



ÉCOLE DOCTORALE ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans / Métallurgie, Matériaux Minéraux Industriels et Environnement Miniers

THÈSE EN COTUTELLE INTERNATIONALE présentée par :

Safouane ADMOU

soutenue le : **08 décembre 2018**

pour obtenir le grade de :

**Docteur de l'université d'Orléans
et de l'Université Moulay Ismail**

Discipline : Sciences de l'Univers

Étude structurale et géologique du gisement de sulfures massifs à métaux de base de Hajjar : contribution à l'histoire tectono-métamorphique des Guemassa orientales, Maroc.

THÈSE dirigée par :

**Mr. Luc BARBANSON
Mr. Hassane OUAZZANI**

Maître de conférences, Université d'Orléans
Professeur, Université Moulay Ismail, Meknès, Maroc

RAPPORTEURS :

**Mr. Alain CHAUVET
Mr. Abderrahim ESSAIFI**

Directeur de Recherche CNRS, Géosciences, Montpellier
Professeur, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc

JURY:

**Mr. Mohamed AISSA
Mr. Luc BARBANSON
Mr. Hassane OUAZZANI
Mr. Alain CHAUVET
Mr. Yannick BRANQUET
Mr. Abdelmalek OUADJOU
Mr. Hassan IBOUH**

Professeur, Université Moulay Ismail, (Président du jury)
Maître de conférences, Université d'Orléans
Professeur, Université Moulay Ismail, Meknès, Maroc
Directeur de Recherche CNRS, Géosciences, Montpellier
Maître de conférences, Université d'Orléans
Directeur d'Exploration, Managem, Casablanca
Professeur, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc

**Je dédie ce travail à mes parents et à l'âme de mes
grands-parents**

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mes directeurs de thèse : Badra Lakhli et Ouazzani Hassan de l'université Moulay Ismaïl Meknès et Monsieur Luc Barbanson de l'université d'Orléans qui m'ont proposé ce sujet de thèse et qui ont su m'accorder leur confiance et m'apporter leur expérience. Je leur adresse mes remerciements pour le temps conséquent qu'ils m'ont accordé, leurs qualités pédagogiques et scientifiques, leurs franchises et leurs sympathies. J'ai beaucoup appris à leurs côtés.

Je souhaite aussi exprimer des remerciements particuliers à Monsieur Yannick Branquet un grand tectonicien avec qui j'ai appris la vraie structurale. Mon article n'aurait pas vu le jour si je n'ai pu bénéficier de son aide. Mes sincères remerciements vont également aux professeurs de l'université d'Orléans : Stanislas Sizaret, Julie Machault.

Un grand Merci à mon oncle et mon professeur Admou Hassane pour avoir apporté son avis et son savoir-faire sur la structurale. Merci aussi à Monsieur Elmaz Abdelkader pour son aide et ses remarques concernant les problèmes relatifs au métamorphisme.

J'adresse mes sincères remerciements à M. Lhou MAACHA, « Directeur exécutif Exploration, Managem » d'avoir accepté de m'accueillir au sein de son équipe d'exploration.

Mes remerciements vont également à Messieurs Aomar Ennaciri, Zouhair Mohamed, Ouadjou Abdelmalek.

Un merci spécial pour Monsieur Outhanjite Mohamed « Chef service géologie » à qui j'ai un grand respect, et à mon ami Khalifa abdelali Cadre géologue.

J'exprime ma profonde sympathie aux membres de jury, qui ont accepté de juger mon travail, en y portant une critique objective et constructive

À mes très chers parents à qui je dois ma plus grande reconnaissance et amour. Merci d'être toujours là pour moi.

À ma très chère fiancée Oumaima Daoudi, merci de m'avoir encouragé, aidé et supporté.

À mes très chers frères et sœurs : Meryem, Marouane, Imrane et Nouma. Je n'oublierai jamais votre soutien.

À mes oncles et tantes : Brahim, Mbarka, Zahra, Rahma, Hafida Lahrach, Omar, Mohamed Daoudi, Laarbi Admou, Taarabt, Housseine, Laarbi Hammou allal

À mes belles-sœurs Hanane et Leila, à mon beau-frère Mohamed Attirech et à mes neveux et Nièces : Yacine, Marwa, Wiam, Firdaouss, Safae, Omar, Ikhlasse et Ali.

J'adresse ma reconnaissance à tout le personnel de la compagnie minière de Guemassa (CMG) : Bouirikouten, Abdesslam, Hamid, Izem, Elhoussein, Youssef, Elghazwanie.

À toute la famille Admou, Hammou Allal, Lahrach, et Daoudi.

À mes amis : My rachid, Jaouad, Samir, Pedro, Rachid, Brahim, Zakariya, fatime ezzahra, Mohamed Vall, Ibtissam, Khaoula, Amar, Rabie, Oussama.

RÉSUMÉ

Les gisements de sulfures massifs encaissés dans les massifs hercyniens marocains des Jebilet et Guemassa sont de type (VMS) déformés et métamorphisés. Il manque toutefois une évaluation de la contribution de cette déformation à leur structuration actuelle, et l'éventuel impact de celle-ci sur le plan économique et en termes d'exploration. Par conséquent, cette contribution vise principalement à définir le contexte structural de ces minéralisations, en vue d'en déduire un modèle structural relatif au VMS de Hajjar.

Le VMS de Hajjar, appartenant au domaine des Guemassa (Meseta occidentale). Il est encaissé dans des terrains d'origine volcanosédimentaire composés de pélites, de grès et de lentilles et barres calcaires intrudés par des sills et dykes felsique et basique. Les principaux corps volcaniques correspondent aux dômes rhyolitiques

Le gisement de Hajjar est composé de 3 corps minéralisés : le corps principal (CP), le corps Nord-Est (CNE) et les corps ouest et extrême ouest descendier (CWD, CEWD). Le gisement de Hajjar est affecté par un seul plan XY d'aplatissement subvertical de directions N0 à N45. L'encaissant et les corps sulfurés présentent les mêmes assemblages métamorphiques silicatés, qui présentent soit une texture granoblastique « statique » lorsque la déformation est faible, soit des caractéristiques près à syn-tectoniques lorsque la schistosité est fortement exprimée. La texture, les formes des biotites et d'andalousites ($\pm$ cordiérite suspectée) sont typiques du métamorphisme de contact HT / BP des faciès de cornéennes. L'assemblage syntectonique est composé de quartz + chlorite + micas blancs ($\pm$ calcite), et remplace partiellement les anciennes biotites et andalousites. Les données de surface du bloc N'Fis montrent la présence d'un seul plan XY subvertical orienté N130. Les biotites du métamorphisme de contact sont allongées parallèlement à la schistosité. L'ensemble des données indiquent que le VMS de Hajjar et le bloc N'Fis sont affectés par une seule schistosité qui est synchrone d'un métamorphisme de contact de HT / BP. La virgation importante de la schistosité des affleurements d'Imarine au VMS de Hajjar est dû à une importante zone de cisaillement - transpressive de direction ENE-WSW. Près de la mine Hajjar, une telle zone de cisaillement à l'échelle régionale est reconnue pour la première fois, et constitue une caractéristique structurale-clé du district de Hajjar.

