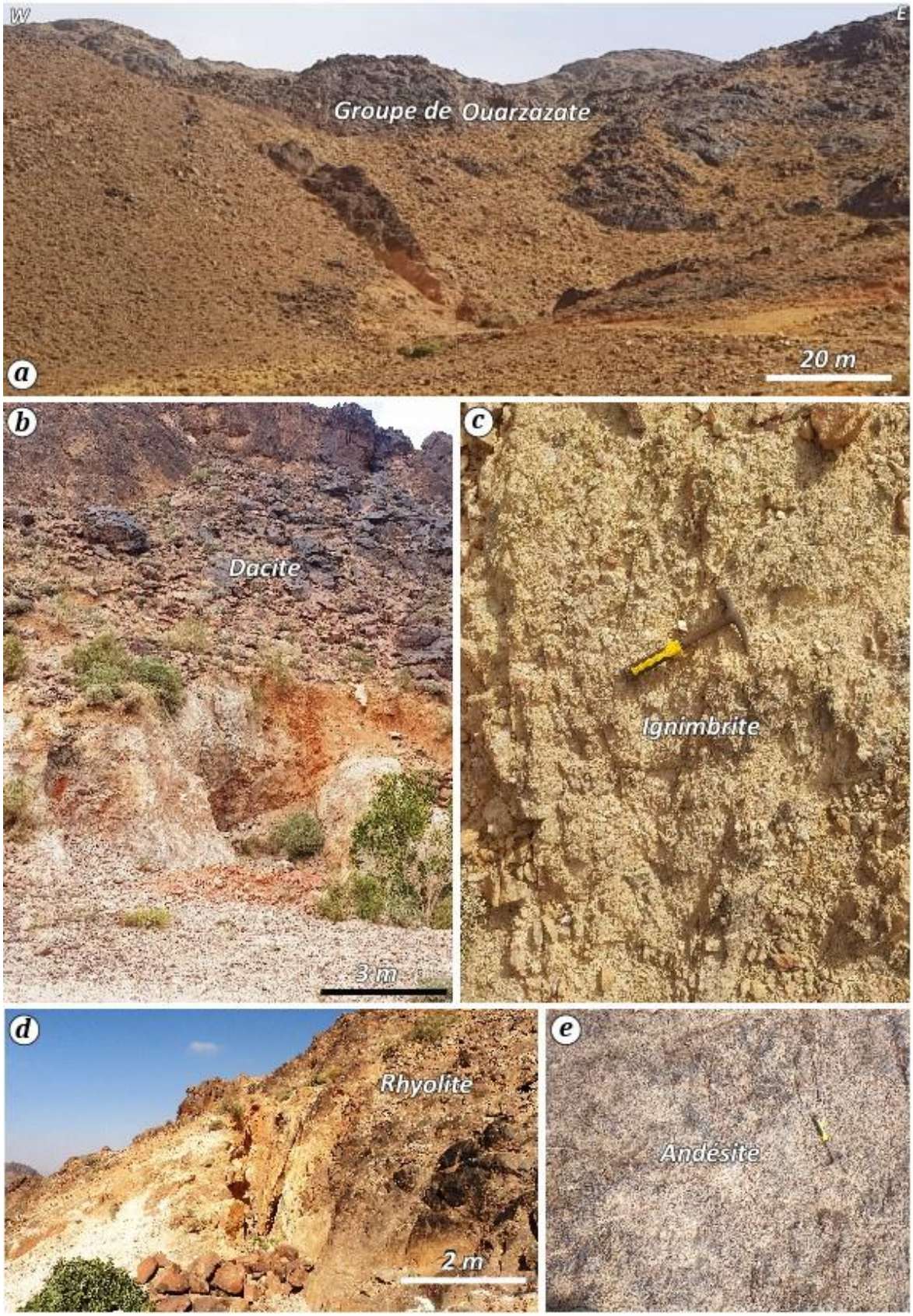


Figure I- 14 : *Photos de différents faciès du complexe volcano-sédimentaire du GO de la boutonnière de l'Ougnat. (a) Vue panoramique du GO, (b) : Les dacites, (c) : Les ignimbrites, (d) : Les rhyolites, (e) : Les andésites.*

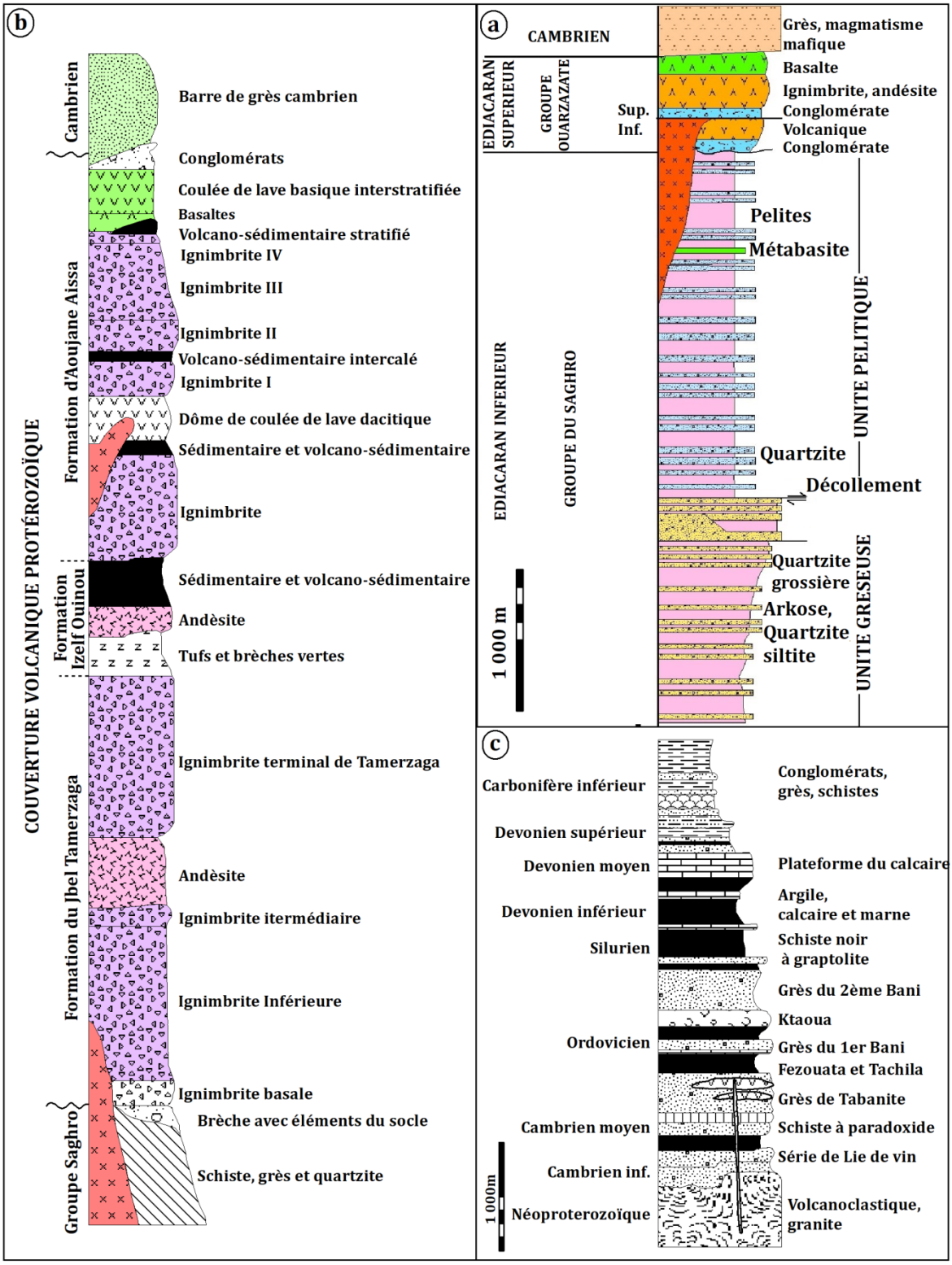


Figure I- 15 : *(a) : Colonne stratigraphique du groupe Saghro dans le massif de l'Ougnat (Michard et al., 2017). Flèches doubles : niveau de décollement potentiel. (b) : Succession lithostratigraphique du groupe Ouarzazate dans la boutonnière de l'Ougnat (Paile, 1983, modifié). (c) : Représentation synthétique des différentes formations stratigraphiques paléozoïques dans l'Anti-Atlas oriental. Les âges et les noms traditionnels des formations sont basés sur les travaux de (Destombes et al., 1985; Destombes et Hollard, 1986; Dresnay, 1988; Geyer et al., 2004). Les niveaux de décollement potentiels sont indiqués en noir.*

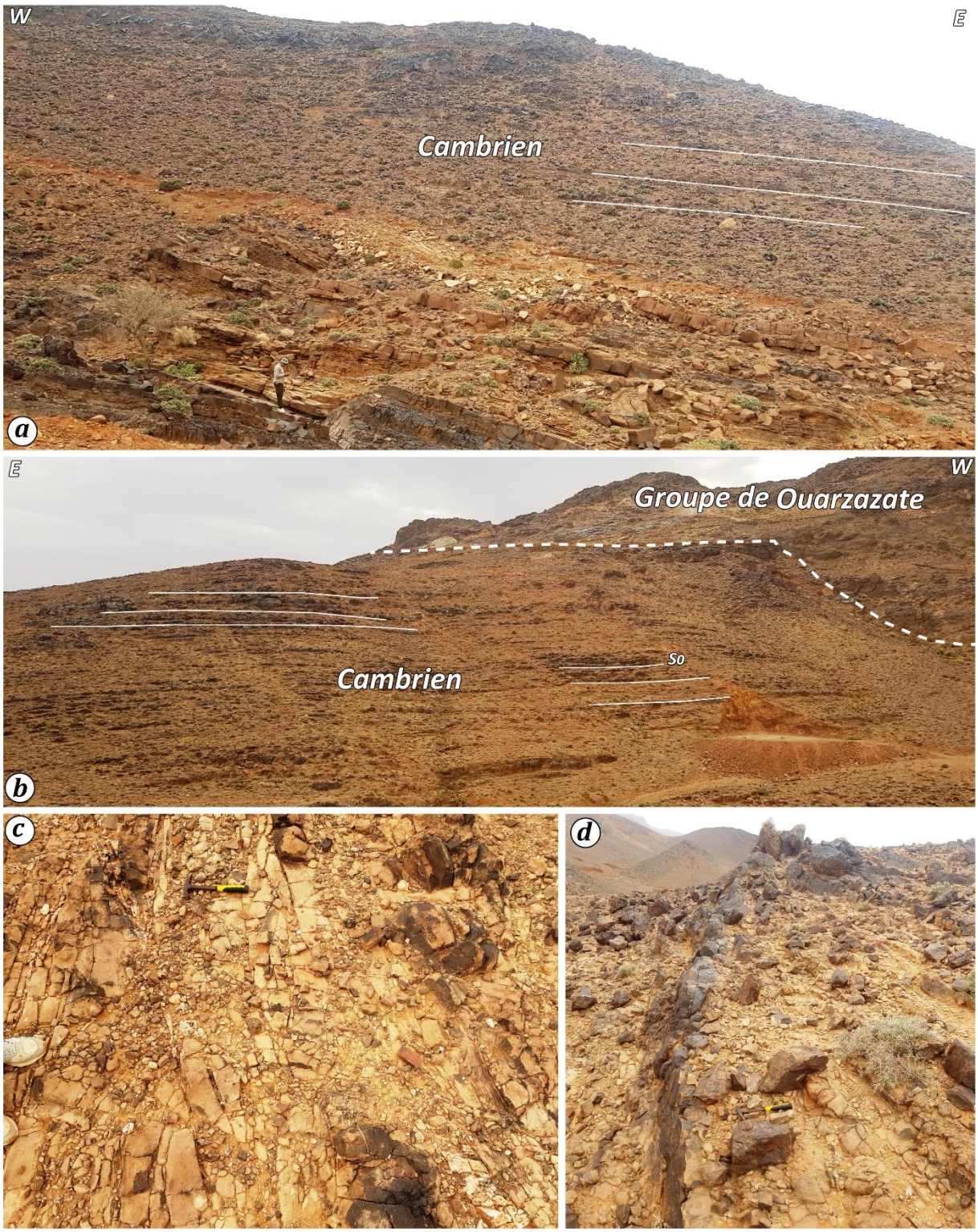


Figure I- 16 : *Photos de* différents faciès sédimentaires du Cambrien. (a) : Les bancs de grès du Cambrien inférieur. (b) : Contact faillé entre les formations sédimentaires cambriennes et le GO. (c) et (d) : Grès de Tabanite du Cambrien.

❖ **Cambrien moyen**

Le Cambrien moyen est traditionnellement subdivisé, dans l'Anti-Atlas oriental, en deux formations principales : la formation des schistes à Paradoxides (avec la "Brèche à Micmacca" peu marquée à sa base) et, au-dessus, la formation des grès de Tabanit (Raddi, 2012) (**Figures I-16c et d**). Dans l'Anti-Atlas central et occidental (Destombes et al., 1985), il s'agit des formations du Jbel Afraou (terminant avec le niveau à Bailiella) et de la formation d'Azlaft. Cette dernière débute par quelques mètres de pélites beiges avec des niveaux carbonatés peu épais (quelques centimètres). Ensuite, on trouve une lumachelle contenant des débris de trilobites, d'une épaisseur inférieure à 2 mètres (cette lumachelle est connue dans tout l'Anti-Atlas sous le nom de "Brèche à Micmacca" ou formation de Wawrmast (Destombes et al., 1985; Raddi et al., 2006, 2012).

Une lacune dans tout le Cambrien supérieur caractérise, avec quelques rares exceptions, l'ensemble de l'Anti-Atlas (Destombes et Feist, 1987). La transgression de l'Ordovicien a été précédée, dans l'Ougnat, par une forte érosion du Cambrien moyen (Destombes, 2006).

I.3.2.2.2. L'Ordovicien

La série ordovicienne présente une transgression, soit sur la série litée volcano-sédimentaire qui marque la fin de l'activité volcanique cambrienne, soit sur les derniers bancs de grès de Tabanit, voire même sur les Schistes à Paradoxides (Raddi et al., 2006 et 2012). Selon Destombes, (2006), l'épaisseur de l'Ordovicien dans la région d'Ougnat varie à la fois "par le bas" (en transgressant sur un haut-fond) et "par le haut". Le seul endroit où l'on peut observer le contact direct entre la première formation ordovicienne, les pélites du Fezouata supérieur et les grès de Tabanit, se trouve à Ikourbibene à l'est d'Oukhit (Raddi, 2012). Dans les autres endroits, ce contact est perturbé par l'activité volcanique qui marque la fin du Cambrien moyen. À cet endroit précis, la formation du Fezouata supérieur, datée par des graptolites de l'Arenig inférieur (Destombes, 2006), repose sur les grès du Cambrien moyen de manière nettement discordante, à travers un poudingue contenant des galets de grès et de basaltes. Au sud du massif d'Ougnat, dans la région de Bou Adil, l'Ordovicien transgresse de manière discordante sur le Cambrien moyen (Grès de Tabanit), avec une lacune à la base (le Trémadoc n'est pas représenté), et il débute avec l'Arenig inférieur (Destombes et al., 1985; Raddi et al., 2006, 2012) (**Figure I-17)**.

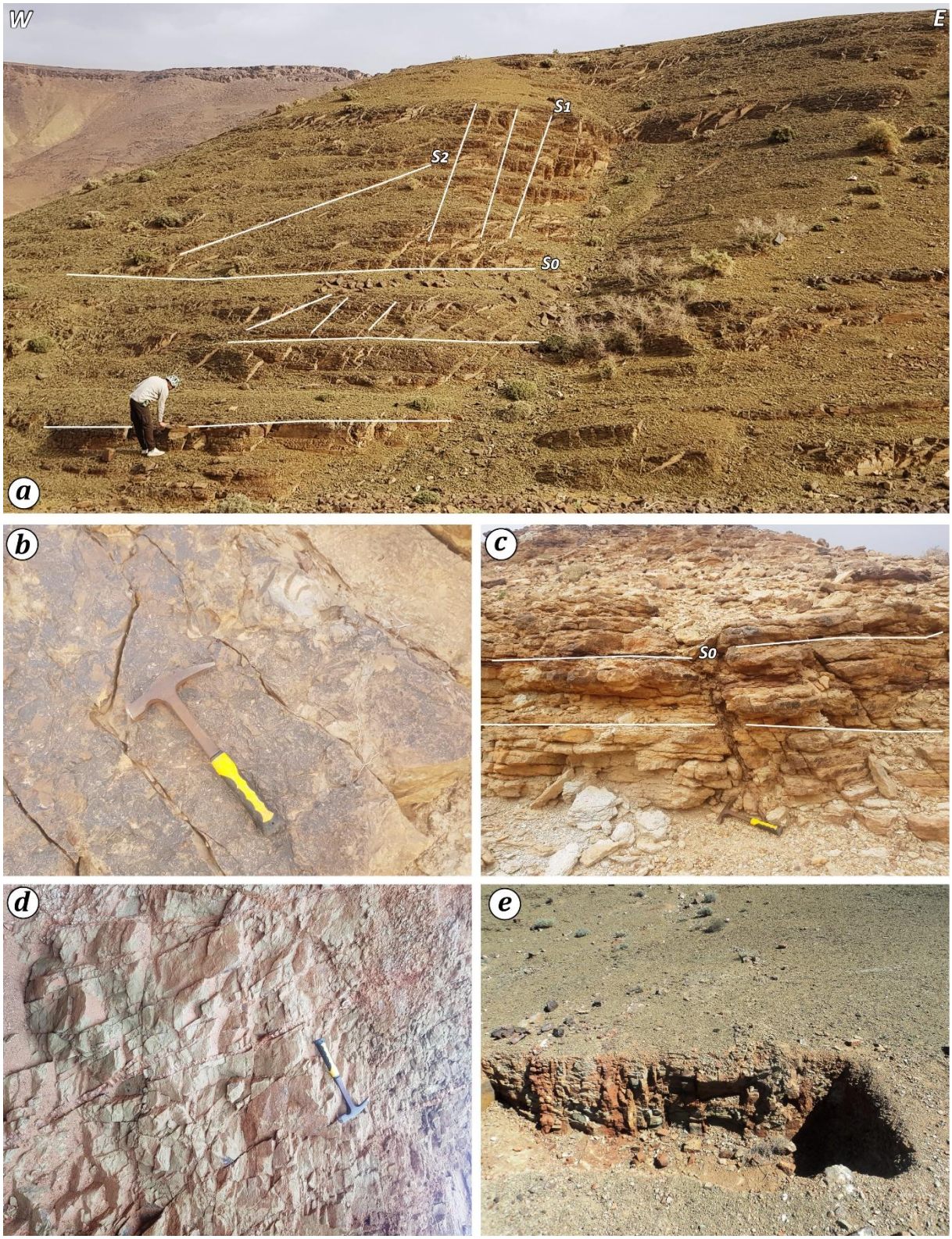


Figure I- 17 : *Photos de différents faciès sédimentaires d'Ordovicien. (a), (d) et (e) Vue panoramique montrant la formation schisteuse des Fezouata avec les deux plans de schistosités. (b) et (c) : La formation des Tachilla constituée essentiellement par des schistes gréseux.*

I.3.3. Tectonique du massif de l'Ougnat

Il existe plusieurs séries de fractures dans l'ensemble des formations du massif précambrien et sa couverture cambro-ordovicienne, chacune ayant une histoire spécifique (**Figure I-18**).

❖ **Faille senestre N30°E et fractures associées**

Le jeu de fractures le plus proéminent est représenté par des failles plurikilométriques orientées N30°E, délimitant plusieurs blocs tectoniques dans le Jbel Ougnat. Elles présentent une histoire polyphasée, commençant par un système de faille normale sénestre, suivi d'une réactivation en tant que failles normales. Les failles normales-sénestres orientées N30°E étaient actives au début du Ediacarien supérieur, car :

(i) Elles n'affectaient que les ignimbrites inférieures de la FTT (dans la FAA, les failles N30°E sont des failles normales tardives) ;

(ii) Et la faille senestre de l'Oued n'Ou Karouz présente un comportement ductile dans les ignimbrite inférieures (Freton, 1988), démontrant ainsi que le flux d'ignimbrite et l'activité tectonique étaient coévales.

Cette interprétation est cohérente avec les données lithostratigraphiques du FTT car :

(i) De NE à SW de l'Ougnat occidental, les galets du conglomérat basal sont de plus en plus lissés, tandis que l'épaisseur des Ignimbrites inférieures augmente progressivement, passant de moins de 20 m à plus de 560 m dans la région de Bou Madine (où un forage à cette profondeur n'a pas atteint la base d'ignimbrite) (Abia et al., 2003). Ces relations sont compatibles avec un basculement vers le SW du socle en raison de l'activité syn-volcanique de la faille normale-sénestre Oued N'Ou Karouz ;

(ii) Les coulées d'andésite et des ignimbrites supérieures ont une épaisseur constante dans le NW du Jbel Ougnat, indiquant probablement que la faille était inactive à la fin du cycle de FTT.

Les fractures N160°E le long desquelles les dykes d'andésite I ont été mis en place correspondent à la direction de raccourcissement associée au jeu senestre précoce sur les failles N30°E. Ceci est illustré par les configurations des dykes, dans le secteur de l'ancienne mine de Bou Madine (Abia et al., 2003) : localement, les dykes sont distribués en réseaux en échelons de zones de cisaillement conjuguées potentielles le long des directions N10-30°E et N130-140°E. La faille normale N160°E de Taoudoudout (bloc descendant vers l'ouest) au

nord du Jbel Ougnat, a apparemment contrôlé le dépôt du conglomérat basal et de l'ignimbrite du FTT. Cette faille peut être interprétée comme limitant un bassin de pull-appart lié au jeu senestre précoce de la faille de l'Oued n'Ou Karouz.

- **Tectonique extensionnelle NW-SE**

Les dykes felsiques et les dykes d'andésite II sont orientés N0° à N30°E, contrairement à l'orientation N160°E des dykes d'andésite I antérieurs. Ce changement est probablement lié à la réactivation des premières failles N30°E en tant que failles fragiles normales (associées à la bréchification). Les dykes d'andésite II et les dykes felsiques sont continus (contrairement aux dykes d'andésite I) et peuvent représenter des fissures de tension associées à la réactivation des failles normales N30°E.

L'inversion de la tectonique compressive à la tectonique extensionnelle s'est probablement produite à la fin du cycle FTT. En effet :

(i) Le régime extensionnel a prévalu depuis le début de la FAA, car les dykes nourriciers de l'ignimbrite sont déjà orientés N30°E ;

(ii) En revanche, les chonolithes de rhyolite de la FTT désignent des alignements N160°E liés à un régime compressif de la fin de la TTF.

En l'absence de relations de terrain transversales entre les chonolithes et l'ignimbrites supérieure de la FTT, les données structurales indiquent que l'ignimbrite supérieure sourrait être postérieure aux chonolithes de rhyolite, car les brèches syn-volcaniques définent des linéaments N30°E dans l'ignimbrite supérieure de la FTT (Saadi, 1992).

- **Zones de cisaillement ductiles tardives N150°E**

Au sud-ouest de Jbel Ougnat, en particulier dans la région de Bou Madine, on trouve des zones de cisaillement ductiles orientées N150°E. Des structures C/S se sont développées le long des zones de cisaillement et la schistosité est orientée N135°E. Ces caractéristiques sont cohérentes avec un mouvement dextre dans la direction de raccourcissement N30° à N40°E. Ces zones de cisaillement se sont développées dans des couloirs déjà affectés par une forte pyrophyllitisation (Abia et al., 2003). Des veinules de pyrophyllite syn- et tardives sont présentes dans les zones de cisaillement. La pyrophyllitisation a coïncidé avec le cisaillement, ce qui explique le comportement ductile de la faille dans un environnement subvolcanique. Le cisaillement a recouvert des dykes de dôme de rhyolite tardive et d'andésite II (Saadi, 1992), tandis que les zones de cisaillement sont scellées par les coulées de basalte de la FAA supérieur (Freton, 1988). Ainsi, le retour à un régime compressif s'est produit à la fin d'édiacarien supérieure.

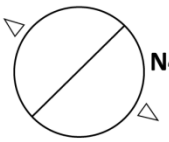
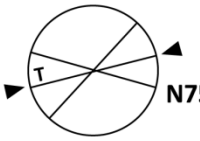
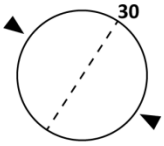
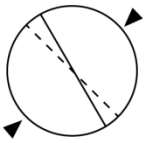
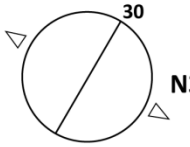
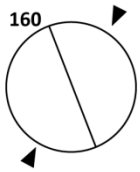
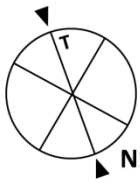
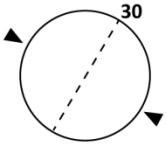
Echelle	Déformation	Lithostratigraphie	Minéralisation
Atlasique Lias	*NW-SE Extension*  N45°E sinistral-normal		Type de Mellab *(Filons N45°E avec matrice barytique)*
Hercynien Permien	*E-W Compression*  N45°E shears N75°E shears joints (T) *NW-SE Compression*  N30°E meganticlinal	Couverture sédimentaire	Type d'Imariren *(Filons E-W avec matrice silicieuse)*
Néoproterozoique tardif (GO)	*NE-SW Compression*  N150°E shears N135°E normal *NW-SE Extension*  N30°E faille normale *NE-SW Compression*  N160°E décrechement dextre *NNW-SSE Compression*  Faille conjugée N30°E décrechement N120°E N160°E tension joints (T)	Formation Ajoujane-Aïssa-Akchouf Coulées de basaltes supérieures Dôme felsique tardif Formation d'Isi Oinou Oufroukh Ignimbrite supérieure Formation Tamerzaga-Timrachine Chonolithes Dykes Andésite 1	Pyrophyllite Minéralisation Bou-Madine *Minéralisations polymétalliques* *Pyrite et arsènopyrite massives*
Néoproterozoique tardif (SG)	*NW-SE Compression*  Schistosité N30°E	Intrusion de granite Grès et pélites	*Pyrite disséminée*

Figure I- 18 : *Chronologie des principaux événements tectoniques de la boutonnière de l'Ougnat (d'après Dagallier et al., 1988 modifiée et complétée).*

❖ **Fractures phanérozoïques**

La période varisque a été caractérisée par :

(i) La réactivation de certaines failles N30°E en failles inverses, en relation avec le bombement du socle précambrien et de la couverture paléozoïque sus-jacente ;

(ii) La mise en place de filons N75°E remplis de minéralisations quartz-carbonates-Cu-Pb-Zn (Agard, 1958) dans les terrains paléozoïques ; ces filons (minéralisation de type Imariren remplissent les joints de tension associés aux failles conjuguées N45°E et N105°E (Abia et al., 2003).

Dans le socle, les failles cassantes N40° à 50°E ont déplacé en jeu dextre, les "zones de cisaillement pyrophylliteuses" (jusqu'à des dizaines de mètres) ou les filons sont probablement covalents (Saadi, 1992). Pendant le cycle atlasique, des failles senestres normales N45°E sont liées au graben liasique méridional de Zagora (Boissavy, 1979). Il n'y a pas d'indication d'une phase de compression atlasique de la fin du Tertiaire.

I.4. Conclusion

Les formations les plus anciennes de la ceinture orientale de l'Anti-Atlas orientale sont composées de turbidites et de sédiments clastiques de l'Édiacarien inférieur appartenant au groupe de Saghro. Elles sont discordantes avec les roches volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Édiacarien supérieur du groupe de Ouarzazate (Fekkak et al., 2003 ; Gasquet et al., 2008; Abati et al., 2010; Michard et al., 2017). Dans le massif de l'Ougnat, le groupe de Saghro affleure au Nord-Est dans les dômes de Mellab et d'Ighrane (Michard et al., 2017).

Au cours du Cambrien supérieur, Destombes et al. (1985) et Destombes et Feist (1987) ont constaté une interruption importante, suivie d'une reprise de la sédimentation clastique jusqu'à l'Ordovicien supérieur. Plus tard, au cours de l'Ordovicien supérieur, une glaciation saharienne s'est produite. Elle a été suivie d'une transgression eustatique post-glaciaire qui a conduit à l'accumulation de schistes noirs siluriens à graptolites dans toute la région, comme le signalent Baidder et al., (2008). Pendant la période du Silurien supérieur-Dévonien, la sédimentation a montré une augmentation des niveaux de carbonate (Raddi et al., 2007 ; Baidder et al., 2008).

CHAPITRE II :

CONTROLE TECTONIQUE DE LA MINERALISATION BARYTIQUE : IMPLICATION GEODYNAMIQUE

II.1. Introduction

L'analyse et la compréhension de l'architecture, de la géométrie et du contrôle tectonique des structures minéralisées revêtent une importance économique et académique considérable. Le massif de l'Ougnat, constitué de roches du Précambrien et du Paléozoïque, peut être classé comme une province métallogénique à barytine. Une centaine de gisements de barytine y sont actuellement exploités (par exemple, Amda, Bou Tiouit et Bou Imdraden), et certains autres ont été abandonnés (par exemple, Aferdou n'Ammar, Tanout n'Oul et Aberchane ; **Figure II-1**) pour des raisons socio-économiques. Le gisement de type filonien de barytine du massif de l'Ougnat et de ses environs a fait l'objet d'études scientifiques très limitées, notamment d'explorations géophysiques (Dakir et al., 2020), ainsi que d'études environnementales (Essalhi et al., 2016). Cependant, les structures de barytine du massif de l'Ougnat n'ont jamais été pleinement étudiées d'un point de vue géologique (l'analyse structurale et les implications tectoniques). Nous nous proposons donc d'aborder ce volet dans le présent chapitre. Nous étudierons les relations génétiques entre le réseau de failles et les structures de barytine en tenant compte des événements tectoniques régionaux. La distribution spatiale de ces structures par rapport à la rhéologie des roches encaissantes sera également abordée. Nous nous focaliserons sur la nature et la distribution spatio-temporelle des minéralisations encaissées dans le socle précambrien et sa couverture cambro-ordivicien. Par la suite, nous confronterons, nos levés structuraux avec les structures minéralisées répertoriées sur le terrain. L'ensemble des résultats dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication (Samaoui et al., 2023) dans la revue scientifique internationale « Journal Of African Earth Sciences ».

II.2. Relation des structures tectoniques avec les filons de barytine

Pour décrypter le contrôle tectonique des filons de barytine et leurs relations avec les roches encaissante (âge, rhéologie), nous avons mené une analyse structurale à plusieurs échelles dans trois zones clés (**Figure II-1**) où les structures minéralisées de barytine sont concentrées. Les cartes géologiques de Maider à l'échelle 1:200 000 (Destombes et Hollard, 1986), d'Oukhit à l'échelle 1:50 000 (Tahiri et al., 2006), de Taghoucht à l'échelle 1:50 000 (El Boukhari et al., 2007), et de Bou Adil à l'échelle 1:50 000 (Raddi et al., 2013) ont été utilisées pour guider les investigations sur le terrain. Cela a été complété par l'analyse d'images satellite (données de Google Earth) en conjonction avec des mesures sur le terrain et une analyse des failles minéralisées (sens du mouvement, stries, etc.). Les résultats ont été

complétés par de nombreuses coupes interprétatives perpendiculaires aux failles liées à la barytine.

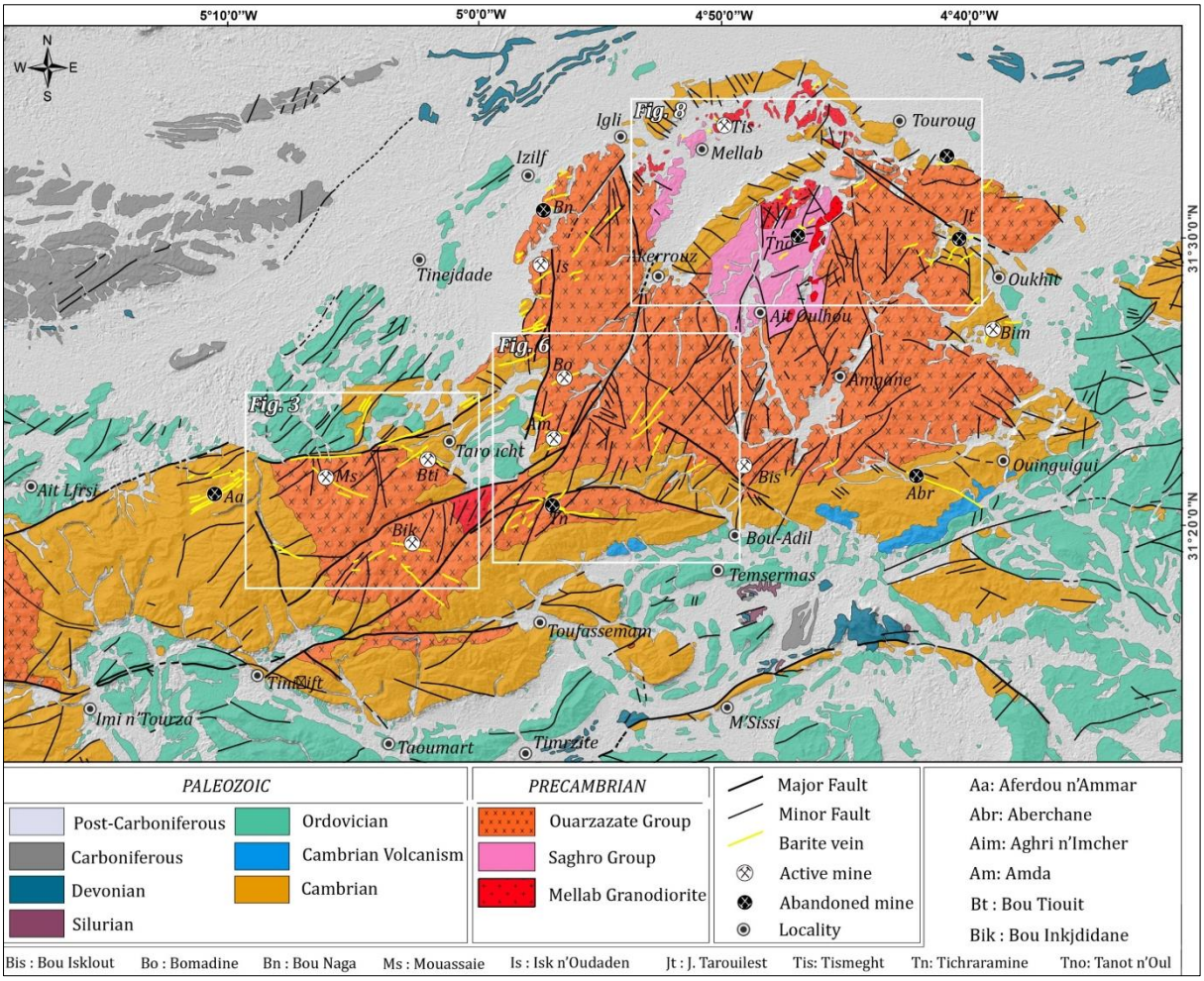


Figure II- 1 : *Carte géologique du massif de l'Ougnat* (*Destombes et Hollard, 1988; Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013*) *montrant les trois zones étudiées.*

II.2.1. District de Mouassay

La zone de Mouassay présente des affleurements du socle précambrien composés d'ignimbrites, de tufs et de coulées rhyolitiques appartenant au GO. Le socle, occupant la partie centrale, est flanqué de part et d'autre par des couches sédimentaires allant du Cambrien à l'Ordovicien. Du point de vue structurel, la zone de Mouassay est principalement affectée par une tectonique cassante, avec des failles orientées NE-SW dominant la région sur des extensions latérales de plusieurs kilomètres (**Figure II-2a-c**). Les plus importantes de ces failles, nommées TQF, TBF, ASF et JBTF, contiennent principalement une forte concentration de barytine (**Figure II-2a**) et montrent des preuves d'un jeu normal sènestre, recoupant à la fois les affleurements du Précambrien et du Paléozoïque.

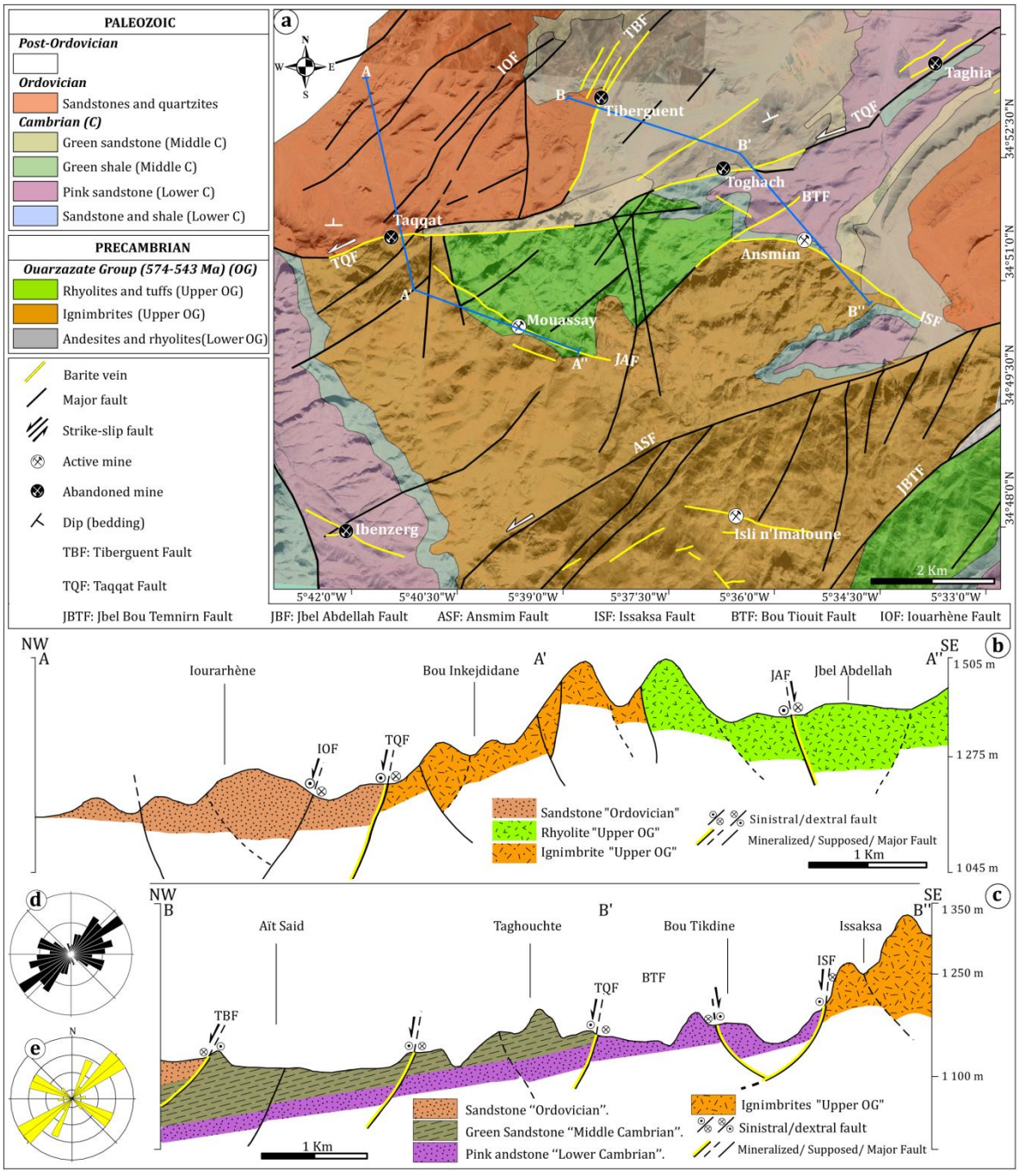


Figure II- 2 : *(a) Carte géologique du district de Mouassay d'après la carte originale (Destombes et Hollard, 1988). (b) et (c) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées. Diagrammes en rosace des failles cartographiées (d) et des failles contenant de la barytine (e).*

La faille TQF présente un jeu principalement normal, entraînant un effondrement significatif du bloc chevauchant jusqu'à un contact stratigraphique latéral direct entre la couverture ordovicienne et le GO (**Figure II-3a,b**). Cette structure majeure héberge localement des cencentrations de barytine avec de rares sulfures. La présence de stries obliques sur le plan de la faille TQF, non visibles dans la barytine associée, suggère une composante décrochante sènestre suivi d'une ouverture favorisant la mise en place de barytine (**Figure II-3c-e**).

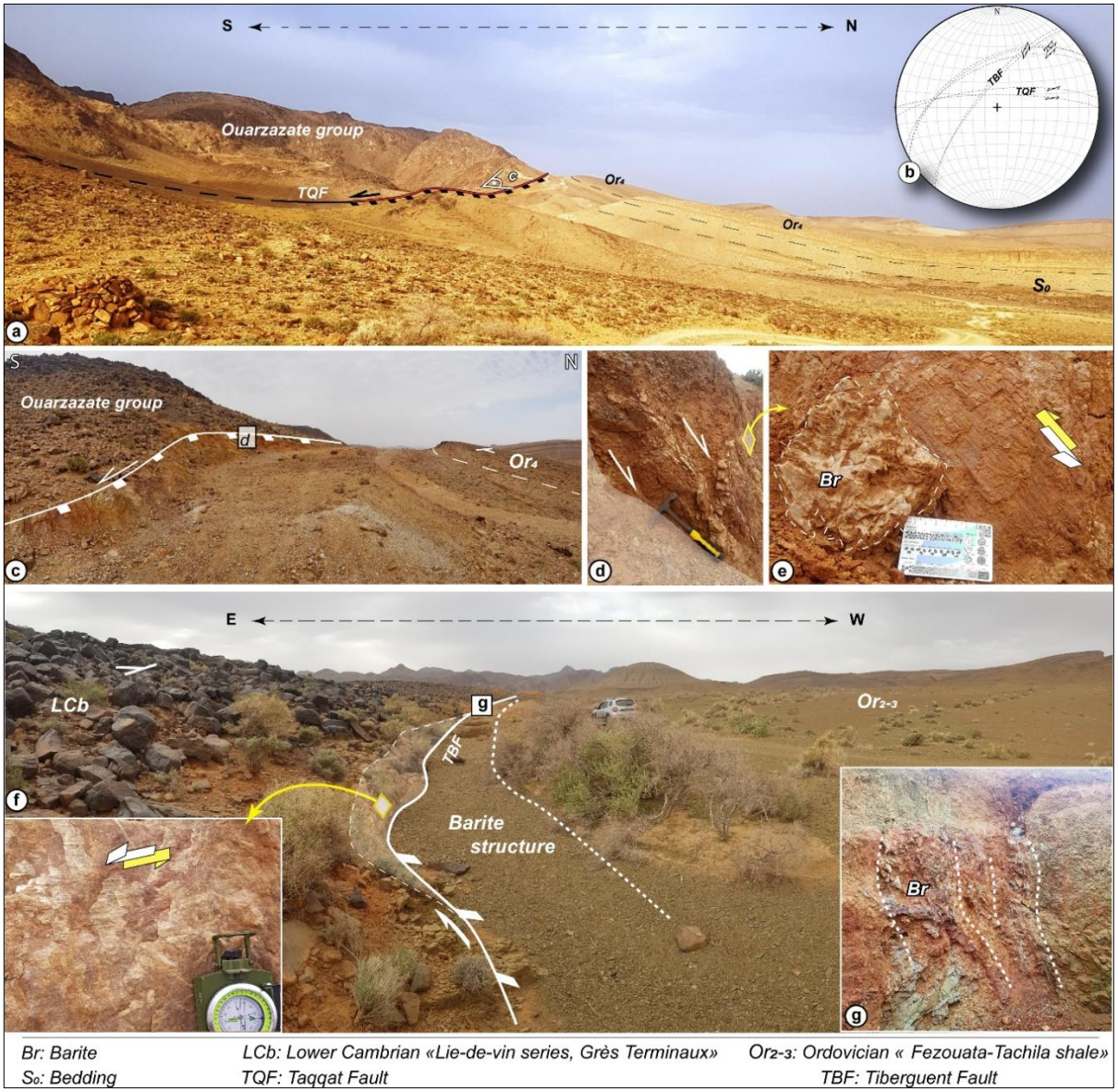


Figure II- 3 : *(a) Vue panoramique de la TQF montrant un mouvement sènestre normal le long de la zone de contact Précambrien-Ordovicien. (b) : Stéréogramme (projection stéréographique à aire égale, hémisphère inférieur) montrant les traces des principaux plans de faille minéralisés et des stries associées. (c) : La TQF à l'échelle locale révèle (d et e) une minéralisation de barytine non déformée située dans le plan de faille, où les stries et la structure en feuillets indiquent un glissement senestre oblique. (f) : Mouvement latéral droit de la TBF attesté par la géométrie des stries et des marches de calcite dans son plan. (g) : Brèche tectonique avec barytine disséminée.*

La faille FTB constitue une autre faille majeure orientée NE à E-W avec minéralisation. Elle correspond à un système de structures minéralisées parallèles qui s'étendent le long d'un couloir large de quelques dizaines de mètres (**Figure II-2a**). Cette zone, la faille montre un mouvement de décrochement sènestre dominant, qui s'étend le long de la zone de contact du Cambrien-Ordovicien (**Figure II-3f**). À l'intérieur de la FTB, le corps minéralisé apparaît bréchifié et le minerai est peu préservé, en particulier dans les schistes de l'Ordovicien

(**Figure II-3g**). Le long de cette faille, la majeure partie de la barytine extraite était confinée dans la structure cassante au sein de lentilles et des espaces ouverts crées.