La minéralisation de Hajjar est fortement déformée et métamorphisée. Elle est affectée par le plissement, la schistosité et la mylonitisation dans un contexte cisailant. Les structures minéralisées stratiformes sous forme de rubans riches en pyrrhotite précèdent clairement la déformation et le métamorphisme de contact. D'autres structures minéralisées riches en (Zn, Cu, Pb) présentent un rubanement tectonique issu de la remobilisation par fluide de la minéralisation précoce. Le stade précoce est caractérisé par la précipitation de la pyrrhotite, pyrite, arsénopyrite, sphalérite et la galène, alors que le stade syncinématique constitue l'événement concentrateur majeur caractérisé par la dissolution et la recristallisation de la paragenèse précoce avec un enrichissement en Zn, Cu. Le stade tardif post-cinématique est responsable de la néoformation de sulfures, à savoir la chalcopryrite, la pyrite et quelques traces de sphalérite.

Nous avons mis en évidence un épaississement tectonique dans les zones de charnières. Le métamorphisme pré à syntectonique favorise le comportement ductile et la recristallisation des sulfures (Po, Cpy et Sph). Les veines triangulaires polymétalliques à l'extrémité des lentilles de sulfures massifs sont le témoin d'une remobilisation hydrothermale assistée par un fluide pendant la déformation. L'ensemble de nos études débouche sur la proposition d'un modèle 3D tectonométamorphique pour le VMS des Guemassa et des propositions pour rechercher des extensions de la minéralisation.

Mots clés : Hajjar, amas sulfurés, minéralisation (Pb, Cu et Zn), altération hydrothermale, zone de cisaillement, métamorphisme, contrôle structural.

ABSTRACT

The massive sulphide deposits hosted in the Moroccan Hercynian massifs of Jebilet and Guemassa are Volcanogenic Massive Sulfide (SMV), deformed and metamorphosed. However, an assessment of the contribution of this deformation to their current structure and the eventual impact on the economy and in terms of exploration is missing. Therefore, this contribution aims mainly to define the structural context of these mineralizations, in order to deduce a structural model relating to Hajjar's VMS.

The VMS of Hajjar, belonging to the domain of Guemassa (Western Meseta). It is hosted in volcanosedimentary terrain composed of pelites, sandstones and lentils and limestone bars intruded by felsic and basic sills and dykes. The main volcanic bodies correspond to the rhyolitic plugs.

The Hajjar deposit is composed of 3 mineralized bodies: main body (CP); north-eastern body (CNE); western body (CWD) and extreme western body (CEWD.). The Hajjar deposit is affected by a single XY plane of subvertical flattening of directions N0 to N45. The host rock and sulphide bodies have the same silicate metamorphic assemblages, which exhibit either a "static" granoblastic texture when the strain is low or pre to syn-tectonic features when the foliation is strongly expressed. The texture shapes, and aggregates of the biotite and andalousite ($\pm$ suspected cordierite) are typical of HT/LP "contact" metamorphism in the hornfels facies. The syn-tectonic assemblage is composed of quartz + chlorite + white micas ($\pm$ calcite) and partially replaced the former biotite and andalousite blasts. The data from the N'Fis block show the occurrence of a single sub-vertical XY plane oriented N130. The biotites of contact metamorphism are elongated parallel to the foliation. These data imply that the Hajjar MSD and the N'Fis block are affected by a single foliation which encompasses a HT/LP contact metamorphism. The significant inflexion of foliation from Imarine outcrops to Hajjar VMS is due to major right-lateral ENE-trending transpressive shear zone at Hajjar. Near the Hajjar mine, such a regional shear zone is recognized for the first time, and is a structural key feature of the Hajjar district.

The mineralization of Hajjar is strongly deformed and metamorphosed. It is affected by folding, foliation and mylonitic bands within a regional scale shear zone. Structures such as pyrrhotite-rich ribbons clearly pre-date the deformation and the HT/LP contact metamorphism. The early stage is characterized by the precipitation of pyrrhotite, pyrite, arsenopyrite, sphalerite, and galena, whereas the synkinematic stage constitutes major concentrator event characterized by the dissolution and recrystallization of early paragenesis with enrichment in Zn, Cu. The late post-kinematic stage is responsible for the neoformation of sulphides, namely chalcopyrite, pyrite and some traces of sphalerite.

We have demonstrated a tectonic thickening within the fold hinge zone. pre-syntectonic metamorphism favors ductile behavior and sulfide recrystallization (Po, Cpy, and Sph). The polymetallic veins argue for hydrothermal fluid-assisted remobilization during deformation. All of our studies lead to the proposal of a 3D tectono-metamorphic model for the VMS of Guemassa and proposals to search extensions of the mineralization.