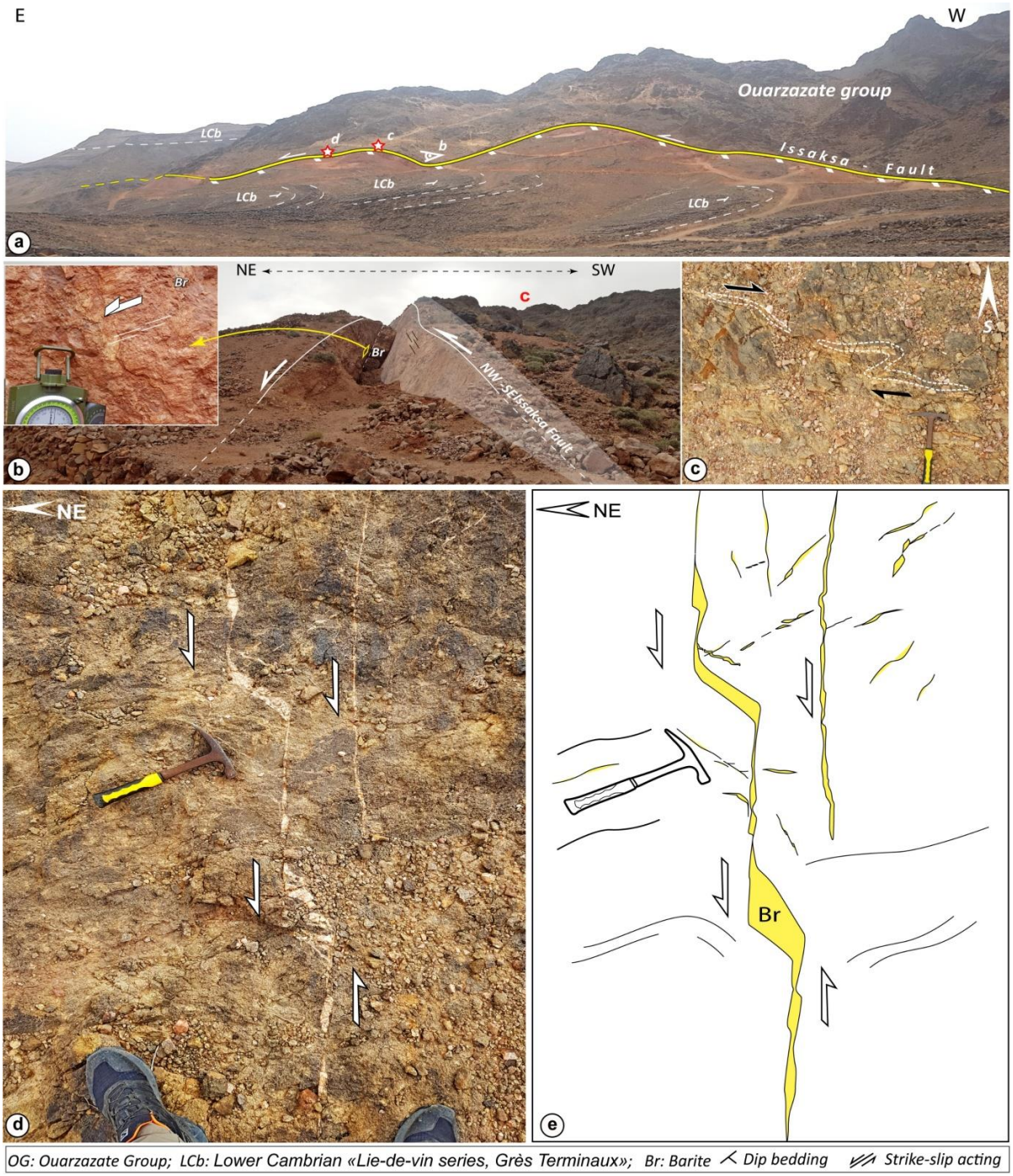


Figure II- 4 : *(a) Vue panoramique de la faille kilométrique d'Issaksa montrant (b) un jeu normal sènestre le long de contact Précambrien-Cambrien. (c et d) : Veines de barytine étagées résultant d'un déplacement parallèle aux segments de faille observés dans l'ignimbrite de l'OG supérieur. (e) : Structure quartzeuse décalée par une barytine montrant une cinématique normale sènestre.*

Les failles NW-SE à WNW-ESE renferment également de la barytine, bien que leur importance économique soit moindre. La plus longue et la plus importante cartographiée dans la région de Mouassay est la faille ISF (**Figure II-2a,c**). Elle s'étend latéralement sur plus de 4 km et déforme complètement la zone de contact du Précambrien-Cambrien. Le corps minéralisé dans la faille ISF est relativement bréchifié et peut localement atteindre une épaisseur d'environ 6 mètres (**Figure II-4a,b**). Les études de terrain montrent des preuves claires d'une mise en place en pull-apart sigmoidal de la barytine au sein des gisements de la faille ISF, témoignant d'une cinématique de cisaillement décrochant senestre (**Figure II-4d,e**). Morphologiquement, la minéralisation a généralement une forme lenticulaire relativement régulière avec une épaisseur pouvant localement atteindre 6 mètres.

II.2.2. District de Bou Adil

La partie centrale du massif de l'Ougnat, connue sous le nom de région de Bou Adil, est dominée par les formations de l'Édiacarien du groupe d'Ouarzazate, composées de rhyolites et de tufs, ainsi que d'affleurements de gabbroïte et d'andésite (**Figure II-5a**). Les terrains sédimentaires du Cambrien sont délimités par les deux structures tectoniques du socle, nommées North Bou Saboun-Tinchraramine barite fault (NBTF) et Oued Smile Fault (OSF), tandis que les affleurements de l'Ordovicien sont concentrés dans la partie occidentale le long de la faille East Amalou n'Tamnirt (EATF ; **Figure II-5a**).

Les failles porteuses de barytine dans cette région (par exemple, AMF, BIF et BTF; **Figure II-5a**) sont multidirectionnelles, orientées NW-SE à E-W et NE-SW (**Figure II-5c**), avec une extension latérale pluridécimétrique à kilométrique.

La FAMF est une structure orientée ENE-WSW inclinée de 55° vers le nord avec un mouvement tectonique normal. Les veines de barytine à l'intérieur de cette faille se sont formées dans des failles de dilatation ouvertes sur la faille extensionnelle (**Figure II-6d,e**). La barytine apparaît sous forme de fines lames blanchâtres et de groupes palmés roses associés à de la calcite, du quartz et de la malachite dans sa partie occidentale. La faille AMF s'étend plus loin vers le sud-ouest près du petit gisement d'Amda, où elle maintient la même orientation et se déplace obliquement du domaine du Précambrien à la couverture cambrienne. Dans cette zone de contact lithologique, la minéralisation semble être contrôlée stratigraphiquement, comme en témoigne le prolongement latéral des veines dans les conglomérats stratifiés du Cambrien inférieur (**Figure II-6a-c**). La structure continue toujours vers le sud-ouest, cantonnée dans le Cambrien, mais avec d'importance moindre.

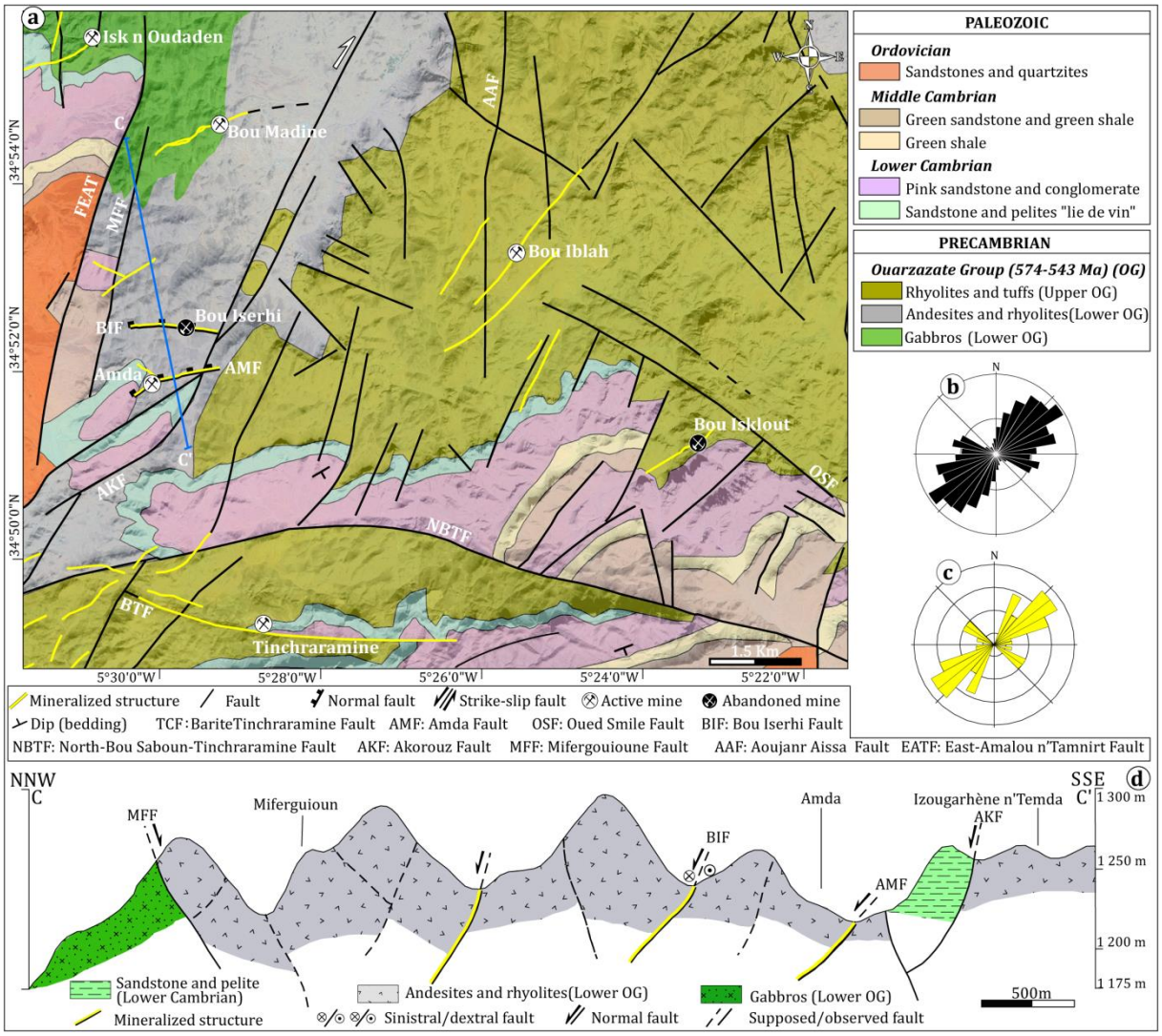


Figure II- 5 : *(a) Carte géologique de la région de Bou Adil (extrait de Destombes et Hollard, 1988; Raddi et al., 2013). Rosace des failles nouvellement cartographiées (b) et des failles contenant des veines de barytine (c). (d) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées dans les formations du groupe de Ouarzazate.*

Plus au sud, dans la mine de Tinchraramine, la faille à barytine de Tinchraramine (BTF) a une direction de N120°, inclinée de 85° vers le NE, et présente un mouvement décrochant de type senestre avec une composante normale dominante. Le remplissage des veines avec la minéralisation se présente en méga-lentilles, et la mise en place de ces structures est synchrone avec les failles extensionnelles, car la barytine est non déformée. En termes de potentiel minier, la BTF abrite le gisement de barytine le plus important (~760 000 tonnes) du massif d'Ougnat, qui est actuellement exploité activement. Néanmoins, on peut également observer des failles de type extensionnel porteuses de barytine associées à une cinématique dextre, telles que la BIF cartographiée autour de l'ancienne mine de Bou Iserhi. La

minéralisation dans cette zone est généralement encaissée dans les terrains rhyolitiques et andésitiques du groupe d'Édiacarien d'Ouarzazate.

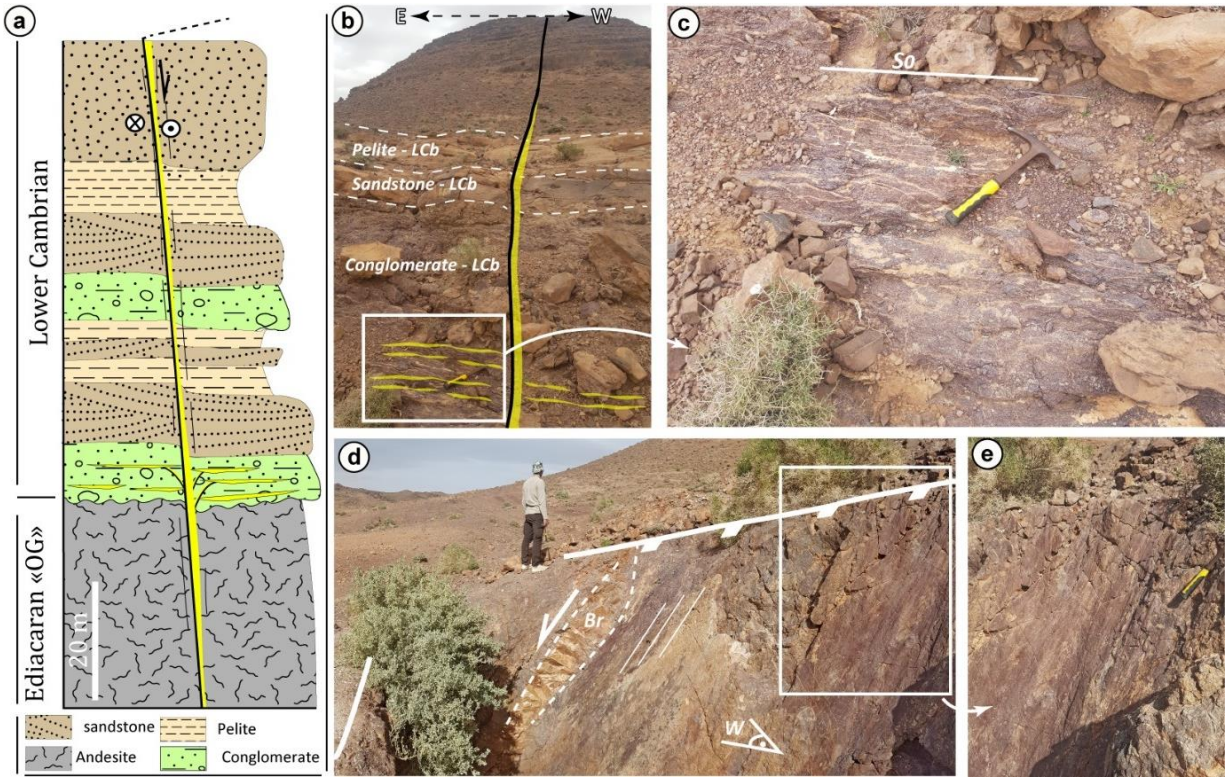


***Figure II- 6** : Colonne stratigraphique (a) et vue des affleurements (b) des formations précambriennes et cambriennes montrant le contrôle tectonique et stratigraphique de la minéralisation de barytine dans le massif de l'Ougnat. LCb : Cambrien inférieur. (c) : distribution de la minéralisation le long de la discordance angulaire entre le socle et la couverture. (d) : Filon de barytine contrôlé par une faille d'extension à fort pendage associée à des stries subverticales (e).*

II.2.3. District de Mellab

La zone de Mellab occupe le côté nord-est du massif d'Ougnat. Elle est principalement constituée des unités métasédimentaires les plus anciennes du groupe Saghro et d'affleurements volcaniques du groupe d'Ouarzazate (**Figure II-7a**). La couverture sédimentaire du Cambrien entoure le socle, principalement exposée au centre et au sud-est de la zone. Comme dans les régions de Mouassay et de Bou Adil mentionnées ci-dessus, la minéralisation de la zone de Mellab est également contrôlée par des failles multidirectionnelles NW à E-W et NE-SW encaissée dans le socle et la couverture (**Figure II-7a-d**).

Dans la zone de Mellab et à proximité du gisement de Tismaght, un ensemble de failles parallèles à pendage fort, orientées NW-SE (**Figure II-7a**), constituées essentiellement de la barytine de différentes couleurs, associées par endroit aux sulfures (galène, pyrite,

chalcopyrite…). Elles ont joué en tant que failles décrochantes, comme en témoignent des stries subhorizontales. Certaines d'entre elles sont inclinées en sens opposé l'une par rapport à l'autre, vers l'ENE et le WSW, successivement encaissées dans les grès et les schistes du groupe Saghro ainsi que dans le granitoïde de Mellab (**Figure II-7b**). Plus à l'est, au niveau de la mine d'Aghri n'Tmacher, la faille dite ATF abrite une importante veine de barytine de direction globale NE-SE à E-W et un fort pendage vers le nord. La faille présente un modèle d'ouverture décrochante et normale. La morphologie du corps minéralisé correspond à des lentilles minéralisées d'une largeur pouvant atteindre 3 mètres et d'une longueur de 10 mètres, présentant des textures variées : remplissage, massive, rubanée et bréchique.

L'ATF est localement associée à un ensemble de systèmes de veines conjuguées, développés dans le socle du Précambrien et particulièrement visibles dans les couches rhyolitiques et ignimbritiques (**Figure II-8a,b**). La forme en "S" et "Z" de ces structures indique des corridors de cisaillement conjugués, qui ont pu résulter d'instabilités lors de la propagation des fractures contrôlant l'ouverture des veines dans un contexte tectonique de cisaillement (**Figure II-8d**).

Selon Bons et al., (2012), le système de fractures conjuguées, avec ou sans remplissage, fournissent des informations sur la direction globale du champ de contrainte (**Figure II-8e**). Dans notre cas, la géométrie des veines dans ces corridors est mal préservée, ce qui est probablement dû à la rétention de contrainte pendant l'accumulation progressive du système ou à la déformation post-minéralisation. Malgré cela, la compilation de tous les modèles structuraux des réseaux de veines conjuguées en échelon observés a permis de déterminer la direction des champs de contrainte, qui correspond donc à une phase d'extension orientée NW-SE (**Figure II-8a,b**).

De plus, les structures queue de cheval révélées, remplies par l'entaille de demi-tension, qui montrent un mouvement décrochant senestre, confirment la conjuguaison des corridors, qui sont donc liés à une seule et unique phase de déformation tectonique (**Figure II-8a,c**). En résumé, sur la base de nos données structurales, on peut déduire que les familles de failles NE-SW et NW-SE à WNW-ESE portent de la barytine et présentent une composante de cisaillement décrochante et normale.

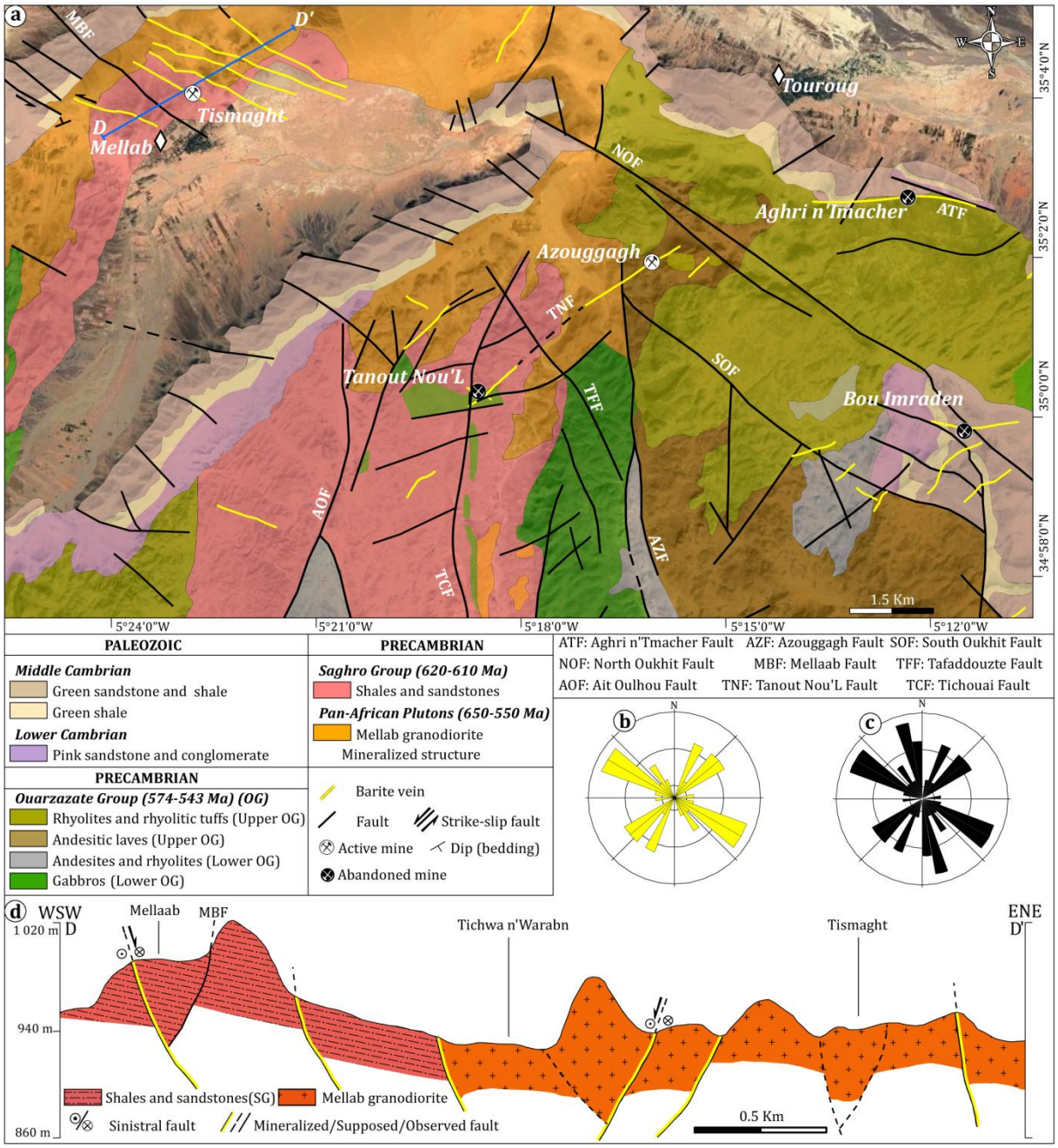


Figure II- 7 : *(a) Carte géologique du district de Mellab d'après la carte originale (Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013). Rosace des failles cartographiées (b) et des failles contenant des veines de barytine (c). (d) : Coupe géologique montrant les géométries des structures minéralisées dans le groupe de Ouarzazate et la granodiorite de Mellab.*

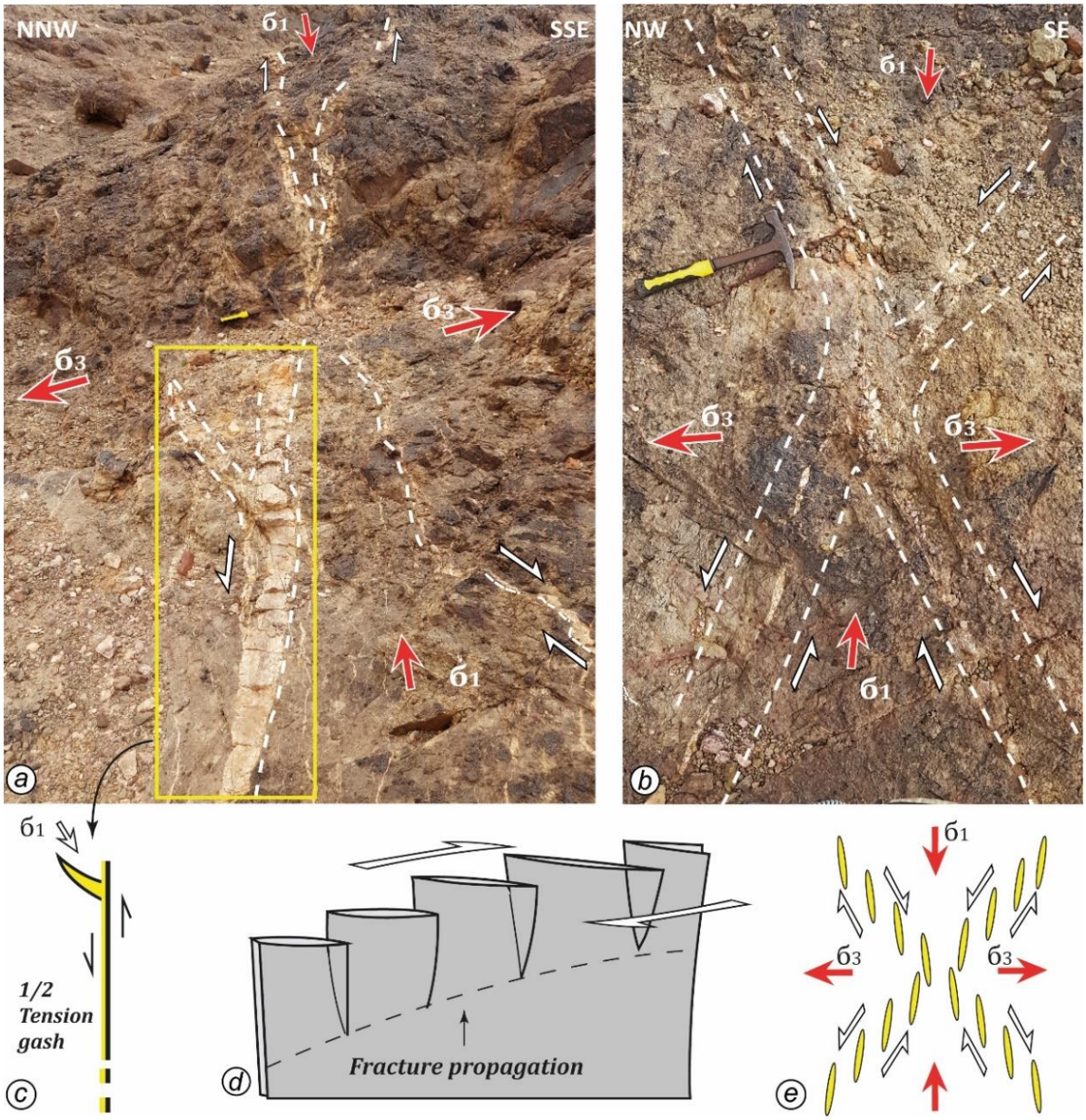


Figure II- 8 : *(a et b) Réseaux de veines conjuguées en échelon indiquant une phase d'extension NW-SE. (c) : Structures de prêles remplies avec une demi-entaille de tension indiquant une ouverture de glissement latéral gauche. (d) : exemple d'une ouverture de glissement latéral droite liée à une instabilité tectonique pendant la propagation de la fracture (Bons et al., 2012, modifié). (e) : mécanisme d'apparition d'un système de veines en-échelon conjuguées.*

II.3. Analyse microtectonique

L'étude de la microtectonique des réseaux de veines revêt une grande importance permettant de fournir des informations importantes notamment en ce qui concerne la direction du champ de contrainte. En outre, lorsque les échantillons étudiés sont orientés, les informations sur leur contrôle structurel peuvent être facilement intégrées dans le modèle tectonique régional.

La présence de filons est généralement associée à des fractures ouvertes qui offrent suffisamment d'espace pour la précipitation du minerai. Elles apparaissent souvent en échelons, où les extrêmités des veines individuelles sont décalées les unes par rapport aux autres (Beach, 1975).

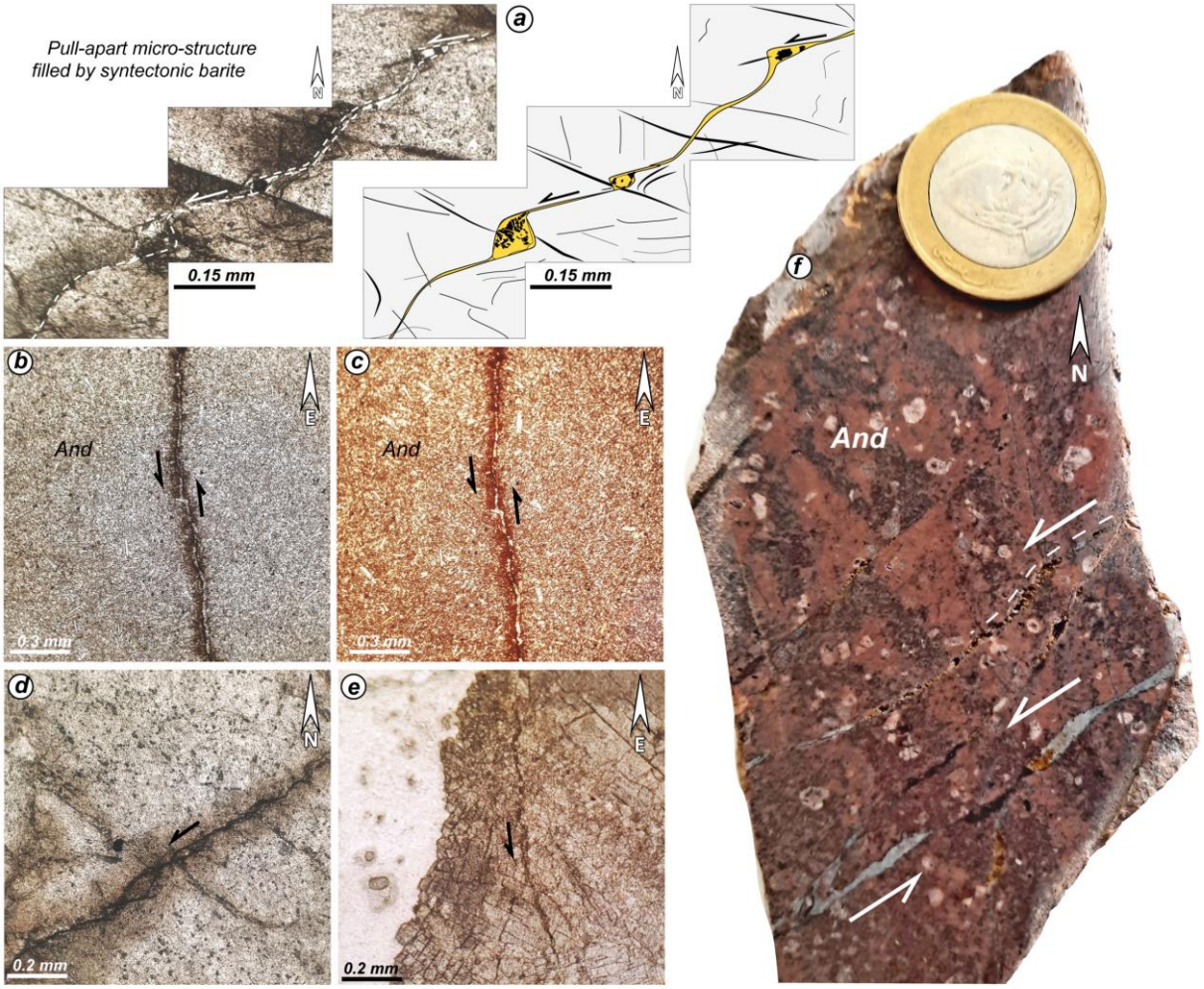


Figure II- 9 : *Photographies d'échantillons orientés en lumière naturelle (a, b et d) et polarisée (c et e) montrant le contrôle microstructural de la mise en place de micro-veines de barytine en réponse à une ouverture senestre ductile. (f) : vue microscopique des entailles de tension de la barytine dans une andésite (And) révélant une cinématique senestre ductile.*

Dans cette étude, l'analyse microtectonique de plusieurs échantillons orientés, prélevés le long de certaines des structures minéralisées étudiées (c'est-à-dire BTF et AMF dans la région de Bou Adil), montre que la barytine se présente généralement sous forme de lentilles sigmoidales. Elles correspondent à des ouvertures en pull-apart ou des fentes de tension (**Figure II-9a-e**), en réponse à un mouvement de décrochement des zones de faille orientées NE à E-W et NW-SE. Elles sont généralement disposées en échelons, encastrées principalement dans des minéraux de gangue préexistants (par exemple, la calcite) ou

directement dans des roches encaissantes précambriennes ou paléozoïques. Les formes de ces lentilles sont irrégulières, avec des bords rétrécis et des espaces d'extension ouverts qui favorisent la circulation des fluides minéralisés. En résumé, les données microstructurales obtenues sont cohérentes et confirment le controle tectonique du minerai de barytine reconnu à l'échelle de l'affleurement.

II.4. Discussion

II.4.1. Rôle de la rhéologie de l'encaissant sur la distribution de la barytine

Le schéma morphologique de la minéralisation barytique filonienne dans le Massif de l'Ougnat dépend généralement de la rhéologie des roches encaissantes. Ainsi, la distribution spatiale de ces structures est différente entre le socle précambrien et la couverture paléozoïque. Dans les unités peu métamorphiques du groupe de Saghro édiacarien, la minéralisation de la barytine apparaît dispersée et moins conservée. Ceci est directement lié au caractère friable de ces unités, qui empêche la conservation de la forme géométrique de la barytine. Le changement et la déviation de la direction du système filonien, ainsi que la présence de plusieurs structures satellites, peuvent également être influencés par la rhéologie incompétente de ces terrains. De telles preuves ont également été observées dans la couverture paléozoïque, en particulier dans les formations schisteuses du Cambrien moyen "Schistes à Paradoxides" et de l'Ordovicien inférieur "Schistes de Fezouata et de Tachilla".

Dans les roches encaissantes compétentes, la morphologie de la minéralisation est généralement de type lentille et relativement régulière. Ceci est particulièrement évident dans les formations volcaniques du groupe de Ouarzazate, y compris le complexe rhyodacitique et rhyolitique ainsi que le granitoïde panafricain associé. La même morphologie est observée dans les niveaux gréseux du Cambrien "Grès Terminaux", "Grès de Tabanite" et de l'Ordovicien "1er Bani", où les structures de barytine atteignent jusqu'à 6 mètres d'épaisseur (par exemple, mine de Tinchraran). De plus, l'extension latérale du système filonien est beaucoup plus importante dans ce type de roches en raison de sa résistance mécanique élevée, ce qui permet de conserver la forme du minerai. Cette propriété rhéologique entraîne une activité minière significative, en particulier dans les nœuds tectoniques.

En résumé, la compétence des roches hôtes joue un rôle majeur dans la préservation de la quantité et de la qualité des structures minéralisées, en particulier du type filonien, offrant ainsi un métallotecte pour l'exploration et l'exploitation de la barytine dans le massif de l'Ougnat.

II.4.2. Contrôle tectonique de la mise en place de la minéralisation

Sur la base de nos observations et des relevés structuraux sur le terrain, combinés avec des données texturales et minéralogiques, nous proposons un modèle tectonique des filons minéralisés de barytine du massif de l'Ougnat en relation avec la tectonique régionale (**Figure II-10**). Les structures barytiques les plus importantes du massif de l'Ougnat sont situées le long de failles enracinées NW-SE et NE-SW à E-W qui traversent le socle précambrien et la couverture paléozoïque et n'impliquent pas les terrains post-varisques. Ces failles sont largement réparties le long du contact précambrien-paléozoïque, constituant une zone de faiblesse qui a probablement permis aux fluides minéralisés de circuler. La minéralisation de la barytine se présente sous forme de lentilles sigmoides dans un système de relais, interprétées comme des structures de type pull-apart. Elle peut également se présenter sous forme de fentes de tension en échelon, disposées obliquement par rapport aux plans des failles porteuses (**Figure II-10**).

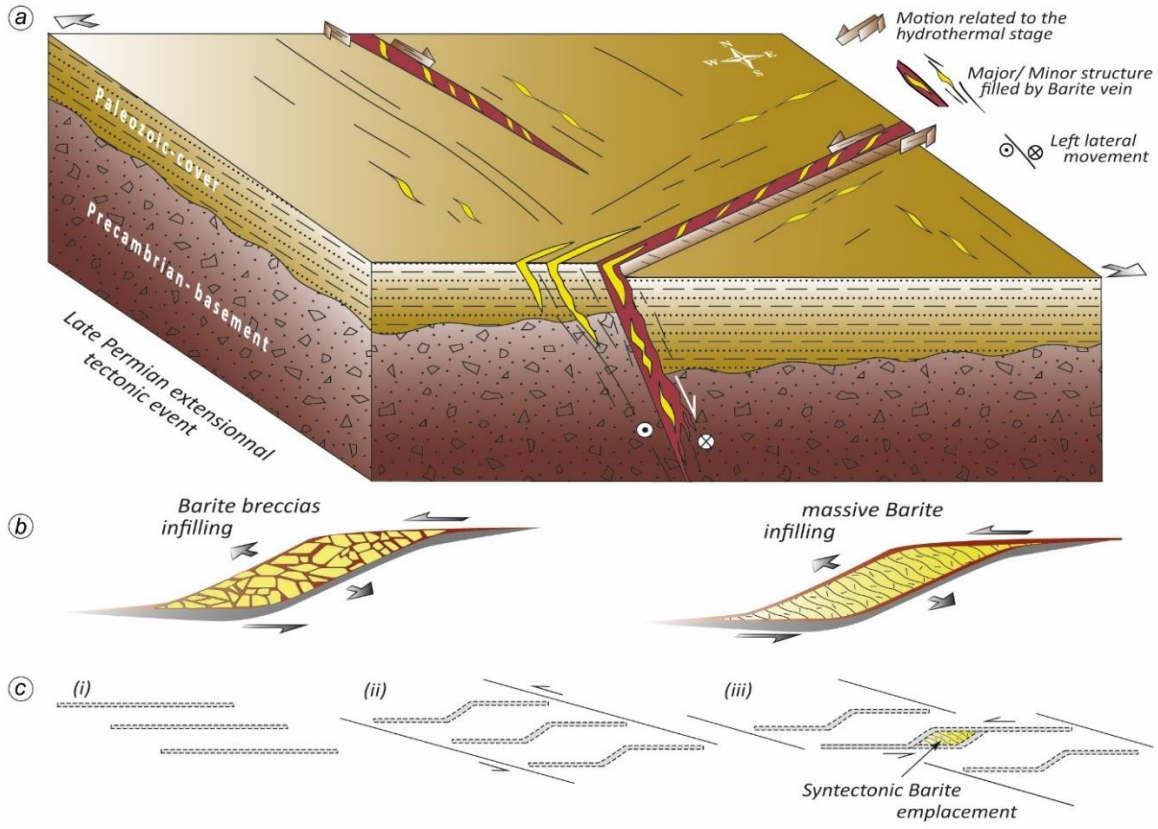


***Figure II- 10** : (a) Modèle tectonique de la mise en place des veines de barytine dans le massif de l'Ougnat. (b) : Cadre syntectonique ouvert d'un filon sigmoïde montrant le développement de la barytine avec une texture bréchique et massive (c) : Représentation schématique de la dilatation d'un filon de barytine (Beach, 1975, modifié).*

La géométrie et la forme de celles-ci révèlent une cinématique de type ouverture senestre normale dans un régime fragile-ductile le long des failles encaissantes. Ces résultats ont également été confirmés à l'échelle microscopique, indiquant que la minéralisation est contrôlée tectoniquement à des échelles différentes. En outre, la barytine non striée et non déformée dans les failles d'ouverture confirme que la minéralisation est liée à un seul épisode tectonique d'extension et qu'elle n'a pas subi une nouvelle réactivation.

De ce qui précède, nous suggérons que la mise en place des filons de barytine est liée à l'évolution structurale tardi-hercynienne ou même au début de la dislocation triasique, cohérente avec le rifting NW-SE de l'Atlantique, tel que bien défini dans le massif voisin de Saghro de l'Anti-Atlas oriental (Silva et al., 2010; Malusà et al., 2007; Gouiza, 2016; Hejja et al., 2020; Aabi et al., 2022).

II.4.3. Corrélation avec les domaines adjacents : l'Ougarta et l'Atlas-Meseta

Au niveau régional, des corrélations tectoniques et métallogéniques évidentes peuvent être reconnues, notamment dans la partie orientale et septentrionale du massif de l'Ougnat (**Figure II-11**). La ceinture de l'Ougarta, située à proximité, abrite un gisement de barytine d'importance économique avec des minéraux sulfurés mineurs, connu sous le nom de gisement de Draïssa (**Figure II-11**). Selon Semchaoui et al., (2016), le gisement est également de type filonien encaissé dans le socle précambrien et sa couverture paléozoïque, avec des orientations dominantes NE-SW, NW-SE à E-W. Les auteurs suggèrent que ces filons résultent de la réactivation post-orogénique de failles normales pendant les phases de rifting et de pré-rifting de Pangea et de l'ouverture de l'Atlantique central.

Le même contexte tectonique est également rapporté dans la Haute Moulouya du centre du Maroc. Ici, les minéralisations liées au rifting atlantique sont des fentes de tension en échelon remplies de fluorite-barytine, généralement entraînées par des structures transtensives, mais avec des orientations différentes ENE-WSW, WNW-ESE et E-W, et encaissées uniquement dans des séries sédimentaires cambriennes-ordoviciennes (Margoum et al., 2015).

Le contexte géologique et tectonique du gisement filonien de barytine du massif de l'Ougnat peut également être corrélé avec d'autres gisements exploités dans la Meseta marocaine (**Figure II-11**). Le gisement de barytine de Bou Ouzzal, qui fait partie de la zone structurale de transition ou de la zone des nappes, est situé dans des terrains sédimentaires du Cambro-Ordovicien et du Viséen supérieur. Selon El Hnot et Mzahraoui, (2005), les filons sont de type extensif d'un point de vue tectonique, avec des textures massives, en bandes et

bréchifiées, et sont survenues pendant la phase d'extension triasique NW-SE. De plus, les mêmes interprétations minéralogiques, tectoniques et géodynamiques ont également été rapportées dans les Jebilet occidentales (Wafik et al., 2011) et dans le Haut Atlas du Maroc (Azza, 1998).

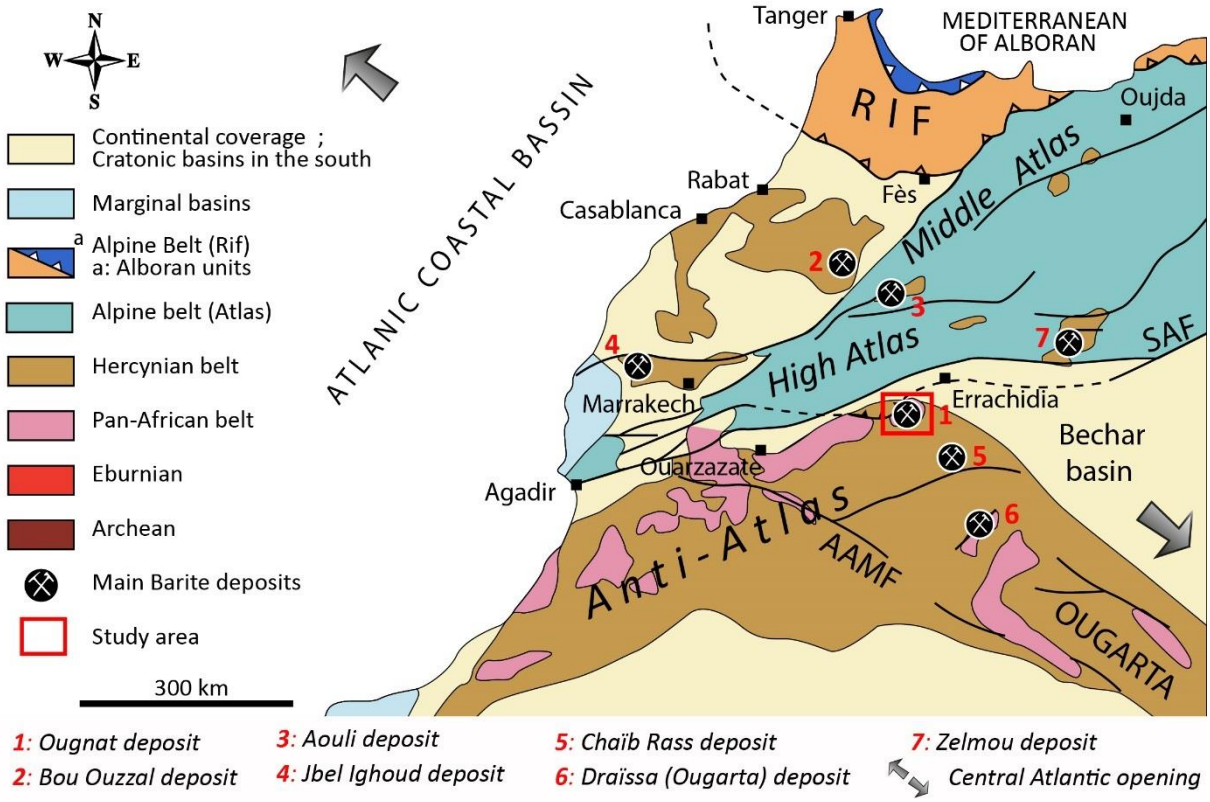


Figure II- 11: *Répartition spatiale des principaux gisements de barytine dans les domaines Atlas-Meseta et Ougarta (Michard et al., 2010, modifié).*

Une large distribution de gisements de veines de barytine est également répandue plus au nord, à travers la ceinture varisque paléozoïque de l'Europe occidentale et centrale (par exemple, Sardaigne (Italie), Erzgebirge occidental (Allemagne), chaînes côtières catalanes (Espagne) (*Cardellach et al., 1990; Carignan et al., 1997; Tornos et Spiro, 2000; Boni et al., 2002; Burisch et al., 2022*). Ces auteurs interprètent ces gisements de minerai de barytine comme résultant de l'ouverture de l'océan Atlantique nord pendant le Mésozoïque.

II.5. Conclusion

Le présent chapitre met en évidence la relation entre la géométrie et le contrôle tectonique de la minéralisation barytique du massif de l'Ougnat. Sur la base des données structurales et texturales combinées avec les données sur les contraintes tectoniques régionales, nous pouvons conclure que :

- Les gisements de minerai de barytine dans le massif de l'Ougnat sont principalement de type filonien, et les structures les plus importantes porteuses de minéralisation (par exemple, TQF, ISF, BTF) sont encaissées dans un système de failles en décrochement et normales de direction NE-SW à E-W et NW-SE ;
- La géométrie de la lentille sigmoïde de barytine correspond à des ouvertures de type pull-apart ou fentes de tension, généralement disposées en échelon le long des failles majeures ;
- Les relations entre la cinématique de l'ensemble de filons de barytine et les indicateurs directionnels avec les âges des roches hôtes (Précambrien et Paléozoïque) suggèrent qu'ils se sont formés de manière synchrone avec le rifting de l'Atlantique central ;
- Les structures économiques sont mieux préservées au sein des roches compétentes (par exemple, Cambrien "grès terminaux", "grès de Tabanite") que dans celles ayant un comportement ductile (par exemple, schistes du Cambrien moyen "schistes à Paradoxides" et de l'Ordovicien inférieur "schistes de Fezouata et de Tachilla").

Le chapitre qui suit sera consacré à une étude détaillée des concentrations de barytine dans le massif de l'Ougnat.

.

CHAPITRE III :

MINERALISATION BARYTIQUE DU MASSIF DE L'OUGNAT

III.1. Introduction

La barytine est un minerai très demandé par les industries aérospatiale, chimique, pétrolière et des produits blancs en raison de ses propriétés minérales essentielles (Li et Yu, 1991; Clark et al., 2004; Zhou et al., 2010; Johnson et al., 2015; Tombros et al., 2015; Wu et al., 2015; Xu et al., 2016; Zou et al., 2016, 2017; Tas Ozdogan et al., 2017; Li et al., 2023). En raison de ses multiples applications, il contribue de manière significative au développement de l'économie nationale. Avec une production annuelle de 1,3 millions de tonnes, le Maroc est le septième producteur mondial de barytine (Li et al., 2023) (**Tableau III-1**).

Toutefois, cette importance économique évidente ne se traduit que par une recherche très limitée sur la genèse des gisements de barytine au Maroc. Ces derniers sont dispersés à travers le territoire marocain, avec une grande variété dans leurs localisations et leurs formations géologiques encaissantes en fonction de leur âge et de leur environnement (Huvelin, 1980; Azza, 1998). Les gisements de barytine au Maroc sont classés en trois principales catégories selon leur forme de minéralisation (Huvelin, 1980;Azza, 1998; Castorina et al., 1999;Marcoux et Jébrak, 2011) à savoir les gisements stratiformes, karstiques et filoniens (**Figure III-1b**).

Le massif de l'Ougnat peut être qualifié de province métallogénique à barytine. En effet, une centaine de gisements de barytine sont connus dans le massif lui-même et autour de celui-ci. Ces gisements, d'importance variable, font l'objet d'une activité minière intense. La minéralisation filonienne de barytine dans ce massif et sa couverture a été peu étudiée, avec des travaux limités tels que ceux menés par Essalhi et al., (2016) et Dakir et al., (2020).

III.2. Ressources mondiales en barytine

Les gisements de barytine sont présents sur tous les continents, les plus grandes réserves mondiales se trouvent principalement au Kazakhstan, en Chine, en Inde, aux États-Unis, au Maroc, en Russie et en Algérie (Zhang et Lu, 2017). Selon l'US Geological Survey (USGS), les ressources mondiales de barytine sont estimées à environ 2 milliards de tonnes, mais seulement environ 740 millions de tonnes sont prouvées. En 2022, les réserves mondiales de barytine ont atteint un total de plus de 390 millions de tonnes. Les ressources en barytine de l'Iran, du Kazakhstan, de l'Inde, du Pakistan et de la Chine représentent plus de 80 % des réserves mondiales totales (**Figure III-1a)**.

Selon les données de l'USGS (**Tableau III-1**), la production minière mondiale de barytine a atteint 7,322 millions de tonnes en 2016, puis 9,086 millions de tonnes en 2018. En 2020, la production minière mondiale de barytine a fortement diminué pour atteindre 7,72 millions

de tonnes. En raison de l'utilisation de la barytine dans les forages pétroliers et gaziers, le nombre d'appareils de forage a toujours été un baromètre de la consommation de barytine. La production minière de barytine en Maroc est augmentée pour la période 2016-2019, et représentait en 2019 environ 11,55% de la production minière mondiale totale. En 2024, le Maroc devient le troisième producteur de barytine après l'Inde et la Chine, avec une production de 1,9 million de tonnes.

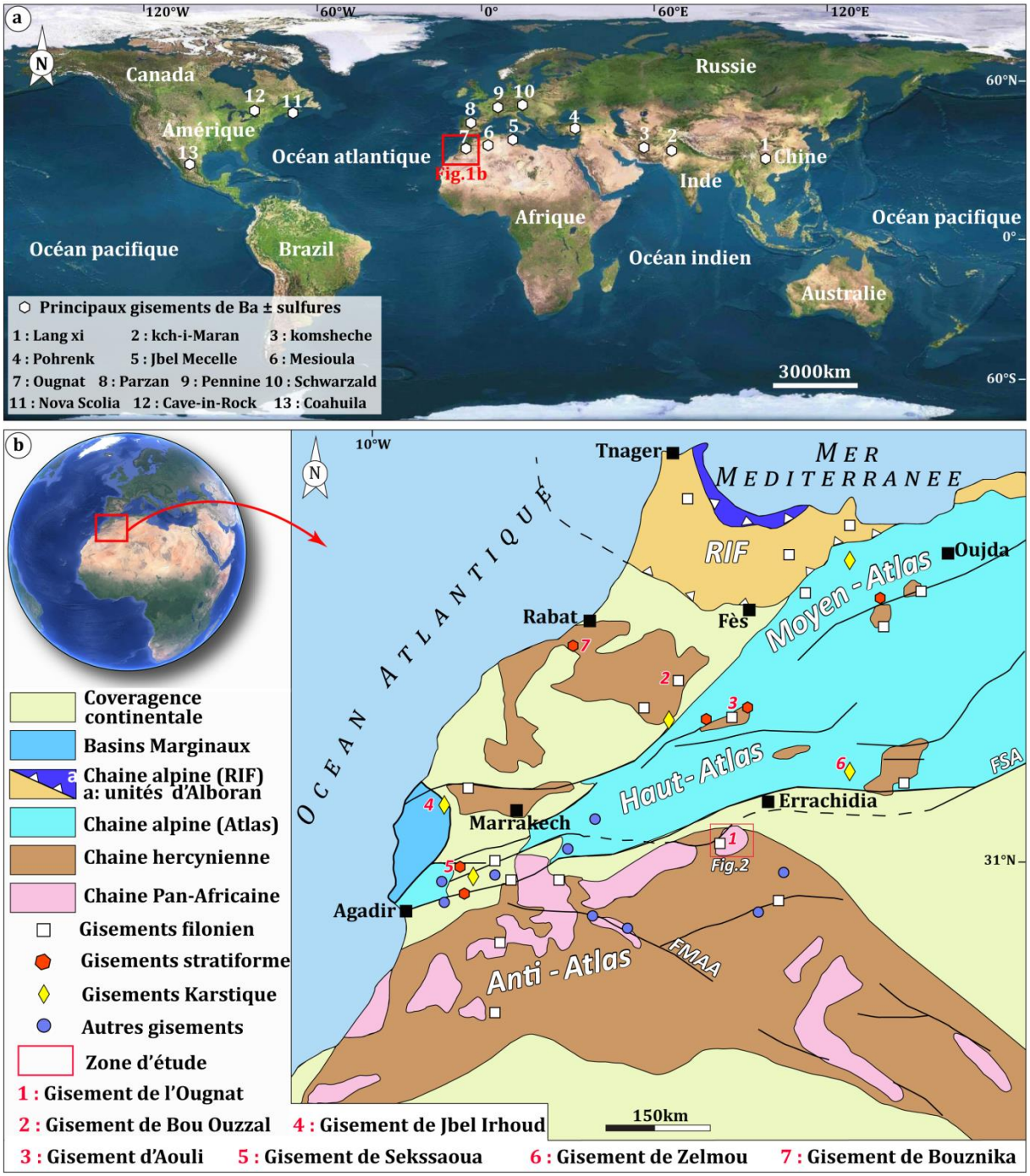


Figure III- 1 : *(a) : Principales minéralisations barytiques du monde (Zhang et Lu, 2017) et du Maroc (b) (Azza, 1998, modifiée).*

***Tableau III- 1** : Production de barytine dans les principaux pays de 2016 à 2022 (milliers de tonnes).*

Année	**2016**	**2017**	**2018**	**2019**	**2020**	**2021**	**2022**
Chine	2800	3100	3200	2900	2 500	2 100	1 900
Kazakhstan	482	500	620	620	600	450	500
Turquie	170	200	290	250	130	258	300
Inde	1050	1100	2000	2200	2 000	1 600	2 600
Iran	480	500	550	490	200	224	220
États-Unis	240	NA	480	390	NA	NA	NA
Maroc	107	140	1000	1100	800	1 100	1 300
Mexique	197	140	400	400	280	321	320
Pakistan	107	140	110	110	110	NA	NA
Thailand	223	148	150	NA	NA	NA	NA
Russie	434	430	220	160	160	NA	NA
Autres	470	470	460	900	340	528	580
global	6760	6868	9480	9520	7120	6581	7720

Source de données: U.S. Geological Survey, Mineral Products Report, January 2020; NA said no statistics.

III.3. Présentation des gisements de l'Ougnat

Le massif de l'Ougnat possède des caractéristiques d'une province métallogénique à barytine, avec plus de cent cinquante filons identifiés dans le socle précambrien et sa couverture paléozoïque. Le district de l'Ougnat est célèbre par ses grands filons à barytine et constitue l'un des principaux gisements en cette substance dans l'Anti-Atlas oriental et dans toute la partie SE du Maroc. Cette boutonnière a fait l'objet d'une intense activité d'exploitation par le passé. Au cours de la réalisation de ce travail, nous avons eu l'occasion de suivre certains travaux d'exploitation et d'exploration entre 2019 et 2023, tels que des puits, des tranchées, des cheminées et des galeries.

Les principales structures barytiques du massif d'Ougnat se trouvent le long de failles orientées NW-SE et NE-SW à E-W traversant à la fois le socle précambrien et la couverture paléozoïque. Celles-ci sont abondantes tout au long de la limite entre le socle précambrien et sa couverture paléozoïque (**Figure III-4**), ce qui constitue une zone de faiblesse permettant vraisemblablement aux fluides hydrothermaux minéralisés de percoler. Les structures minéralisées observées sur le terrain ont une longueur de quelques centaines de mètres. Toutefois, il est fréquent que de multiples structures se relayent le long d'une même fracture.



***Figure III- 2** : (a) : Extrémité NW de filon de barytine (FJA) montant une fente en pull apart. (b, c) : Réseau satellitaire de la faille FJA montrant des veines de barytine. (d) : Extrémité SE de filon de barytine (FJA). (e) : Filon de barytine contrôlé par une faille normale à fort pendage. (f) : Veines de barytine en pull apart. (g) : Fente de barytine en S résultant d'un déplacement sénestre observé dans les andésites du groupe de Ouarzazate supérieur.*

En effet, dans l'ancienne mine de Tiberguente, au sein des grès du Cambrien moyen, et à Taggat, le long du contact socle-couverture, des failles minéralisées se prolongent sur de très grandes distances, de plus de 8 km à Tiberguente et de plus de 12 km à Taggat. Leurs épaisseurs sont proportionnelles à leur extension longitudinale : généralement de l'ordre de 1 à 2 m (**Figure III-2**), cependant, elles peuvent aller jusqu'à quelques mètres dans les plus grandes veines et même jusqu'à 5 m dans la mine de Tichraramine. Leurs profondeurs varient également en fonction de leur extension, de quelques dizaines de mètres à plus d'une centaine de mètres pour les plus gros filons (par exemple, le filon de Jbel Abdellah est actuellement exploité jusqu'à une profondeur de -110 m).

Dans certains endroits, les filons minéralisés se présentent sous la forme de paires de filons conjugués et de fractures de tension en gradins. Les plus fortes concentrations de minerais de barytine, se localisent dans les nœuds tectoniques où plusieurs structures minéralisées se croisent. Les concentrations se manifestent sous forme de lentilles en forme de sigmoïde dans les zones de transition, interprétées comme des structures de séparation. Elle peut également prendre la forme de fentes de tension disposées obliquement par rapport aux plans des failles porteuses de la minéralisation.

La géométrie et la forme de ces structures révèlent une cinématique d'ouverture normale senestre dans un régime ductile-fragile le long des failles hôtes. Cette cinématique a été confirmée à l'échelle microscopique, ce qui laisse supposer un contrôle tectonique de la minéralisation de la barytine à différentes échelles (Samaoui et al., 2023). Les filons de la barytine sont principalement composés de Baryum, bien que d'autres minéraux tels que la calcite, le quartz, la galène et occasionnellement la malachite et l'azurite soient présents. La barytine se présente sous forme d'agrégats massifs ou de cristaux crêtés blancs à roses, qui remplissent les vides. Les carbonates sont pratiquement absents, mais le quartz est abondant.

III.4. Répartition spatiale des filons

Pour une meilleure représentation et recensement des filons, nous avons subdivisé la zone en trois zones distinctes. Au cours des missions sur le terrain depuis 2019, un total de plus de 150 filons minéralisés de barytine ont été identifiés et répertoriés (**Figure III-3a,d**). Le **Tableau III-2** récapitule les propriétés géométriques de principales des structures minéralisées recensés.

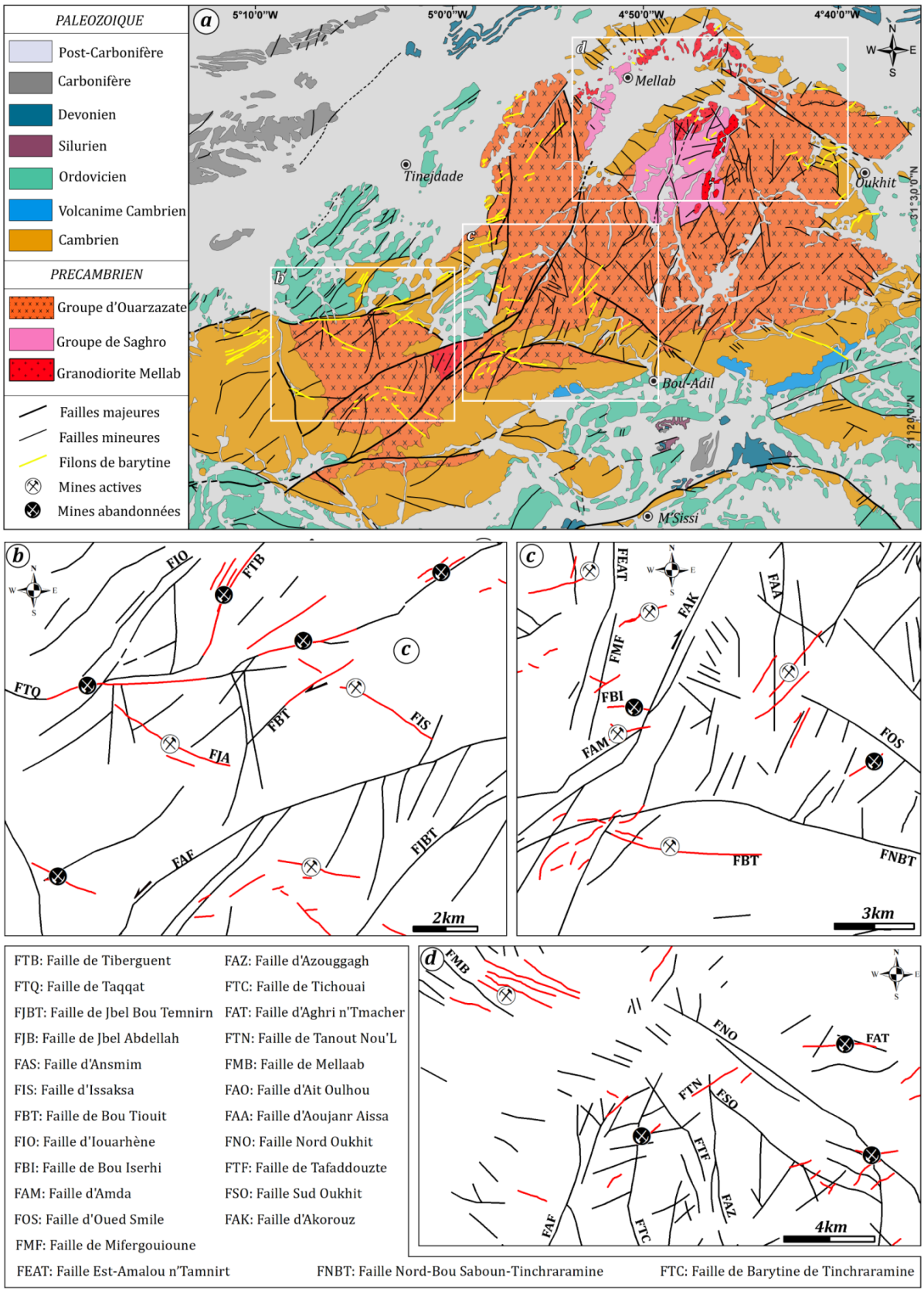


Figure III- 3 : *(a) : Carte géologique du massif de l'Ougnat (Destombes et Hollard, 1988; Tahiri et al., 2006; Raddi et al., 2013) montrant les trois zones étudiées. (b) : Carte structurale du district de Mouassay, (c) de Bou Adil et (d) de Melllab d'après la carte originale (Destombes et Hollard, 1988).*

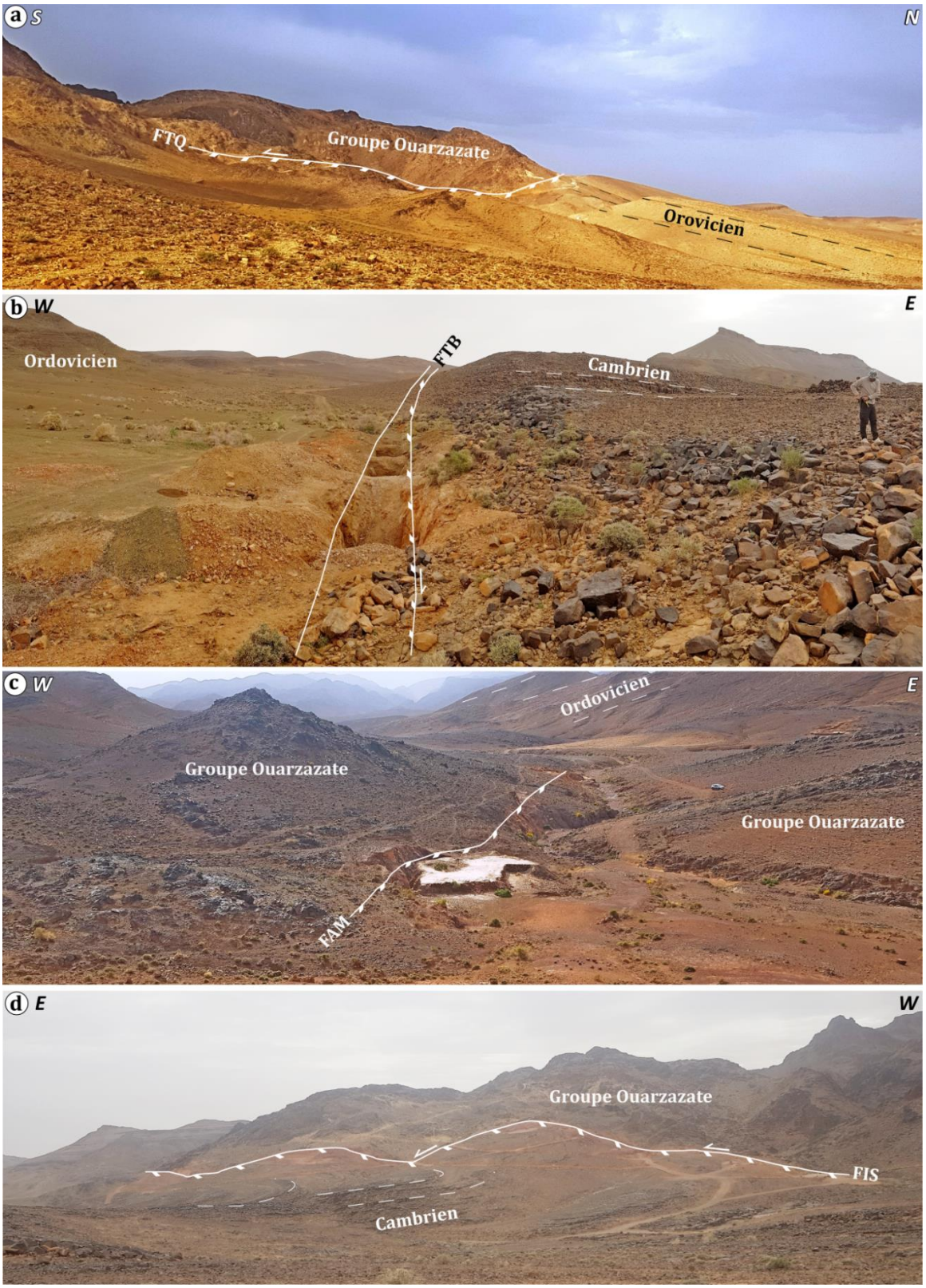


Figure III- 4 *: (a) : Vue panoramique de la FQT montrant un jeu normal-sénestre le long de la zone de contact précambrienne et l'Ordovicien. (b) : Vue panoramique de la FTB montrant un jeu normal-sénestre le long de la zone de contact Cambrien et l'Ordovicien. (c) : Filon de barytine contrôlé par une faille normale à fort pendage associée à des stries subverticales. (d) : Vue panoramique de la faille kilométrique FIS montrant un jeu normal-sénestre le long de contact Précambrien-Cambrien.*

Tableau III- 2 : *Paramètres géométriques des principaux filons des gisements de barytine du massif de l'Ougnat*

Faille		Longueur	Puissance	Orientation	Microstructures	Jeu de faille
Secteur Mouassay	FJA	4 080 m	0,9	N120°,90	Gradin d'arrachement	Normal senestre
	FIS	1 830 m	1,10	N120, 75NNE	Pitch 20 à 32, ESE	Normal dextre
	FTQ	4 570 m	0,7	N80°, 90	Pitch de strie 45°W	Normal senestre
	FTB	1 460 m	0,6	N40, 75 NW	Pitch 40° vers NE	Normal dextre
	FBT	2 910	1,6	N100°,90	-	Normal senestre
Secteur Bou Adil	FAM	940	1,2	N80, 55N	Stries 90	Normal
	FBI	470	1,1	N130, 80NNW	Pitch 75NW	Normal dextre
	FIO	820	1,6	N45, 75 NW	-	Normal senestre
	FBI	1 260	0,9	N50, 70 NW	Gradin d'arrachement	Normal senestre
Secteur Mellab	FAT	1 300	0,8	N100°,55N	-	Normal senestre
	FTN	1 060	0,6	N60, 80 NW	Gradin d'arrachement	Normal senestre
	FBI	940	1,2	N95, 75N	Stries 90	Normal
	FTS	520	0,7	N130, 80NNW	-	Normal senestre

III.5. Caractérisation de la barytine

III.5.1. Description de la caisse filonienne

La géologie de la région d'Ougnat révèle une distribution complexe des filons de barytine, qui sont regroupés en plusieurs faisceaux parallèles orientés principalement NW-SE et NE-SW à E-W. Ces filons présentent généralement des caractéristiques similaires, étant principalement constitués de barytine. La description détaillée de la structure interne de ces filons s'avère particulièrement difficile. L'examen de la zone centrale de ces filons révèle une prédominance de barytine massive, sous forme de larges lattes de couleur blanche, grise et rose. Cette barytine est altérée, fracturée et affectée par des déformations tectoniques, et présente moins de silicification. En se déplaçant depuis le cœur des filons vers les zones marginales, la proportion de silice, principalement sous forme de quartz, augmente. Par endroit, dans cette partie du filon, des altérations hydrothermales peuvent donner lieu à des structures bréchiques. Le contact entre les filons et les roches encaissantes est généralement net et bien défini, bien que dans certains endroits, il puisse être flou et masqué par des éboulis. En quelques rares zones, des oxydes envahissent ultérieurement la barytine et le quartz, comblant même les fissures présentes dans les roches encaissantes.

Aux extrémités des filons, on observe des fragments de roches encaissantes, de quelques centimètres à quelques décimètres. Dans certaines zones, la barytine peut persister sous forme

de reliques dans une matrice quartzeuse et/ou ferrugineuse, comprenant des oxydes et des hydroxydes de fer et de manganèse. Le remplissage barytique est associé à une minéralisation polymétallique (Pb et Cu), qui se manifeste de manière relativement constante dans certaines structures. La minéralisation est représenté essentiellement par la galène, qui se qui se présente sous forme de disséminations ou en remplissage de veines à côté de la barytine. Les minéraux de cuivre, quant à eux, sont représentés par la malachite et l'azurite. On note une certaine zonalité spatiale horizontale et verticale dans la paragenèse minérale primaire. En fait, la teneur de la galène augmente en profondeur, alors que celle des minéraux de cuivre diminue progressivement.

III.5.2. Textures

L'analyse texturale de différentes minéralisations rencontrées dans le massif de l'Ougnat a permis de distinguer plusieurs textures de minerai de barytine le long des filons répertoriés (**Figure III-5**) :

- **texture massive** : Il s'agit de la texture la plus fréquente au sein du massif d'Ougnat (**Figure III-5a,d**). Elle est fréquemment caractérisée par des cristaux formant de larges plaques ou des lattes centimétriques, ou alternativement par des cristaux orthorhombiques automorphes (**Figure III-5a**) de taille variable en raison de taux de croissance uniformes. Cette texture est couramment observée dans la région de Bou Adil, en particulier à la mine d'Amda, où la barytine montre une texture massive ou en stockwork. Localement, elle présente un aspect massif semblable à de la porcelaine avec un éclat résineux. En réalité, une telle texture fournit des informations limitées sur les conditions tectoniques prévalant lors de la formation du filon. Cependant, selon Jebrak et al., (1984), la texture massive développée dans le système filonien caractérise les zones avec des ouvertures tectoniques constantes. La texture interne prédominante massive et bréchifiée implique un effondrement tectonique-minéralisant dans un contexte tectonique extensionnel;
- **texture brèchique** : Deux types de textures de brèche ont été observés : la brèche tectonique et la brèche hydrothermale.
    - ✓ ***Texture de brèche Tectonique*** : Cette texture est facilement reconnaissable sur le terrain en raison de la réduction de la granulométrie et des fragments orientés. Dans la région de Mouassaie, dans l'ancienne mine de Taqqat, la barytine rose est souvent cataclastique et tectonisée (**Figure III-5b**). Ces

caractéristiques impliquent un processus de collapsus tectono-minéralisant dans un contexte tectonique extensionnel, comme discuté précédemment par El Hnot et Zahraoui,(2005) dans le gisement de barytine de la Meseta marocaine.

- ✓ ***Texture de brèche hydrothermale*** : Cette texture est caractérisée par des fragments de barytine et de roches encaissantes plus ou moins arrondis (**Figure III-5c**), cimentés par une matrice hydrothermale. Ce type de texture est moins courant dans les system filonien de barytine d'Ougnat, et n'est observé que dans la mine de Bou Madine, dans la Zone de Bou Adil.

- **Texture rubanée** : Il s'agit d'une texture peu développée dans l'ensemble du massif, montrant des lames de barytine blanche et rose, associées à de l'oxyde de fer et de manganèse pour former des bandes en alternance (**Figure III-5e**). Ce type de texture a été particulièrement observé dans la région de Mellab dans la mine de Tismaght. Elle se caractérise par la présence d'une suite d'alternances de bandes ayant une composition minérale, une forme et/ou une taille de grains variable (Dowling et Morrison, 1988).
- **Texture en crête** : Cette texture se trouve en plusieurs endroits le long des structures minéralisées. Elle est composée de facettes tabulaires aplaties rassemblées (**Figure III-5f**).



Figure III- 5 *: Echantillons montrant : de la texture massive (a, d), brèchique (b, c) et des cristaux de barytine automorphes orthorhombiques (a). (b) Photographie de la texture brèchique (brèche tectonique), rubanée (e) et crêtée (f) de la barytine. Brt: barytine, Gn: galéna, Mlc: malachite, Ox: les oxydes de fer et de manganèse, Mt: matrice.*

III.5.3. Minéralogie et paragénèse minérale

À l'échelle globale des gisements du massif de l'Ougnat, la paragenèse minérale est composée principalement de barytine, en plus de sulfures (galène, chalcopyrite, pyrite, blende et arsénopyrite). La barytine montre des couleurs variables (rose, gris et blanc) et présente une texture généralement massive. Les cristaux se présentent sous forme de grandes lattes centimétriques ou de cristaux automorphes orthorhombiques. Elle forme le remplissage de filon (80 à 90%) en plus de la calcite et le quartz (10 à 20 %). Les sulfures et les oxydes de fer et de manganèse ne dépassent guère 1%.

A. Minéraux de la paragénèse minérale primaire

- **La galène**

La galène se présente sous forme de disséminations de taille centimétrique (**Figure III-6b et III-8f**) ou en remplissage de veinules (**Figure III-6b,f**). Au microscope, les cristaux de galène reconnaissable grâce à ses figures d'arrachements triangulaires (**Figure III-7a-c**) montrent à leurs périphérie des franges d'altération correspondant à la cérusite (**Figure III-7b, c**). L'examen des relations texturales montre que la galène est corrodée par la barytine blanche (Brt2) ce qui atteste du caractère tardif de celle-ci (**figure III-7a,c)**

- **La pyrite**

La pyrite peu fréquente dans le gisement, se présente sous forme de cristaux automorphe (cubes) de taille inférieur à 0,5cm (**Figure III-6c-d).** La pyrite est souvent associée à la chalcopyrite. L'observation microscopique montre que les cristaux de pyrite sont totalement ou partiellement transformés en hématite (**Figure III-7d-e)**.

- **La chalcopyrite**

La présence de chalcopyrite se limite à certaines structures minéralisées et se caractérise par sa rareté en surface. Elle se présente sous forme de plages irrégulières et xénomorphes, intégrées dans la matrice quartzo-barytique. La taille de ces cristaux est généralement très petite, souvent inférieure à 1 mm, ce qui les rend difficilement observables à l'œil nu. On remarque très souvent sa transformation en malachite et azurite. Lorsqu'elle se présente sous forme de monocristal isolé, la chalcopyrite est clairement postérieure par rapport à la barytine.

- **L'arsénopyrite**

L'arsénopyrite dont la présence est sporadique, se présente sous forme de cristaux de forme losangique montrant des reliques de pyrite (**Figure III-7h**).

- **La sphalérite**

La sphalérite est rare dans cette pargenèse minérale. Elle se présente sous forme de cristaux disséminés dans la barytine. La sphalérite est facilement reconnaissable par sa réflexion interne en lumière convergente. L'examen des relations texturales montre que les cristaux de la sphalérite corrodent totalement les cristaux de pyrite (**Figure III-7f,g)** attestant ainsi le son caractère tardif.

B. Les minéraux d'oxydation supergène

- **La cérusite**

La cérusite rarement observable à l'œil nu, se présente sous forme d'une auréole de couleur grise (en lumière réflèchie) autour des cristaux de galène (**Figure III-7b,c**). Elle peut se présenter aussi en plages d'altération au sein des cristaux de galène.

- **La malachite et l'azurite**

Ces minéraux constituent les principaux typomorphe du cuivre dans la zone d'oxydation. Elles se présentent sous forme de cristaux ayant une taille qui varie considérablement, allant de quelques millimètres à quelques centimètres (**Figure III-6g,h**). Elles sont soit disséminées dans la barytine, ou en remplissage de veinules de taille millimétrique. L'azurite est moins fréquente dans ces gisements comparativement à la malachite.

- **Les oxydes de fer**

La geothite et l'hématite, issus toutes les deux de l'oxydation de la pyrite. Ils existent par endroit sous forme de nodules entourant les cristaux de pyrite.

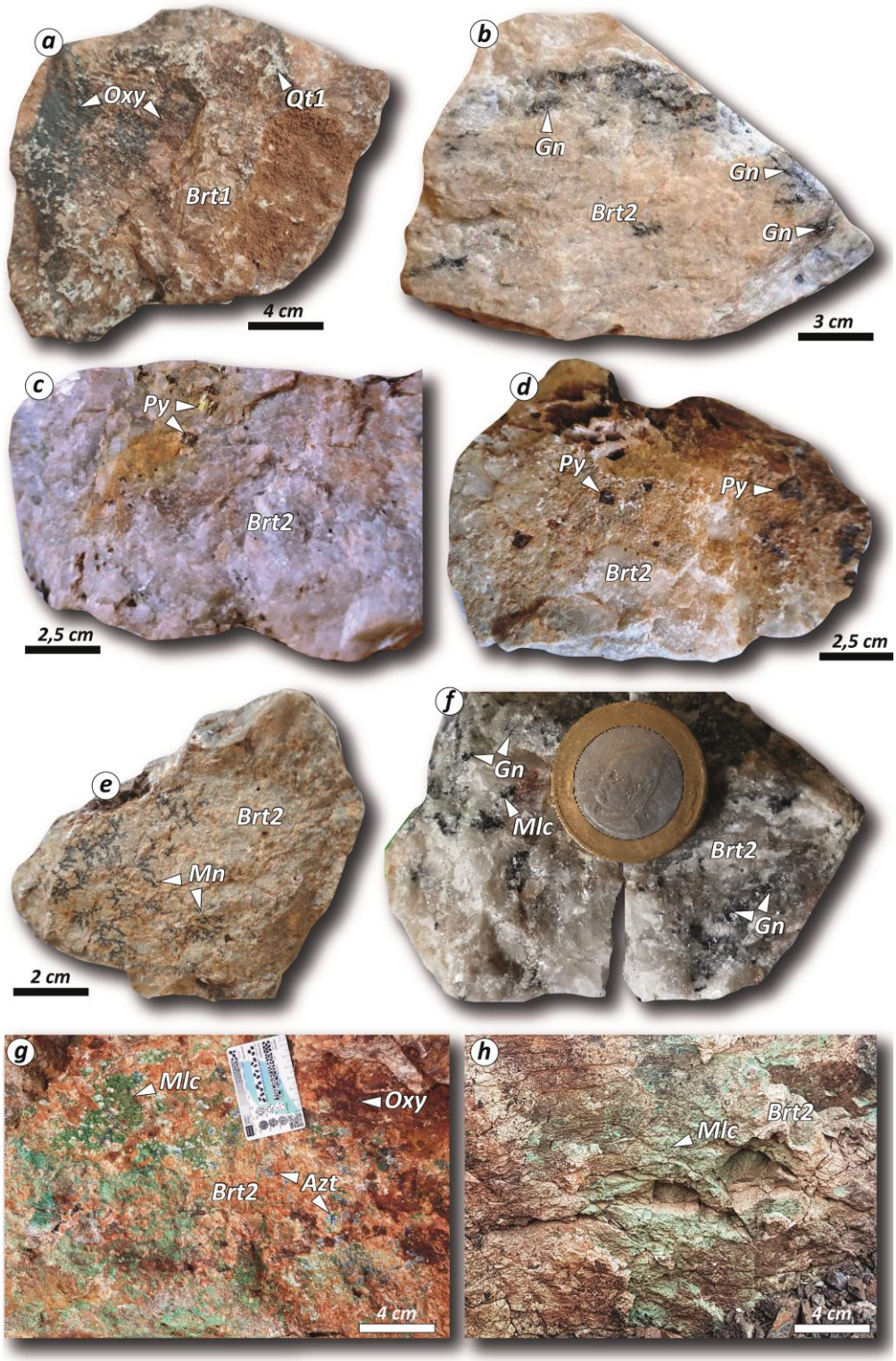


Figure III- 6 *: Echantillons de barytine avec des sulfures des gisements du massif de l'Ougnat. (a) Barytine rose massive avec des épontes occupées pas le quartz blanc associé aux oxydes de fer et de manganèse. (b) : Barytine blanche avec des grains de galène disséminés ou sous forme de veinules recoupant celle-ci. (c) : Barytine renfermant des cubes de pyrite partiellement ou complétement transformé en hématite (d). (e) : Barytine grise montrant des dendrites de manganèse. (f) Barytine grise massive avec des grains disséminés de galène et de malachite. (g,h) Barytine très riche en malachite, azurite et oxydes de fer et de manganèse. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1 : Quartz 1, Gn: galéne, Py: pyrite, Mlc : malachite, Azt : azurite, Mn : manganèse, Oxy : Oxydes.*

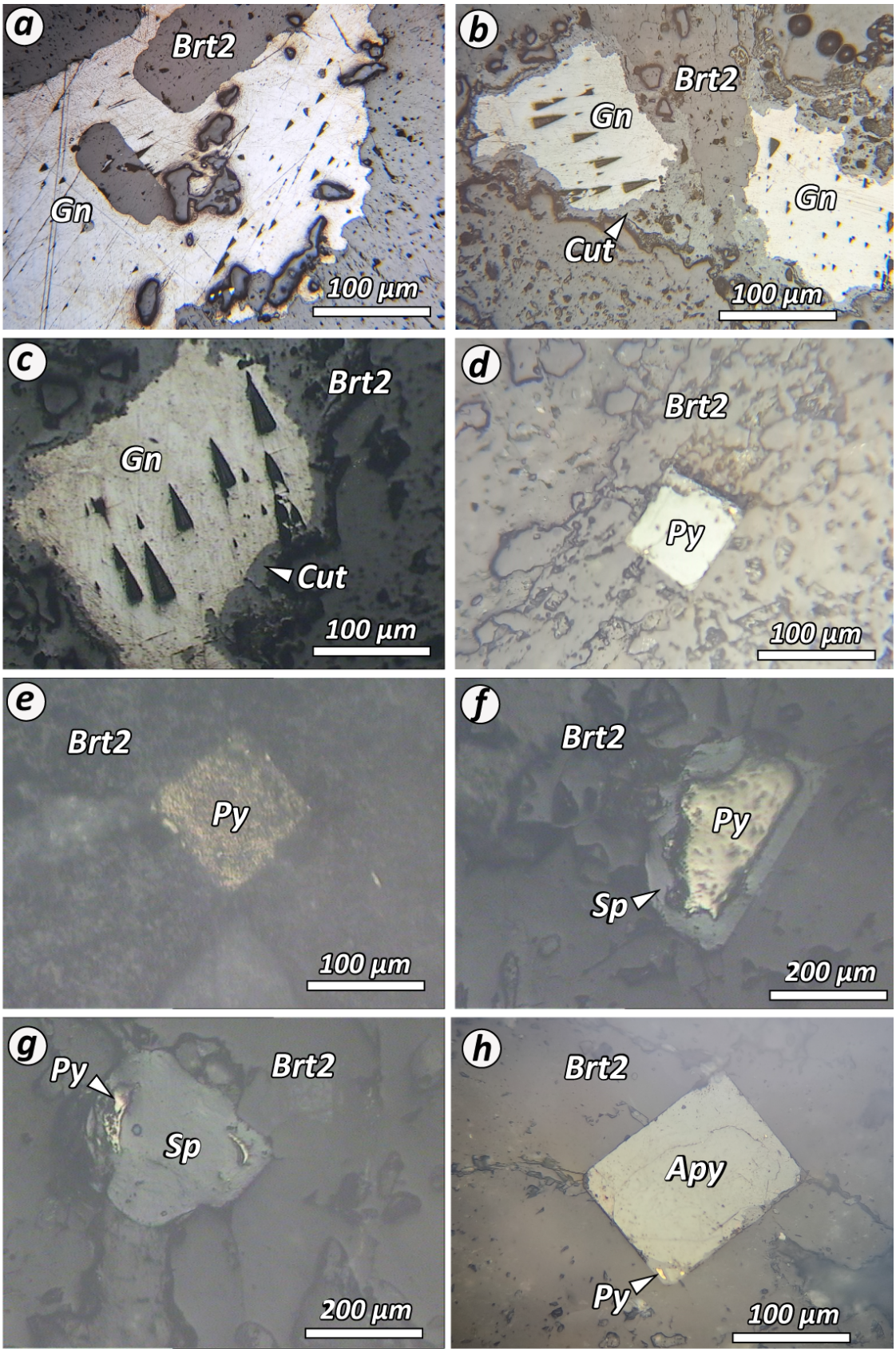


***Figure III- 7** : Microphotographies en lumière réfléchie illustrant les relations texturales de la barytine et les minéraux sulfurés associés dans le massif de l'Ougnat. Brt2: barytine blanche, Gn: galéne, Ccp: chalcopyrite, Py: pyrite, Apy : arsénopyrite, Sp : sphalérite, Cut : cérusite.*

C. Les minéraux de gangue

La barytine

La barytine constitue l'un des premiers minéraux à se former dans la caisse filonienne. Toutefois, il est observé qu'elle est fréquemment remplacée par du quartz, atteignant parfois des proportions pouvant atteindre 15%. L'arrivage ultérieur de sulfures, d'oxydes de fer et de manganèse, ainsi que de silice, engendre la cimentation des éléments de barytine, conférant ainsi une texture bréchique à la formation.

En raison de la remobilisation des silicates et des sulfures le long des fractures par les fluides hydrothermaux, des textures en forme de réseaux importants ont été observées dans la barytine. Sous le microscope, la barytine se présente sous la forme de longs bâtonnets prismatiques allongés, courbés, entrelacés et imbriqués avec une extinction roulante (**Figure III-9**). Les clivages sont parfaits sur (001), presque parfaits sur (210), et bons sur (010).

L'analyse macroscopique et microscopique révèle l'existence de deux générations distinctes de barytine, chacune présentant des caractéristiques spécifiques :

- **La barytine I (Brt1)** : c'est le type le plus dominant. Cette première génération est observable dans l'ensemble du massif de l'Ougnat. Elle se présente sous forme de lattes et d'agrégats de taille variable (**Figure III-8a,b**), et présente souvent une teinte rose. La texture de cette barytine peut être massive ou présenter une structure de stockworks. Parfois, elle peut revêtir un aspect porcelané avec un éclat résineux. Cette génération résulte fréquemment d'une cataclase, d'une fragmentation et d'une tectonisation. Sur l'ensemble du massif, la barytine rose ne renferme pas de sulfures.
- **La barytine II (Brt2)** : Cette génération de barytine se forme plus tardivement par rapport à la première et au quartz, car elle n'est pas affectée par la silicification. Elle se présente sous la forme de tablettes aplaties, avec une zonation de couleur graduelle allant du gris foncé au blanc (**Figure III-8c,d,e,f**). Cette génération est caractérisée par la présence des sulfures (galène, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et arsénopyrite).