Key words: Hajjar, massive sulphide, mineralization (Pb, Cu, and Zn), hydrothermal alteration, shear zone, metamorphism, and structural control.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	II
RÉSUMÉ.....	III
ABSTRACT	IV
LISTE DES FIGURES	IX
LISTE DES PLANCHES.....	XIV
LISTE DES ABREVIATIONS.....	XV
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1

CHAPITRE I : ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES AMAS SULFURÉS

VOLCANOGÉNIQUES	4
I-1-AMAS SULFURES VOLCANOGENES (VMS).....	5
I-1-1 Classification des amas sulfurés volcanogènes.....	7
I-1-1-1 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la teneur en métaux de base.....	8
I-1-1-2 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la teneur en or.....	8
I-1-1-3 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la lithologie de la roche-hôte.....	8
I-1-2 : Cas des amas de la province sud-ibérique	10
I-1-3 Modèle métallogénique du gisement de Hajjar.....	12
I-2 SPECIFICITES DE LA MINÉRALISATION DANS UN ENVIRONNEMENT MÉTAMORPHIQUE ..	14
I-2-1 Les gisements métamorphiques et métamorphisés.....	14
I-2-2 Gisements métamorphogéniques	16
I-2-3 : Quelques exemples de travaux portant sur l'effet de la déformation et du métamorphisme sur les minéralisations	19

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUES DE L'AMAS SULFURE DE HAJJAR.....21

II-1 SITUATION GEOGRAPHIQUE	22
II-2 CADRE GEOLOGIQUE GÉNÉRAL	24
II-2-1-Zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.....	25
II-2-2 Bassins viséens de la chaîne hercynienne	27
II-2-3-Principaux traits de l'évolution de la chaîne varisque du Maroc.....	28
II-3 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL	31
II-3-1- Lithostratigraphie	33
II-3-2 Magmatisme.....	34
II-3-3- Structuration et métamorphisme.....	37
II-3-4-Métamorphisme	39
II-3-5- Caractéristiques géologiques	40

CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE DES GUEMASSA ORIENTALES.....43

III-1- LITHOSTRATIGRAPHIE	44
III-1-1- Introduction	44
III-1-2- Lithostratigraphie du domaine de N'Fis et NW de Souktana.....	45
III-1-2-1. Bloc Barrage-Amzough et Oukhirbane-Akhliji-Tiferouine	45
III. 1.2.2. Bloc d'Imarine.....	48
III-1-2-3-Partie nord-occidentale du massif de Souktana	53
III-1-2-4- Correlation lithostratigraphiques de Guemassa orientale	55
III-1-3- Lithostratigraphie du secteur minier de Hajjar	55
III-1-3-1- Introduction.....	55
III-1-4- Place du gisement de Hajjar dans la séquençelithostratigraphique de N'Fis	57

CHAPITRE IV : ETUDE TECTONO-METAMORPHIQUE DES GUEMASSA ORIENTALES

.....	58
--------------	-----------

IV-1 ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE DE N'FIS	59
IV-1-1- Introduction	59
IV-1-2- Phase de plissement :(hercynienne majeure)	59
IV-1-2-1- Introduction	59
IV-1-2-2- Géométrie des plis	59
IV-1-2-4- Schistosité	64
IV-1-2-5 : Boudinage	70
IV-1-2-6-Quartz d'exsudation.....	70
IV-1-2-7- Plissement tardif	71
IV-1-2-8- Conclusion	72
IV-1-3-Tectonique cassante	73
IV-1-3-1-Failles	73
IV-1-3-2-Fracturation	79
IV-1-3-3-Fentes :	80
IV-1-3-4-Dykes de lamprophyres basiques tardifs	80
IV-1-3-5- Conclusion	81
IV-2 : ANALYSE STRUCTURALE DU FOND MINIER DU GISEMENT DE HAJJAR	81
V-2-1: DISTRIBUTION ET PRESENTATION STRUCTURALE DES CORPS MINERALISES	82
V-2-1-1- Description structurale par niveau d'exploitation	82
IV-2-1- Description des coupes.....	90
IV-2-2- TECTONIQUE DUCTILE.....	93
V-2-2-1- Plissement	93
V-2-2-2- Schistosité (S1).....	98
V-2-2-3- Cisaillements	99
V-2-2-4- Chevauchements.....	105
V-2-2-5- Boudinage	107
V-2-2-6- Intensité de la déformation	107
V-2-2-7- Conclusion.....	108
IV-2-3- TECTONIQUE CASSANTE	110
IV-2-3-1- Présentation de la tectonique cassante	110
V-2-3-2-Tectonique cassante dans le fond minier.....	110
V-2-3-3-Accidents majeurs.....	110
V-2-3-4-Failles et fracturation	112
V-2-3-5- Effet de la lithologie sur la différence de l'aspect de la fracturation	116
V-2-3-6- Kink bands	116
V-2-3-7- Diaclases	119
V-2-3-8- Conclusion.....	119
IV-3- METAMORPHISME	119
IV-3-1- Métamorphisme régional.....	119
IV-3-1-1- Zonéographie du métamorphisme	119
IV-3-1-2- Relations métamorphisme-déformation	121
IV-3-2- Métamorphisme de contact.....	125
VI-3-3- Conclusion.....	126
IV-4- SUBDIVISION STRUCTURALE DES GUEMASSA ORIENTALES.....	129
IV-4-1- Le compartiment structural sud (CP, CWD, CEWD).....	129
IV-4-2- Le compartiment structural nord (CNE).....	130
IV-4-3 Place du gisement de Hajjar dans le contexte structural.....	131
IV-4-3-1- L'ensemble structural Est.....	131
IV-4-3-2- L'ensemble structural Ouest.....	131
VI-5- Conclusion.....	132
IV-5-1- La déformation majeure synschisteuse.....	132
IV-5-2- La déformation post-schisteuse.....	133
IV-5-2-1- La déformation tardi hercynienne :	133