Le quartz

Le quartz est abondant. On note la présence de trois générations distinctes de quartz :

- Quartz de première génération (**Qz1**) : Cette génération souvent associé à la barytine rose (Brt1),se présente sous la forme de cristaux cryptocristallins, généralement localisée à l'intérieur des structures filoniennes (**Figure III-8a,b**).

- Quartz de deuxième génération (**Qz2**) : Ce type de quartz correspond à une phase importante de silicification des filons de barytine et de leurs encaissants. Il se caractérise par sa couleur blanche laiteux et occupe les épontes des filons, où il remplace partiellement d'autres minéraux. Le quartz de cette génération épouse les clivages de la barytine (**Figure III-9e**).
- Quartz de troisième génération (**Qz3**) : Cette génération est la plus récente. Il recoupe de manière nette celui de la deuxième génération, les barytines de première et deuxième génération. Il forme le remplissage des fissures et des vides de dissolutions avec des cristaux xénomorphes (**Figure III-9a,c,f**).

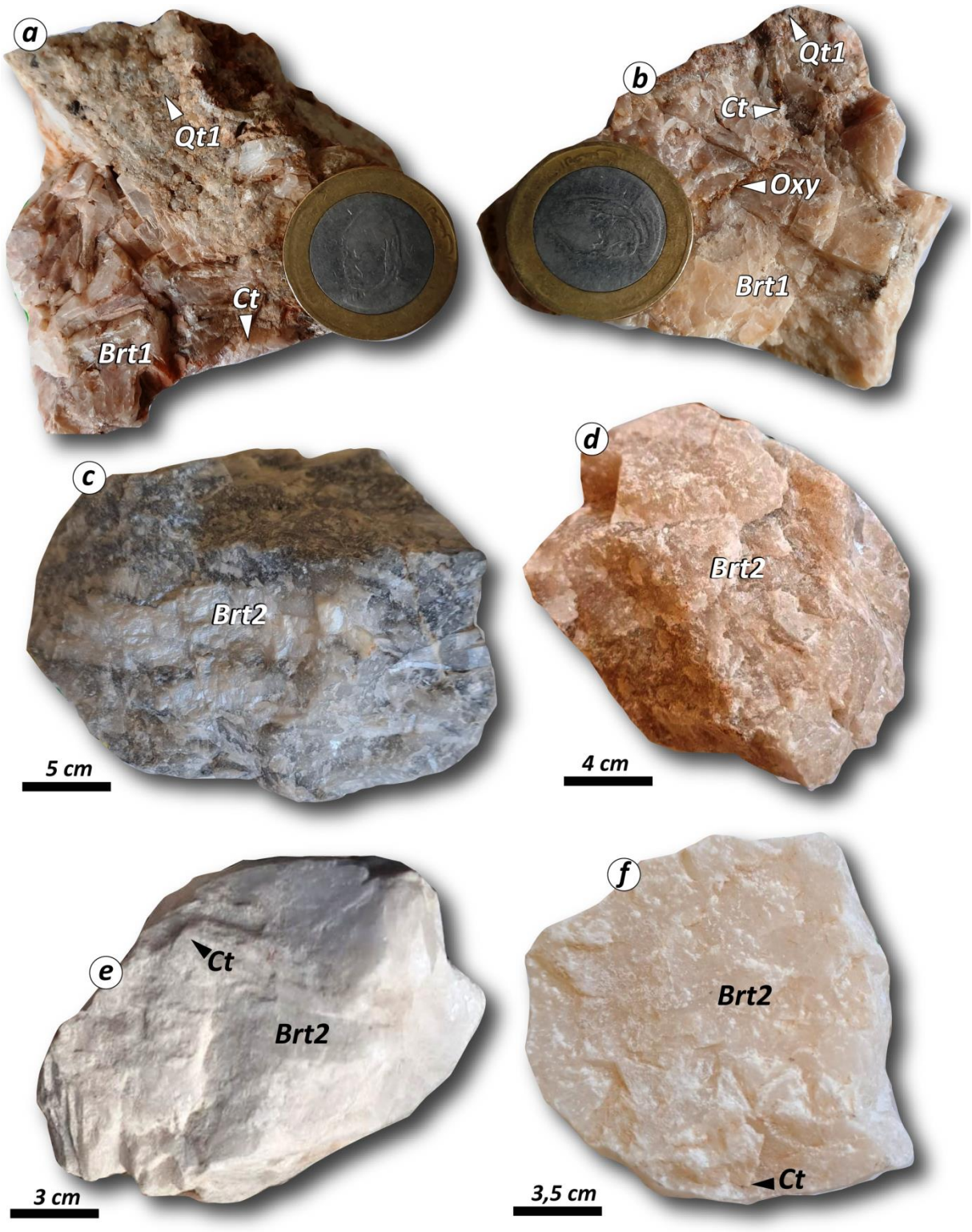


Figure III- 8 *: Echantillons de barytine des gisements du massif de l'Ougnat, présentant plusieurs couleurs. (a,b et d) Barytine rose. (c,e et f) Barytine grise. (e,f) Barytine blanche. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1: quartz 1, Ct : calcite, Oxy : Oxydes.*

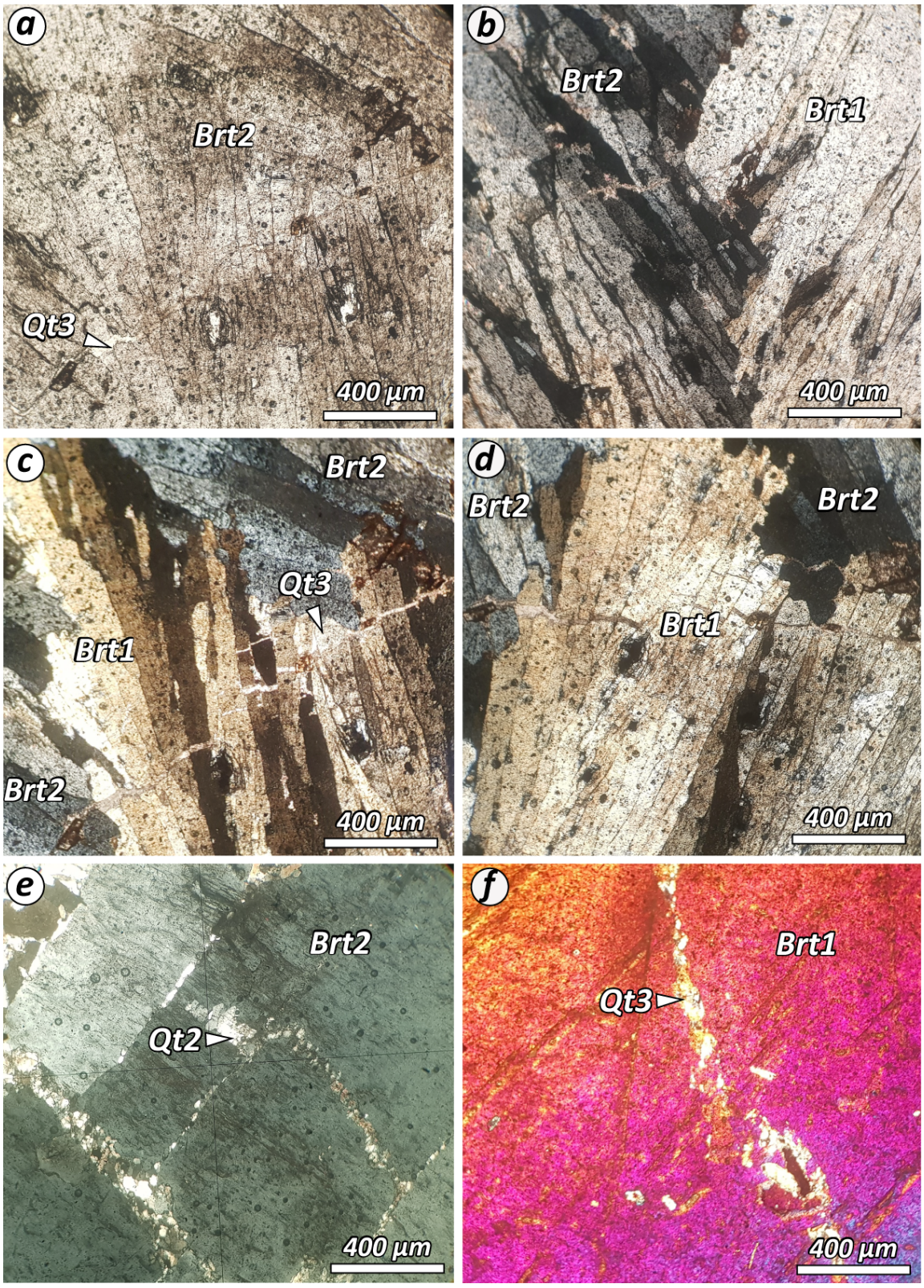


Figure III- 9 *: Microphotographies en lumière naturelle (a) et transmise (b-f) illustrant les relations texturales de la barytine et les minéraux associés dans le massif de l'Ougnat. (a,b,c et d) Barytine des deux générations montrant des grains euédriques associés à du quartz. (e) Microphotographie montre le quartz cristalise dans les plans se clivage de la bartyne. (f) Microphotographique montrant un réseau de veines remplies de quartz au sein de la barytine. Brt1: barytine rose, Brt2: barytine blanche, Qz1: quartz 1, Qz2: quartz 2, Qz3: quartz 3.*

III.5.4. Succession paragénétique synthétique

En termes de conclusion, il s'avère que tous les filons à barytine affleurant dans le massif de l'Ougnat sont constitués par la même paragenèse minérales malgrès la différence d'orientations des filons. En faite, la paragenèse minérale est constituée principalement de barytine auxquelles s'ajoutent des sulfures, du quartz et de calcite. Les sulfures dont les teneurs varient d'un filon à un autre sont constitués principalement de la galène, de la pyrite, de la sphalérite, de la chalcopyrite et de l'arsénopyrite.

Les relations texturales entre les principales phases minérales identifiées dans le massif de l'Ougnat révèle l'existence de deux principaux stades hydrothermaux nommés phases I et II (**Figure III-10**) ayant un important intérêt économique.

- **Le stade I :** est le plus précoce et économiquement le plus important, représentant environ 80% des ressources minérales de barytine des gisements du massif de l'Ougnat. La séquence paragénétique est constituée de barytine rose (Brt1), de quartz (Qz1) et de calcite I (**Figure III-10**).
- **Le stade II :** consiste en une paragenèse minérale constituée de barytine blanche (Brt2), de quartz (Qz2) et de calcite II associée aux sulfures (galène, pyrite, sphalérite, chalcopyrite et arsénopyrite).
- **Le stade supergène :** développé, quant à lui, au dépend des sulfures, il montre un assemblage minéralogique constitué de cérusite, malachite, azurite et oxydes de fer et de manganèse.

La **Figure III-10** illustre les divers stades hydrothermaux et la phase supergène dans le système de filonien de barytine ± sulfures dans le Massif d'Ougnat. La largeur des barres est représentative de manière approximative de l'intensité ou du volume de chaque événement hydrothermal.

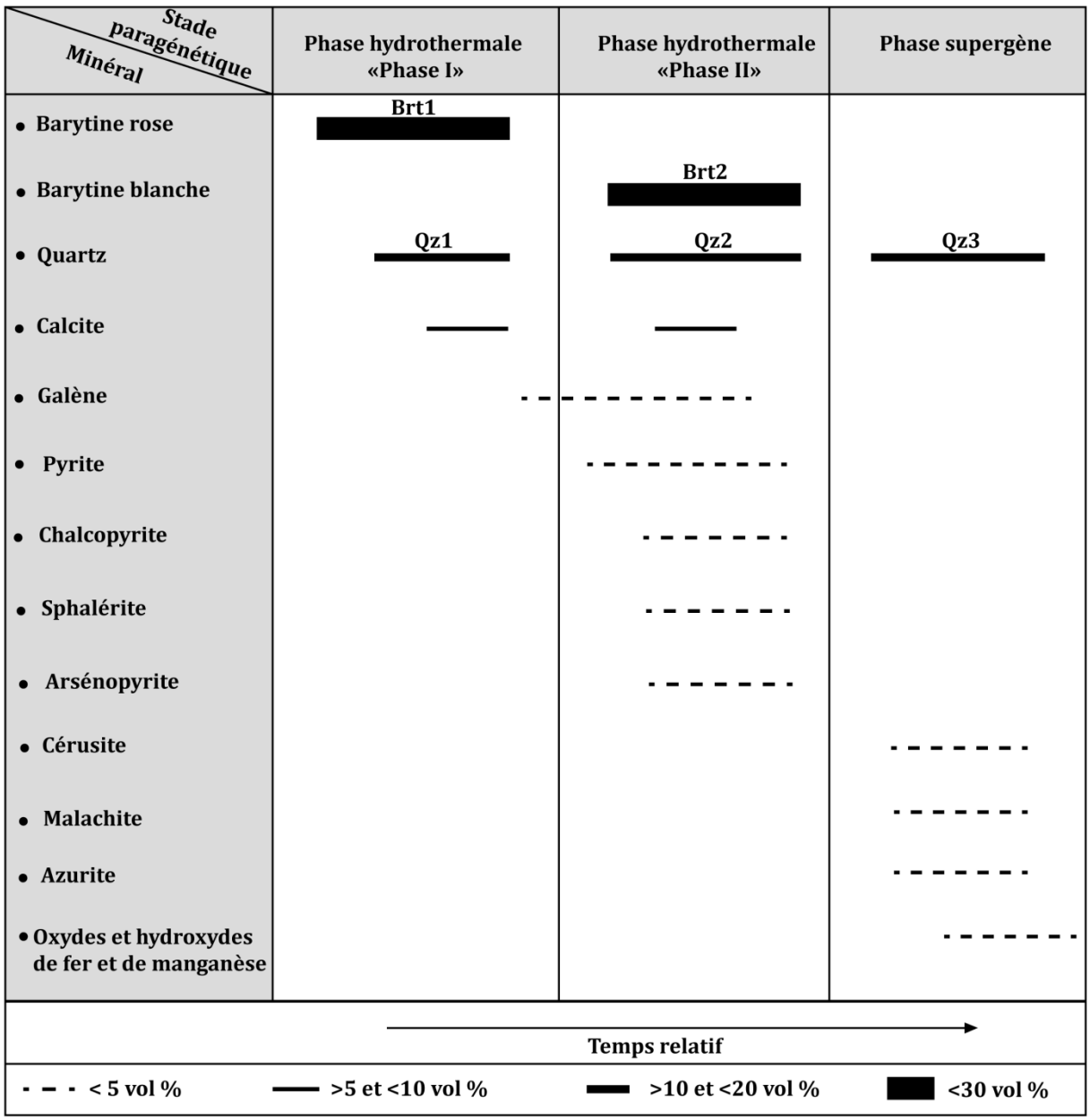


***Figure III- 10** : Séquence paragénétique illustrant les différents stades hydrothermaux décrits et la phase supergène dans le système filonien de barytine ± sulfures du massif de l'Ougnat.*

III.5.5. Géochimie de la barytine

Les échantillons de barytine analysés à partir de la caisse filonienne ont été choisis sur la base de leur aspect (texture, morphologie…) et sur leurs différences de couleurs (blanche, rose, grise) en s'appuyant sur l'étude macroscopique et microscopique de chacune d'elle. Les échantillons de barytine présentent de faibles concentrations d'oxydes majeurs tels que SiO_2 (1,85-3,37 %) pour la barytine la plus pure, (5,23-9,89 %) pour la moyennement silicifiée et (14,92-20,45 %) pour la plus silicifiée. Les teneurs en Fe_2O_3 (0,06-1,18 %) et CaO (0,34-2,43 %) restent basses et la différence entre ces concentrations sont dues respectivement à la

présence des oxydes de fer et de calcite. Les teneurs des autres oxydes restent minimes (Al_2O_3(0,1-0,91 %), K_2O (0,64-0,91 %), MgO ≤ 0,07 % et MnO ≤ 0,01 % et 0,1 % pour TiO_2 et P_2O_5). Les faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 dans les échantillons de barytine indiquent qu'elle est d'origine hydrothermale (Zarasvandi et al., 2014). Donc à travers ces données, on peut dire que la barytine a subi une silicification tardive avec un degré différent lié spécialement à la position de l'échantillon dans la caisse filonienne. Ces résultats sont illustrés dans le diagramme de la **Figure III-10**.

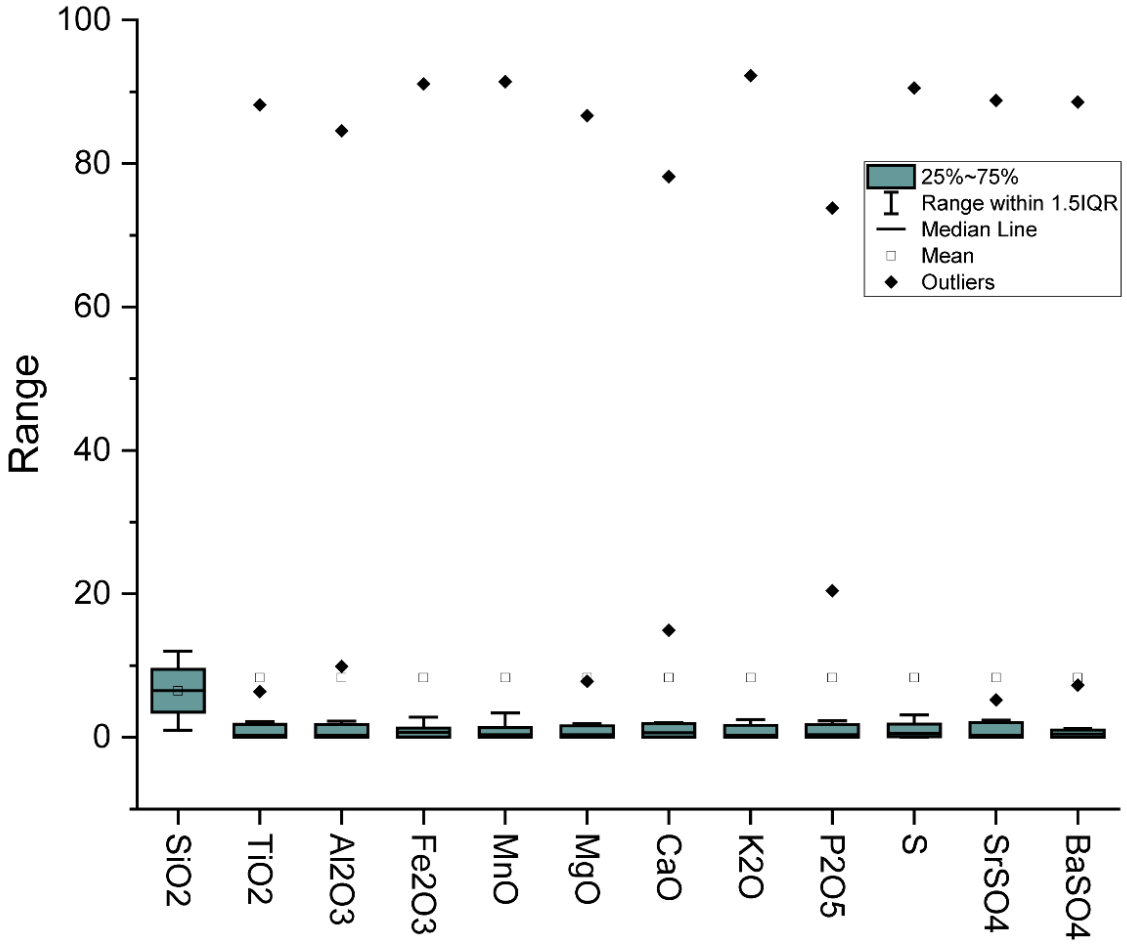


***Figure III- 11** : ''Boîtes à moustaches'' représentant la distribution des valeurs des éléments majeures analysés dans différentes barytines étudiées.*

III.5.6. Etude au Microscope Electronique à Balayage (MEB)

Afin de mieux caractériser la structure interne de la barytine, la microscopie électronique à balayage (MEB) a été utilisée pour visualiser les arrangements cristallins. Au MEB, la barytine montre souvent une texture massive (**Figures III-11a, b**), ce qui indique qu'il s'agit d'une masse compacte de cristaux sans structure cristalline visible. Cette texture est la plus courante parmi les barytines étudiées. Les cristaux de barytine ont une structure unique et ils sont souvent de forme allongée ou tabulaire en forme d'amas (**Figures III-11c, d**). La composition chimique de la barytine peut être obtenue en combinant l'analyse des rayons X à dispersion d'énergie et le microscope électronique à balayage. En outre, cette méthode peut être utilisée pour aider à localiser les impuretés ou les inclusions dans la barytine. La présence de SiO_2 (**Figure III-11e**) dans les échantillons étudiés témoigne d'une silicification probablement liée à l'activité hydrothermale.

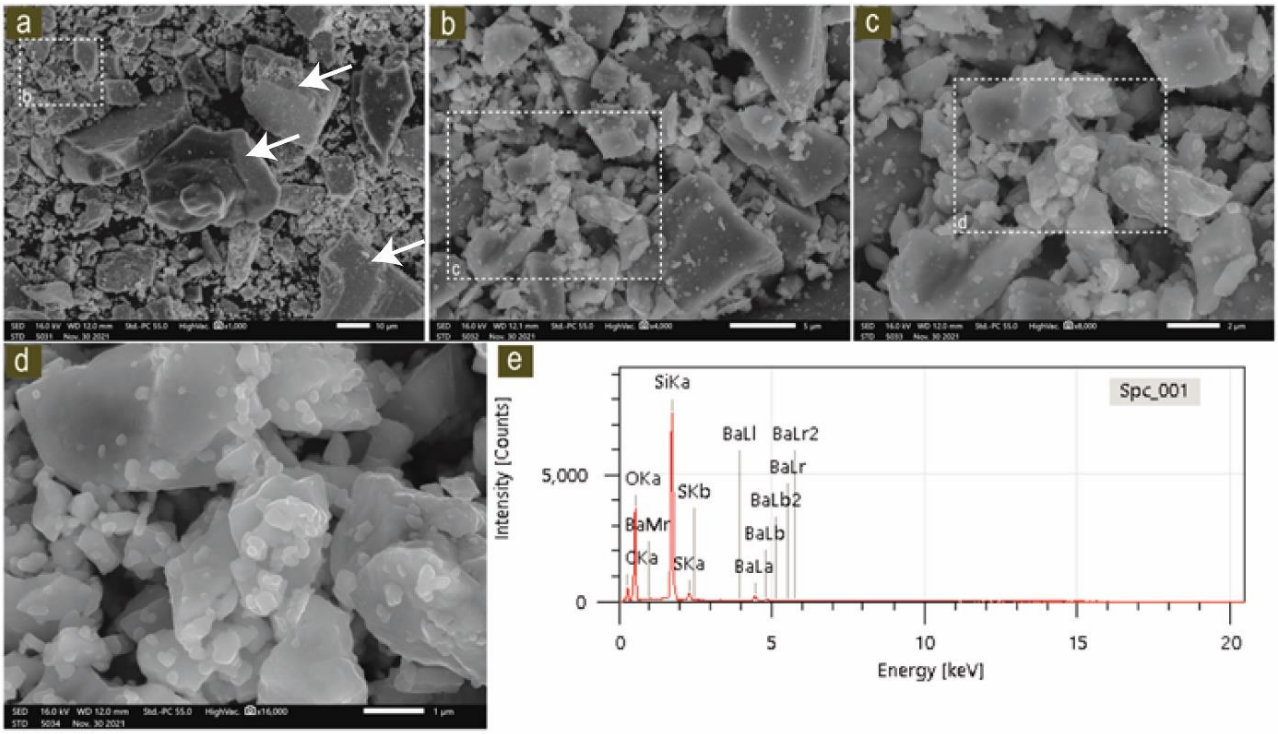


Figure III- 12 : *Images MEB et spectroscopie EDX de la barytine de la FAM. (a) fragments de barytine de texture massive (flèches) ; (b, c et d) agglomérats de paillettes de barytine à l'échelle micrométrique ; (e) spectres EDX de la barytine étudiée montrant la présence de la phase SiO_2.*

III.6. Conclusion

Le massif de l'Ougnat possède des caractéristiques d'une province métallogénique à barytine, avec plus de cents cinquante filons de barytine identifiés dans le socle précambrien et sa couverture paléozoïque. Le district de l'Ougnat est célèbre par ses grands filons à barytine et constitue l'un des principaux gisements en cette substance dans l'Anti-Atlas oriental et dans toute la partie sud-est du Maroc. Les principales concentrations en barytine sont localisées le long de failles orientées NW-SE et NE-SW à E-W traversant conjointement le socle précambrien et la couverture paléozoïque. Celles-ci sont abondantes tout au long de la limite entre le socle et sa couverture, ce qui constitue une zone de faiblesse permettant vraisemblablement aux fluides hydrothermaux minéralisés de s'infilter et de percoler. Les structures minéralisées observées sur le terrain ont une longueur de quelques centaines de mètres. Toutefois, il est fréquent que de multiples structures se relayent le long d'une même fracture, ce qui laisse supposer que les filons dans ces régions pourraient être de taille importante.

L'association minérale, dans le massif de l'Ougnat est principalement composée de barytine en tant que minéral dominant, avec parfois une minéralisation polymétallique incluant des sulfures (galène, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et arsénopyrite) et des oxydes (malachite, azurite, cérusite, hématite). La gangue est principalement constituée de quartz et de calcite. La barytine est fréquemment remplacée par du quartz, atteignant parfois des proportions pouvant atteindre 15%. L'analyse macroscopique et microscopique révèle l'existence de deux générations distinctes de barytine ; une barytine rose dominante et une barytine grise à blanche.

L'analyse des relations minéralogiques et texturales a permis d'identifier une paragenèse minérale en deux stades. La première phase a une valeur économique significative et représente plus de 80 % des ressources totales en barytine. La paragenèse minérale se compose de barytine rose, de quartz, de calcite. La deuxième phase consiste en une barytine de couleur variable (grise à blanche). Elle est associée à la galène et à d'autres sulfures. Le dernier stade est le résultat de l'oxydation des sulfures. En lui rattache de petites quantités de cérusite, de malachite, d'azurite et d'oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse.

CHAPITRE IV :

ETUDE DES PHASES FLUIDES ET DES ISOTOPES DU SOUFRE ET DU STRONTIUM DANS LA BARYTINE

IV.1. Introduction

Les inclusions fluides se forment à l'intérieur d'un minéral hôte sous forme de microcavités, dans lesquelles peuvent être piégées une ou plusieurs phases fluides liquides, gazeux et/ou solides (Sphapherd et al., 1985). Ces phases sont piégées soit pendant la croissance initiale du cristal (inclusions primaires ou pseudo-secondaires), soit lors de processus ultérieurs (inclusions secondaires). L'objectif de ce chapitre est de caractériser la source des constituants de la barytine encaissée dans le socle précambrien du massif de l'Ougnat et sa couverture paléozoïque. Pour ce faire, une étude microthermométrique des inclusions fluides (IF) a été réalisée sur la barytine des filons minéralisés. Ceci, dans le but de caractériser à la fois la composition chimique et la température du fluide minéralisateur à l'origine des concentrations de barytine. L'étude de la variation des valeurs des isotopes du soufre et du strontium va nous servir de traceur de l'évolution géochimique du soufre et de l'origine du strontium dans le fluide minéralisateur. L'ensemble des résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la revue scientifique internationale « Geosciences » (Samaoui et al., 2024).

IV.2. Etude des phases fluides

IV.2.1. Généralités sur les inclusions fluides

D'un point de vue thermodynamique, une inclusion fluide est considérée comme un système fermé (isochore), caractérisé par la pression (P), la température (T), le volume (V) et la composition chimique (X). Pendant la formation de l'inclusion, seuls les paramètres V et X restent constants, tandis que la pression et la température subissent des variations significatives après le piégeage. Les inclusions primaires et pseudosecondaires conservent les propriétés chimiques et physiques du fluide initial. Leur analyse permet la détermination à la fois de la composition chimique du fluide et l'environnement d'origine (météorique, diagénétique, magmatique, métamorphique, etc.). Par ailleurs, l'étude des inclusions fluides secondaires, permet de retracer l'évolution post cristallisation des minéraux hôtes.

L'étude pétrographique fine des inclusions fluides constitue une étape importante avant toute analyse microthermométrique. Elle nous permet de catégoriser les différents types d'inclusions en fonction de la nature des phases présentes et de chercher d'éventuels phénomènes post piégeage.

Dans notre étude, nous avons adopté les terminologies suivantes :

- L'approche de Roedder (1984), Bodnar (2003) et de Goldstein (2003), pour la détermination de l'origine et du contenu des IF, ainsi que leur classification ;
- L'approche de Kerkhof et al., (2001) pour la description des IF ;
- L'approche de Shepherd et Turner (1985) pour l'estimation du remplissage de la phase vapeur des IF à température ambiante (25°C).

IV.2.1.1. Définition

La croissance des minéraux à partir d'une phase fluide est considérée par la communauté scientifique comme l'un des facteurs les plus importants dans la genèse de certains gisements métallifères. Ainsi, il est fréquent lorsqu'un cristal croît, qu'il piège de petites quantités de la phase fluide avec ses sels solubles et ses composés volatiles. Les témoins directs de ce fluide minéralisateur correspondent aux inclusions fluides (IF). Ces dernières sont définies comme des microcavités piégées entre les mailles cristallines des minéraux des roches et renferment une ou plusieurs phases fluides liquides et/ou gazeuses avec parfois, un ou plusieurs solides (Shepherd et Turner, 1985). Ces micro-volumes de fluide sont présents tout au long de l'histoire de la roche (Dubois, 2000). La majorité des fluides sont constitués essentiellement de H_2O, de CO_2 puis dans une moindre mesure de NaCl, CH_4 et N_2. Cependant, les inclusions fluides sont très utiles dans la détermination des conditions physico-chimiques qui régnaient lors de la mise en place des gisements.

IV.2.1.2. Classification des inclusions fluides

Roedder, (1984) défini une nomenclature des inclusions fluides en fonction de leur chronologie de piégeage en inclusions primaire, secondaire et pseudo-secondaire (**Figure IV-1**). En effet, les inclusions primaires sont contemporaines de la cristallisation du minéral hôte, par exemple le quartz. Leur étude nous renseigne sur les conditions physico-chimiques de formation de la minéralisation. Tandis que, les inclusions secondaires correspondent le plus souvent à des plans cimentant d'anciennes microfractures qui affectent le minéral hôte. Elles résultent de la circulation des fluides tardif post cristallisation des minéraux hôtes.

Quant aux inclusions pseudo-secondaires, elles se localisent le long des plans de cristallisation du minéral hôte. L'étude des inclusions fluides, nous renseigne sur les conditions P-T-X (pression- température-composition) qui régnaient lors de la formation des roches. La composition du fluide diffère d'un gisement à l'autre. Ce fluide peut renfermer des composés volatils, parfois des sels (Na, K, Ca), des silicates et des carbonates.

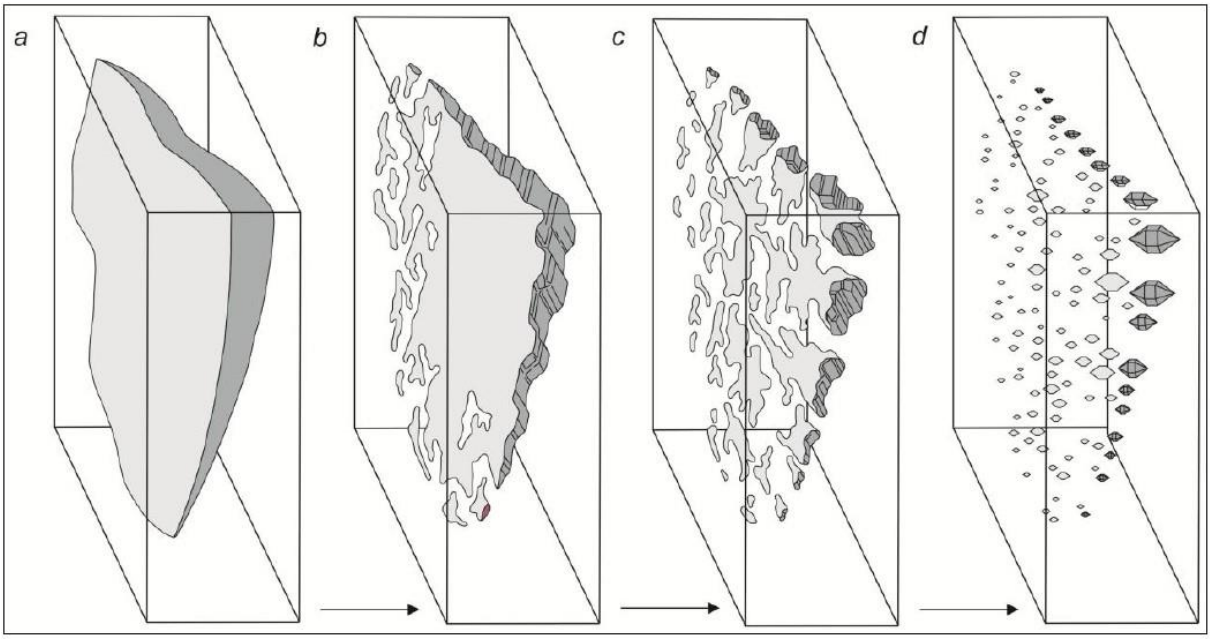


Figure IV- 1 : *Schéma illustrant les diverses étapes du processus de cicatrisation d'une microfracture dans un cristal de quartz. Les formes finales des inclusions montrent des formes de cristaux négatifs (Roedder, 1962 in Goldstein et al., 1994).*

IV.2.1.3. Nomenclature et méthodologie

Au cours d'un cycle de chauffage et/ou refroidissement, il se produit des changements de phases de l'inclusion. Aux basses températures, nous mesurons la température de fusion de la glace Tfg (e.g : -0,1°C) et aux hautes températures, nous obtenons la température d'homogénéisation Th (e.g : +321,4°C). Le résultat s'interprète à l'aide d'une courbe d'interdépendance entre la pression et la température appelée isochore, puisqu'on considère que la densité du fluide à l'intérieur n'a pas changé depuis son piégeage.

Dans notre étude microthermométrique, nous avons respecté la terminologie par Roedder (1984) à savoir :

- Th : température d'homogénéisation. Elle correspond à la température minimale de piégeage de l'inclusion;
- Te : température de l'eutectique. Elle correspond à la température de début de fusion de la glace. Elle caractérise la nature des sels dissous dans la phase aqueuse (Crawford, 1981).
- Tfg : température de fusion de la glace ;
- Tfs : température de fusion de la halite ;
- % Eq. poids NaCl : Concentration de NaCl dans l'inclusion, exprimée en pourcents d'équivalent poids de NaCl [D'après l'équation de Oakes (1990) et de Bodnar (1992)

et Bodnar et Vityk (1994)].

Il est ainsi, possible d'estimer les conditions microthermométriques des fluides minéralisateurs en se référant au système chimique adéquats.

IV.2.2. Pétrographie et typologie des inclusions fluides

Les échantillons de barytine rose et blanche étudiés ont été prélevés dans les principales structures filoniennes rencontrées dans le massif de l'Ougnat. Certains échantillons ont été récoltés à des profondeurs atteignant 90 mètres dans la mine de Mouassaie. Un total de 51 inclusions fluides a été étudié dans une dizaine de sections doublement polies représentatives de l'ensemble des gisements du massif de l'Ougnat.

Les échantillons montrent une série d'inclusions fluides ayant des formes et remplissages différents. Ils forment des traînées d'allures variées (ovales, arrondies ou allongées) réparties dans les zones de croissance (IFP) (**Figure IV-2b,c,e-i**), ou le long des fractures et fissures secondaires qui recoupent les zones de croissance primaires (IFS) (**Figure IV-2a,c,d**). En outre, quelques inclusions isolées et dispersées de forme tabulaire, allongée ou régulière ont également été observées. À température ambiante, la plupart des IF existent dans un état biphasé ou triphasé, mais exceptionnellement monophasé. Par ailleurs, le CO_2 n'a été détecté ni à la température ambiante ni pendant le refroidissement. Les IF monophasées sont également présents mais rares ; leurs études n'est pas possible et sans intérêt.

Les IFs biphasées (**Lw** et **Vw**) présentent des caractéristiques pétrographiques variables en raison des différentes propriétés physiques de la barytine. La majorité des IF ont un aspect clair, anguleux et sont de petite taille (5-15 µm). Il existe aussi d'autre plus sombres, plus régulières et de plus grande taille (jusqu'à 35 µm) (**Figure IV-2i**). Les rapports liquide/vapeur des IF biphasées ont un volume de gaz allant de 10 à 20 % pour les Lw et de 60 à 80% pour les Vw. Ces inclusions sont généralement isolées, organisées en grappes le long de trainées. Dans la plupart des échantillons de barytine, les rapports liquide/vapeur de ces inclusions varient à l'intérieur même d'une plage ou d'une traînée.

Les inclusions fluides triphasées (**Ls**) sont relativement peu fréquentes. Elles contiennent une phase solide correspondant à de l'halite (Cube de sel) (**Figure IV-2f,h,i)**. Ils sont généralement sub-arrondies et de taille variable (5-30µm). Le volume de la phase vapeur varie de 10 à 20%, tandis que le solide occupe 4 à 12% du volume total de l'inclusion.

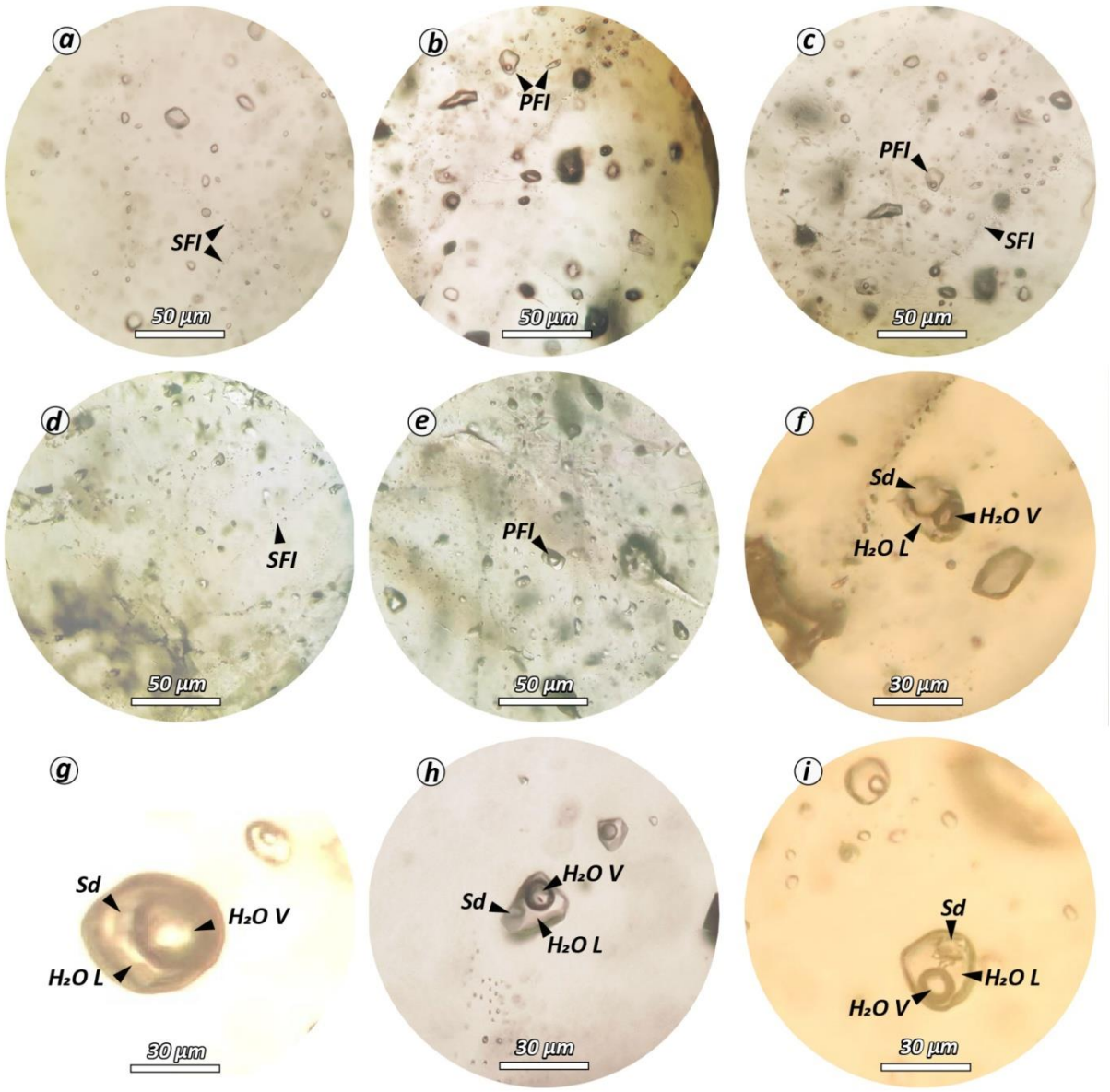


Figure IV- 2 : *Typologie des inclusions fluides étudiées dans des barytines. Les photographies sont prises à température de +22 ◦C en lumière transmise polarisée. (a,c, et d). Les inclusions fluides secondaires (S) sont alignées le long des fractures. (b,c et e). Les inclusions primaires (P), se présentent en grappes parallèles aux zones de croissance. Ces inclusions sont riches en liquide. (f, g, h et i) Les inclusions fluides primaires renferment une phase solide.*

IV.2.3. Données microthermométriques

La plupart des inclusions fluides observées au sein des veines et filons de barytine montrent une distribution et une géométrie très complexe qui est due à la présence de plusieurs types d'inclusions par échantillon. Cette complexité rend difficile la discrimination des populations individuelles à partir des relations pétrographiques à température ambiante. Seules les inclusions fluides primaires ont été sélectionnées pour les mesures car elles sont supposées être synchrones de la minéralisation et de l'altération associée selon les critères suggérés par Roedder (1979, 1984).

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur des inclusions fluides homogénéisées par la disparition de bulles de vapeur. Les températures de l'eutectique (Te) et de la fusion de la glace (Tfg), de la fusion de la halite (Tfs) et d'homogénéisation (Th) ont été déterminées et sont consignées dans le tableau (Annexe).

Deux générations d'inclusions fluides de la famille aqueuse, comprenant trois types d'inclusions : Vw (principalement vapeur, inclusions biphasées), Lw a et b (principalement liquide, inclusions biphasées), et Ls (inclusions triphasées à halite comme phase solide), ont été identifiées:

i) La première génération consiste en deux types d'inclusions fluides associées : les vapeurs biphasées (Vw) et les fluides triphasés (Ls). Les inclusions Vw ont une température Te comprise entre -21,5°C et -28,3°C et une Tfg située entre 0°C et -0,4°C. Les valeurs de Th varient entre 364,6°C et 445,6°C (**figure IV-5** et le **tableau IV-1)**.

Il faut noter que, compte tenu des variations des rapports liquide/vapeur, les températures d'homogénéisations mesurées dans la barytine sont très élevées suite à une augmentation excessive de la phase vapeur. Ces fortes températures peuvent être liées à un rééquilibrage postérieur au piégeage, tel que le stretching (augmentation du volume de la phase vapeur suite à une augmentation de la pression interne de l'inclusion) ou le necking-down (changement de la forme de l'inclusion afin de réduire sa surface d'énergie interne) (Roedder, 1984 ; Bodnar et Bethke, 1984 ; Prezbindowski et Laress, 1987 ; Ulrich et Bodnar, 1988 ; Valenza et al., 2000). Dans notre cas, l'observation pétrographique des inclusions fluides a montré l'absence d'inclusions ayant des formes d'étranglement ou en « L » attestant ainsi, de l'absence du phénomène du « necking-down » au profit du « stretching » (**Figure IV-3**).

Pour les inclusions Ls, la concentration en NaCl est obtenue directement en mesurant la température de fusion de la phase solide (NaCl) à l'aide du graphe poids/température du NaCl (Keevil, 1942). Ainsi, pour des températures de dissolution de la halite comprises entre 202,5 et 293,6°C, la concentration en NaCl varie de 25,3% à 31,2 % en d'équivalent poids NaCl (**Figure IV-5**). Les inclusions fluides triphasées (Ls) révèlent des informations microthermométriques pour des températures très variables. Les températures eutectiques Te sont comprises entre -39,1°C et -21,6°C, tandis que les températures (Tfg) sont comprises entre -6,2°C et -17,3°C. Les températures les plus élevées indiquent une prédominance de Na^{+} en tant que cation présent dans ces inclusions spécifiques, sans exclure la possibilité de plus petites quantités d'autres cations tels que Ca^{++} (Goldstein et al., 1994). Une diminution des températures initiales de fusion de glace est généralement observée lorsque la salinité augmente, ce qui implique un changement en faveur du Ca^{++} en tant que cation primaire dans les inclusions fluides (Hanor,1994). Les températures d'homogénéisation des inclusions vapeur-liquide-solide en phase liquide varient entre 328,8°C et 412,9°C.

ii). La deuxième génération est la plus fréquente, elle est typiquement biphasée liquides et est représentée par les inclusions Lw-a et Lw-b. Les températures Te varient entre -21,1°C et -24,6°C et les températures Tfg sont inférieure à -0,2°C. La salinité correspondante varie ente 0 et 0,35Eq. Poids NaCl. Les températures d'homogénéisations Th des inclusions Lw-a oscillent entre 321,4°C et 359,7°C, alors que celle des Lw-b varient entre 180,1°C et 296,91°C (**Figure IV-4** et **tableaux en annexe 5**).

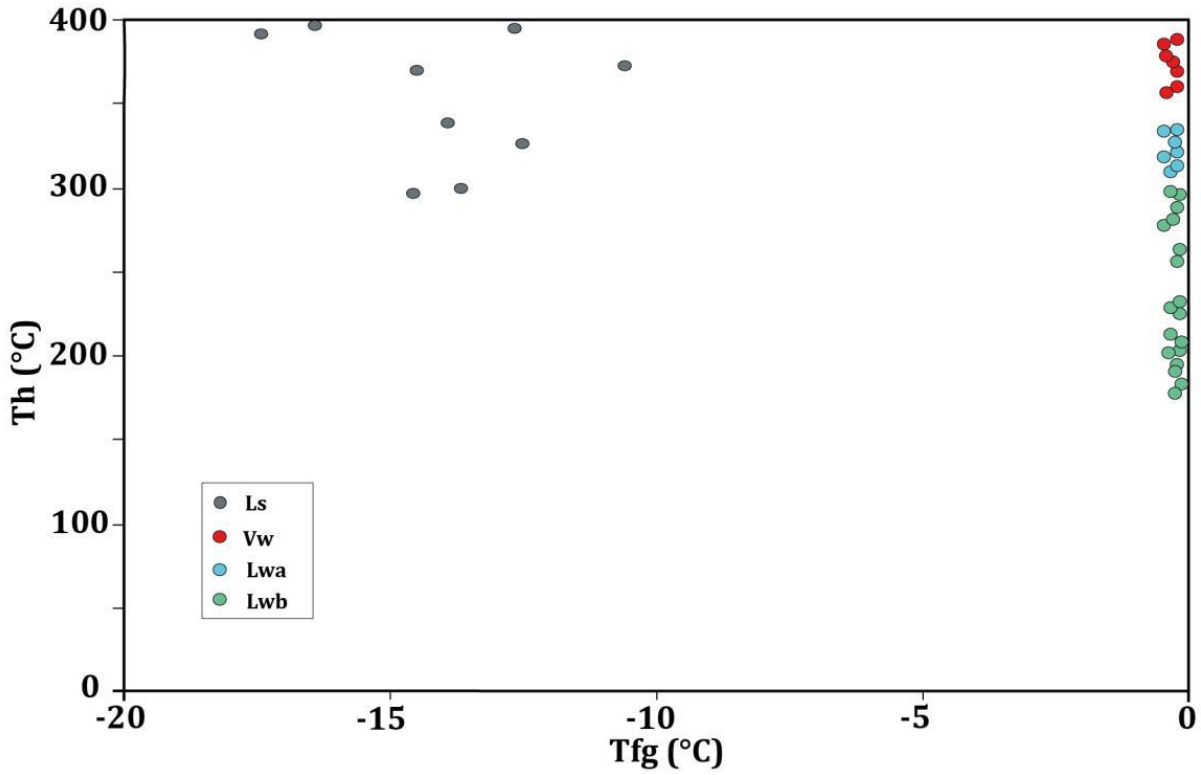


***Figure IV- 3** : Diagramme de corrélation des températures d'homogénéisation (Th) en fonction de la température de fusion de la glace (Tfg) des inclusions contenues dans les barytines (rose et blanche).*

***Tableau IV- 1** : Résume les principaux résulats caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines d'Ougnat.*

	Ls	**Vw**	**Lw (a et b)**
Te	-39,1°C à -21,6°C	-21,5 à -28,3°C	-21,1 à -24,6°C
Tfg	-6,2°C à -17,3°C	0 à -0,4°C	Inférieur à -0,2°C
Tfs	202,5 à 293,6°C	--	--
Th	328,8 à 412,9°C	364,6 à 445,6°C	180,1 à 359,7°C

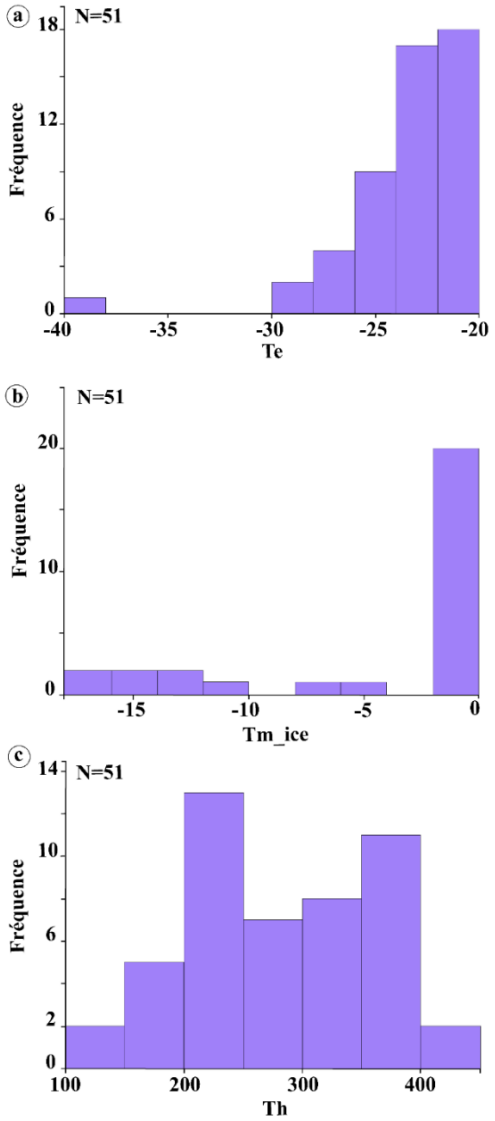


***Figure IV- 4** : Diagrammes de fréquence résumant la distribution des températures des inclusions fluides piégées dans la barytine. (a) Fréquence vs température de début de fusion de glace (Te). (b) Fréquence vs température de fin de fusion de glace (Tm_ice). (c) Fréquence vs température d'homogénéisation (Th).*

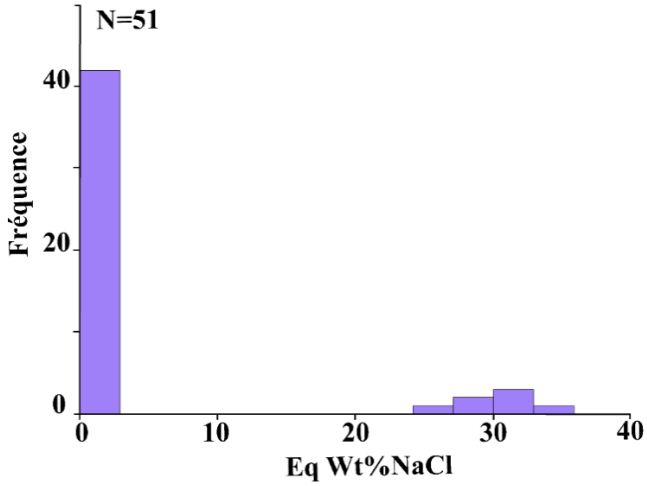


***Figure IV- 5 :** Diagramme de fréquence vs salinité des fluides (EqWt%NaCl).*

IV.2.3.1. Pression et profondeur des fluides

La microthermométrie est aujourd'hui une technique fondamentale pour caractériser les conditions physico-chimiques des fluides hydrothermaux circulant dans la croûte terrestre. Cette méthode peut servir de base pour déterminer la composition (X) et les conditions physiques (P-T) de chaque inclusion au moment de la formation du fluide, à condition qu'il s'agisse d'un système fermé et que le fluide qu'il contient ait conservé sa composition thermique initiale. En utilisant la méthode de Zhang et al., (1987), la densité estimée et la profondeur de dépôt pour chaque type de roche sont déterminées sur la base des propriétés des inclusions fluides telles que Te, Tfg, Tfs, Th et % NaCl.

La densité (d) et la composition totale (Ws) des inclusions Lwa et Lwb, dont la température Te est proche de celle du système chimique H_2O-NaCl (-21,1°C), sont calculées à partir de Th et de Tfg, respectivement, à l'aide des formules suivantes :

d (g/cm3) = 1,0014-(2,23- 4) x (Th) –(1,35- 6) x $(Th)^2$ –(4,66- 9) x $(Th)^3$ + (2,35- 2)+ (4,56 - 3)+(4,88- 4) -(6,50- 5) x (Th) – (5,31- 5) x (Th) + (1,01- 6)x $(Th)^2$.

Ws (en poids % NaCl) = 0,00 + 1,76958 (Tfg)- 4,2384 x 10^{-2} $(Tfg)^2$ + 5,2778 x 10^{-4} $(Tfg)^3$ +/-0,028

Pour les inclusions salées Ls, où le cube de halite fond avant que la bulle de vapeur ne disparaisse (Tfs<Th), la composition globale de l'inclusion est déduite de la TfCs par la relation de Potter et al., (1977) valable jusqu'à 800°C :

Ws **(en poids % NaCl)** = 26,218 + 0,0072 (TfCs) + 0,000106 $(TfCs)_2$ =/- 0,05

N.B : La densité et la pression minimale de piégeage peuvent être obtenues par interpolation des tables d'Urusova (1975) et Haas (1976).

Il est à noter que pour une teneur en sel donnée, la densité de fluide peut être obtenue, par lecture des tables de Potter(1977), en fonction de la Th de l'inclusion considérée, corrigée selon les données de Potter (1977), mais aussi à partir du diagramme Th-Densité-P-NaCl (figure IV-a et c). Les isochores sont donc obtenus soit par extrapolation à partir des données de Hilbert (1979), soit directement à partir de la salinité et du Th en utilisant le modèle de Zhang et Frantz(1987) (**Figure IV-5e**). En général, les propriétés physico-chimiques de chaque inclusion étudiée définissent un isochore (ligne reliant des points à densité constante) dans un plan P-T. Le fluide de l'inclusion peut être piégé dans des conditions de température

et de pression le long de cette isochore. Les isochores sont obtenues directement à partir de la salinité et de la Th en utilisant le modèle de (Zhang et Frantz, 1987) (**Figure IV-6e**).

L'analyse des inclusions fluides dans les barytines d'Ougnat suggère la présence de deux fluides hydrothermaux aqueux : Fl-1 et Fl-2, qui appartiennent au système binaire H_2O-NaCl (**Tableau IV-2**).

***Tableau IV- 2** : résume les principaux résulats caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines d'Ougnat.*

Type d'IF		Th (°C)	% éq NaCl	Densité	Pression en bars	Profondeur calculée en Km = (P bars – 1) x 10
Vw (n = 9)	**Vw max**	445,6	0,18	0,15	414	4,13 Km
	Vw min	364,8	0,35	0,45	187	1,86 Km
Ls (n = 9)	**Ls max**	412,9	30,5	0,95	308	3,07 Km
	Ls min	328,8	29,2	0,87	121	1,20 Km
Lwa (n = 11)	**Lwa max**	359,4	0,18	0,50	177	1,76 Km
	Lwa min	328,9	0	0,60	121	1,20 Km
Lwb (n = 21)	**Lwb max**	296,9	0	0,62	78	0,77 Km
	Lwb min	180,1	0,18	0,82	8	0,08 Km

Le fluide Fl-1 est représenté par des inclusions Vw et Ls, toujours associées mais de nature différente. Les inclusions Vw sont caractérisées par des salinités (0,18-0,35% Eq. NaCl) et des densités (0,15-0,45% Eq. NaCl) faibles, des températures (364,8-445°C) et des pressions (187-414 bars) élevées, correspondant à des profondeurs importantes (1,86-4,13 km). Les inclusions Ls, en revanche, ont une salinité (29,2-30,5% Eq.NaCl) et une densité (0,87-0,95) élevées, mais des pressions (121-308 bars) et des profondeurs (1,20-3,07 km) plus faibles.

Le fluide Fl-2 constitué uniquement d'un fluide purement aqueux représenté par les inclusions Lw-a et Lw-b pauvres en NaCl (% Eq. NaCl< 0,18). Lw-a se distingue de Lw-b par une plus haute température (328,9 à 359,4 °C), de densité (0,62 à 0,82) et de pression moyenne (121 à 177 bars), ce qui indiquerait de faibles profondeurs (1,20 à 1,76 Km). Quand aux inclusions Lwb, elles sont de moindre température (180,1 à 296,9 °C) et de très faible pression (8 à 78 bars), ce qui indique une profondeur très faible (0,08 à 0,77 Km).

Le croisement des isochores des inclusions Vw (% Eq.NaCl<0,35) et Ls (29,2-30,5% Eq. NaCl) de la même famille de fluides associés à la barytine dans le système filonien de l'Ougnat montre que le piégeage du fluide Fl-1 s'est produit à des températures avoisinant les 445°C et des pressions approchant les 700 bars (**Figure IV-6e**).

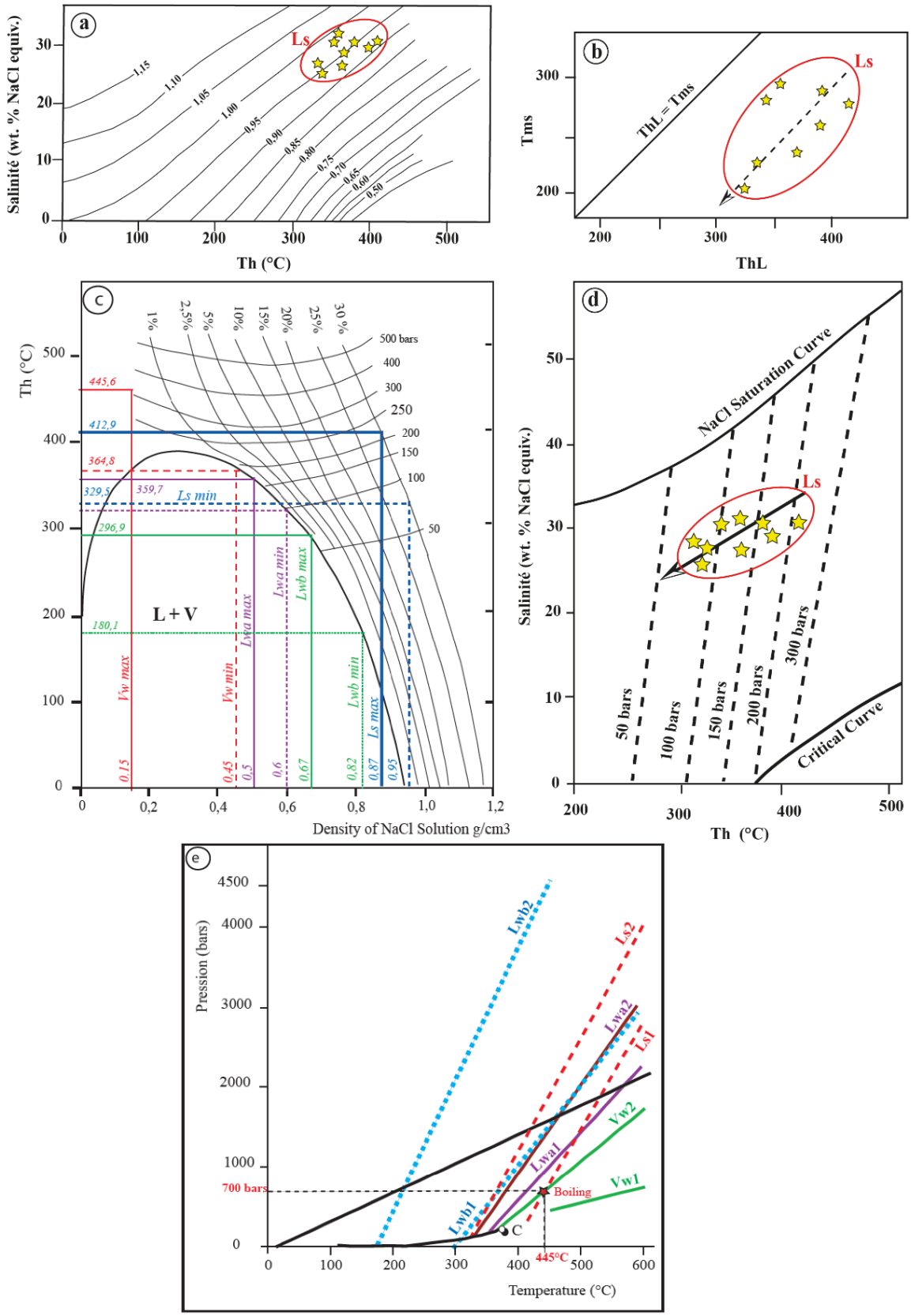


***Figure IV- 6** : (a) : Diagramme température-densité-composition des inclusions fluides Ls (Quiletz et al., 1990). (c et d) : Diagramme température – densité -composition des inclusions fluides de la barytine de l'Ougnat (Shephard, 1985). (e) : Isochores représentatifs des inclusions fluides Vw, Ls, Lwa et Lwb des différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat.*

Il faut noter que pour le même type d'inclusions fluides, il existe une grande disparité entre les températures d'homogénéisation maximale (Vw max, Ls max, et Lw- a-b max) et minimale (Vw min, Ls min, et Lw- a-b min) (**Tableau IV-1**). Ceci modifie les différentiels de pression et donc la baisse de la "pression hydrostatique" au moment du piégeage et par conséquent la profondeur de piégeage des inclusions (Roedder, 1971).

IV.3. Etude des isotopes du S et du Sr

IV.3.1. Introduction

Le soufre possède quatre isotopes stables dont les proportions relatives dans la nature sont : ^{32}S (95.02 %), ^{33}S (0.75 %), ^{34}S (4.21 %) et ^{36}S (0.02 %). Il existe sous trois principales formes :

- une forme oxydée (SO_4^{2-}) s'exprimant sous forme de sulfates;
- une forme native (S) ;
- une forme réduite (H_2S, HS^- etS^{2-}) s'exprimant sous forme de sulfures.

La variation de la composition isotopique du soufre dans la nature est contrôlée par deux processus majeurs (Faure, 1986; Ohmoto, 1972 ; Goldhaber et Nicholson, 1993) : le fractionnement biogénique et la réduction thermochimique des sulfates.

Le strontium, Sr, est un alcalino-terreux dont les propriétés physico-chimiques sont intermédiaires entre celles du calcium et celles du baryum. Le Sr a quatre isotopes naturels 84Sr (0,56%), 86Sr (9,87%), ^{87}Sr (7,04%) et ^{88}Sr (82,53%) qui sont tous stables. Parmi ces isotopes, seul ^{87}Sr est radiogénique et provient de la décroissance radioactive β- de ^{87}Rb présent naturellement dans l'écorce terrestre. Les abondances relatives de chaque isotope sont donc variables suivant celle de ^{87}Sr, et par extension celle de ^{87}Rb dans le milieu. Cette variation isotopique est utilisée à des fins de datation et surtout pour retracer l'origine et l'évolution du Sr dissous dans les fluides minéralisateurs et les interactions fluide-roche.

IV.3.2. Rappels

Des analyses isotopiques ont été réalisées sur les barytines de massif du l'Ougnat. Ces analyses d'isotopes stables et radiogéniques ($\delta^{34}S$et $^{87}Sr/^{86}Sr$) permettent la détermination de la source des fluides et d'apporter des éléments complémentaires à l'étude comparative déjà présentée dans les paragraphes précédents. Les analyses isotopiques du soufre et du strontium sont effectuées sur l'ensemble de variétés de barytine (rose et blanche).

IV.3.3. Analyses isotopiques de $\delta^{34}S$

Cinq échantillons de barytine provenant des structures minéralisées des formations précambriennes du groupe de Ouarzazate et des roches cambro-ordoviciennes ont été analysés. Les valeurs de $\delta^{34}S$ sont uniformes et varient de +10,8 à +15‰, (**Figure IV-6**). Il est intéressant de noter que l'échantillon MO-15 (**Tableau IV-2**) présente la valeur $\delta^{34}S$ la plus élevée, soit 19,5‰. Ces valeurs coïncident parfaitement avec les sulfates formés dans l'eau de mer du Permien-Trias, qui selon Claypool et al., 1980; Strauss, 1997 varient de +11 à +18‰ $\delta^{34}S$. Les rapports $\delta^{34}S$ dans les barytines filoniennes du massif de l'Ougnat ne montrent pas de variation spatiale ou temporelle. Les gisements de barytine filonienne et karstique des Jebilets occidentaux montrent des valeurs de $\delta^{34}S$ qui varient de +8,9 à +14,7‰. Celles de la barytine de la Haute Moulouya, la valeur de $\delta^{34}S$ varie de +11 à +13,4‰ (Valenza et al.,2000 ; Margoum et al.,2015). En revanche, le gisement de barytine cambrienne de Bouznika présente des valeurs de $\delta^{34}S$ beaucoup plus élevées, allant de +31 à +38‰, (Jébrak et al.,2011).

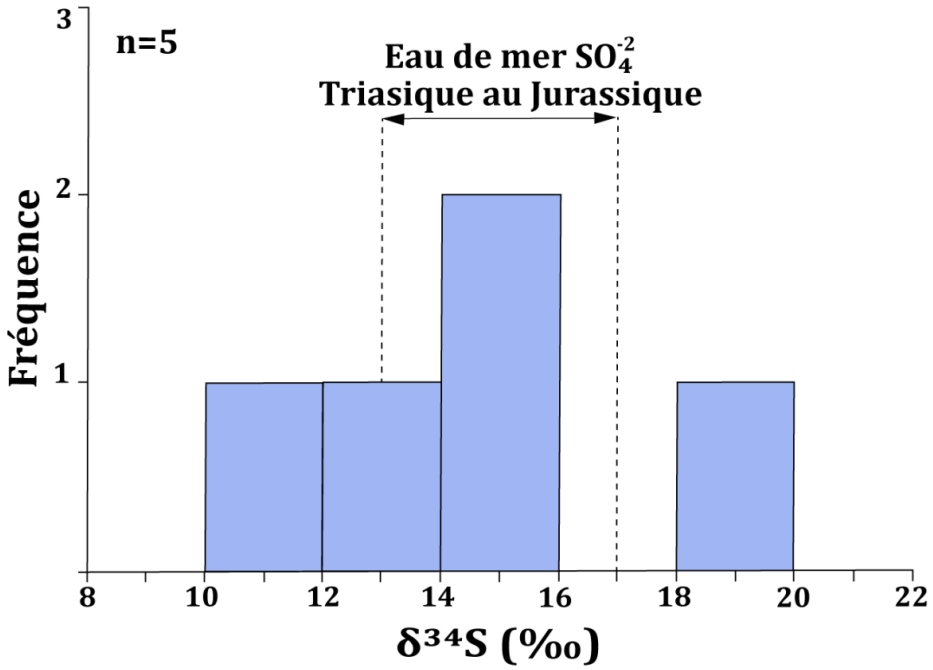


Figure IV- 7 : *Diagramme de fréquence montrant la distribution des valeurs du δ34S dans les structures filoniennes hydrothermales du massif de l'Ougnat (clapoul et all. 1990).*

Tableau IV- 3 : *Isotopes stables de $\delta^{34}S$ et de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de barytine sélectionnée dans les importantes structures minéralisées filoniennes du massif de l'Ougnat.*

No Echantillon	Latitude (N)	Longitude (O)	Minéral	$\delta^{34}S$ (‰ vs.CDT)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
MO-3	31°21'10.63"	5° 5'28.57"	Barytine blanche	12,5	0,710787
MO-7	31°22'11.98"	5° 2'19.11"	Barytine grise	14,3	0,710810
MO-9	31°29'14.08"	4°58'13.10"	Barytine grise	15	0,710772
MO-13	31°33'33.92"	4°50'30.84"	Barytine rose	10,8	0,710816
MO-15	31°31'30.14"	4°39'21.10"	Barytine blanche	19,5	0,710793

IV.3.4. Analyses isotopiques de $^{87}Sr/^{86}Sr$

L'analyse isotopique du strontium a été réalisée sur cinq échantillons de barytine prélevés dans des veines d'orientations différentes. Les résultats sont résumés dans le **Tableau IV-2** et représentés dans la **Figure IV-7** sous forme d'histogrammes de fréquence. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les échantillons de barytine analysés varient de 0,710772 à 0,710816. Un groupe distinct de rapports isotopiques du Sr a été facilement identifié à partir de l'histogramme de fréquence (**Figure IV-7**). Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont élevés et pour tous les types de barytine (avec ou sans sulfures) se trouvant dans les filons de différentes orientations.

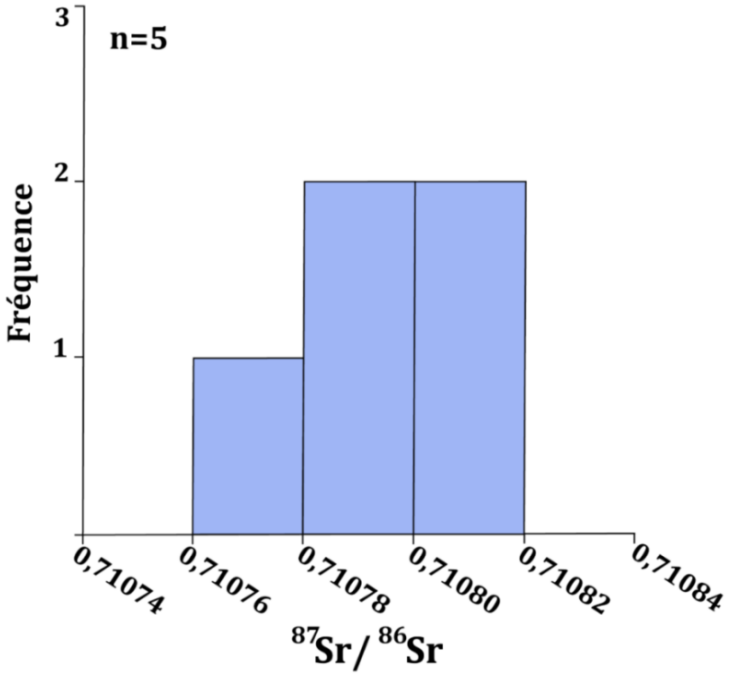


Figure IV- 8 *: Diagramme de fréquence résumant la distribution du rapport 87Sr/86Sr pour différentes générations de barytine provenant du système de veines hydrothermales barytine ± sulfures.*

IV.4. Conclusion

Les données isotopiques du S et du Sr, ainsi que les données microthermométriques nous permettent de comprendre l'origine des fluides responsables de la mise en place de la minéralisation.

L'étude microthermométrique a permis de définir les caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines du secteur de l'Ougnat. Le fluide représenté par les Lw, montre des Th moyenne de l'ordre de 242°C, avec 0,18 % Eq. Poids NaCl, une pression moyenne de 182 bars correspondant à la profondeur de 1,81 Km et une densité de 0,90. Le fluide représenté par les inclusions Ls, est caractérisé par une température d'homogéneisation Th moyenne d'environ 362,27°C, avec des salinités d'environ 25,89 % Eq. Poids NaCl, ce qui donne une densité proche de 0,30. La pression est de l'ordre de 246 bars, correspondant à une profondeur proche de 2,45Km.

Les données des isotopes de soufre nous permet de suggéré que le soufre présent dans la barytine peut être originaire de la réduction thermochimique des sulfates d'âge triasique ou probablement de la dissolution de la halite, ou encore du lessivage des granodiorites et du complexe volcano-sédimentaire du groupe de Ouarzazate. Par ailleurs, les valeurs des isotopes de Sr présentent des valeurs supérieures à 0,707 ce qui correspond à des saumures crustales. Le Sr peut provenir du lessivage des minéraux tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et les micas présents dans les granodiorites, les rhyolites, les dacites et les andésites.

Vu le nombre réduit des échantillons analysés des isotopes de soufre et ceux du strontium et la non représentativité des échantillons (sulfures et sulfates), on ne peut se prononcer avec exactitude sur l'origine du soufre et du strontium. On se propose dans des travaux ultérieurs de compléter les analyses afin d'apporter des éléments de réponse quant à l'origine du soufre et du strontium d'une part et de savoir les modalités du transport (F1 ou F2 ou les deux) et la mise en place des concentrations métallifères (Pb, Zn, Fe, ….Ba) d'autre part. S'agit-il bien d'un phénomène de Boïling ou une simple dilution par des fluides météorique ??

CHAPITRE V :

DISCUSSION ET INTERPRETATION

V.1. Introduction

Ce chapitre donne une vue d'ensemble sur :

- le control structural de la mise en place de la minéralisation barytique dans le massif précambrien de l'Ougnat et sa couverture paléozoïque ;
- les circulations des fluides hydrothermaux impliquées dans la genèse et la mise en place de la minéralisation du gisement de l'Ougnat ;
- la source du S, du Sr et du Ba dans les minéralisations barytiques par le biais des données des isotopes stable et radiogénique ;
- l'élaboration d'un modèle métallogénique, résumant les événements qui ont conduit à la mise en place de la minéralisation du gisement de barytine de massif de l'Ougnat.

V.2. Contrôl structural de la mise en place de la minéralisation

Les structures barytiques les plus importantes du massif de l'Ougnat sont situées le long de failles enracinées NW-SE et NE-SW à E-W qui traversent le socle précambrien et la couverture paléozoïque et n'impliquent pas les terrains post-varisque. Ces failles sont largement réparties le long du contact précambrien-paléozoïque, constituant une zone de faiblesse qui a probablement permis aux fluides minéralisés de circuler. La minéralisation de la barytine se présente sous forme de lentilles sigmoides dans un système de relais, interprétées comme des structures de type pull-apart. Elle peut également se présenter sous forme de fentes de tension en échelon, disposées obliquement par rapport aux plans des failles porteuses (**Figure V-1**). La géométrie et la forme de celles-ci révèlent une cinématique de type ouverture normale-sénestre dans un régime fragile-ductile le long des failles encaissantes. Ces résultats ont également été confirmés à l'échelle microscopique, indiquant que la minéralisation est contrôlée tectoniquement à des échelles différentes. Selon nos résultats et les données tectoniques régionales, nous suggérons que la mise en place des filons de barytine est liée à l'évolution structurale tardi-hercynienne ou même au début de la dislocation triasique, cohérente avec le rifting NW-SE de l'Atlantique, tel que bien défini dans le massif voisin de Saghro de l'Anti-Atlas oriental (Malusà et al., 2007; Silva et al., 2010; Gouiza et al., 2016; Hejja et al., 2020; Aabi et al., 2022).

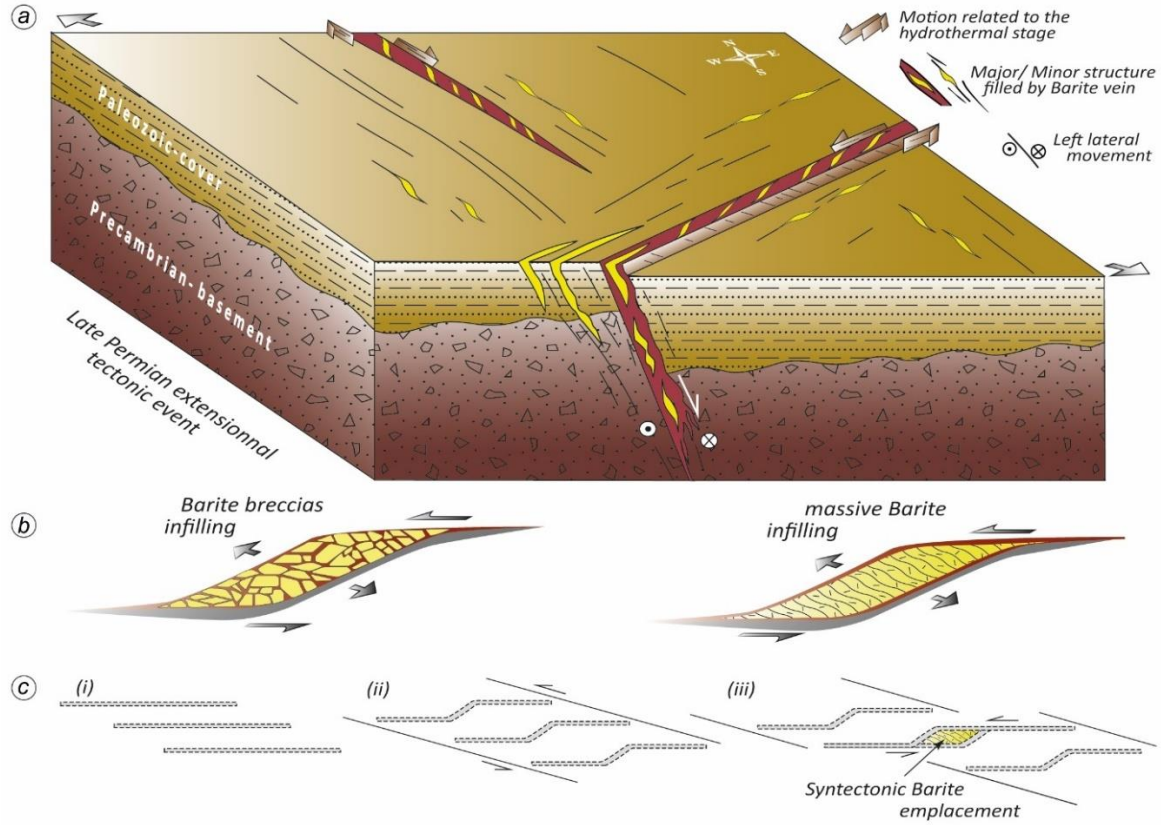


***Figure V- 1** : (a) Modèle tectonique de la mise en place des veines de barytine dans le massif d'Ougnat. (b) : Cadre syntectonique ouvert d'un filon sigmoïde montrant le développement de la barytine avec une texture bréchique et massive (c) : Représentation schématique de la dilatation d'un filon de barytine (Beach, 1975, modifié).*

V.3. Interprétation des données microthermométriques

La projection des données des inclusions fluides primaires (Vw et Ls) situées dans les zones de croissance de la barytine et des inclusions fluides secondaires (Lw-a et b) recoupant les plans Flp et associées à des dépôts de minéralisation sulfurée (galène, chalcopyrite, pyrite...) remplissant des fractures secondaires. Le diagramme de discrimination de la température d'homogénéisation (Th) en fonction de la salinité (% équivalent NaCl) (**Figure V-2**) suggère une homogénéisation des fluides à (i) des températures élevées et une forte salinité pour Ls et une faible salinité pour Vw pendant la phase initiale, puis à (ii) des températures modérées (Lw-b) à faibles (Lw-a) et une faible salinité pendant la phase ultérieure. Les différentes plages de salinité observées dans les inclusions fluides Ls des différentes barytines étudiées indiquent un mélange significatif avec un fluide plus froid et de salinité plus faible, de composition complexe, de fluides météoriques et hydrothermaux. En outre, la salinité élevée et la température d'homogénéisation suggèrent que l'immiscibilité des fluides est antérieure au piégeage (Shepherd et Turner, 1985; Dora et al., 2022).

La coexistence d'inclusions fluides riches en NaCl (Ls) et moins riches en NaCl (Vw) s'est probablement produite pendant la phase finale de la cristallisation de la barytine (Roedder, 1984). La cristallisation ultérieure de sulfures (galène, pyrite, sphalérite, chalcopyrite et arsénopyrite) par mélange avec de l'eau météorique à des températures allant de 180,1 à 180,1°C a entraîné une réduction notable de la salinité du fluide dans le système.

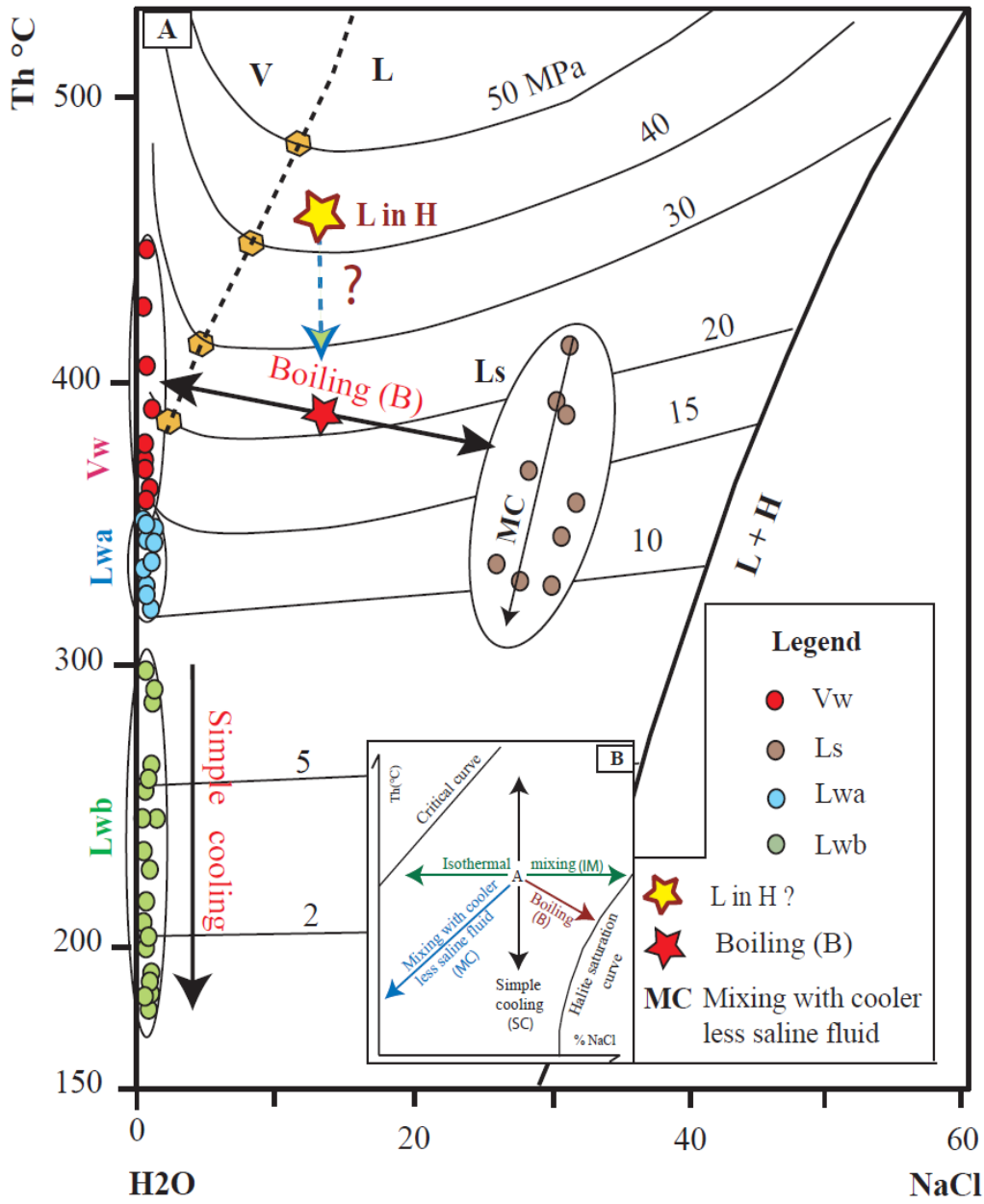


***Figure V- 2** : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité des IF primaires piégées dans différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat, d'après Walter et al., (2019). Vw, Ls, Lwa et Lwb: types d'IF et Lin H fluide initial.*

L'étude microthermométrique a permis de distinguer deux types de fluides hydrothermaux, FL-1 et FL-2, associés aux barytines de la région d'Ougnat. Ils sont probablement le produit de l'ébullition d'un fluide initial hypothétique (Lin H) contenant environ 12,5% de NaCl eq, une température estimée à 450°C, correspondant à une pression de 420 bars (**Figure V-2**), et une profondeur d'environ 4,19 km.

Ces propriétés sont similaires à celles de nombreux gisements hydrothermaux de barytine et de sulfure qui se sont formés le long de failles de couverture basales dans le monde entier (Roedder, 1984; Hedenquist et Henley, 1985; Staude et al., 2011; Margoum et al., 2015; Walter et al., 2020; Dora et al., 2022). De nombreux systèmes de filons hydrothermaux, tels que le gisement épithermal de Palai-Islica en Espagne (Rosúa et al., 2003), le gisement épithermal de Waihi en Nouvelle-Zélande (Brathwaite et Faure, 2002) et le gisement du craton ouest Bastar en Inde central (Dora et al., 2022), contiennent des fluides minéralisés qui sont froids et pauvres en sel (principalement <5% d'équivalent NaCl en poids). Cela suggère que le gisement de barytine de l'Ougnat s'est produit à partir d'un mélange de deux fluides ou plus (**Figure V-3**) qui ont contribué au développement du système géothermique hydrothermal responsable du dépôt des filons de barytine. L'un est d'origine profonde, correspondant aux saumures basinales, de type FL-1, qui a lessivé les granodiorites et le complexe volcano-sédimentaire du Groupe de Ouarzazate, apportant principalement du Ba, du Sr radiogénique et un peu de Ca, Na et S dissous. Le second fluide de type FL-2, d'origine superficielle, a également lessivé les granodiorites et le complexe volcano-sédimentaire du Groupe de Ouarzazate. Ce dernier a contribué principalement au système hydrothermal, avec du Ba, du Sr radiogénique et quelques dissolutions de Ca, Na et S. Ce fluide est d'origine superficielle et correspond à l'eau météorique. La précipitation de la barytine est donc attribuable au mélange de ces deux fluides.

Des eaux chaudes circulant en profondeur (hydrothermalisme) peuvent donc contenir en solution du sulfate de baryum, ainsi que beaucoup d'autres substances insolubles dans les conditions de surface (silice, sulfures divers, carbonates de fer, de cuivre …, en fonction de la géologie des terrains qu'elles traversent, des conditions de P, de T, de pH, des conditions redox…). Si, au cours de leur circulation, ces eaux voient leur température (et/ou leur pression ou d'autres conditions) diminuer et/ou varier, elles vont déposer sur les bords de la fracture les substances dont la solubilité diminue.