IV-5-2-2- La déformation atlasique.....	134
CHAPITRES V: ANALYSE DE LA DÉFORMATION DES CORPS MINERALISÉS DE HAJJAR.....	136
V-1- GÉOMÉTRIE ET DÉFORMATION INTERNE DES CORPS MINERALISÉS DE HAJJAR.....	137
V-1-1-Géométrie des corps minéralisés.....	137
V-1-2-Déformation interne des corps minéralisés.....	143
V-2-TRAJECTOIRES ET CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION AUTOURS DES CORPS MINERALISES DE HAJJAR.....	148
V-2-1-Trajectoires de la déformation	148
V-2-1-Cinématique de la déformation dans les corps minéralisés.....	149
V-3- CONCLUSION	150
CHAPITRE VI : GÎTOLOGIE ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE.....	153
VI-1. DESCRIPTION DES CORPS MINERALISES.....	154
VI-1-1- L'amas sulfuré de Hajjar	154
VI-1-1-1- Corps principal (CP).....	154
VI-1-1-2- Corps nord-est (CNE).....	155
VI-1-1-3- Corps ouest et extrême ouest descendier (CWD, CEWD).....	155
VI-1-1-4- Conclusion	155
VI-2- DIFFERENTS TYPE DE LA MINERALISATION.....	155
VI-2-1- Passées minéralisées et relation géométrique avec l'encaissant.....	155
VI-2-2- Relations entre les différents types morphologiques.....	160
VI-3- DESCRIPTION DE LA MINERALISATION STRATIFORME ET LA MINERALISATION SECANTE SUR LA S0	161
VI-3-1- Minéralisation stratiforme à pyrrhotite dominante, située dans les flancs longs des structures plicatives.....	161
VI-3-2- Minéralisation sécante riche en Zn, Cu, Pb à rubanement tectonique, concentrée dans les charnières et les flancs courts des plis.....	166
VI-5- MINERALOGIE.....	170
VI-5-1- Description des principales phases minéralogiques	170
VI-6- Conclusion.....	172
VI-7- ALTERATION HYDROTHERMALE	181
VI-7-1- Types des altérations hydrothermales	181
VI-7-2-Conclusion.....	185
VI-8- ÉVOLUTION DE L'ALTERATION ASSOCIEE A LA DEFORMATION.....	185
CHAPITRES VII : SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS	191
VII-1- MODÈLE STRUCTURAL DU GISEMENT DE HAJJAR	192
VII-1-1- Le gisement de Hajjar et le bloc de N'Fis: une seule schistosité(pas deux)	192
VII-1-2-Le gisement de Hajjar est situé dans un couloir de cisaillement d'échelle régionale.....	193
VII-1-3-Déformation et remobilisation du minerai	195
VII-1-4- Vers un modèle tectono-métamorphique pour les VMS des Jebilet et Guemassa.....	199
VII-2- DISCUSSION SUR LES ZONES RICHES DU GISEMENT DE HAJJAR.....	203
VII-3- SUGGESTIONS POUR LA RECHERCHE DEL'EXTENSIONS DE LA MINÉRALISATION	205
CHAPITRE VIII : CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	208
VIII-1- APPORTS DE CE TRAVAIL.....	209
VIII-2-PERSPECTIVES DE RECHERCHE	210
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	212
ANNEXE.....	226

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Fig. I- 1: Principaux gisements mondiaux de type VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) et SEDEX (Sedimentary Exhalative).....	6
Fig. I- 2: Schéma du dépôt moderne des amas sulfurés de type TAG sur la dorsale médio-atlantique représentant une coupe transversale classique d'un gisement de type (VMS)	7
Fig. I- 3: Différents types d'appareils volcaniques felsiques susceptibles de porter des amas sulfurés de type VMS.	7
Fig. I- 4: Classification des amas sulfurés volcanogènes mondiaux selon la teneur en métaux de base (Galley <i>et al.</i> , 2007)	8
Fig. I- 5: Classification des amas sulfurés volcanogènes basée sur leur contenu relatif en métaux de base (Cu + Zn + Pb) en fonction de leur contenu en métaux précieux (Au, Ag) (Hannington <i>et al.</i> , 1999)	8
Fig. I- 6: Séquences lithologiques en fonction des types de VMS (Piercey, 2011).	9
Fig. I- 7: Carte géologique simplifiée de la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Espagne et Portugal) avec position des gisements les plus importants.....	11
Fig. I- 8: Comparaison des zonation hydrothermales des gisements des Jebilet centrales et des Guemassa, (Ben Aissi, 2008)	13
Fig. I- 9: Formation de la minéralisation dans le contexte du métamorphisme, de la déformation et de l'évolution du bassin (d'après Marshall et Gilligan 1993 ; Marshall et Spry 1998).....	14
Fig. I- 10: Formation de minerai par les processus de métamorphisme prograde.	17
Fig. I- 11: La formation de dépôts de minerai par les processus de métamorphisme rétrograde.	19

CHAPITRE II

Fig. II- 1: Situation géographique du gisement de Hajjar au nord du Maroc (document CMG).	22
Fig. II- 2: Plan de situation géographique du gisement de Hajjar (document CMG).	23
Fig. II- 3: Carte tectonique de l'Afrique du Nord-Ouest montrant la partie nord du craton ouest africain (WAC). (Michard <i>et al.</i> , 2008). SAF : Faille sud atlasique.	24
Fig. II- 4: Carte structural de la chaîne hercynienne du nord du Maroc (d'après Piqué et Michard (1989) et Hoepffner <i>et al.</i> , 2005).	27
Fig. II- 5: La carte des faciès du Viséen supérieur du nord du Maroc (Piqué, 1994).	29
Fig. II- 6: Modèle géodynamique de l'orogène mésétien.....	30
Fig. II- 7: Carte géologique simplifiée du massif des Guemassa et ses limites structurales (Jebilet au nord et le nord du Haut atlas occidentale au sud) (d'après Admou <i>et al.</i> , 2018).	32
Fig. II- 8: Carte géologique simplifiée des affleurements paléozoïques du massif des Guemassa (Soulaïmani, 1991).....	33
Fig. II- 9: Colonne stratigraphique de la partie nord du domaine de Guemassa occidentale à formation rythmée au nord de la faille médiane (Eurly et lagarde 1982).....	35
Fig. II- 10: Colonne stratigraphique de la formation rythmée au sud de la faille médiane (Soulaïmani, 1991).	36
Fig. II- 11: Colonne stratigraphique de la formation à blocs du massif de Guemassa d'après Boummane (1987).	36
Fig. II- 12: Reconstitution paléogéographique du Viséen supérieure de la région des Guemassa (Raqiq, 1997).	38
Fig. II- 13: Carte de répartition de la cristallinité de l'Illite dans le massif de Souktana-Foudrar (les valeurs numériques correspondent aux indices de la cristallinité de l'Illite) (Eddebi, 1989).	40

Fig. II- 14: Bloc diagramme schématique montrant la relation synschisteuse entre le domaine de Guemassa occidentale et le domaine de N'Fis en liaison avec la faille de « Guemassa » et de « Lalla Takerkoust ». (Soulaïmani, 1991).....	42
Fig. II- 15: Carte synthétique montrant les principales anomalies magnétiques caractérisant le domaine de N'Fis (carte interne CMG, d'après Hibti, 2001).....	43