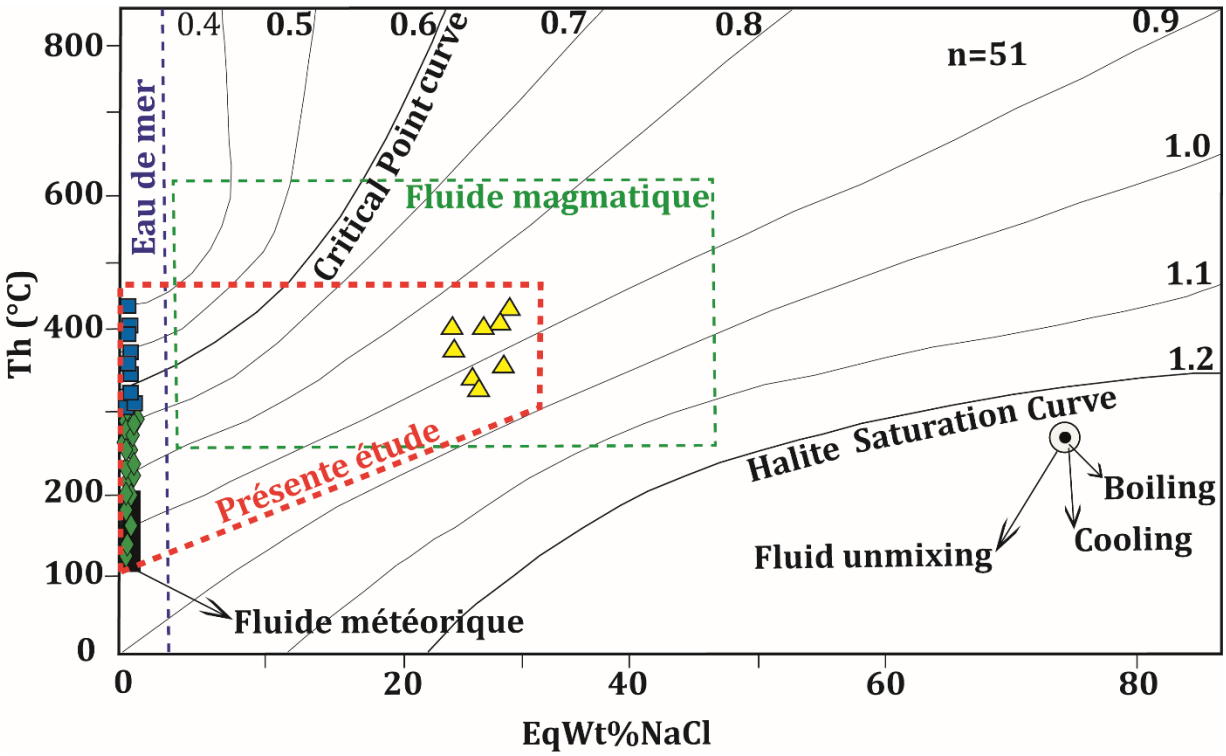


***Figure V- 3** : Température d'homogénéisation en fonction de la salinité des IF primaires piégés dans différentes générations de barytine du système filonien de barytine hydrothermale du massif de l'Ougnat, d'après (Potter et al., 1977).*

V.4. Sources de S, Sr et Ba dans les gisements de barytine

Les données isotopiques S et Sr sont communément utilisés pour identifier l'origine des fluides minéralisateurs dans les gisements de barytine (Barbieri et al., 1987; Kesler et al., 1988; Valenza et al., 2000; Marchev et al., 2002; Chen, 2013; Dora et al., 2022). Dans la zone d'étude, la composition isotopique Soufre de la barytine varie de 10,8 à 19,5 ‰ et elle correspond principalement aux valeurs $\delta^{34}S$ de l'eau de mer du Trias supérieur et du Jurassique qui varient de 11 à 14 ‰ (Kontak et al., 2006). Comme l'indiquent les données (**Figure V-4**), certains des sulfures (SO_4^{2-}) présents dans la barytine peuvent provenir de sulfates présents dans l'eau de mer. Ces données de soufre peuvent être originaire de la réduction thermochimique des sulfates d'âge triasique ou probablement de la dissolution de la halite, ou encore du lessivage des granodiorites et du complexe volcano-sédimentaire du groupe de Ouarzazate. La gamme des valeurs $\delta^{34}S$ observées dans la barytine est comparable à celle des barytines hydrothermales, qui ont généralement des valeurs $\delta^{34}S$ comprises entre 1,5 et 20,0‰ (Staude et al., 2011). De plus, la gamme de $\delta^{34}S$ de la barytine dans la région étudiée est comparable à celles observées dans les chaînes de montagnes des Jbelets et de la Haute Moulouya (Valenza et al., 2000 ; Margoum et al., 2015). La barytine est présente dans

divers contextes de formation de minerais liés à différents types de gisements (**Figure V-4**). Dans les gisements de type Sedex, la barytine est généralement stratifiée et ses valeurs $\delta^{34}S$ varient entre 19,7 et 33,6‰ et 32,3 et 41,6‰ (Mao et al., 2003). Quant aux dépôts volcaniques de sulfures massifs, ils présentent des valeurs de $\delta^{34}S$ comprises entre 13,8 et 22,5‰ (Lydon, 1984), alors que celles qui sont associées aux gisements d'or orogéniques et de type Carlin sont variables, celles des barytines précocement formées sont comprises entre 25,9 et 47,1 ‰, tandis que celles des barytines tardivement formées sont comprises entre 14,5 et 39,4 ‰ (Groves et al., 2003). Dans les gisements de type Mississippi valley type (MVT) où le soufre est évaporitique, les valeurs de $\delta^{34}S$ se situent entre 9,6 et 15 ‰ (Kontak et al., 2006; Brusnitsyn et al., 2022; Zou et al., 2021). Les données $\delta^{34}S$ issues de cette étude montrent une grande ressemblance avec les gisements de barytine de type MVT. En outre, des caractéristiques hydrothermales épigénétiques sont évidentes dans le cas de veines de barytine d'Ougnat. Elles ne révèlent aucune composante sédimentaire. Ces particularités laissent supposer que la minéralisation des filons de barytine est contrôlée par la tectonique, comme l'ont constaté Walter et al., (2020), Zou et al., (2021) et Alaminia et al., (2021).

Selon les études réalisées par Matter et al., (1987) et Hofmann et Baumann, (1984), sur la Géochimie isotopique du strontium dans la barytine, il est possible de déterminer la composition isotopique du fluide impliqué dans le processus hydrothermal. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ se fractionne soit en dessous de 400°C, soit pendant la phase de dépôt ou de dissolution hydrothermale. En outre, le ^{87}Rb, parent du ^{87}Sr, est en général non incorporé dans le réseau cristallin de la barytine (Hofmann et Baumann, 1984), de sorte que la composition en strontium de la barytine reste relativement constante au cours du temps.

Dans le massif de l'Ougnat, les mesures révèlent un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ modéré à élevé (allant de 0,710772 à 0,710816) (**Figure IV-6**). D'après Galindo et al., (1994) et Valenzia et al., (2003), ces valeurs se situent entre les compositions isotopiques radiogéniques du strontium dans le gisement minéralisé déposés par des solutions hydrothermales interagissant avec la saumure crustale et la signature isotopique non radiogénique de l'eau de mer du Trias au Jurassique. Ces résultats sont compatibles avec les données sur les isotopes du soufre. Ce type de dépôt présente des similitudes avec ceux que l'on trouve dans les rifts cratoniques (Maynard et al., 1995).

En outre, les recherches de Zou et al., (2017, 2021) ont révélé des compositions isotopiques comparables dans d'autres gisements. Staude et al., (2011) ont également signalé des

découvertes comparables, postulant que les rapports isotopiques $^{87}Sr/^{86}Sr$ supérieurs à 0,707 indiquent des saumures crustales dérivées du socle, tandis que les rapports inférieurs à 0,707 correspondent à des fluides dérivés de la couverture sédimentaire. L'analyse des isotopes de strontium de la barytine permet de mieux comprendre l'origine et l'évolution des fluides hydrothermaux ainsi que les conditions géologiques qui ont contribué à la formation de ces gisements minéraux.

Les plagioclases, les feldspaths potassiques et les micas sont les minéraux primaires qui libèrent le strontium avec des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés (McNutt et al., 1990; Chaudhuri et Clauer, 1993; Mauriohooho et al., 2016) et le baryum dans les fluides hydrothermaux circulant dans les roches magmatiques comme les granodiorites, les rhyolites, les dacites et les andésites. Les analyses géochimiques réalisées par Abia et al., (2003) indiquent que les faciès volcaniques (rhyolites, andésites et ignimbrites) du massif de l'Ougnat dans le groupe de Ouarzazate sont riches en Ba (de 713 à 2069 ppm) et pauvres en Sr (de 140 à 399 ppm). Ces concentrations suggèrent que ces faciès volcaniques ont pu servir de source possible de Ba pour la genèse de la barytine par altération hydrothermale des feldspaths et des micas dans le massif de l'Ougnat.

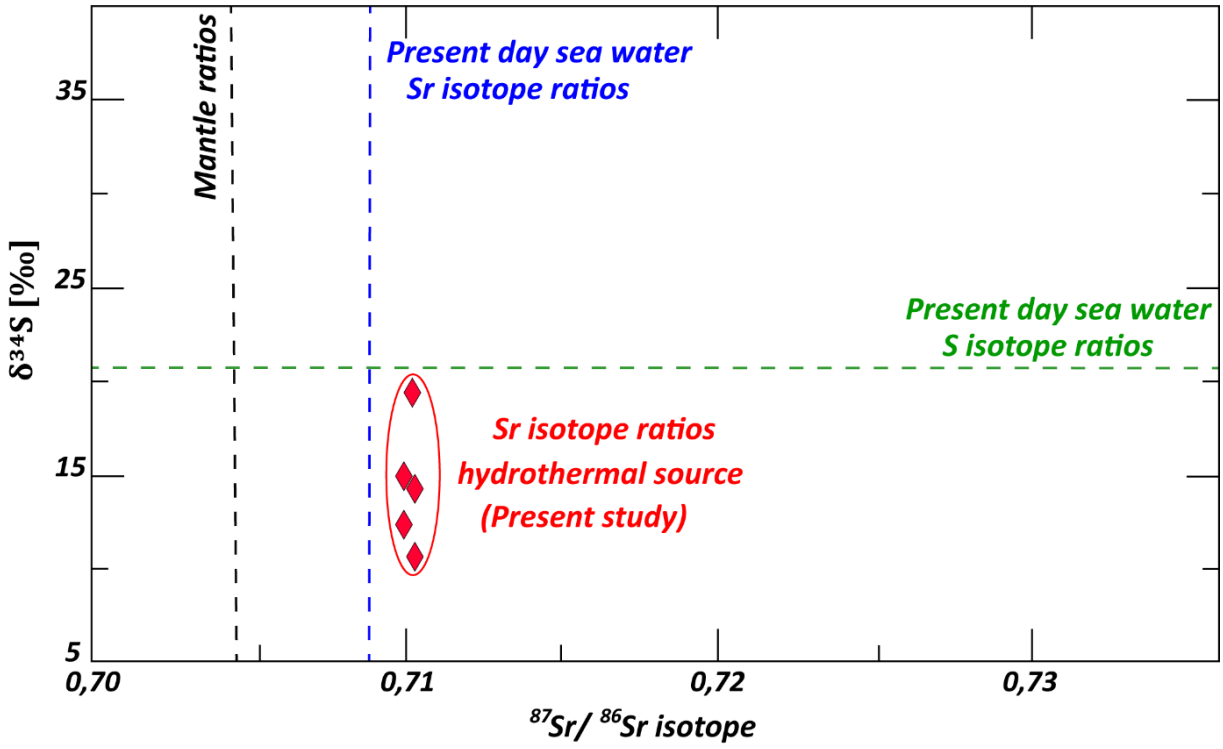


Figure V- 4: *Représentation graphique des valeurs isotopiques $\delta^{34}S$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour des échantillons de barytine avec indication de la source (d'après Veizer et al., 1989; Deb et al., 1991; Galindo et al., 1994). Les lignes en pointillé représentent les rapports isotopiques Sr et S de l'eau de mer actuelle.*

V.5. Genèse de la barytine

L'altération hydrothermale a entraîné l'hydratation des feldspaths potassiques présents dans les granodiorites et les formations magmatiques du groupe de Ouarzazate (rhyolites, dacites, etc.), ce qui a conduit à la dissolution des alcalins, de la silice et du baryum. Ce dernier s'est progressivement libéré des feldspaths potassiques et des micas à mesure que les températures diminuaient, se retrouvant ainsi dans le fluide minéralisateur. Grâce à une pression hydrostatique élevée, les fluides profonds riches en baryum ont pu remonter vers des niveaux peu profonds le long de conduits structuraux (failles). Parallèlement, l'infiltration des eaux supeficiels (météorique), entraînant la précipitation de la barytine le long des systèmes de failles (**Figure V-5**). Ce contact est également confirmé par les données des isotopes du soufre ($\delta^{34}S$) et les isotopes $^{87}Sr/^{86}Sr$. En raison du mélange des fluides, la pression a diminué, entraînant la séparation des vapeurs moins salines du fluide minéralisé contenant du Ba. L'augmentation des concentrations de Ba^{+2} a également réduit la solubilité de la barytine dans la solution, ce qui a favorisé sa précipitation.

Des filons hydrothermaux de barytine sans sulfure et avec des sulfures ont été signalés dans d'autres régions du monde, notamment à Dongargarh en Inde centrale, Schwarzwald en Allemagne, le Bassin d'Athabasca au Territoire du Yukon au Canada, ainsi qu'au Rio Grande Rift, en Illinois, en Nouvelle-Écosse, à Terre-Neuve et en Sardaigne (Richard et al., 2016; Walter et al., 2020; Dora et al., 2022).

Pendant le processus de mélange des fluides, la précipitation de la barytine a été prédominante dans la zone d'étude. Des filons de barytine sans sulfure se forment lorsque les fluides manquent d'agent réducteur (Dora et al., 2022). De plus, certaines conditions favorisent une salinité élevée (8-20,66 % NaCl eqv.) dans un environnement neutre. Cependant, la formation de barytine qui renferme des sulfures se produit probablement lorsque le mélange des fluides coïncide avec une réduction. Pour ce faire, des agents réducteurs tels que le méthane doivent être ajoutés aux fluides aqueux qui se mélangent (Walter et al., 2019; Dora et al., 2022). L'analyse structurale et les études isotopiques Sr-S de la barytine fournissent un cadre géologique solide, confirmant que la barytine du massif de l'Ougnat fait partie du type de filons hydrothermaux contrôlés par la tectonique.

À partir de nos observations sur le terrain, ainsi que de nos études structurales, des inclusions fluides et des analyses isotopiques du soufre et du strontium, nous proposons un modèle

métallogénique pour expliquer la formation de la minéralisation de barytine contrôlée par la tectonique dans le massif de l'Ougnat (**Figure V-5**).

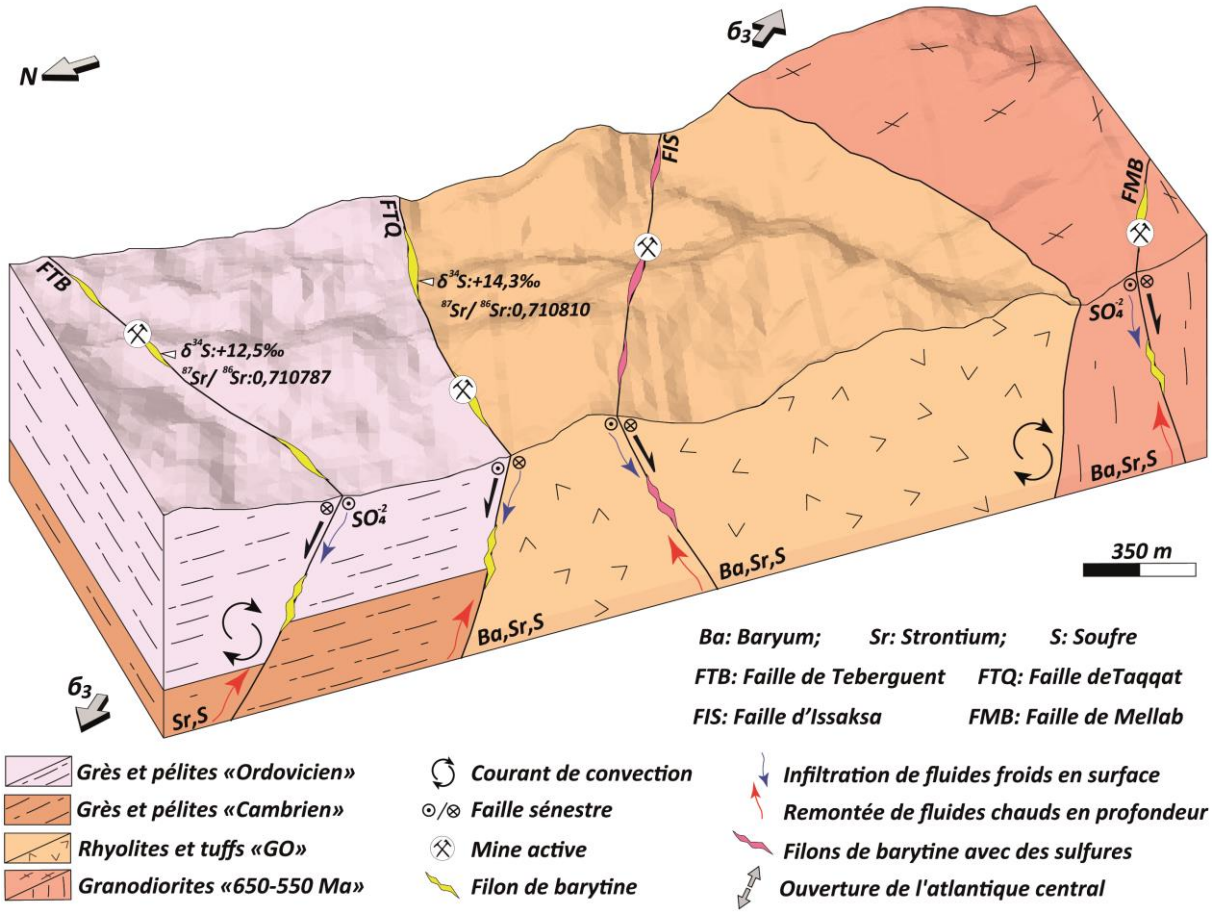


Figure V- 5*: Modèle génétique illustrant la formation de la barytine par l'ébullition et le mélange de fluides et le développement de filons minéralisés.*

V.6. Age probable de la minéralisation

D'après (Agard, 1958; Agard et al., 1980), un grand nombre de filons de barytine bien développés surtout dans les formations paléozoïques au sud du massif de l'Ougnat et du Saghro, ces filons ont un âge postérieur à celui des dykes de dolérites qu'ils recoupent (par exemple : M`fis et le grand dyke de Foum-Zguid). Ces dykes auraient un âge plus jeune, limite Trias Jurassique, à en juger par les mesures géochronologiques effectuées par Hailwood et Mitchell, (1971) (180 à 187±4 Ma sur les dykes du versant sud de l'Anti-Atlas central), par Bonifay et Sicheler, (1975) (181 à 187 Ma sur le grand dyke de Foum-Zguid), par Boissavy, (1979) (dyke de Bounhas sud d'âge Trais tardif-Jurassique inférieur) et par Sebai et al., (1991) (195 à 206 Ma sur le grand dyke de Foum-Zguid). Pour tous les auteurs ces dolérites se sont mises en place en régime distensif ; elles existent sur les deux marges de 1'Atlantique et peuvent donc être mises en rapport avec son ouverture progressive, aux alentours de 180 Ma.

Ces dykes ont été interprétés comme le résultat d'une extension crustale, contrôlée par le rifting de l'Atlantique central. Cependant, (Idbaroud et al., 2023) ont récemment corrélé la deuxième étape de la minéralisation en Pb-Zn-Ba du gisement voisin d'Oumejran (Anti-Atlas oriental) aux saumures basales et aux fluides dérivés du manteau. Par conséquent, N'ait Bba et al., 2024 ont montré que les structures de barytine, dans le front sud du massif de Saghro, recoupent les roches magmatiques triasiques-jurassiques, en particulier le dyke de Foum Zguid daté d'avant, ainsi que les sills doléritiques. Selon ces auteurs, ces fluides sont probablement dérivés des événements magmatiques alcalins synchrones du Jurassique moyen-Crétacé inférieur, qui sont discutés ailleurs dans le Haut Atlas marocain (Zayane et al., 2002; Bensalah et al., 2013; Moratti et al., 2018; Allouban et al., 2021). Tenant compte de ceci, nous pouvons relier la mise en place du minerai de barytine à un événement magmatique du Jurassique supérieur-Crétacé, qui aurait eu lieu dans le massif de l'Ougnat et même à grande échelle, dans l'Anti-Atlas oriental. Globalement, l'intégration du modèle tectonique proposé ci-dessus (**Figure V-6**) et l'âge probable (Jurassique supérieur-Crétacé) de la barytine permettent de conclure que l'événement tectonique régional à l'origine de la minéralisation peut être lié à l'ouverture NW-SE de l'Atlantique central.

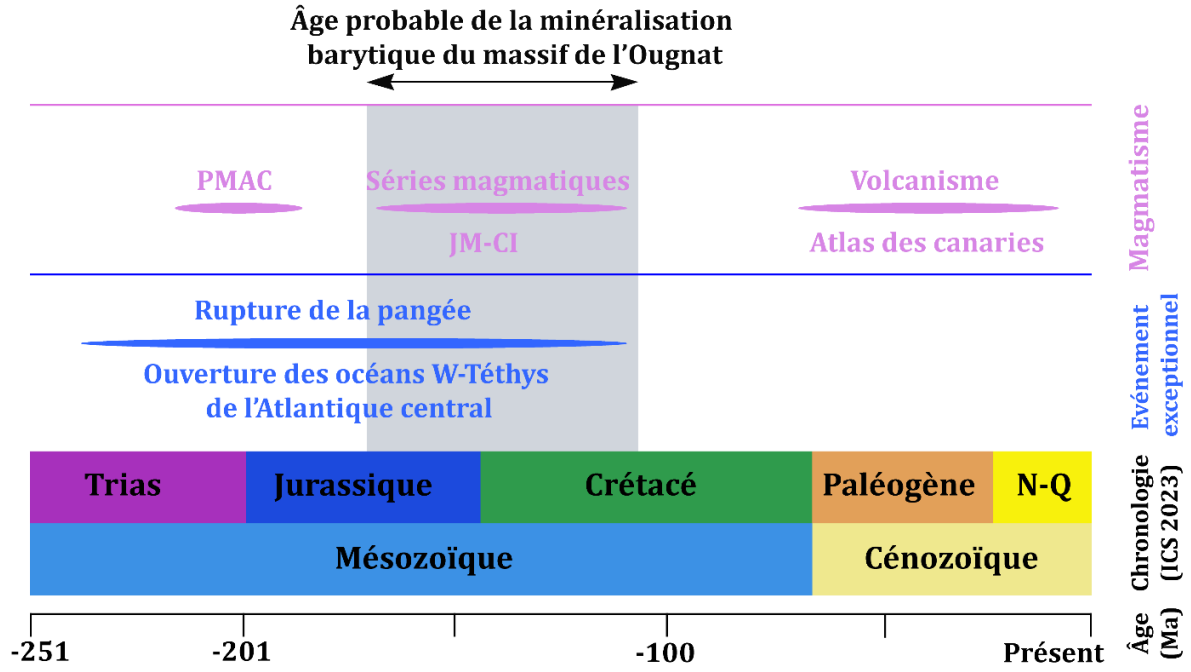


***Figure V- 6** : Âge probable de la minéralisation barytique du massif de l'Ougnat. L'âge moyen de la série magmatique du Jurassique moyen (JM)-Crétacé inférieur (CI) (d'après* (Zayane et al., 2002; Bensalah et al., 2013; Moratti et al., 2018; Essaifi et Zayane, 2018; Allouban et al., 2021) *; Province Magmatique de l'Atlantique Central (PMAC)* (Knight et al., 2004; Verati et al., 2007; Dal Corso et al., 2014)*, Volcanisme d'Atlas des canaries* (Duggen et al., 2009; Lanari et al., 2023).

V.7. Contexte géodynamique

Comme le suggèrent le control structural des minéralisations de barytine et les données isotopiques, la mise en place des minéralisations de barytine du massif de l'Ougnat dans l'Anti-Atlas oriental, est associée à l'ouverture de l'Atlantique central (Samaoui et al., 2023). L'ouverture de cet océan a entraîné plusieurs phases d'extension, de soulèvement et de subsidence de la croûte continentale, qui ont directement influencé la géologie et la métallogénie de la région. Au cours de la première phase d'extension extensive de l'Atlantique central (Anisien-Hétangien), l'ouverture de vastes bassins continentaux en subsidence a été suivie par un soulèvement thermique des marges du rift pendant la deuxième phase de rifting (Sinémurien-Pliensbachien) (Favre et Stampfli, 1992). Ce soulèvement thermique des marges du rift est attribuable à la formation d'un diapir asthénosphérique, qui a modifié la distribution des isothermes et induit localement la formation de cellules de convection à petite échelle dans la croûte continentale (Favre et Stampfli, 1992). Ces cellules de convection auraient pu entraîner le réchauffement et la circulation de fluides basiques profonds. Ces fluides chauds auraient migré vers des niveaux plus superficiels de la croûte, où ils se seraient mélangés à des fluides froids moins salins provenant de la surface, créant ainsi un environnement particulièrement favorable à la précipitation de la barytine.

V.8. Comparaison avec les domaines adjacents

Au niveau régional, des corrélations tectoniques et métallogéniques évidentes peuvent être reconnues, notamment dans la partie orientale et septentrionale du massif de l'Ougnat (**Figure V-7**). La ceinture d'Ougarta, située à proximité, abrite un gisement de barytine d'importance économique avec des minéraux sulfurés mineurs, connu sous le nom de gisement de Draïssa (**Figure V-7**). Selon Semchaoui et al., (2016), le gisement est également de type filonien encaissé dans le socle précambrien et sa couverture paléozoïque, avec des orientations dominantes NE-SW, NW-SE à E-W. Les auteurs suggèrent que ces filons résultent de la réactivation post-orogénique de failles normales pendant les phases de rifting et de pré-rifting de Pangea et de l'ouverture de l'Atlantique central.

Le même contexte tectonique est également rapporté dans le Haut Moulouya du centre du Maroc. Ici, les minéralisations liées au rifting atlantique sont des fentes de tension en échelon remplies de fluorite-barytine, généralement entraînées par des structures transtensives, mais avec des orientations différentes ENE-WSW, WNW-ESE et E-W, et encaissées uniquement dans des séries sédimentaires cambriennes-ordoviciennes (Margoum et al., 2015).

Le contexte géologique et tectonique du gisement filonien de barytine du massif de l'Ougnat peut également être corrélé avec d'autres gisements exploités dans la Meseta marocaine (**Figure V-7**). Le gisement de barytine de Bou Ouzzal, qui fait partie de la zone structurale de transition ou de la zone de nappe, est situé dans des terrains sédimentaires du Cambro-Ordovicien et du Viséen supérieur. Selon El Hnot et Zahraoui (2005), les filons sont de type extensif d'un point de vue tectonique, avec des textures massives, en bandes et bréchifiées, et qui sont mis en place pendant la phase d'extension triasique NW-SE. De plus, les mêmes interprétations minéralogiques, tectoniques et géodynamiques ont également été rapportées dans les Jebilet occidentales (Wafik et al., 2011) et dans le Haut Atlas du Maroc (Azza, 1998).

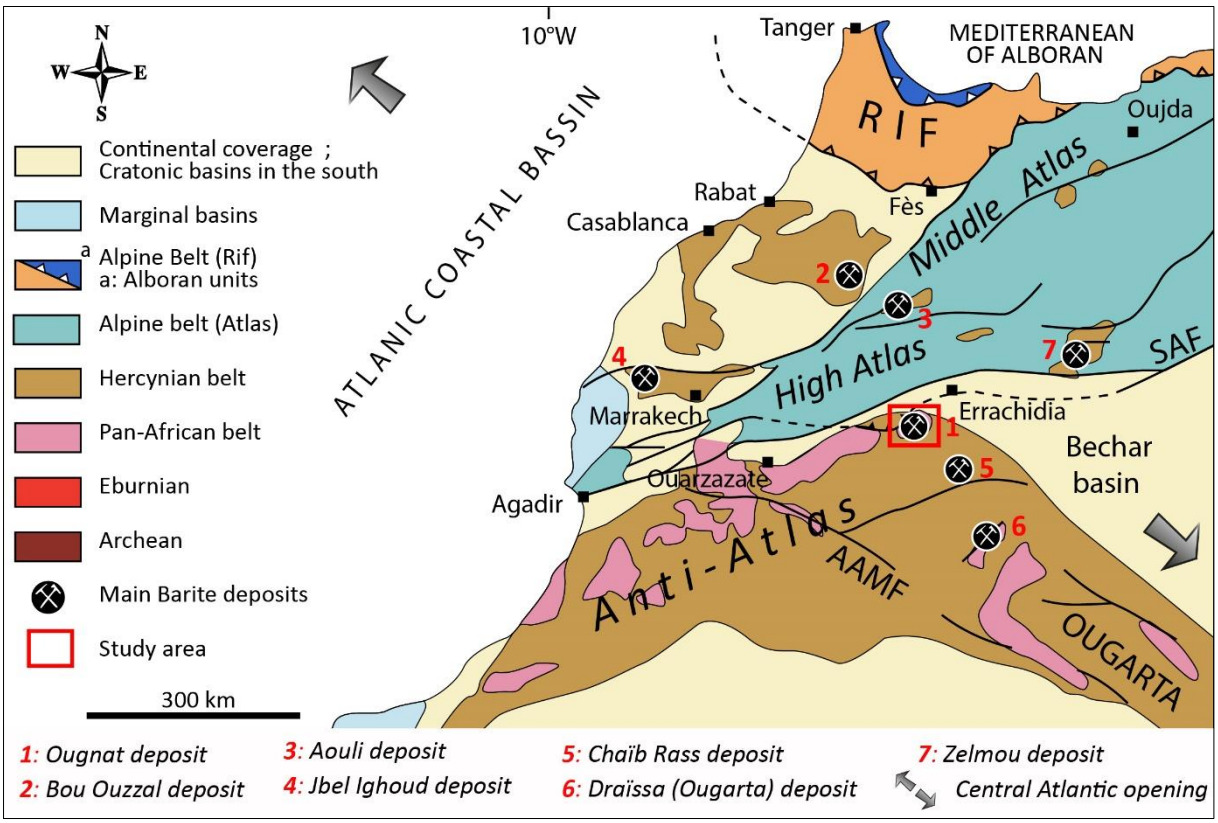


***Figure V- 7** : Répartition spatiale des principaux gisements de barytine dans les domaines Atlas-Meseta et Ougarta (Michard et al., 2010, modifié).*

La relation étroite entre la formation de dépôts de barytine et les premières étapes du processus de rifting de l'Atlantique central est observée dans la plupart des filons de fluorine-barytine qui se trouvent dans les formations du Paléozoïque tardif au Mésozoïque en Europe occidentale (Leeder et al., 1982). Ces gisements se sont généralement formés dans des systèmes hydrothermaux similaires, où la précipitation de la barytine était due au mélange de fluides chauds et profonds avec des saumures froides et superficielles. Les filons de Ba-F-(Pb-Zn) dans le système central espagnol (Tornos et al., 1991) ainsi que les filons de Ba-F à basse

température dans la chaîne côtière catalane, au nord-est de l'Espagne (Canals et al., 1992; Canals et Cardellach, 1993), se sont formés dans des contextes d'extension permo-triasique liés au rifting de l'Atlantique central. En considérant les mécanismes similaires de formation des dépôts de barytine dans les systèmes hydrothermaux à basse température en Afrique de l'Ouest et en Europe occidentale et centrale, ainsi que la nature des fluides typiques dans les filons post-hercyniens du socle européen paléozoïque (Behr et al., 1987), il est évident que la genèse des filons associés de F-Ba est étroitement liée à un événement de minéralisation régionale à grande échelle.

V.9. Conclusion

Les données isotopiques de S et Sr, ainsi que les résultats de la microthermométrie des inclusions fluides de la barytine de l'Ougnat, permettent de mieux comprendre l'origine des fluides à la base du processus de formation de la minéralisation. Ces résultats soutiennent un modèle génétique basé sur le phénomène du mélange entre deux types de fluides aux propriétés thermiques et géochimiques distinctes.

Les données des isotopes de soufre nous permet de suggéré que le soufre présent dans la barytine peut être originaire de la réduction thermochimique des sulfates d'âge triasique ou probablement de la dissolution de la halite, ou encore du lessivage des granodiorites et du complexe volcano-sédimentaire du groupe de Ouarzazate. Par ailleurs, les valeurs des isotopes de Sr présentent des valeurs supérieures à 0,707 ce qui correspond à des saumures crustales. Le Sr et le Ba sont surtout libérés par altération des minéraux tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et les micas présents dans les roches cristallines du Groupe de Ouarzazate.

Un modèle de mélange dynamique à deux composantes entre les fluides salés et profonds, et ceux peu ou pas salés et superficiels, conduit à une excellente reproduction des données isotopiques de S et Sr des gisements de barytine. L'analogie génétique entre les gisements de barytine paléozoïques et mésozoïques d'Espagne, de France et d'Allemagne, et les barytines filoniennes de l'Anti-Atlas oriental, suggère qu'ils se sont formés dans des environnements tectoniques d'extension similaires liés au rifting de l'Atlantique central, et qu'ils font partie du même événement de minéralisation à grande échelle englobant l'Afrique du Nord, l'Europe centrale et l'Europe occidentale.

Conclusion générale

Le massif de l'Ougnat possède les caractéristiques d'une province métallogénique à barytine, qui compte plus de cent cinquante filons de barytine identifiés dans le socle précambrien et sa couverture paléozoïque. Le district de l'Ougnat est célèbre pour ses grands filons de barytine et peut être l'un des principaux gisements de cette substance dans l'Anti-Atlas oriental et dans tout le sud-est du Maroc. Les grandes structures des gisements de barytine se situent le long de failles orientées NW-SE et NE-SW à E-W qui traversent à la fois le socle précambrien et la couverture paléozoïque. Ces failles sont abondantes tout le long de la limite entre le socle et sa couverture, ce qui constitue une zone de faiblesse susceptible de favoriser la percolation des fluides hydrothermaux minéralisés. Les structures minéralisées observées sur le terrain sont longues de plusieurs centaines de mètres. Toutefois, il est fréquent que plusieurs structures se relaient le long d'une même fracture, ce qui suggère que les filons de barytine dans ces zones puissent être d'une taille importante.

Sur la base des données structurales et texturales combinées avec des contraintes tectoniques régionales, les conclusions suivantes sont tirées :

- les principaux gisements de barytine du massif de l'Ougnat sont surtout de type filonien, dont les structures minérales les plus importantes sont situées dans un réseau de failles normales et de décrochements orientés NE-SW à E-W et NW-SE ;
- La géométrie de la lentille sigmoïde de barytine correspond à des ouvertures de type pull-apart ou fentes de tension, généralement disposées en échelon le long des failles majeures,
- les lentilles sigmoïdes de barytine correspondent à des ouvertures d'arrachement ou à des fentes de tension, généralement disposées en échelons le long des failles majeures;
- Les structures économiques sont mieux préservées dans les roches compétentes (par exemple, Cambrien "Grès Terminaux", "Grès de Tabanite") que dans les roches ductiles (par exemple, schistes du Cambrien moyen "Schistes à Paradoxides" et de l'Ordovicien inférieur "Schistes de Fezouata et de Tachilla").

L'association minérale, dans le massif de l'Ougnat est principalement composée de barytine en tant que minéral dominant, avec parfois une minéralisation polymétallique incluant des sulfures (galène, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et arsénopyrite) et des oxydes (malachite, azurite, cérusite, hématite). La gangue est principalement constituée de quartz et de calcite. La barytine est fréquemment remplacée par du quartz, atteignant parfois des proportions pouvant

atteindre 15%. L'analyse macroscopique et microscopique révèle l'existence de deux générations distinctes de barytine ; une barytine rose dominante et une barytine grise à blanche.

L'analyse des relations minéralogiques et texturales a permis d'identifier une paragenèse minérale en deux stades. La première phase a une valeur économique significative et représente plus de 80 % des ressources totales en barytine. La paragenèse minérale se compose de barytine rose, de quartz, de calcite. La deuxième phase consiste en une barytine de couleur variable (grise à blanche). Elle est associée à la galène et à d'autres sulfures. Le dernier stade est le résultat de l'oxydation des sulfures. Il contient de petites quantités de cérusite, de malachite, d'azurite et d'oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse.

L'étude microthermométrique a permis de définir les caractéristiques des fluides hydrothermaux associés aux barytines du secteur de l'Ougnat. Le fluide représenté par les Lw, montre des Th moyenne de l'ordre de 242°C, avec 0,18 % Eq. Poids NaCl, une pression moyenne de 182 bars correspondant à la profondeur de 1,81 Km et une densité de 0,90. Le fluide représenté par les inclusions Ls, est caractérisé par une température d'homogénéisation Th moyenne d'environ 362,27°C, avec des salinités d'environ 25,89 % Eq. Poids NaCl, ce qui donne une densité proche de 0,30. La pression est de l'ordre de 246 bars, correspondant à une profondeur proche de 2,45Km.

Les données des isotopes de soufre nous permet de suggéré que le soufre présent dans la barytine peut être originaire de la réduction thermochimique des sulfates d'âge triasique ou probablement de la dissolution de la halite, ou encore du lessivage des granodiorites et du complexe volcano-sédimentaire du groupe de Ouarzazate. Par ailleurs, les valeurs des isotopes de Sr présentent des valeurs supérieures à 0,707 ce qui correspond à des saumures crustales. Le Sr peut provenir du lessivage des minéraux tels que les plagioclases, les feldspaths potassiques et les micas présents dans les granodiorites, les rhyolites, les dacites et les andésites.

Une analogie génétique entre les dépôts de barytine paléozoïques et mésozoïques d'Espagne, de France et d'Allemagne et les barytines filoniennes de l'Anti-Atlas oriental du Maroc a été établie. Il est suggéré que ces minéraux se sont formés dans des environnements tectoniques d'extension similaire, liés au rifting de l'Atlantique central, et qu'ils font partie du même événement minéralisateur qui inclut l'Afrique du Nord, l'Europe centrale et l'Europe de l'Ouest.

Références

AA Lahna, CCG Tassinari, N Youbi, H Admou, 2016. Refining the stratigraphy of the Taghdout Group by using the U-Pb geochronology of the Taghdout Sill (Zenaga inlier, Anti-Atlas, Morocco) [WWW Document]. URL (accessed 12.24.23).

Aabi, A., Baidder, L., Hejja, Y., Azmi, M. El, Bba, A.N., 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 - Geoscience 353, 81–99. https://doi.org/10.5802/CRGEOS.54

Aabi, A., Baidder, L., Hejja, Y., Bba, A.N., El Azmi, M., 2022. Reply to comment by El Ouardi et al. on The Cu-Pb-Zn-bearing veins of the Bou Skour deposit (Eastern Anti-Atlas,Morocco): Structural control and tectonic evolution. Comptes Rendus - Geoscience 354, 125–130. https://doi.org/10.5802/crgeos.117

Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. Precambrian Res 181, 115–128. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2010.05.018

Abia, E.H., Nachit, H., Marignac, C., Ibhi, A., Saadi, S.A., 2003a. The polymetallic Au-Ag-bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco): Tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. Journal of African Earth Sciences 36, 251–271. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00051-4

Abia, E.H., Nachit, H., Marignac, C., Ibhi, A., Saadi, S.A., 2003b. The polymetallic Au-Ag-bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco): Tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. Journal of African Earth Sciences 36, 251–271. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00051-4

Agard, J., 1958. Les gites plombo-zincifères du Tafilalt, du Maïder et de 1'Ougnat. Mines et Géol. Rabat, n°4.

Agard, J., Emberger, A., Saadi, M., 1980. Géologie des gîtes minéraux marocains. 2éme édition, tome I.

Alaminia, Z., Tadayon, M., Griffith, E.M., Solé, J., Corfu, F., 2021. Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran. Chem Geol 566. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120084

Allouban, M., Karaoui, B., Mahmoudi, A., Baïdder, L., Hafid, A., Goodenough, K., Eddebbi, A., 2021. Petrographic and geochemical study of Jurassic-Cretaceous intrusive massifs (Gabbros-syenites) of the Eastern High Atlas, Morocco (Rich-Talsint axis). Journal of African Earth Sciences 184, 104280. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2021.104280

Álvaro, J.J., Benziane, F., Thomas, R., Walsh, G.J., Yazidi, A., 2014. Neoproterozoic–Cambrian stratigraphic framework of the Anti-Atlas and Ouzellagh promontory (High Atlas), Morocco. Journal of African Earth Sciences 98, 19–33. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2014.04.026

Álvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Ayad, N.A., Charif, A., Solá, R., Ribeiro, M.L., 2010. Alkaline lake systems with stromatolitic shorelines in the Ediacaran volcanosedimentary Ouarzazate Supergroup, Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Res 179, 22–36. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2010.02.009

Álvaro, J.J., Ferretti, A., González-Gómez, C., Serpagli, E., Tortello, M.F., Vecoli, M., Vizcaïno, D., 2007. A review of the Late Cambrian (Furongian) palaeogeography in the western Mediterranean region, NW Gondwana. Earth Sci Rev 85, 47–81. https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2007.06.006

Atif, Y., Soulaimani, A., Ait lamqadem, A., Pour, A.B., Pradhan, B., Nouamane, E.A., Abdelali, K., Muslim, A.M., Hossain, M.S., 2022. Identifying hydrothermally altered rocks using ASTER satellite imageries in Eastern Anti-Atlas of Morocco: a case study from Imiter silver mine. Int J Image Data Fusion 13, 337–361. https://doi.org/10.1080/19479832.2021.1958928

Azizi Samir, M., 1990. Géologie du Précambrien terminal (III) et traitement statistique des données géochimiques de prospection, dans la boutonnière de Bou Azzer - El Graara (Anti-Atlas, Maroc).

Azza, A., 1998. Les minéralisations barytiques du Maroc. Chronique de la recherche minière 109–116.

Azza, A., Makkoudi, D., 1996. Cadre structural des minéralisations plombo-barytiques de Tafilalet. Mines, géologie et énergie 175–184.

Baidada, B., Cousens, B., Alansari, A., Soulaimani, A., Barbey, P., Ilmen, S., Ikenne, M., 2017. Geochemistry and Sm–Nd isotopic composition of the Imiter Pan-African granitoids (Saghro massif, eastern Anti-Atlas, Morocco): Geotectonic implications. Journal of African Earth Sciences 127, 99–112. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2016.08.016

Baidder, L., Michard, A., Soulaimani, A., Fekkak, A., Eddebbi, A., Rjimati, E.C., Raddi, Y., 2016. 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. Devonian extension of the Pan-African crust north of the West African craton, and its bearing on the Variscan forelanddeformation: Evidence from eastern Anti-Atlas (Morocco). Geol Soc Spec Publ 297, 453–465. https://doi.org/10.1144/SP297.21

Barbieri, M., Bellanca, A., Neri, R., Tolomeo, L., 1987. Use of strontium isotopes to determine the sources of hydrothermal fluorite and barite from northwestern Sicily (Italy). Chemical Geology: Isotope Geoscience section 66, 273–278. https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90046-7

Beach, A., 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics 28, 245–263. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90040-2

Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. Tectonics 18, 163–184. https://doi.org/10.1029/1998TC900015

Behr, H.J., Horn, E.E., Frentzel-Beyme, K., Reutel, C., 1987. Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany. Chem Geol 61, 273–285. https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90046-5

Belkacim, S., Gasquet, D., Liégeois, J.P., Arai, S., Gahlan, H.A., Ahmed, H., Ishida, Y., Ikenne, M., 2017. The Ediacaran volcanic rocks and associated mafic dykes of the Ouarzazate Group (Anti-Atlas, Morocco): Clinopyroxene composition, whole-rock geochemistry and Sr-Nd isotopes constraints from the Ouzellarh-Siroua salient (Tifnoute valley). Journal of African Earth Sciences 127, 113–135. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2016.08.002

Bensalah, M.K., Youbi, N., Mata, J., Madeira, J., Martins, L., El Hachimi, H., Bertrand, H., Marzoli, A., Bellieni, G., Doblas, M., Font, E., Medina, F., Mahmoudi, A., Beraâouz, E.H., Miranda, R., Verati, C., De Min, A., Ben Abbou, M., Zayane, R., 2013. The Jurassic–Cretaceous basaltic magmatism of the Oued El-Abid syncline (High Atlas, Morocco): Physical volcanology, geochemistry and geodynamic implications. Journal of African Earth Sciences 81, 60–81. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2013.01.004

Benziane, F., Yazidi, A., Prost, A.E., 1983. Le passage du precambrien, le Cambrien precoce volcanique et sedimentaire de l'anti-atlas oriental, comparaisons avec l'anti-atlas occidental. Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXV, 549–556. https://doi.org/10.2113/GSSGFBULL.S7-XXV.4.549

Bernardin, C., Cornee, J.J., Corsini, M., Mayol, S., Muller, J., Tayebi, M., 1988. Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale: signification géodynamique des données de surface et de subsurface. https://doi.org/10.1139/e88-194 25, 2104–2117. https://doi.org/10.1139/E88-194

Berrahma, M., Delaloye, M., Lzaure-Muret, A., Rachdi, H.E.N., 1993. 0899-5362(93)E0006-M Premieres donn6es g6ochronologiques sur le volcanisme alcalin du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc, ~) Pergamon Journal of Afrtcan Earth 5ctence.~.

Bessoles, B., 1977. Géologie de l'afrique. Le Craton Ouest Africain.

Blein, O., Baudin, T., Chèvremont, P., Soulaimani, A., Admou, H., Gasquet, P., Cocherie, A., Egal, E., Youbi, N., Razin, P., Bouabdelli, M., Gombert, P., 2014a. Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (Central Anti-Atlas Morocco). Journal of African Earth Sciences 99, 287–306. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2014.04.021

Blein, O., Baudin, T., Soulaimani, A., Cocherie, A., Chèvremont, P., Admou, H., Ouanaimi, H., Hafid, A., Razin, P., 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. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2014.06.019

Bodnar J, 2003. CHAPTER 4. INTRODUCTION TO AQUEOUS -ELECTROLYTE FLUID INCLUSIONS [WWW Document]. URL (accessed 12.24.23).

Boiron, M.C., Essarraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M., Poty, B., 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by

cathodoluminescence. Geochim Cosmochim Acta 56, 175–185. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90125-3

Boissavy, C., 1979. Etude structurale et métallogénique des filons cuprifères du Maïder occidental (Anti-Atlas marocain). Thèse 3ème, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI),219 pp.

Boni, M., Muchez, P., Schneider, J., 2002. Permo-Mesozoic multiple fluid flow and ore deposits in Sardinia: A comparison with post-Variscan mineralization of Western Europe. Geol Soc Spec Publ 204, 199–211. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.204.01.12

Bonifay, A., Sicheler, B., 1975. Les plis de l'Anti-Atlas: contribution du paléomagnétisme. 3éme Réun. ann. Sci. Terre Montpellier, p.402.

Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. J Struct Geol 43, 33–62. https://doi.org/10.1016/J.JSG.2012.07.005

Boudda, A., Choubert, G., Faure-Muret, A., 1979. Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas: Adoudounien ― Cambrien inférieur. Notes du service géologique du Maroc.

Brathwaite R., Faure K., 2002. The Waihi Epithermal Gold-Silver-Base Metal Sulfide-Quartz Vein System, New Zealand: Temperature and Salinity Controls on Electrum and Sulfide Deposition.

Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Quantitative X-ray mineral analysis of clays. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification 5, 411–438.

Brusnitsyn, A.I., Sadykov, S.A., Perova, E.N., Vereshchagin, O.S., 2022. Genesis of Barite–Galena Ores at the Ushkatyn-III Deposit, Central Kazakhstan: Analysis of Geological, Mineralogical, and Isotopic (δ34S, δ13C, δ18O) Data. Geology of Ore Deposits 64, 78–103. https://doi.org/10.1134/S1075701522030023/METRICS

Buggisch, W., Siegert, R., 1988. Paleogeography and facies of the 'gres terminaux' (uppermost Lower Cambrian, Anti-Atlas/Morocco). The Atlas System of Morocco 107–121. https://doi.org/10.1007/BFB0011589

Burisch, M., Markl, G., Gutzmer, J., 2022. Breakup with benefits - hydrothermal mineral systems related to the disintegration of a supercontinent. Earth Planet Sci Lett 580, 117373. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2022.117373

Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Comptes Rendus - Geoscience 338, 11–24. https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.012

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar: a synthesis. Journal of African Earth Sciences 37, 133–159. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2003.05.003

Canals, A., Cardellach, E., 1993. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain)" a fluid mixing model and age constraints, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section).

Canals, A., Cardellach, E., Rye, D.M., Ayora, C., 1992. Origin of the Atrevida Vein (Catalonian coastal ranges, Spain); mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope study. Economic Geology 87, 142–153. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.87.1.142

Cardellach López, E., Canals i Sabaté, À., Tritlla i Cambra, J., 1990. Late and post-Hercynian low temperature veins in the Catalonian Coastal Ranges. Acta geologica hispanica 25, 0075–0081.

Carignan, J., Gariépy, C., Hillaire-Marcel, C., 1997. Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada: C, O, Sr and Pb isotopic characterization. Chem Geol 137, 1–21. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00144-1

Castorina, F., Di Biasio, E., Masi, U., Tolomeo, L., 1999. Strontium isotope evidence for the origin of barite from four mineralisations of the Moroccan Meseta. Journal of African Earth Sciences 29, 619–625. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00118-9

Castorina, F., Masi, U., Padalino, G., Palomba, M., 2008. Trace-element and Sr–Nd isotopic evidence for the origin of the Sardinian fluorite mineralization (Italy). Applied Geochemistry 23, 2906–2921. https://doi.org/10.1016/J.APGEOCHEM.2008.04.005

Chaudhuri, S., Clauer, N., 1993. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes. Geochim Cosmochim Acta 57, 429–437. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90441-X

Cheilletz, A., Gilles, A.E., Ae, L., Gasquet, D., Rachid, M., Ae, A.-S., Zyadi, R., Archibald, D.A., Farrar, A.E., 2002. The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. https://doi.org/10.1007/s00126-002-0317-0

Chen, H., 2013. External sulphur in IOCG mineralization: Implications on definition and classification of the IOCG clan. Ore Geol Rev 51, 74–78. https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2012.12.002

Cherai, M., Rddad, L., Talbi, F., Walter, B.F., 2023. Trace-element geochemistry and S–O isotopes in the fluorite-barite mineralization of Merguechoum, Moroccan eastern Meseta: insights into ore genesis to the Pangea rifting. Acta Geochimica 42, 435–452. https://doi.org/10.1007/S11631-022-00592-5/METRICS

Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Macey, P.H., T.R.J., Martini, J.E.J., Harmer, R.E., Armstrong, R.A.,, Eglington, B.M., 2001. Notice Explicative de la Carte Géologique du Maroc au 1/50000 feuille Douar Cour [WWW Document]. Notes et Mémoires Serv. Geol. Maroc. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Chevallier%2C+L.+P.%2C+Gresse%2C+P.+G.%2C+Macey%2C+P.+H.%2C+Thomas%2C+R.+J.%2C+Martini%2C+J.+E.+J.%2C+Harmer%2C+R.+E.%2C+Armstrong%2C+R.+A.%2C+%26+Eglington%2C+B.+M.+%282001%29.+Notice+Explicative+de+la+Carte+G%C3%A9ologique+du+Maroc+au+1%2F50000+feuille+Douar+Cour&btnG= (accessed 12.24.23).

Choubert, 1970. Livret-guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central [WWW Document]. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Choubert+1970&btnG= (accessed 12.24.23).

Choubert, 1947. Comptes Rendus Sommaire Société Géologique [WWW Document]. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=choubert+1947&btnG= (accessed 12.24.23).

Choubert, G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. (1), Notes et Mémoires du Service Géologique (Rabat).

Choubert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L., 1966. APERCU GEOLOGIQUE DU BASSIN COTIER DE TARFAYA.

Choubert, Marçais, 1952. Aperçu structural [WWW Document]. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0,5&q=Choubert+et+Mar%C3%A7ais,+1952 (accessed 12.24.23).

Clark, S.H.B., Poole, F.G., Wang, Z., 2004. Comparison of some sediment-hosted, stratiform barite deposits in China, the United States, and India. Ore Geol Rev 24, 85–101. https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2003.08.009

Clauer, N., 1974. Utilisation de la methode rubidium-strontium pour la datation d'une schistosite de sediments peu metamorphises: Application au Precambrien II de la boutonniere de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet Sci Lett 22, 404–412. https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90151-4

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem Geol 28, 199–260. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9

Creaser, R.A., Gütter, H., Carlson, J., Crawford, B., 2004. Macrocrystal phlogopite Rb–Sr dates for the Ekati property kimberlites, Slave Province, Canada: evidence for multiple intrusive episodes in the Paleocene and Eocene. Lithos 76, 399–414. https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2004.03.039

Dagallier, G., Freton, R.,, Aıt Saadi, S., 1988. Etude préliminaire du gîte polymétallique épithermal à or-argent de Bou Madine (Anti- Atlas, Maroc). Johan, Z., Ohnenstetter, D. (Eds.), Gisements métallifères dans leur contexte géologique 158, 729–751.

Dakir, I., 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, 259–269. https://doi.org/10.9719/EEG.2020.53.3.259

Dal Corso, J., Marzoli, A., Tateo, F., Jenkyns, H.C., Bertrand, H., Youbi, N., Mahmoudi, A., Font, E., Burati, N., Cirilli, S., 2014. The dawn of CAMP volcanism and its bearing on the end-Triassic carbon cycle disruption. J Geol Soc London 171, 153–164. https://doi.org/10.1144/JGS2013-063

Dallmeyer, Lécorché, 1989. 40Ar/39Ar polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa | GSA Bulletin | GeoScienceWorld [WWW Document]. URL https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/101/1/55/182218/40Ar-39Ar-polyorogenic-mineral-age-record-within (accessed 12.24.23).

Davison, I., 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). Journal of African Earth Sciences 43, 254–274. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2005.07.018

Deb, M., Hoefs, J., Bauman, A., 1991. Isotopic composition of two Precambrian stratiform barite deposits from the Indian shield. Geochim Cosmochim Acta 55, 303–308. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90419-6

Destombes, J., 2006. Carte Géologique au 1:200 000 de l'Anti-Atlas marocain. Paléozoique inférieur: Cambrien moyen et supérieur, Ordovicien, base du Silurien. Feuille Tafilalt Taouz. Chap. E, 244bis., Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.

Destombes, J., 1976. THE ORDOVICIAN OF THE MOROCCAN ANTI-ATLAS.

Destombes, J., Feist, R., 1987. Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre 304, 719–724.

Destombes, J., Hollard, H., 1988a. Carte Géologique du Maroc au 1:200 000. Feuille Todgha-Ma'der. Notes Mem. Serv. Geol. Maroc 243.

Destombes, J., Hollard, H., 1988b. Carte Géologique du Maroc au 1:200 000. Feuille Todgha-Ma'der. Notes Mem. Serv. Geol. Maroc 243.

Destombes, J., Hollard, H., 1986. Carte géologique du Maroc au 1/200 000, feuille Tafilalt-Taouz. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 244.

Destombes, J., Hollard, H., Willefert, S., 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. Holland, C.H. (Ed.), Low. Palaeoz. rocks North-Western West-Central Africa. John Wiley, Chichester, pp. 91–336.

Dill, H.G., Hansen, B.T., Weber, B., 2011. REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany. Ore Geol Rev 40, 132–148. https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2011.06.003

Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J.-M., Youbi, N., Degroote, E., 2002. Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian-Cambrian transition [WWW Document]. URL https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/30/9/839/192470/Mantle-insulation-beneath-the-West-African-craton?redirectedFrom=fulltext (accessed 12.24.23).

Dora, M.L., Roy, S.K., Khan, M., Randive, K., Kanungo, D.R., Barik, R., Kaushik, C.S., Bari, S.H., Pattanayak, R.S., Krishna, K.V.S., Mayachar, G.K., 2022. Rift-induced structurally controlled hydrothermal barite veins in 1.6 Ga granite, Western Bastar Craton, Central India: Constraints from fluid inclusions, REE geochemistry, sulfur and strontium isotopes studies. Ore Geol Rev 148. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105050

Dowling, Morrison, 1988. Application of quartz textures to the classification of North Queensland gold deposits [WWW Document]. Proceedings of the Bicentennial Gold Conference. URL

https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Dowling+et+Morrison%2C+1988&btnG= (accessed 12.24.23).

Dresnay, R. Du, 1988. Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen le long de la côte atlantique du Maroc: conséquences sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 7, 385–396. https://doi.org/10.1016/0899-5362(88)90083-8

Dubois, M., 2000. Inclusions fluides: approche expérimentale, thermodynamique et applications aux phénomènes hydrothermaux et diagénétiques. [WWW Document]. Thèse de doctorat. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=dubois+2000+inclusions+fluides&btnG=&oq=Dubois%2C+2000+inclusion (accessed 12.25.23).

Duggen, S., Hoernle, K.A., Hauff, F., Klügel, A., Bouabdellah, M., Thirlwall, M.F., 2009. Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. Geology 37, 283–286. https://doi.org/10.1130/G25426A.1

El Arabi, E.H., Ferrandini, J., Essamoud, R., 2003. Triassic stratigraphy and structural evolution of a rift basin: the Eç Çour basin, High atlas of Marrakech, Morocco. Journal of African Earth Sciences 36, 29–39. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00020-4

El Bahat, A., Ikenne, M., Söderlund, U., Cousens, B., Youbi, N., Ernst, R., Soulaimani, A., El Janati, M., Hafid, A., 2013. 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. https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2012.07.022

El Boukhari, A., Ottria, G., Algouti, A., CERRINA FERONI, A., DAL PIAZ, G., Ellero, A., Ghiselli, F., Malusa', M., Massironi, M., Musumeci, G., Ouanaimi, H., Pertusati, P.C., Schiavo, A., TAJ EDDINE, K., Visona', D., 2007. Carte Geologique du Maroc au 1/50 000, feuille Taroucht - Notice explicative. Notes et Memoires Service Géologique du Maroc 520 bis, 1–78.

El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., Chellai, E.H., 2001. Cenozoic sedimentary dynamics of the ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). International Journal of Earth Sciences 90, 393–411. https://doi.org/10.1007/S005310000115/METRICS

El Hnot, H., Mzahraoui, M., 2005. Origine et mode de mise en place de la barytine du gisement de Bou Ouzzal (Meseta marocaine). Bulletin de l'Institut Scientifique-Rabat 27, 47–54.

El Hnot, H., Zahraoui, M., 2005. Origine et mode de mise en place de la barytine du gisement de Bou Ouzzal (Meseta marocaine).

El-Arabi, A.M., 2007. 226Ra, 232Th and 40K concentrations in igneous rocks from eastern desert, Egypt and its radiological implications. Radiat Meas 42, 94–100. https://doi.org/10.1016/J.RADMEAS.2006.06.008

El-Baghdadi, M., El-Boukhari, A., Nadem, S., Benyoucef, A., Jouider, A., 2001. Typologie du zircon dans les granitoïdes de la boutonnière précambrienne de Sidi Flah-Bouskour, Saghro, Anti Atlas, Maroc. Journal of African Earth Sciences 32, 635–653. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00046-5

Ellero, A., Malusà, M.G., Ottria, G., Ouanaimi, H., Froitzheim, N., 2020. Transpressional structuring of the High Atlas belt, Morocco. J Struct Geol 135, 104021. https://doi.org/10.1016/J.JSG.2020.104021

Ennih, N., 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. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00195-4

Errami, E., Bonin, B., Laduron, D., 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, 105–124. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2009.02.006

Essaifi, A., Zayane, R., 2018. Petrogenesis and origin of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous magmatism in Central High Atlas (Morocco): Major, trace element and isotopic (Sr-Nd) constraints. Journal of African Earth Sciences 137, 229–245. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2017.10.002

Essalhi, A., Essalhi, M., Toummite, A., 2016. Environmental Impact of Mining Exploitation: A Case Study of Some Mines of Barite in the Eastern Anti-Atlas of Morocco. J Environ Prot (Irvine, Calif) 07, 1473–1482. https://doi.org/10.4236/JEP.2016.711124

Favre, P., Stampfli, G.M., 1992. From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. Tectonophysics 215, 69–97. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90075-H

Fekkak, A., Boualoul, M., Badra, L., Amenzou, M., Saquaque, A., El-Amrani, I.E., 2000. Origine et contexte geotectonique des depots detritiques du groupe neoproterozoïque inferieur de Kelaat Mgouna (Anti-Atlas Oriental, Maroc). Journal of African Earth Sciences 30, 295–311. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00021-X

Fekkak, A., Ouanaimi, H., Michard, A., Soulaimani, A., Ettachfini, E.M., Berrada, I., El Arabi, H., Lagnaoui, A., Saddiqi, O., 2018. Thick-skinned tectonics in a Late Cretaceous-Neogene intracontinental belt (High Atlas Mountains, Morocco): The flat-ramp fault control on basement shortening and cover folding. Journal of African Earth Sciences 140, 169–188. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2018.01.008

Fekkak, A., Pouclet, A., Benharref, M., 2003. The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone. Journal of African Earth Sciences 37, 73–87. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00049-6

FMedina, Errami, 1996. L'INVERSION TECTONIQUE DANS LE BASSIN TRIASIQUE DE TINE MELLIL (HAUT ATLAS OCCIDENTAL, MAROC). [WWW Document]. URL (accessed 12.24.23).

Freton, R., 1988. Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc) : environnement tectonique et concentrations épithermales B.P.C.G. A Ag et Au. http://www.theses.fr.

Frizon, de L., 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. https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2008.10.024

Galindo, C., Tornos, F., Darbyshire, D.P.F., Casquet, C., 1994. The age and origin of the barite-fluorite (Pb□Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study. Chem Geol 112, 351–364. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90034-5

Gasquet, D., 1991. Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le Massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc).

Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaimani, A., Michard, A., 2008. The pan-African belt. Lecture Notes in Earth Sciences 116, 33–64. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_2/COVER

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 Res 140, 157–182. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2005.06.009

Geyer, G., Geyer, G., Landing, E., 2004. A unified Lower – Middle Cambrian chronostratigraphy for West Gondwana. Acta Geologica Polonica 54, 179–218.

Geyer, G., Landing, E., MOROCCO, W.H.-, 1995, undefined, 1995. First African lapworthellid: Lapworthella vandali n. sp. from the lower Middle Cambrian boundary interval of Morocco. academia.edu.

Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions Hugoton Embayment View project.

Goldstein, R.J., Jabbari, M.Y., Chen, S.B., 1994. Convective mass transfer and pressure loss characteristics of staggered short pin-fin arrays. Int J Heat Mass Transf 37, 149–160. https://doi.org/10.1016/0017-9310(94)90018-3

Görler, K., Helmdach, F.-F., Gaemers, P., Heißig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzhans, W., Zucht, M., 1988. The uplift of the central High Atlas as deduced from neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. The Atlas System of Morocco 359–404. https://doi.org/10.1007/BFB0011601

Gouiza, F., 2016. Modélisation et évaluation des performances de la chaine de transport intermodal de porte à porte: le cas du corridor de la Vallée de Seine.

Gouiza, M., Bertotti, G., Hafid, M., Cloetingh, S., 2010. Kinematic and thermal evolution of the Moroccan rifted continental margin: Doukkala-High Atlas transect. Tectonics 29. https://doi.org/10.1029/2009TC002464

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. Economic Geology 98, 1–29. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.98.1.1

Haas Jr, J. L. (1976). Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions (No. 1421-B). US Govt. Print. Off.,.

Hailwood, E.A., Mitchell, J.G., 1971. Palaeomagnetic and Radiometric Dating Results from Jurassic Intrusions in South Morocco. Geophys J Int 24, 351–364. https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1971.TB02183.X

Hanor, J.S., 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. Geol Soc Spec Publ 78, 151–174. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.13

Haschke, S., Gutzmer, J., Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Kraemer, D., Burisch, M., 2021. The Niederschlag fluorite-(barite) deposit, Erzgebirge/Germany—a fluid inclusion and trace element study. Miner Depos 56, 1071–1086. https://doi.org/10.1007/S00126-020-01035-Y/FIGURES/8

Hass, L., 1985. " Diaspora" polskiego wolnomularstwa (1821-1908) [WWW Document]. Przegląd Historyczny: dwumiesięcznik naukowy, 62(2),. URL https://scholar.google.com/scholar?start=20&q=Hass+1971&hl=fr&as_sdt=0,5#d=gs_cit&t=1703536398163&u=%2Fscholar%3Fq%3Dinfo%3AmVLtr8CsdN8J%3Ascholar.google.com%2F%26output%3Dcite%26scirp%3D23%26hl%3Dfr (accessed 12.25.23).

Hedenquist, J.W., Henley, R.W., 1985. The Importance of COs on Freezing Point Measurements of Fluid Inclusions: Evidence from Active Geothermal Systems and Implications for Epithermal Ore Deposition, Economic Geolog•t.

Hejja, Y., Baidder, L., Ibouh, H., Bba, A.N., Soulaimani, A., Gaouzi, A., Maacha, L., 2020. Fractures distribution and basement-cover interaction in a polytectonic domain: A case study from the Saghro Massif (Eastern Anti-Atlas, Morocco). Journal of African Earth Sciences 162. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103694

Hilbert, R. (1979). PVT-daten von Wasser und von wässrigen Natriumchlorid-lösungen bis 873 K, 4000 Bar und 25 Gewichtsprozent NaCl. Hochschulverlag.

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/10.1016/J.CRTE.2005.11.003

Hoffman, P., Bally, A., Palm, A., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America [WWW Document]. URL https://books.google.co.ma/books?hl=fr&lr=&id=DyF3BQAAQBAJ&oi=fnd&pg=PA447&dq=Hoffman+et+al.,+1989&ots=qRsJT6aLpa&sig=JMedIQIFK2g7hx0Eo4OviJwsWpM&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false (accessed 12.24.23).

Hofmann, R., Baumann, A., 1984. Preliminary report on the Sr isotopic composition of hydrothermal vein barites in the Federal Republic of Germany. Miner Depos 19, 166–169. https://doi.org/10.1007/BF00204681/METRICS

Hollard, H., 1981. PRINCIPAUX CARACTERES DES FORMATIONS DEVONIENNES DE L'ANTI-ATLAS. PRINCIPAUX CARACTERES DES FORMATIONS DEVONIENNES DE L'ANTI-ATLAS.

Holmden, C., Creaser, R.A., Muehlenbachs, K., 1997. Paleosalinities in ancient brackish water systems determined by 87Sr/86Sr ratios in carbonate fossils: A case study from the Western Canada sedimentary basin. Geochim Cosmochim Acta 61, 2105–2118. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00073-2

Huvelin, P., 1980. Baryum et strontium [WWW Document]. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Huvelin%2C+P.%2C+1980.+Baryum+et+strontium&btnG= (accessed 4.23.23).

Idbaroud, M., Bouabdellah, M., Levresse, G., Mouguina, E.M., Yans, J., 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). EGU23. https://doi.org/10.5194/EGUSPHERE-EGU23-8951

Ikenne, M., Souhassou, M., Arai, S., Soulaimani, A., 2017. A historical overview of Moroccan magmatic events along northwest edge of the West African Craton. Journal of African Earth Sciences 127, 3–15. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2016.10.002

Jebrak, M., Debbah, B., Touray, J.C., 1984. Saumures associées aux fluorines filonniennes du Maroc Central, dans le district d'El Hammam. Bulletin de Minéralogie 107, 233–240. https://doi.org/10.3406/BULMI.1984.7755

Johnson, C.A., Dumoulin, J.A., Burruss, R.A., Slack, J.F., 2015. Depositional Conditions for the Kuna Formation, Red Dog Zn-Pb-Ag-Barite District, Alaska, Inferred from Isotopic and Chemical Proxies. Economic Geology 110, 1143–1156. https://doi.org/10.2113/ECONGEO.110.5.1143

Karaoui, A., Breitkreuz, C., Karaoui, B., Yajioui, Z., Mahmoudi, A., Zanetti, A., Langone, A., 2021. The Ediacaran volcano-sedimentary succession in the Western Skoura inlier (Central High Atlas, Morocco): facies analysis, geochemistry, geochronology and geodynamic implications. International Journal of Earth Sciences 110, 889–909. https://doi.org/10.1007/S00531-021-01997-Y/METRICS

Karaoui, B., Breitkreuz, C., Mahmoudi, A., Youbi, N., Hofmann, M., Gärtner, A., Linnemann, U., 2015. U–Pb zircon ages from volcanic and sedimentary rocks of the Ediacaran Bas Draâ inlier (Anti-Atlas Morocco): Chronostratigraphic and provenance implications. Precambrian Res 263, 43–58. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2015.03.003

Keevil, N. B., 1942. Vapor Pressures of Aqueous Solutions at High Temperatures1. Journal of the American Chemical Society, 64(4), 841–850. doi:10.1021/ja01256a030

Kerkhof, V., Alfons, M., Hein, U., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos 55, 27–47. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2

Kesler, S., Jones, L., Ruiz, J., 1988. Strontium isotopic geochemistry of Mississippi Valley-type deposits, East Tennesse: Implications for age and source of mineralizing brines [WWW Document]. URL https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-abstract/100/8/1300/182201/Strontium-isotopic-geochemistry-of-Mississippi (accessed 8.2.23).

Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and 40Ar/39Ar

evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. Earth Planet Sci Lett 228, 143–160. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2004.09.022

Kontak, D.J., Kyser, K., Gize, A., Marshall, D., 2006. Structurally Controlled Vein Barite Mineralization in the Maritimes Basin of Eastern Canada: Geologic Setting, Stable Isotopes, and Fluid Inclusions. Economic Geology 101, 407–430. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.101.2.407

Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. Earth Planet Sci Lett 297, 355–368. https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.06.024

Lanari, R., Boutoux, A., Faccenna, C., Herman, F., Willett, S.D., Ballato, P., 2023. Cenozoic exhumation in the Mediterranean and the Middle East. Earth Sci Rev 237, 104328. https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2023.104328

Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). Journal of African Earth Sciences 38, 145–153. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2003.12.003

Le Roy, P., Piqué, A., 2001. Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. Mar Geol 172, 359–381. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00130-4

Leblanc, M., 1973. LE GRAND DYKE DE DOLERITE DE L'ANTI-ATLAS ET LE MAGMATISME JURASSIQUE DU SUD MAROCAIN. LE GRAND DYKE DE DOLERITE DE L'ANTI-ATLAS ET LE MAGMATISME JURASSIQUE DU SUD MAROCAIN.

Leblanc, M., Lancelot, J.R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. https://doi.org/10.1139/e80-012 17, 142–155. https://doi.org/10.1139/E80-012

Lécolle, M., Derré, C., Hadri, M., 2003. Les protolites des altérites à pyrophyllite de l'Ougnat et leurs positions dans l'histoire du Protérozoïque : mise à jour des connaissances géologiques sur l'Anti-Atlas oriental. Africa Geoscience Review 10, 227–244.

Lécolle, M., Derré, C., Nerci, K., 1991. The Proterozoic sulphide alteration pipe of Sidi Flah and its host series. New data for the geotectonic evolution of the Pan-African Belt in the eastern Anti-Atlas (Morocco). Ore Geol Rev 6, 501–536. https://doi.org/10.1016/0169-1368(91)90045-9

Lécorché, J.P., Bronner, G., Dallmeyer, R.D., Rocci, G., Roussel, J., 1991. The Mauritanide Orogen and Its Northern Extensions (Western Sahara and Zemmour), West Africa. The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives 187–227. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84153-8_9

Leeder, O., Weber, W., Beumann, L., 1982. Kontinentale Riftprozesse und ihre minerogenetische Bedeutung im postvariszischen Mitteleuropa. (Continental rift processes and their importance for mineral formation in the postvariscan Central Europe). Zeitschrift für geologische Wissenschaften Berlin 10, 501–510.

Leprêtre, R., 2015. Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest. http://www.theses.fr.

Li, Y., Zou, H., Said, N., Liu, H., 2023. A new classification of barite deposits in China. Ore and Energy Resource Geology 14, 100019. https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100019

Liégeois, J.-P., Bouazza, F., Errami, E., 2006. The Lower Ediacaran (630-610 Ma) Saghro Group: an orogenic transpressive basin development during the early metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco).

Lydon, J.W., 1984. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 1 A descriptive model. Geosciences Canada 11, 195–202.

Malek, H.A., Gasquet, D., Bertrand, J.M., Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 327, 819–826. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80056-1

Malusà, 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, 481–489. https://doi.org/10.1111/J.1365-3121.2007.00775.X

Mao, J.W., Z.Z.C., Y.J.M., Zuo, G.C., Zhang, Z.H., Ye, D.J., Jiang, M., 2003. The metallogenic series and prospecting assessment of copper, gold, iron and tungsten polymetallic ore deposits in the west sector of the Northern Qilian Mountains. Geological Publishing House, Beijing, pp. 157–242.

Marchev, P., Downes, H., Thirlwall, M.F., Moritz, R., 2002. Small-scale variations of 87Sr/86Sr isotope composition of barite in the Madjarovo low-sulphidation epithermal system, SE Bulgaria: Implications for sources of Sr, fluid fluxes and pathways of the ore-forming fluids. Miner Depos 37, 669–677. https://doi.org/10.1007/S00126-002-0278-3/METRICS

Marcoux, É., Jébrak, M., 2011. Plumbotectonics of Moroccan ore deposits. BSGF - Earth Sciences Bulletin 192. https://doi.org/10.1051/bsgf/2021019

Margoum, D., Bouabdellah, M., Klügel, A., Banks, D.A., Castorina, F., Cuney, M., Jébrak, M., Bozkaya, G., 2015. Pangea rifting and onward pre-Central Atlantic opening as the main ore-forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite-barite vein system, Upper Moulouya District, Morocco. Journal of African Earth Sciences 108, 22–39. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.021

Marini, F., Ouguir, H., 1990. Un nouveau jalon dans l'histoire de la distension pré-panafricaine au Maroc: le Précambrien II des boutonnières du Jbel Saghro nord-oriental (Anti-Atlas, Maroc). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 310, 577–582.

Martinis, Visintin, 1966. Geological Data on the Coastal Sedimentary Basin of Tarfaya (Morocco Southern) [WWW Document]. URL

https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Martinis+%26+Visintin%2C+1966&btnG= (accessed 12.24.23).

Matter, A., Peters, T., Helvetiae, K.R.-E.G., 1987, undefined, 1987. 87Sr/86Sr-Verhältnisse und Sr-gehalte von tiefengrundwässern, mineralien sowie gesteinen aus dem kristallin und der trias der Nordschweiz. boris.unibe.ch.

Mauriohooho, K., Barker, S.L.L., Rae, A., 2016. Mapping lithology and hydrothermal alteration in geothermal systems using portable X-ray fluorescence (pXRF): A case study from the Tauhara geothermal system, Taupo Volcanic Zone. Geothermics 64, 125–134. https://doi.org/10.1016/J.GEOTHERMICS.2016.03.005

Maynard, J.B., Morton, J., Valdes-Nodarse, E.L., Diaz-Carmona, A., 1995. Sr isotopes of bedded barites; guide to distinguishing basins with Pb-Zn mineralization. Economic Geology 90, 2058–2064. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.90.7.2058

McNutt, R.H., Frape, S.K., Fritz, P., Jones, M.G., MacDonald, I.M., 1990. The 87Sr86Sr values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology. Geochim Cosmochim Acta 54, 205–215. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90208-3

Michard, A., 1976. ELEMENTS DE GEOLOGIE MAROCAINE. ELEMENTS DE GEOLOGIE MAROCAINE.

Michard, A., Hoepffner, C., Soulaimani, A., Baidder, L., 2008. The variscan belt. Lecture Notes in Earth Sciences 116, 65–132. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_3/COVER

Michard, A., Soulaimani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E.C., Saddiqi, O., 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. Tectonophysics. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.021

Michard, A., Soulaimani, A., Ouanaimi, H., Raddi, Y., Aït Brahim, L., Rjimati, E.C., Baidder, L., Saddiqi, O., 2017. Saghro Group in the Ougnat Massif (Morocco), an evidence for a continuous Cadomian basin along the northern West African Craton, in: Comptes Rendus - Geoscience. Elsevier Masson SAS, pp. 81–90. https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.01.001

Michard, A.-G., 1989. Sédiments-temoins de la transgression mésozoïque dans le Tafilalt et Maïder; conséquences sur la métallogénie des gisements filoniens à Pn-Zn (Cu) de l'Anti-Atlas marocian.

Missenard, Y., Zeyen, H., de Lamotte, D.F., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. J Geophys Res Solid Earth 111. https://doi.org/10.1029/2005JB003708

Moratti, G., Benvenuti, M., Santo, A.P., Laurenzi, M.A., Braschi, E., Tommasini, S., 2018. New 40Ar–39Ar dating of Lower Cretaceous basalts at the southern front of the Central High Atlas, Morocco: insights on late Mesozoic tectonics, sedimentation and magmatism. International Journal of Earth Sciences 2018 107:7 107, 2491–2515. https://doi.org/10.1007/S00531-018-1609-7

Mrini, Z., Rafi, A., Duthou, J., Vidal, P., 1992. Chronologie Rb-Sr des granitoides hercyniens du Maroc; consequences | Bulletin de la Société Géologique de France | GeoScienceWorld [WWW Document]. URL https://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-abstract/163/3/281/122583/Chronologie-Rb-Sr-des-granitoides-hercyniens-du (accessed 6.13.23).

Munoz, M., Premo, W.R., Courjault-Radé, P., 2005. Sm-Nd dating of fluorite from the worldclass Montroc fluorite deposit, southern Massif Central, France. Miner Depos 39, 970–975. https://doi.org/10.1007/S00126-004-0453-9/METRICS

N Youbi, LT Martins, JM Munhá, H Ibouh, 2003. The late Triassic-early Jurassic volcanism of Morocco and Portugal in the Framework of the Central Atlantic Magmatic Province: an overview [WWW Document]. URL (accessed 12.24.23).

Nguidi, M.A., Mouflih, M., Benbouziane, A., Kocsis, L., El Ouariti, S., El Boukhari, H., Aquit, M., Yazami, O.K., 2021. Lithofacies analysis, sedimentary dynamics and genesis of Maastrichtian-Eocene phosphorites of BouCraa deposit (Southern Morocco). Journal of African Earth Sciences 177, 104161.

Ouanaimi, H., Soulaimani, A., Hoepffner, C., Michard, A., Baidder, L., 2016. The Atlas-Meseta Red Beds basin (Morocco) and the Lower Ordovician rifting of NW-Gondwana. Bulletin de la Société Géologique de France 187, 155–168. https://doi.org/10.2113/GSSGFBULL.187.3.155

Paile, Y., 1983. Etude des séries volcaniques du Précambrien III de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) et des minéralisations plombo-zincifères complexes associées.

Pastor, A., Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L., 2012. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco). Geomorphology 173–174, 88–103. https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2012.05.032

Piqué, A., Bouabdelli, M., 1995. LES BASSINS TRIASIQUES DU MAROC ATLANTIQUE 118, 161.

Piqué, À., Canals, À., Grandia, F., Banks, D.A., 2008. Mesozoic fluorite veins in NE Spain record regional base metal-rich brine circulation through basin and basement during extensional events. Chem Geol 257, 139–152. https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2008.08.028

Pique, A., science, A.M.-A.J. of, 1989, undefined, 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. ajsonline.orgA Pique, A MichardAmerican Journal of science, 1989•ajsonline.org.

Potter, R., Robert, W., Brown, D., 1977. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0O to 500OC at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature.

Poty, B., Leroy, J., Jachimowicz, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bulletin de Minéralogie 99, 182–186. https://doi.org/10.3406/BULMI.1976.7049

Pouclet, A., Aarab, A., Fekkak, A., Benharref, M., 2007. Geodynamic evolution of the northwestern Paleo-Gondwanan margin in the Moroccan Atlas at the Precambrian-Cambrian boundary. Special Paper of the Geological Society of America 423, 27–60. https://doi.org/10.1130/2007.2423(02)

Pouclet, A., Álvaro, J.J., Bardintzeff, J.M., Imaz, A.G., Monceret, E., Vizcaïno, D., 2017. Cambrian–early Ordovician volcanism across the South Armorican and Occitan domains of the Variscan Belt in France: Continental break-up and rifting of the northern Gondwana margin. Geoscience Frontiers 8, 25–64. https://doi.org/10.1016/J.GSF.2016.03.002

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 107, 2101–2123. https://doi.org/10.1007/S00531-018-1590-1/TABLES/3

Qarbous, A., Medina, F., Hoepffner, C., 2011. Le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc) : exemple d'évolution d'un segment oblique au rift de l'Atlantique central au Trias. https://doi.org/10.1139/e03-029 40, 949–964. https://doi.org/10.1139/E03-029

Raddi, Y., Baidder, L., Tahiri, M., 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. Bulletin de la Societe Geologique de France 178, 343–352. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.5.343

Raddi, Y., Derré, C., Lécolle, M., 2013a. Carte géologique à 1/50 000, feuille de Bou Adil (Anti-Atlas, Maroc).

Raddi, Y., Derré, C., Lécolle, M., 2013b. Carte géologique à 1/50 000, feuille de Bou Adil (Anti-Atlas, Maroc).

Raddi, Y., Derré, C., Lécolle, M., 2012. Notice de la carte géologique de Bou Adil (Anti-Atlas, Maroc) 70p. et annexes.

Raddi, Y., Tahiri, M., Derré, C., Lécolle, M., 2006. Notice de la carte géologique d'Oukhit (Anti-Atlas, Maroc) 70p. et annexes.

Richard, A., Cathelineau, M., Boiron, M.C., Mercadier, J., Banks, D.A., Cuney, M., 2016. Metal-rich fluid inclusions provide new insights into unconformity-related U deposits (Athabasca Basin and Basement, Canada). Miner Depos 51, 249–270. https://doi.org/10.1007/S00126-015-0601-4/METRICS

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions : an introduction to studies of all types of fluid inclusions, gas, liquid, or melt, trapped in materials from earth and space, and their application to the understanding of geologic processes 644.

Rosúa, C., Ruano, M., Boyce, A.J.&, Fallick, A.E., 2003. High and intermediate sulphidation environment in the same hydrothermal deposit: the example of Au-Cu Palai-Islica deposit, Carboneras (Almería).

Saadi, S.A., 1992. Contribution à l'étude de l'environnement paleovolcanique du protozoique supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymetalliques (Zn, Pb, Cu, Ag, Au) de Bou-Madine (Ougnat, Anti-Atlas oriental, Maroc).

Samaoui, S., Aabi, A., Nguidi, M.A., Boushaba, A., Belkasmi, M., Baidder, L., Bba, A.N., Lamrani, O., Taadid, M., 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 104970. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2023.104970

Samaoui, S., Aabi, A., Boushaba, A., Mohammed, B., Nait Bba, A., Essaifi, A., ... & 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), 83. https://doi.org/10.3390/geosciences14030083

Sánchez, V., Vindel, E., Martín-Crespo, T., Corbella, M., Cardellach, E., Banks, D., 2009. Sources and composition of fluids associated with fluorite deposits of Asturias (N Spain). Geofluids 9, 338–355. https://doi.org/10.1111/J.1468-8123.2009.00259.X

Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. 40Ar/39Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. Earth Planet Sci Lett 104, 455–472. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90222-4

Semchaoui, A.A., Kolli, O., Boutaleb, A., Zerrouki, T., 2016. The vein-type barite mineralization of the Draïssa ore field, Ougarta; SW- Algeria: mineralogy, trace elements and halogens. Arabian Journal of Geosciences 9. https://doi.org/10.1007/s12517-016-2705-2

Shepherd, S.A., Turner, J.A., 1985. Studies on southern Australian abalone (genus Haliotis). VI. Habitat preference, abundance and predators of juveniles. J Exp Mar Biol Ecol 93, 285–298. https://doi.org/10.1016/0022-0981(85)90245-X

Silva, P.F., Marques, F.O., Henry, B., Madureira, P., Hirt, A.M., Font, E., Loureno, N., 2010. Thick dyke emplacement and internal flow: A structural and magnetic fabric study of the deep-seated dolerite dyke of Foum Zguid (southern Morocco). J Geophys Res Solid Earth 115. https://doi.org/10.1029/2010JB007638

Sizaret, S., Marcoux, E., Jébrak, M., Touray, J.C., 2004. The Rossignol Fluorite Vein, Chaillac, France: Multiphase Hydrothermal Activity and Intravein Sedimentation. Economic Geology 99, 1107–1122. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.99.6.1107

Skikra, H., Amrouch, K., Soulaimani, A., Leprêtre, R., Ouabid, M., Bodinier, J.L., 2021. The intracontinental High Atlas belt: geological overview and pending questions. Arabian Journal of Geosciences 2021 14:12 14, 1–40. https://doi.org/10.1007/S12517-021-07346-2

Soulaimani, A., Bouabdelli, M., Piqué, A., 2003. The Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian continental extension in the Anti-Atlas (Morocco). Bulletin de la Société Géologique de France 174, 83–92. https://doi.org/10.2113/174.1.83

Soulaimani, A., Burkhard, M., 2008. The Anti-Atlas chain (Morocco): The southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African craton. Geol Soc Spec Publ 297, 433–452. https://doi.org/10.1144/SP297.20

Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaimi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., 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, 94–112. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2014.04.025

Soulaimani, A., Ouanaimi, H., Saddiqi, O., Baidder, L., Michard, A., 2018. The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): Overview and pending questions. Comptes Rendus Geoscience 350, 279–288. https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2018.07.002

Soulaimani, A., Piqué, A., 2004. The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Western Anti-Atlas, Morocco): a late Pan-African transtensive dome. Journal of African Earth Sciences 39, 247–255. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2004.07.043

Soulaimani, Hefferan, 2017. Précambrien à la bordure nord du craton ouest-africain (Anti-Atlas et Haut Atlas, Maroc) Données générales [WWW Document]. URL https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Soulaimani+et+Hefferan%2C+2017+&btnG= (accessed 12.24.23).

Staude, S., Göb, S., Pfaff, K., Ströbele, F., Premo, W.R., Markl, G., 2011. Deciphering fluid sources of hydrothermal systems: A combined Sr- and S-isotope study on barite (Schwarzwald, SW Germany). Chem Geol 286, 1–20. https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2011.04.009

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. Geochim Cosmochim Acta 52, 989–1005. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2

Strauss, 1997. A Cognitive Theory of Cultural Meaning - Claudia Strauss, Naomi Quinn - Google Livres [WWW Document]. URL https://books.google.co.ma/books?hl=fr&lr=&id=tyhdo9R0cDcC&oi=fnd&pg=PP11&dq=Strauss,+1997&ots=-l8KfToJUS&sig=c7PHwuRMCHq_pxRjWbWMV6JNBqE&redir_esc=y#v=onepage&q=Strauss%2C%201997&f=false (accessed 5.11.23).

Swezey, C.S., 2009. Cenozoic stratigraphy of the Sahara, Northern Africa. Journal of African Earth Sciences 53, 89–121. https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2008.08.001

Tahiri, M., Derré, C., Lécolle, M., Baidder, L., 2006a. Carte géologique à 1/50 000, feuille d'Oukhit (Anti-Atlas, Maroc).

Tas Ozdogan, A., Uras, Y., Oner, F., 2017. Geochemistry of the barite deposits near Adana-Feke area (Eastern Taurides). Russian Geology and Geophysics 58, 1349–1365. https://doi.org/10.1016/J.RGG.2017.11.003

Tesón, E., 2009. Estructura y cronología de la deformación en el borde sur del alto atlas (marruecos) a partir del registro tectono-sedimentario de la cuenca de antepaís de ouarzazate.

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 Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precambrian Res 118, 1–57. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00075-X

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

Tombros, S.F., Seymour, K.S., Williams-Jones, A.E., Zhai, D., Liu, J., 2015. Origin of a barite-sulfide ore deposit in the Mykonos intrusion, cyclades: Trace element, isotopic, fluid inclusion and raman spectroscopy evidence. Ore Geol Rev 67, 139–157. https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2014.11.016

Tornos, F., Casquet, C., Locutura, J., Collado, R., 1991. Fluid inclusion and geochemical evidence for fluid mixing in the genesis of Ba-F (Pb-Zn) lodes of the Spanish Central System. Mineral Mag 55, 225–234. https://doi.org/10.1180/MINMAG.1991.055.379.11

Tornos, F., Spiro, B.F., 2000. The Geology and Isotope Geochemistry of the Talc Deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian Zone, Northern Spain). Economic Geology 95, 1277–1296. https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.95.6.1277

Torsvik, Cocks, 2011. Paléologue paléologue de la Société centrale du Gondwana [WWW Document]. URL https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/SP357.8 (accessed 12.24.23).

Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., Spagna, P., Vandycke, S., 2016. The Tachakoucht–Iriri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny. J Geodyn 96, 81–103. https://doi.org/10.1016/J.JOG.2015.07.004

Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Mattielli, N., Ducea, M.N., Sterckx, S., Samson, S., Hodel, F., Ennih, N., 2020. Episodic magmatism during the growth of a Neoproterozoic oceanic arc (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Res 339, 105610. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2020.105610

Urusova, M. A. (1975). Volume properties of aqueous solutions of sodium chloride at elevated temperatures and pressures. Russ. J. Inorg. Chem., 20, 1717-1721.

Valenza, K. Mouttaqi A., Fontignie D., Sharp Z., 2000. Vein and Karst Barite Deposits in the Western Jebilet of Morocco: Fluid Inclusion and Isotope (S, O, Sr) Evidence for Regional Fluid Mixing Related to Central Atlantic Rifting.

Veizer', J., Hoef?, J., Lowe', D.R., Thurston~, P.C., 1989. Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean sea water, Geochimica et Cosmochimrca Acfa.

Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., 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. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 244, 308–325. https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2006.06.033

Vernhet, E., Youbi, N., Chellai, E.H., Villeneuve, M., El Archi, A., 2012. The Bou-Azzer glaciation: Evidence for an Ediacaran glaciation on the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Res 196–197, 106–112. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2011.11.009

Wafik, A., Essaifi, A., Admou, H., Mouttaqi, & A., 2011. The Jbel Irhoud Barite Deposit (Western Jebilet).

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. Precambrian Res 216–219, 23–62. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2012.06.010

Walsh, J.J., Nicol, A., Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. J Struct Geol 24, 1669–1675. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00165-1

Walter, B.F., Jensen, J.L., Coutinho, P., Laurent, O., Markl, G., Steele-MacInnis, M., 2020. Formation of hydrothermal fluorite-hematite veins by mixing of continental basement brine and redbed-derived fluid: Schwarzwald mining district, SW-Germany. J Geochem Explor 212. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106512

Walter, B.F., Kortenbruck, P., Scharrer, M., Zeitvogel, C., Wälle, M., Mertz-Kraus, R., Markl, G., 2019. Chemical evolution of ore-forming brines – Basement leaching, metal provenance, and the redox link between barren and ore-bearing hydrothermal veins. A case study from the Schwarzwald mining district in SW-Germany. Chem Geol 506, 126–148. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.038

Wendt, 1985. Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco) [WWW Document]. URL https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/13/11/815/203749/Disintegration-of-the-continental-margin-of (accessed 12.24.23).