CHAPITRE III

Fig. III- 1: Carte des faciès du domaine de N'Fis et Souktana. FI : Faille d'Imarine ; FT : Faille de Lalla Takerkoust ; FAK : Faille d'Aît Khaled (Admou et <i>al.</i> , 2018).....	44
Fig. III- 2: Colonne lithostratigraphique synthétique du bloc Barrage-Amzough (Raqiq, 1997).....	46
Fig. III- 3: Photos du faciès pélitiques et du chapeau de fer du secteur sud de N'Fis (Tiferouine) (Po : Pyrrhotite ; Mgn : Magnétite).	47
Fig. III- 4: colonne lithostratigraphique synthétique du domaine d'Oukhirbane-Akhliji » (Raqiq, 1997).	48
Fig. III- 5: Colonne lithostratigraphique synthétique du domaine d'Imarine (Raqiq, 1997).....	49
Fig. III- 6: Photos des différents faciès du bloc d'Imarine. A) : Calcaire à bioturbation au sud d'Imarine ; B) Pélites à l'ouest d'Imarine ; C) Grés montrant des stratifications croisées dans le nord d'Imarine ; D) alternance grés et calcaire au nord d'Imarine.	50
Fig. III- 7: Aspect des filons de lamprophyre (A), (B) et du dôme rhyolitique d'Imarine (C).	51
Fig. III- 8: Photomicrographie des corps rhyolitiques situés au NW d'Imarine. Qz : quartz ; PL : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique.	52
Fig. III- 9: Aspect sur le terrain des différents faciès de la partie nord-occidentale de Souktana. A) Grés ; B) Grés avec des niveaux d'oxydes ; C) calcilutite de Souktana ; D) Les rhyolites de Tazrout.	53
Fig. III- 10: Photos microscopiques des rhyolites de Tazrout (NW de Souktana). Oxy : Oxydes ; PL : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique.	54
Fig. III- 11: Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie nord-occidentale de Souktana (Oudjou, 1997).....	54
Fig. III- 12: Log du secteur minier de Hajjar (Hibti, 2001).....	56

CHAPITRE IV

Fig. IV- 1: Croquis montrant l'allure des mégastructures plissées dans le domaine de N'Fis et le massif de Souktana.	61
Fig. IV- 2: Aspect de l'encaissant au contact du dôme rhyolitique d'Imarine.	62
Fig. IV- 3: Aspect des plis à l'approche des dômes rhyolitiques au nord d'Imarine.	63
Fig. IV- 4: Trajectoire de la schistosité S1 dans l'ensemble encaissant-corps Rhyolitique au nord d'Imarine.	64
Fig. IV- 5: Aspect à l'affleurement des plis (A, B, C, D) et slumps centimétriques (E) du secteur d'Imarine ; (F) : section minces (LPA, perpendiculaire à la schistosité) de métapélite avec des rubans de sulfure (Po: pyrrhotite) du bloc N'Fis.	66
Fig. IV- 6: Carte de trajectoire de la schistosité. Les stéréogrammes représentent la projection des plans de la schistosité.	68
Fig. IV- 7: Coupe géologique NE-SW synthétique à travers les affleurements du domaine de N'Fis. 1, 2, 3,4 : Emplacement des coupes dans la Fig. IV- 6.	69
Fig. IV- 8: Structures de boudinage dans le domaine d'Imarine ; A, B) : Boudins de nature calcaire englobés dans des pélites et grés.	70
Fig. IV- 9: Photos montrant le quartz d'exsudation injecté dans le plan de S1 (A) et dans des plans de cisaillement obliques sur S1 (B).	71

Fig. IV- 10: Les structures de crénulation liées à une phase tardive.....	71
Fig. IV- 11: Carte et stéréogrammes des failles majeures et pôle de la fracturation affectant le domaine du N'Fis et Souktana.....	74
Fig. IV- 12: Illustration du rapport entre la schistosité (S1) et les fractures NW.	75
Fig. IV- 13: Aspect des différentes directions de failles.	76
Fig. IV- 14: Photos montrant le système d'ouverture en pull-appart en relation avec les failles NW (FN1) à jeu senestre normal.	76
Fig. IV- 15: Photos illustrant la virgation en dextre de la S1 au contact des accidents NW.	77
Fig. IV- 16: Vue de l'accident de Hajjar (HF), le chapeau de fer est pris en zone de cisaillement N70°	78
Fig. IV- 17: Interférences des familles de Failles FN1 et FN3 et la fracturation tardive.	79
Fig. IV- 18: Vu panoramique des fentes de quartz (N150) qui décalent en dextre d'autres fentes (N50) de faible dimension.	81
Fig. IV- 19: Morphologie (2D) des corps minéralisés du gisement de Hajjar. (Document CMG). 83	
Fig. IV- 20: levés structuraux des niveaux miniers 600m et 580m du corps principal (CP).....	84
Fig. IV-21: Levés structuraux du niveau minier 520m du corps principal (CP), corps ouest descendrière (CWD), et corps nord-est (CNE).	86
Fig. IV- 22: Levés structuraux du niveau minier 460m, du corps principal (CP), et corps NE (CNE) .	87
Fig. IV-23: Levés structuraux du niveau minier 400m, du corps principal (CP), des corps extrême ouest descendrière et du corps nord-est (CNE).	89
Fig. IV-24: Levés structuraux du niveau minier 340m, du corps principal (CP) et corps extrême ouest descendrière (CEWD).	91
Fig. IV-25: A) Coupe structurale E-W au sud du corps principal (CP) niveaux miniers 600m et 580m, localisation de la coupe est dans la figure Fig. V- 8; B) : Coupe interprétative.	92
Fig. IV-26: Levés miniers des plissements synschisteux.	94
Fig. IV-27: Planche photographique des plis synschisteux (vue en coupe)	95
Fig. IV-28: Évolution du style de plissement en fonction des différents niveaux miniers.	96
Fig. IV-29: Illustration schématique de l'évolution structurale le long d'un gradient d'intensité de déformation en direction des couloirs de cisaillements qui se trouvent au cœur du corps principal (CP, 600 m).	97
Fig. IV-30: Aspect microscopique de la schistosité (S1) dans le faciès grés-pélique. (CP, 580m) ...	98
Fig. IV-31: Illustration des flancs longs des structures plicatives à l'extrême Est du corps principal (vue en coupe)	99
Fig. IV-32: Levés miniers montrant la cartographie et la géométrie de la schistosité et des plans de cisaillements.	101
Fig. IV-33: Illustration des cisaillements NNE senestres, dans le CP, 520 m (vue sur toit)(E), et 400 m (vue en coupe) (D), et dans le CEWD, 400m (vue en coupe) (B et C).	102
Fig. IV-34: Illustration des glissements banc sur banc et développement des cisaillements parallèles aux plans de stratification (S0), typiques des flancs longs des structures plicatives (vue en coupe). ...	103
Fig. IV-35: Illustration schématique des cisaillements (simple shear), montrant des ellipses de déformation.	103
Fig. IV-36: Les cisaillements NE-SW à ENE-WSW dextres caractéristiques de la partie nord du gisement.	104
Fig. IV-37: Micrographies illustrant les cisaillements ductiles.	104
Fig. IV-38: Photo et schéma des structures en fleurs dans le corps principal (CP), 580 m. (vue en coupe).....	105
Fig. IV-39: A , B) Aspect des chevauchements d'échelles métriques (vue en coupe); C) Aspect microscopique des chevauchements	106
Fig. IV-40: Schéma interprétatif de l'évolution d'un pli anisopaque à un pli-faille.	106

Fig. IV-41: Les failles associées aux plis (vue en coupe).	107
Fig. IV-42: Boudinage dans l'encaissant grés-pélique (CP, 580m) (vue en coupe). Notez l'imbrication des boudins indiquant ainsi le déversement des structures vers l'est.	108
Fig. IV-43: Champ de déformation régional et les ellipsoïdes de déformation dans différents corps minéralisés et différentes zones structurales du gisement de Hajjar.	109
Fig. IV-44: Levés miniers montrant les failles majeures du gisement de Hajjar.	111
Fig. IV-45: Schéma interprétatif des associations des failles NNE-SSW (FH1a) recoupées par les failles NE-SW (FH1b).	113
Fig. IV-46: Les failles NE-SW (Famille FH1). (À, B, C): vue sur toit. (D, E, F) : (vue en coupe).....	114
Fig. IV-47: Famille des failles (FH3) ((N85 à N120) (vue en coupe).	115
Fig. IV-48: Failles subméridiennes métriques montrant un jeu dextre normal	116
Fig. IV-49: Les failles E-W et N-S (Famille FH 3 et FH4) (vue sur toit).	117
Fig. IV-50: Structures de crénulation en relation avec les mouvements de « chevauchements » (vue en coupe).....	118
Fig. IV-51: Structure de kink-bands en relation avec les décrochements de direction NE à ENE.	118
Fig. IV-52: Microphotographies montrant la schistosité S1 et des porphyroblastes associés dans l'encaissant de Hajjar. (Admou et al., 2018).....	122
Fig. IV- 53: Relation métamorphisme – déformation (Essaifi, 1995 ; modifiée).....	124
Fig. IV-54: Micrographie des biotites associées aux sulfures (A, B, D) et des schistes tachetés (Tm : tâches de métamorphisme de contact (cordiérite suspectée) (C).	125
Fig. IV-55: Micrographies (L.N) des tâches de métamorphisme de contact (probablement des anciennes cordiérites (A, B) et andalousite (C, D) pseudomorphosées en produits micacés et remplacés par les sulfures (Po, Sph).....	126
Fig. IV-56: Carte montrant l'alignement cartographique des granites hercyniens de la Meseta Marocaine sud-occidentale et les zonalités métamorphiques associées.	127
Fig. IV-57: Schéma cartographique de l'évolution métamorphique dans le domaine des Guemassa et des affleurements carbonifères du Haut Atlas de Marrakech (In Raqiq, 1997 ; modifiée).	128
Fig. IV-58: Diminution des corps minéralisés (lenticulation tectonique) en profondeur (aval)	130
Fig. IV-59: À) Carte structurale du domaine du N'FIS et du massif de Souktana, avec projection en surface des corps minéralisés de Hajjar ; B) Zoom sur les corps minéralisés (Fig.VI-9).	132
Fig. IV-60: Zoom sur les corps minéralisés de Hajjar projetés en surface ; CP : Corps principal ; CNE : Corps Nord-est ; CEWD : Corps extrême ouest descenderie.	133
Fig. IV-61 : Schéma illustrant le champ de la déformation tardi-hercynienne.....	134
Fig. IV-62: Schéma illustrant le champ de la déformation atlasique.....	135
Fig. IV-63: A) Carte interprétative de la trajectoire de la schistosité régionale dans le domaine des Guemassa et Souktana- Foudrar.	135

CHAPITRE V

Fig. V- 1: Géométrie du corps principal (CPW : Corps principal ouest ; CPE : Corps principal Est). A) Plans miniers des niveaux (600m-580m-520m-460m). B) Coupe Est – Ouest interprétatif.	138
Fig. V- 2: Géométrie du corps nord-est (CNE) et la partie nord du corps principal (CPN). Niveaux miniers 460m et corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD, CEWD) Niveaux miniers 520m-400m	139
Fig. V- 3: Coupe NW-SE interprétative passant par le corps nord-est (CNE).	140
Fig. V- 4: Géométrie des corps principaux (CPE, CPW, 520m), corps principal nord (CPN, 460m), corps NE (CNE, 460m) et corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD 520m, CEWD, 400m) ..	141
Fig. V- 5: Coupe Est-Ouest interprétative passant par le corps principal (CP), corps ouest (CWD) et extrême ouest descenderie (CEWD).	142
Fig. V- 6: Photos et schéma montrant l'interface corps (CP, 400m) encaissant.....	144

Fig. V- 7: Photos montrant l'interface encaissant-minéralisation. La schistosité (S1) dans l'encaissant est corrélable avec le rubanement minéral dans le minerai massif.	144
Fig. V- 8: Relation géométrique entre les veines de quartz et/ou calcite et les zones de cisaillement.	145
Fig. V- 9: Déformation et textures de sulfures du gisement.	147
Fig. V- 10: Formes et orientations des corps minéralisés de Hajjar par rapport à la schistosité régionale et aux cisaillements N-S et NE-SW.	151