Wendt, J., 2021. Middle and Late Devonian paleogeography of the eastern Anti-Atlas (Morocco). International Journal of Earth Sciences 110, 1531–1544. https://doi.org/10.1007/S00531-021-02028-6/FIGURES/10

Wu, S., Liu, J., Zhai, D., 2015. Factors Controlling Precipitation of Barite and Witherite and Genesis of the Ankang–Xunyang Barium Deposits, Shaanxi, China. Acta Geologica Sinica - English Edition 89, 836–851. https://doi.org/10.1111/1755-6724.12482

W.Y. Li, H.Y. Yu, 1991. Barite Deposit in China . Geology Press.

Xu, L., Lehmann, B., Mao, J., Zheng, W., Ye, H., Li, H., 2016. Strontium, Sulfur, Carbon, and Oxygen Isotope Geochemistry of the Early Cambrian Strata-bound Barite and Witherite Deposits of the Qinling-Daba Region, Northern Margin of the Yangtze Craton, China. Economic Geology 111, 695–718. https://doi.org/10.2113/ECONGEO.111.3.695

Yaagoub, D., Hinaje, S., El Fartati, M., Gharmane, Y., 2021. Analysis of tectonic fracturing in the Mibladen ore deposit (Upper Moulouya, Morocco) and its impact on the Pb–Ba mineralization emplacement. Rendiconti Lincei 32, 325–342. https://doi.org/10.1007/s12210-021-00995-1

Youbi, N., Ernst, R.E., Söderlund, U., Boumehdi, M.A., Lahna, A.A., Gaeta Tassinari, C., Moume, W. El, Bensalah, M.K., 2020. The Central Iapetus magmatic province: An updated review and link with the ca. 580 Ma Gaskiers glaciation. Special Paper of the Geological Society of America 544, 35–66. https://doi.org/10.1130/2020.2544(02)

Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R.E., Soulaimani, A., Hafid, A., Ikenne, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Rkha Chaham, K., Ben Abbou, M., Mortaji, A., El Ghorfi, M., Zouhair, M., El Janati, M., 2013. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Res 236, 106–123. https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2013.07.003

Zarasvandi, A., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A., Bagheri, H., 2014. Geochemistry and fuid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit, Iran. Geologos 20, 201–214. https://doi.org/10.2478/LOGOS-2014-0015

Zayane, R., Essaifi, A., Maury, R., Piqué, A., Laville, E., Bouabdelli, M., 2002. Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc). Comptes Rendus Geoscience 334, 97–104. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01716-9

Zhang, F.L., Lu, X.Y., 2017. Exploitation and Utilization Status and Suggestions of Barite Resource in China. Modern Mining 33, 1–4.

Zhang, Y.G., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaClKClCaCl2H2O using synthetic fluid inclusions. Chem Geol 64, 335–350. https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X

Zhou, C., Bao, H., Peng, Y., Yuan, X., 2010. Timing the deposition of 17O-depleted barite at the aftermath of Nantuo glacial meltdown in South China. Geology 38, 903–906. https://doi.org/10.1130/G31224.1

Zou, H., Fang, Y., Zhang, S.T., Zhang, Q., 2017. The source of Fengjia and Langxi barite–fluorite deposits in southeastern Sichuan, China: evidence from rare earth elements and S, Sr, and Sm–Nd isotopic data. Geological Journal 52, 470–488. https://doi.org/10.1002/GJ.2779

Zou, H., Fang, Y., Zhang, S.T., Zhang, Q., 2016. The source of Fengjia and Langxi barite–fluorite deposits in southeastern Sichuan, China: evidence from rare earth elements and S, Sr, and Sm–Nd isotopic data. Geological Journal 52, 470–488. https://doi.org/10.1002/gj.2779

Zou, H., Li, M., Santosh, M., Zheng, D., Cao, H. wen, Jiang, X.W., Chen, H.F., Li, Z. quan, 2021. Fault-controlled carbonate-hosted barite-fluorite mineral systems: The Shuanghe deposit, Yangtze Block, South China. Gondwana Research 101, 26–43. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.07.020

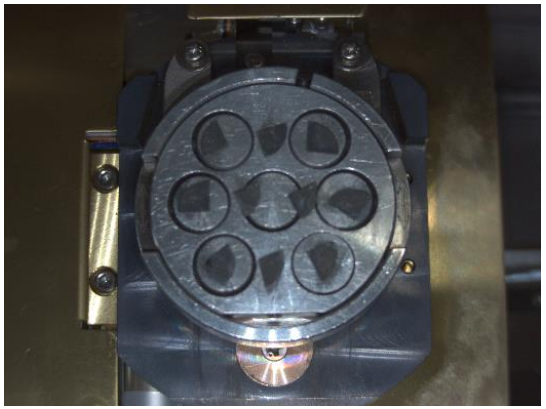
Annexe 1 : Analyses chimiques de la barytine

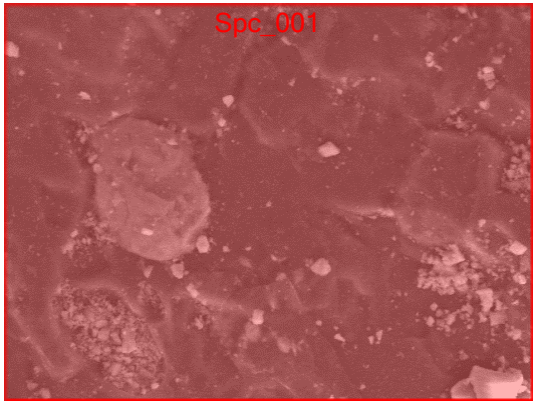
Tableau-1 : Analyses chimiques des barytines de massif de l'Ougnat

Echantillons	MO-2	MO-3	MO-5	MO-6	MO-7	MO-8	MO-9	MO-12	MO-13	MO-14	MO-15
Al2O3 (%)	0,13	0,13	0,27	0,32	0,34	0,91	0,18	0,22	0,11	0,1	0,44
BaSO4 (%)	88,17	84,55	91,09	91,41	86,69	78,18	92,25	73,79	90,54	88,81	88,59
CaO (%)	0,39	0,36	0,61	0,38	0,37	0,36	0,34	0,38	2,43	0,38	0,49
Fe2O3 (%)	0,11	0,06	1,18	0,31	0,15	0,3	0,15	0,37	0,36	0,14	0,2
K2O (%)	0,64	0,88	0,82	0,9	0,85	0,91	0,7	0,65	0,68	0,66	0,78
MgO (%)	0,03	0,03	0,06	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	0,07	0,03	0,02
MnO (%)	< 0,01	0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	< 0,01
P2O5 (%)	< 0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	< 0,01
S (%)	1,47	1,31	1,3	1,21	1,35	2	1,49	2,28	1,31	2,38	1,24
SiO2 (%)	6,36	9,89	2,83	3,37	7,79	14,92	1,85	20,45	3,1	5,23	7,26
SrSO4 (%)	2,2	2,27	1,31	1,53	1,9	1,8	2,48	1,28	0,8	1,74	0,48
TiO2 (%)	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
As (ppm)	317	32	57	27	45	32	50	45	108	38	32
B (ppm)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5

Be (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Bi (ppm)	< 10	< 10	< 10	19	11	18	< 10	18	< 10	< 10	19
Cd (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Co (ppm)	6	< 5	23	25	< 5	< 5	< 5	36	< 5	13	< 5
Cr (ppm)	35	37	34	52	37	71	38	119	68	14	36
Cu (ppm)	47	212	66	36	104	30	48	51	65	184	30
Ge (ppm)	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Li (ppm)	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20	< 20
Mo (ppm)	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	15	< 10	< 10	< 10
Ni (ppm)	32	40	46	56	27	61	< 20	237	23	< 20	32
Pb (ppm)	268	198	413	277	218	162	3839	719	190	131	83
Sb (ppm)	< 1	28	12	< 1	14	17	26	45	17	5	33
Se (ppm)	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30
Sn (ppm)	< 20	< 20	33	< 20	< 20	< 20	38	27	50	< 20	33
Ta (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1
Y (ppm)	1	4	0	1	1	0	0	2	3	1	1
Zn (ppm)	39	35	138	41	43	36	34	37	49	21	32

Annexe 2 : Analyses MEB





Signal SED

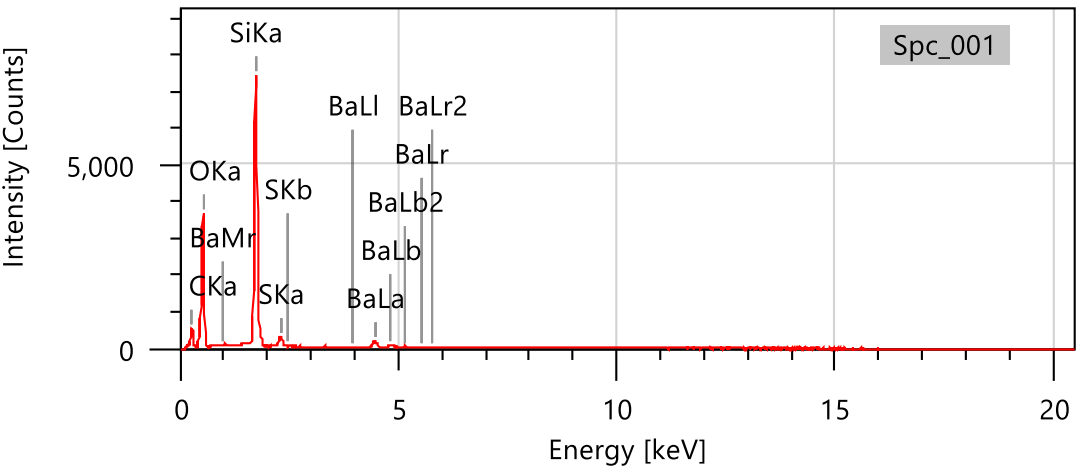
Landing Voltage 16.0 kV

WD 11.9 mm

Magnification x2,000

Vacuum Mode HighVacuum

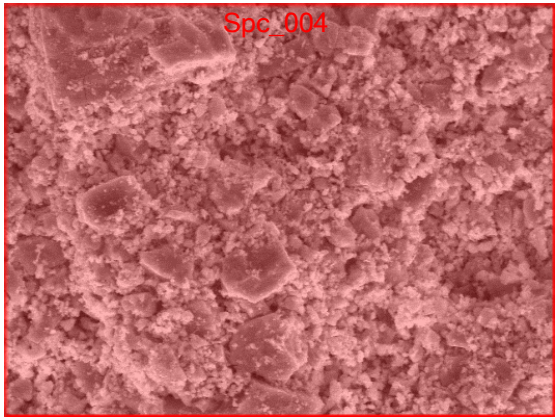
Items	Value
measurement conditions	
Acceleration voltage	16.00 kV
Probe current	-
Magnification	x 2000
Process time	T2
Measurement detector	First
Live time	30.00 seconds
Real time	30.52 seconds
Dead time	2.00 %
Count rate	4682.00 CPS



Display name	Standard data	Quantification	Result Type
Spc_001	Standardless	ZAF	Metal

Element	Line	Mass%	Atom%
C	K	20.43±0.15	30.89±0.22
O	K	42.70±0.24	48.48±0.27
Si	K	29.35±0.14	18.98±0.09
S	K	1.49±0.04	0.84±0.02
Ba	L	6.03±0.13	0.80±0.02
Total		100.00	100.00
Spc_001			Fitting ratio 0.0328





Signal SED

Landing Voltage 16.0 kV

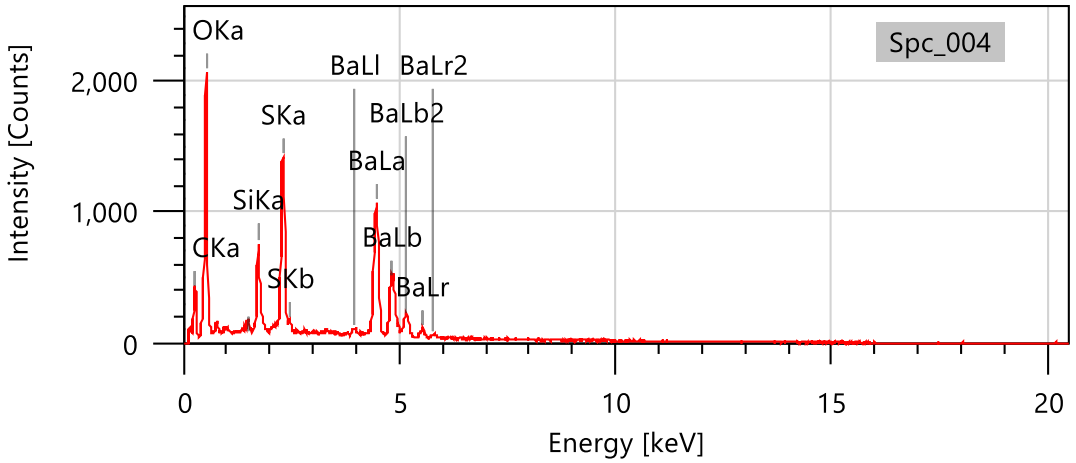
WD 11.6 mm

Magnification x2,000

Vacuum Mode
HighVacuum

Items	Value
measurement conditions	
Acceleration voltage	16.00 kV
Probe current	-
Magnification	x 2000
Process time	T2
Measurement detector	First
Live time	30.00 seconds
Real time	30.57 seconds
Dead time	2.00 %
Count rate	4025.00 CPS

Display name	Standard data	Quantification	Result Type
Spc_004	Standardless	ZAF	Metal



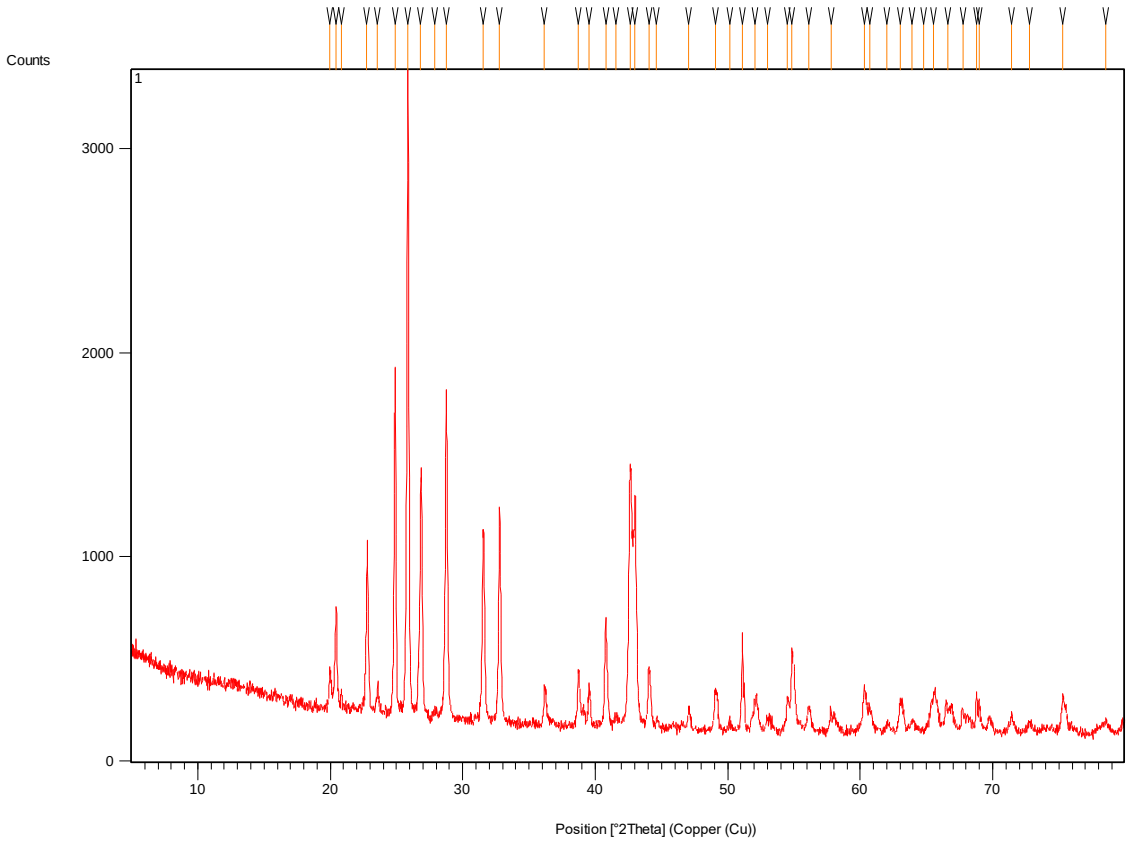
Element	Line	Mass%	Atom%
C	K	11.81±0.10	29.52±0.25
O	K	24.07±0.19	45.19±0.35
Al	K	0.58±0.04	0.65±0.05
Si	K	3.89±0.08	4.16±0.08
S	K	10.36±0.10	9.70±0.09
Ba	L	49.28±0.38	10.78±0.08
Total		100.00	100.00

Annexe 3 : Analyses DRX

Analyse de l'échantillon 01

Dataset Name	1
File name	C:\X'Pert Data\2021-2022\FSDM\LSNAMOPEQ\SAMARI SAMIR\15-11-2021\1.xrdml
Comment	Configuration=PW3071/xx Bracket, Owner=User-1, Creation date=23/03/2006 15:43:10 Goniometer=PW3050/60 (Theta/Theta); Minimum step size 2Theta:0.001; Minimum step size Omega:0.001 Sample stage=PW3071/xx Bracket Diffractometer system=XPERT-PRO Measurement program=5-80/1H, Owner=rajae, Creation date=27/05/2022 14:42:42 step31s-1/4-1/2-5
Measurement Date / Time	14/06/2022 10:32:25
Operator	Curi
Raw Data Origin	XRD measurement (*.XRDML)
Scan Axis	Gonio
Start Position [°2Th.]	5.0084
End Position [°2Th.]	79.9784
Step Size [°2Th.]	0.0170
Scan Step Time [s]	74.9300
Scan Type	Continuous
PSD Mode	Scanning
PSD Length [°2Th.]	2.12
Offset [°2Th.]	0.0000
Divergence Slit Type	Fixed
Divergence Slit Size [°]	0.1196
Specimen Length [mm]	10.00
Measurement Temperature [°C]	25.00
Anode Material	Cu
K-Alpha1 [Å]	1.54060
K-Alpha2 [Å]	1.54443
K-Beta [Å]	1.39225
K-A2 / K-A1 Ratio	0.50000
Generator Settings	30 mA, 40 kV
Diffractometer Type	0000000011011061
Diffractometer Number	0
Goniometer Radius [mm]	240.00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]	91.00
Incident Beam Monochromator	No
Spinning	No

Main Graphics, Analyze View: (Bookmark 2)



Peak List: (Bookmark 3)

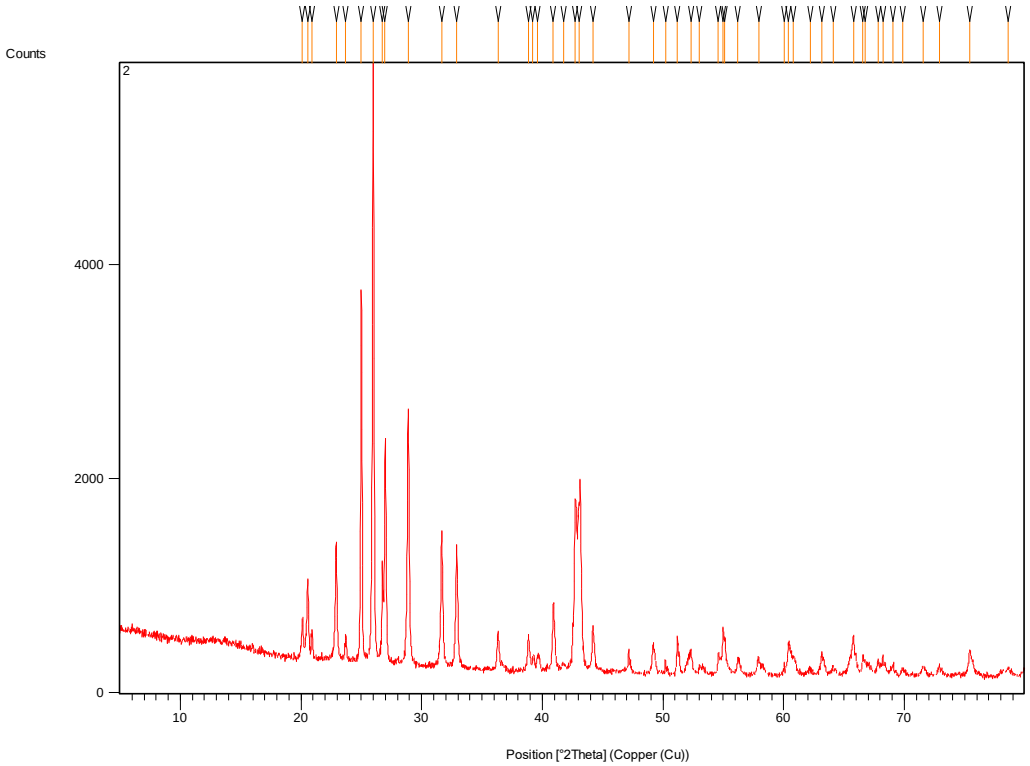
Pos. [°2Th.]	Height [cts]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]	Matched by
19.9812	181.52	4.44011	6.03	
20.4220	482.34	4.34526	16.02	
20.8265	92.61	4.26175	3.07	
22.7704	755.38	3.90215	25.08	
23.5625	121.50	3.77272	4.03	
24.8744	1661.48	3.57664	55.17	
25.8481	3011.78	3.44407	100.00	
26.8304	1167.11	3.32017	38.75	
27.8948	31.49	3.19585	1.05	
28.7459	1526.56	3.10313	50.69	
31.5338	934.85	2.83485	31.04	
32.7690	952.02	2.73077	31.61	

36.1574	163.44	2.48225	5.43
38.7291	207.17	2.32313	6.88
39.5188	204.72	2.27851	6.80
40.7848	487.11	2.21066	16.17
41.5409	52.64	2.17215	1.75
42.6217	1288.33	2.11954	42.78
42.9663	1088.41	2.10333	36.14
44.0492	299.44	2.05411	9.94
44.6332	31.23	2.02857	1.04
47.0323	95.11	1.93054	3.16
49.0802	215.62	1.85467	7.16
50.1386	36.92	1.81797	1.23
51.1010	417.03	1.78597	13.85
52.0686	165.63	1.75503	5.50
53.0317	75.90	1.72541	2.52
54.4879	166.85	1.68268	5.54
54.8658	395.96	1.67198	13.15
56.0860	111.47	1.63847	3.70
57.7888	107.17	1.59417	3.56
60.2900	193.21	1.53388	6.42
60.7059	113.10	1.52436	3.76
62.0383	44.60	1.49478	1.48
63.0374	161.25	1.47348	5.35
63.9150	57.47	1.45534	1.91
64.7851	13.90	1.43788	0.46
65.5286	201.00	1.42336	6.67
66.6230	142.67	1.40261	4.74
67.7752	98.19	1.38154	3.26
68.7827	213.39	1.36374	7.09
69.0180	94.01	1.35967	3.12
71.4251	88.99	1.31964	2.95
72.7815	52.75	1.29835	1.75
75.3045	183.67	1.26099	6.10
78.5357	55.33	1.21701	1.84

Analyse de l'échantillon 02

Dataset Name	2
File name	C:\X'Pert Data\2021-2022\FSDM\LSNAMOPEQ\SAMARI SAMIR\15-11-2021\2.xrdml
Comment	Configuration=PW3071/xx Bracket, Owner=User-1, Creation date=23/03/2006 15:43:10 Goniometer=PW3050/60 (Theta/Theta); Minimum step size 2Theta:0.001; Minimum step size Omega:0.001 Sample stage=PW3071/xx Bracket Diffractometer system=XPERT-PRO Measurement program=5-80/1H, Owner=rajae, Creation date=27/05/2022 14:42:42 step31s-1/4-1/2-5
Measurement Date / Time	14/06/2022 09:38:42
Operator	Curi
Raw Data Origin	XRD measurement (*.XRDML)
Scan Axis	Gonio
Start Position [°2Th.]	5.0084
End Position [°2Th.]	79.9784
Step Size [°2Th.]	0.0170
Scan Step Time [s]	74.9300
Scan Type	Continuous
PSD Mode	Scanning
PSD Length [°2Th.]	2.12
Offset [°2Th.]	0.0000
Divergence Slit Type	Fixed
Divergence Slit Size [°]	0.1196
Specimen Length [mm]	10.00
Measurement Temperature [°C]	25.00
Anode Material	Cu
K-Alpha1 [Å]	1.54060
K-Alpha2 [Å]	1.54443
K-Beta [Å]	1.39225
K-A2 / K-A1 Ratio	0.50000
Generator Settings	30 mA, 40 kV
Diffractometer Type	0000000011011061
Diffractometer Number	0
Goniometer Radius [mm]	240.00
Dist. Focus-Diverg. Slit [mm]	91.00
Incident Beam Monochromator	No
Spinning	No

Main Graphics, Analyze View: (Bookmark 2)



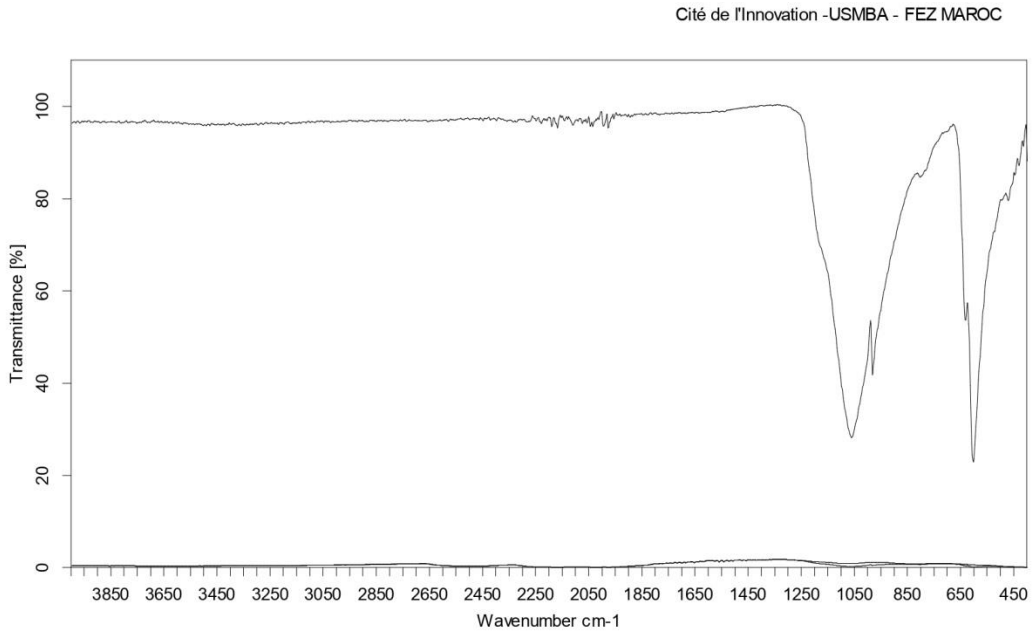
Peak List: (Bookmark 3)

Pos. [°2Th.]	Height [cts]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]	Matched by
20.1075	335.24	4.41251	6.27	
20.5408	690.17	4.32039	12.91	
20.8970	277.41	4.24754	5.19	
22.9090	1098.89	3.88206	20.56	
23.7082	245.93	3.75298	4.60	
24.9922	3261.28	3.56005	61.02	
25.9761	5345.00	3.42739	100.00	
26.7354	770.23	3.33176	14.41	
26.9675	2071.96	3.30359	38.76	
28.8893	2385.68	3.09061	44.63	
31.6547	1216.59	2.82664	22.76	
32.8975	1140.20	2.72265	21.33	
36.3204	364.07	2.47353	6.81	
38.8275	310.54	2.31747	5.81	

39.2231	160.33	2.29500	3.00
39.6303	166.73	2.27236	3.12
40.9105	582.32	2.20416	10.89
41.7384	74.32	2.16412	1.39
42.7346	1577.31	2.11420	29.51
43.0715	1750.21	2.09844	32.74
44.1818	398.73	2.04825	7.46
47.1659	222.01	1.92698	4.15
49.1872	269.80	1.85088	5.05
50.2085	122.20	1.81560	2.29
51.1944	357.61	1.78293	6.69
52.3053	219.07	1.74764	4.10
53.0144	79.11	1.72593	1.48
54.5849	211.89	1.67992	3.96
54.9764	436.18	1.66888	8.16
55.1313	351.44	1.66456	6.58
56.1949	149.84	1.63555	2.80
57.9523	130.26	1.59006	2.44
60.0395	95.09	1.53968	1.78
60.4056	306.22	1.53122	5.73
60.7924	170.86	1.52240	3.20
62.2402	46.07	1.49042	0.86
63.1362	190.72	1.47141	3.57
64.0792	97.76	1.45201	1.83
65.7807	377.05	1.41851	7.05
66.5775	196.59	1.40346	3.68
66.7267	132.16	1.40068	2.47
67.8114	155.59	1.38089	2.91
68.2099	190.81	1.37379	3.57
69.0722	90.89	1.35873	1.70
69.8449	62.95	1.34558	1.18
71.5635	83.79	1.31743	1.57
72.9000	78.81	1.29653	1.47
75.3879	220.14	1.25980	4.12

Annexe 4: Analyses IF

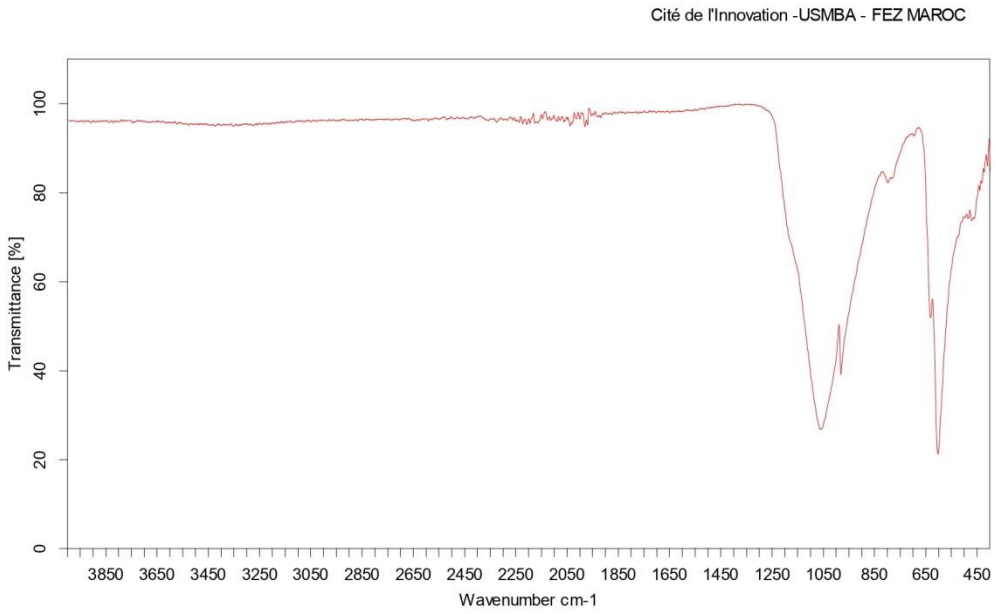
Analyse de l'échantillon 01



Résolution : 4 cm-1 (32 scans)
Echantillon : 1

Technique : FTIR - VERTEX 70 - BRUKER

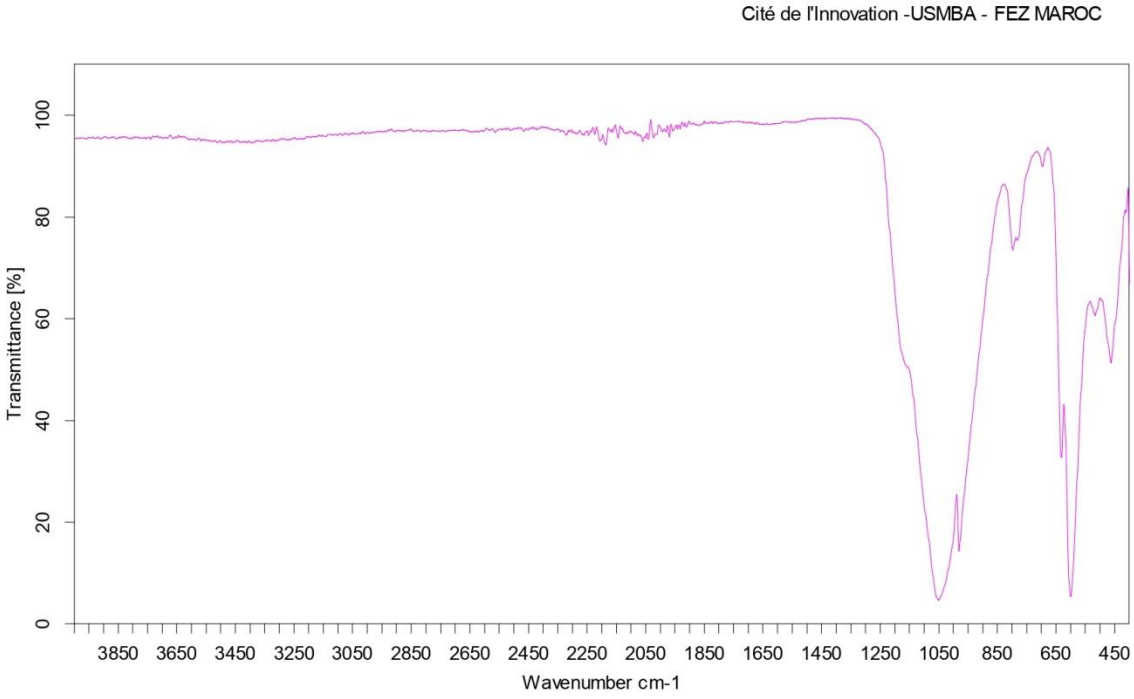
Analyse de l'échantillon 02



Résolution : 4 cm-1 (32 scans)
Echantillon : 2

Technique : FTIR - VERTEX 70 - BRUKER

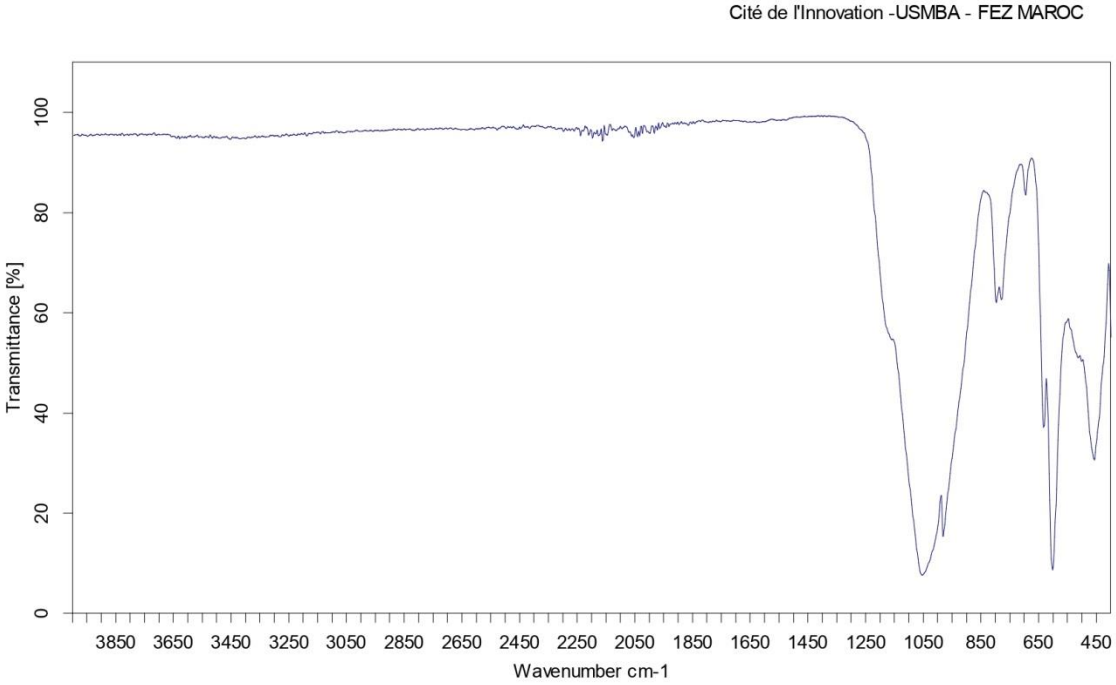
Analyse de l'échantillon 03



Résolution : 4 cm-1 (32 scans)
Echantillon : 3

Technique : FTIR - VERTEX 70 - BRUKER

Analyse de l'échantillon 04



Résolution : 4 cm-1 (32 scans)
Echantillon : 4

Technique : FTIR - VERTEX 70 - BRUKER

Annexe 5 : Donnéesmicrothermométriques

Les inclusions fluides de type Lw

- Moyenne NaCl=0,13 NaCl
- Moyenne Th= 264,51°C
- Pression moyenne calculée selon Zhang, Y. G. and J. D. Frantz (1987) =46 bars

Tableau -2 : Ifs de type Lw dans les veines minéralisées en barytine

Barytine étudiée	Type IF	RV%	Te	Tfg	Th	% NaCl
8/3.	Lw	10%	-21,6	-0,1	208,3	0,18
6/4.	Lw	10%	-21,5	0	216,2	0
1/1.	Lw	10%	-22,1	-0,1	180,1	0,18
2/2.	Lw	20%	-22,1	0	183,2	0
7/4.	Lw	10%	-22,1	0	183,2	0
8/1.	Lw	15%	-21,8	0	185,3	0
14/2.	Lw	10%	-22,3	-0,3	188,6	0,53
10/2.	Lw	10%	-24,5	0	200,4	0
12/3.	Lw	10%	-22,4	0	201,7	0
13/4.	Lw	10%	-22,6	-0,1	227,6	0,18
1/2.	Lw	12%	-21,1	0	229,3	0
10/3.	Lw	10%	-22,8	0	234,1	0
12/4.	Lw	20%	-23,1	-1,4	244,6	0,34
7/2.	Lw	12%	-21,9	0	245,2	0
13/3.	Lw	15%	-22,2	-0,1	246,3	0,18
16/5.	Lw	15%	-22,1	0	246,3	0
6/3.	Lw	10%	-21,1	-0,1	255,4	0,18
16/4.	Lw	15%	-21,3	-0,3	263,2	0,53
16/6.	Lw	15%	-22,1	0	263,2	0
5/1.	Lw	15%	-22,2	-0,1	285,3	0,18
8/4.	Lw	10%	-22,2	-0,9	286,3	1,6

16/3.	Lw	10%	-24,6	0	296,9	0
7/3.	Lw	10%	-22	0	321,4	0
7/1.	Lw	10%	-21,1	0	329,3	0
6/5.	Lw	10%	-21,5	0	328,9	0
2/1.	Lw	15%	-21,4	-0,2	331,2	0,4
11/1.	Lw	15%	-21,3	0	335,5	0
6/7.	Lw	10%	-22,1	-0,2	347,8	0,4
8/2.	Lw	15%	-21,9	0	347,8	0
11/2.	Lw	10%	-21,5	0	348,7	0
2/3.	Lw	10%	-21,3	0	352,3	0
16/2.	Lw	12%	-24,6	-0,1	355,4	0,2
6/6.	Lw	10%	-22,1	-0,1	359,7	0,2

Les inclusions fluides de type Vw

- Moyenne NaCl=0,18 NaCl
- Moyenne Th= 390,18°C
- Pression moyenne calculée selon Zhang, Y. G. and J. D. Frantz (1987) = 267 bars

Tableau -3 : Ifs de type Vw dans les veines minéralisées en barytine

Barytine étudiée	Type IF	RV%	Te	Tfg	Th	% NaCl
8/5.	Vw	75%	-24,6	-0,2	389,8	0,35
8/6.	Vw	70%	-21,5	-0,3	364,6	0,35
8/7.	Vw	65%	-26,4	-0,4	375,3	0,7
11/3.	Vw	70%	-25,2	0	368,1	0
11/4.	Vw	60%	-24,8	0	425,3	0
12/1.	Vw	70%	-28,3	-0,2	372,3	0,4
12/2.	Vw	65%	-26,4	-0,1	405,6	0,2
14/1.	Vw	80%	-25,3	-0,1	364,8	0,2

Les inclusions fluides de type Vw

- Moyenne NaCl=25,89 NaCl
- Moyenne Th= 362,27°C
- Pression moyenne calculée selon Zhang, Y. G. and J. D. Frantz (1987) = 182 bars

Tableau -4 : Ifs de type Ls dans les veines minéralisées en barytine

Barytine étudiée	Type IF	RV%	Te	Tfg	Tfs	Th
6/1.	Ls	10%	-26,5	-12,6	256,5	392,5
6/2.	Ls	10%	-24,2	-10,5	238,5	368,4
7/5.	Ls	12%	-22,6	-16,2	285,2	412,9
10/5.	Ls	12%	-25,1	-14,4	280,1	345,2
10/6.	Ls	10%	-23,8	-6,2	228,6	336,3
13/1.	Ls	15%	-39,1	-14,5	251,8	328,8
13/2.	Ls	20%	-27,7	-13,6	202,5	329,5
16/1.	Ls	15%	-28,2	-5,6	293,6	358,6
16/7.	Ls	15%	-21,6	-17,3	288,7	388,2

Biographie de l'auteur



Samir SAMAOUI est né en 20/07/1990 à Tinghir. Il a reçu son diplôme de Licence Scientifique et Technique (LST) option Géoscience, en 2013 à la faculté des sciences et technique d'errachidia. Puis, Il a poursuivi ses études au master Géosciences Appliquées aux Ressources Minérales et Energétiques (GARME) à la faculté des sciences semlalia, marrakech, et il a reçu son diplôme en 2015 avec une mention assez bien. Actuellement docteur en géologie, spécialité « Méttalogénie-Géologie structurale » son sujet de thèse de doctorat intitulée "Les minéralisations filoniennes de barytine dans le massif de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) : Métallogénie, contrôle tectonique et implications géodynamiques". Il a effectué une étude multidisciplinaire en géologie appliquée, depuis l'étude de terrain jusqu'au mode de genèse des minéralisations barytiques du massif de l'Ougnat ; en passant par la cartographie géologique, la tectonique, la pétrologie, la minéralogie, la géochimie élémentaire, la géochimie isotopique et les inclusions fluides.

Résumé

Les gisements du massif de l'Ougnat, dans l'Anti-Atlas oriental du Maroc, sont caractérisés par un système de veines contenant de la barytine et des sulfures associés. Les veines sont encaissées dans les granodiorites panafricaines de Melaab, les complexes de l'Édiacarien inférieur et supérieur et les terrains sédimentaires de la couverture paléozoïque. Les veines minéralisées se composent principalement de barytine, de quartz, de calcite et de sulfures mineurs, au nombre de plus de 150 filons. Les structures filoniennes minéralisées se présentent sous la forme de lentilles et de veines sigmoïdales, suivant des fractures de tension en escalier qui sont obliques par rapport aux plans de faille. Les structures filoniennes sont orientées dans une direction NW-SE et NE-SW à E-W, avec un pendage notable. La forme et la géométrie de ces structures suggèrent que la cinématique d'ouverture normale sénestre s'est produite dans un régime fragile ductile le long des failles hôtes. Cela suggère que l'activité tectonique a contrôlé le processus de mise en place de la minéralisation de barytine. La barytine du massif de l'Ougnat présente des compositions isotopiques du soufre allant de +10,8 à +19,5 ‰, ce qui correspond aux valeurs de $\delta^{34}S$ de l'eau de mer du Trias tardif au Jurassique, suggérant qu'une partie du SO_4 dans la barytine provient du sulfate de l'eau de mer. En outre, ces valeurs $\delta^{34}S$ sont bon accord avec celles des barytines hydrothermales. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la barytine varient de 0,710772 à 0,710816, ce qui est intermédiaire entre les compositions isotopiques radiogéniques du strontium d'un gisement hydrothermal et la signature isotopique non radiogénique de l'eau de mer du Trias-Jurassique. Les données des inclusions fluides indiquent que les fluides responsables de la formation du minerai ont été formés par l'ébullition et le mélange de deux fluides ou plus. L'un des fluides de ce système hydrothermal est profond et chaud, avec une température moyenne de 362,27 °C. Ce fluide a lessivé les complexes granodioritiques et volcano-sédimentaires du groupe de Ouarzazate, fournissant la plus grande partie du Ba, du Sr radiogénique et une part du S dissous. Un second fluide est froid et superficiel, avec une température moyenne de 242°C. Des processus génétiques similaires ont été décrits dans les gisements de veines de barytine-fluorite de la ceinture varisque-paléozoïque d'Europe occidentale et centrale. Les veines de barytine du massif de l'Ouagnat de l'Anti-Atlas représentent une minéralisation régionale à grande échelle associée à l'ouverture de l'océan Atlantique central.

Mots clés : Anti-Atlas, massif d'Ougnat, filons de barytine, régime ductile-fragile, inclusions fluides, isotopes de soufre et de strontium.