CHAPITRE VI

Fig. VI- 1: Aspect microscopique de la minéralisation disséminée de Hajjar.	157
Fig. VI- 2: Planche photographique de la minéralisation stratiforme litée (A, B, C, D) et microscopique (E, F)	158
Fig. VI- 3: Photos macroscopiques et microscopiques de la minéralisation massive concordante avec la stratification (Cp, 340m).	159
Fig. VI- 4: La minéralisation massive sécante sur la stratification (S0) et à rubanement tectonique.	160
Fig. VI- 5: Relation entre les différents types morphologiques.	161
Fig. VI- 6: Micros photos de la pyrrhotite stratiforme et de la chalcopryrite distribuée selon la S0. Notez l'association chalcopryrite et quartz néoformé (C, D).	162
Fig. VI- 7: Photos et croquis de lame minces A, B) et microscopiques (C-F) de la pyrrhotite concentrée dans la stratification S0.	163
Fig. VI- 8: Planche photographique d'une lentille sulfurée stratiforme avec front de chevauchement (Corps principal Niveau 600m-580m) montrant le rôle de la déformation tangentielle sur la concentration minérale des lentilles stratiformes.	165
Fig. VI- 9: Planche photo macroscopiques et microscopiques montrant la distribution de la minéralisation suivant les plans de déformation (C/S).	166
Fig. VI- 10: Photos macro et microscopiques de la minéralisation à rubanement minéral tectonique (Niveau 400m, CNE)	167
Fig. VI- 11: Le corps extrême ouest descenderie (CEWD), un couloir « d'aplatissement » typique. (Admou et <i>al.</i> , 2018).	168
Fig. VI- 12: Micro photos des lames minces a et b de la figure Fig. VII- 11, montrant la minéralisation du corps extrême ouest descenderie et de son encaissant. (Rbm : rubanement).	169
Fig. VI- 13: Succession paragenétique du gisement de Hajjar	173
Fig. VI- 14: Planche microphotographiques de la minéralisation bréchifiant l'encaissant schistosée et chloritisé.	182
Fig. VI- 15: Photomicrographies de la minéralisation aux épontes d'une veine de quartz (A ; B), et au contact de l'encaissant grésé pélitique (C ; D). Veines de carbonates tardives recoupant la minéralisation massive. (E, F).	184

CHAPITRE VII

Fig. VII-1: Modèle cartographique simplifié et conceptuel de la déformation dans la zone de cisaillement transpressive de Hajjar (voir le texte pour explications) (Admou et <i>al.</i> , 2018).	194
Fig. VII-2: Concentration de la minéralisation à pyrite et chalcopryrite dans les « zones de dissolutions » intra charnière (Saddle Reef).	196
Fig. VII- 3: Illustration microscopique des zones de charnières (Saddle Reef) déformées et minéralisées	198
Fig. VII- 4 : Bloc diagramme des failles majeures affectant le gisement de Hajjar avec projection des différents niveaux miniers.	199

Fig. VII- 5: Modèle tectonométamorphique de la zone de cisaillement de Hajjar (Admou et al., 2018)	202
Fig. VII- 6: Schéma interprétatifs relatant différents types morphologiques des corps minéralisés et leur situation structurale par rapport aux structures plicatives majeures	204
Fig. VII- 7: Projection de la carte structurale du N’Fis (les corps minéralisés de Hajjar inclus par projection en surface) et de Souktana sur l’image satellitaire (<i>google earth</i>).	206
Fig. VII- 8: Zoom sur le gisement de Hajjar et Souktana. Indication en étoile verte de la zone à potentiel économique (éventuelle corps minéralisés	207

LISTE DES PLANCHES

Planche 1: Minéralogie des sulfures de Hajjar	174
Planche 2:Minéralogie des sulfures de Hajjar	175
Planche 3: Minéralogie des sulfures de Hajjar	176
Planche 4: Minéralogie des sulfures de Hajjar	177
Planche 5:Minéralogie des sulfures de Hajjar	178
Planche 6: Minéralogie des sulfures de Hajjar	179
Planche 7: Minéralogie des sulfures de Hajjar	180
Planche 8: Aspect microscopique des exhalites associées à la minéralisation de Hajjar	186
Planche 9: Aspect microscopique des chlorites hydrothermales (biotite chloritisée) syn à post cinématique associée à la minéralisation de Hajjar.	188
Planche 10: Aspect microscopique de la chlorite et la phengite au contact des sulfures.	189
Planche 11: Aspect microscopique de la carbonatation et la silicification	190

LISTE DES ABREVIATIONS

Asp: arsenopyrite

Ca : calcite

Chl: chlorite

Cpy: chalcopyrite

Ga: galène

Po : pyrrhotite

Mgn : magnétite

Mus : muscovite

Py : pyrite

Qz : quartz

Sph : sphalérite

PL : Plagioclase

FK : Feldspath potassique

Oxy : Oxydes

LN : Lumière naturelle

LPA : Lumière polarisée analysée

LR : Lumière réfléchie

Phg : Phengite

And : Andalousite

ARL : Auréole

Sulf : Sulfure

Bt : Biotite

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La plupart des gisements de sulfures massifs volcanogènes (VMS) se forment dans les bassins extensifs pendant les périodes de divergence et convergence des plaques tectoniques (par exemple, Cawood et Hawkesworth, 2015). Par conséquent, dans des contextes de convergences des plaques conduisant par exemple à une collision continentale, de nombreuses VMS ont subi des déformations, des enfouissements et des métamorphismes. Au cours de ces transformations, des corps sulfurés massifs syngénétiques (par exemple des lentilles stratoïdes, des cheminées et des stockwerks) ont été retravaillés et l'assemblage de minéraux contenant des métaux primaires pourrait être remobilisé (par exemple, appauvri ou enrichi). Pour cette raison, la déformation et la (re) mobilisation de la concentration en sulfures primaires est une question fondamentale et économique qui a été reconnue et étudiée depuis longtemps (par exemple, Graf et Skinner, 1970 ; Marshall et Gilligan, 1987 ; Marshall et Spry, 1998 ; Marignac *et al.*, 2003).

Cependant, malgré les progrès récents des méthodes analytiques (ex. EBSD couplée à la chimie) et de la caractérisation des minéraux opaques (Barrie *et al.*, 2007, 2010 ; 2011 ; Reddy et Hough, 2013), il reste difficile aux géologues miniers travaillant sur des " VMS " déformés, de déchiffrer les parties respectives des processus de minéralisation syngénétiques primaires et épigénétiques. En conséquence, les modèles métallogéniques de très grande concentration de métaux de base dans le monde sont encore débattus et équivoques.

Les gisements de sulfures massifs (VMS) du domaine de la Meseta occidentale du Maroc, font actuellement l'objet d'un tel débat génétique. Ce débat est particulièrement vif pour les gisements des Jebilet centrales, tels que Kettara, Draa Sfar, Koudiat Aïcha et Lachach. En effet, de nombreux auteurs considèrent que ces gisements sont des VMS primaires et / ou SEDEX métamorphisés et déformés (Bernard *et al.*, 1988; Hibti, 2001; Belkabir *et al.*, 2008; Marcoux *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2008; Ben Aissi, 2008; Lotfi *et al.*, 2008), alors que d'autres auteurs plaident en faveur d'une origine syn-métamorphique assistée par des fluides lors de la déformation hercynienne majeure (Essaifi, 1995; Essaifi et Hibti, 2008; Essaifi *et al.*, 2015; Lusty *et al.*, 2015; N'diaye *et al.*, 2016). En revanche, le VMS de Hajjar situé dans le massif hercynien de Guemassa, est considéré comme un VMS / SEDEX syngénétique métamorphisé et déformé (Hibti, 1993 ; Zouhry, 1998 ; Hibti, 2001 ; Hibti et Marignac, 2001). Aucune origine épigénétique ni syn-métamorphique n'a été avancée, bien que Hajjar partage de nombreuses caractéristiques géologiques et minéralogiques similaires

(prédominance de la pyrrhotite, par exemple) avec les VMS de Jebilets Centrales situés au nord.

Depuis les travaux pionniers de Hibti (1993) sur le gisement VMS de d'Hajjar, très peu d'études portant sur les contrôles structuraux de ce gisement ont été réalisées et publiées dans la littérature internationale. Cependant, à grande échelle, de nombreux travaux, des données thermiques et géochronologiques traitant l'évolution tectono-magmatique du segment ouest de la meseta hercynienne ont été publiés (par exemple, la récente thèse de doctorat de Delchini, 2018 ; Delchini et *al.*, 2015 ; 2016). Par conséquent, en profitant des nouvelles données, nous nous sommes engagés à compléter l'ensemble de données structurales de Hajjar et de réévaluer le contexte et les contrôles structuraux, une condition préalable pour discuter d'un débat syngénétique ou synmétamorphique si nécessaire. Notre approche consiste à effectuer une cartographie structurale à chaque niveau d'exploitation du fond minier de Hajar pour obtenir une vue 3D du modèle de déformation. Ce modèle comparé aux données structurales des affleurements de surface du massif de Guemassa, permettra de proposer des métallotectes guidant la prospection et l'exploration d'autres corps minéralisés.

Afin d'aboutir aux objectifs suscités, plusieurs méthodes ont été utilisées sur le terrain et au laboratoire

a) travaux de terrain :

Ils ont consisté en :

- des levés cartographiques et des coupes au niveau des affleurements de N'Fis et Souktana et dans les galeries souterraines de la mine de Hajjar.
- description des sondages carottés.
- un échantillonnage de la minéralisation et de son encaissant.
- des mesures des structures tectoniques souples et cassantes.

b) Au laboratoire :

- une étude pétrographique des différents facies en microscope optique
- une étude métallographique des phases sulfurées
- une étude microstructurale des différentes structures et microstructures tectoniques (souple et cassante)

Le mémoire est constitué de 8 chapitres. Après une introduction générale, nous avons dressé l'état des connaissances sur les amas sulfurés et les spécificités de la minéralisation dans un environnement métamorphique. Puis, à partir des travaux antérieurs, le gisement de Hajjar sera replacé dans son contexte géologique régional et local. Des études de détails

portant sur la lithostratigraphie, la structuration et le métamorphisme du secteur d'étude seront menées dans les chapitres 3 et 4.

En comparant les données structurales de surface (bloc de N'Fis) et le fond minier de Hajjar, le gisement de Hajjar sera replacé dans son contexte structurale régional.

L'étude de la minéralisation et l'altération hydrothermale associées, seront détaillées dans le chapitre 6. L'analyse de la déformation effectuée dans le fond minier de Hajjar confrontée à l'étude de la minéralisation, sera utile pour caractériser le rôle et l'impact de la déformation sur la concentration minérale de Hajjar.

En définitif, une synthèse et discussion des principaux résultats obtenus, avec des propositions pour poursuivre l'étude seront étayées et présentées dans les chapitres 7 et 8.

**CHAPITRE I : ÉTAT DES CONNAISSANCES
SUR LES AMAS SULFURÉS
VOLCANOGÉNIQUES**

I-1-AMAS SULFURES VOLCANOGENES (VMS)

Les sulfures massifs volcanogènes (SMV) (*Volcanogenic Massive Sulfide (VMS)*) sont mis en place par accumulation de minéraux sulfurés en général stratiformes par voies hydrothermales en interaction avec l'eau de mer (Oftedahl, 1958 ; Franklin, 1981 ; Barrie et Hannington, 1997, Beaudoin, 2006). Ils sont riches en métaux tels que Fe et Mn, mais aussi Cu, Zn, Pb, plus rarement Au et Ag, essentiellement sous forme de sulfures de ces métaux : pyrrhotite et pyrite (sulfures de fer), chalcoppyrite (Cu), galène (Pb), sphalérite (Zn). L'importance de ces minéralisations sur le plan économique est considérable (Fig. I- 1)

Les premiers critères de classification prenaient en compte la lithologie de la roche-hôte (Sangster et Scott, 1976), le contenu métal (Hutchinson, 1973 ; Solomon, 1976 ; Franklin *et al.*, 1981 ; Large, 1992), le contexte tectonique (Sawkins, 1976 ; Hutchinson, 1983), ou encore la structure de la roche-hôte (Barrie et Hannington (1997).

Les amas sulfurés sont constitués de 3 composantes principales : 1) une masse sulfurée stratiforme (Fig. I- 2) constituant le corps du minerai ; 2) Un stockwerk (Fig. I- 2) sur lequel repose le corps stratiforme. Le stockwerk se présente sous la forme d'un réseau très densifié de veinules sulfurées constituant le chemin d'accès des fluides hydrothermaux ; 3) Une « racine » épigénétique (Fig. I- 2) sécante sur le fond du bassin. Il existe des amas proximaux, associés à des dômes émergents ou sub-émergents, qui peuvent passer à des gisements épithermaux, jusqu'à des cryptodômes mis en place à plus grande profondeur (Jebrak et Marcoux, 2008) (Fig. I- 3).

CHAPITRE I : ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES AMAS SULFURÉS VOLCANOGÉNIQUES

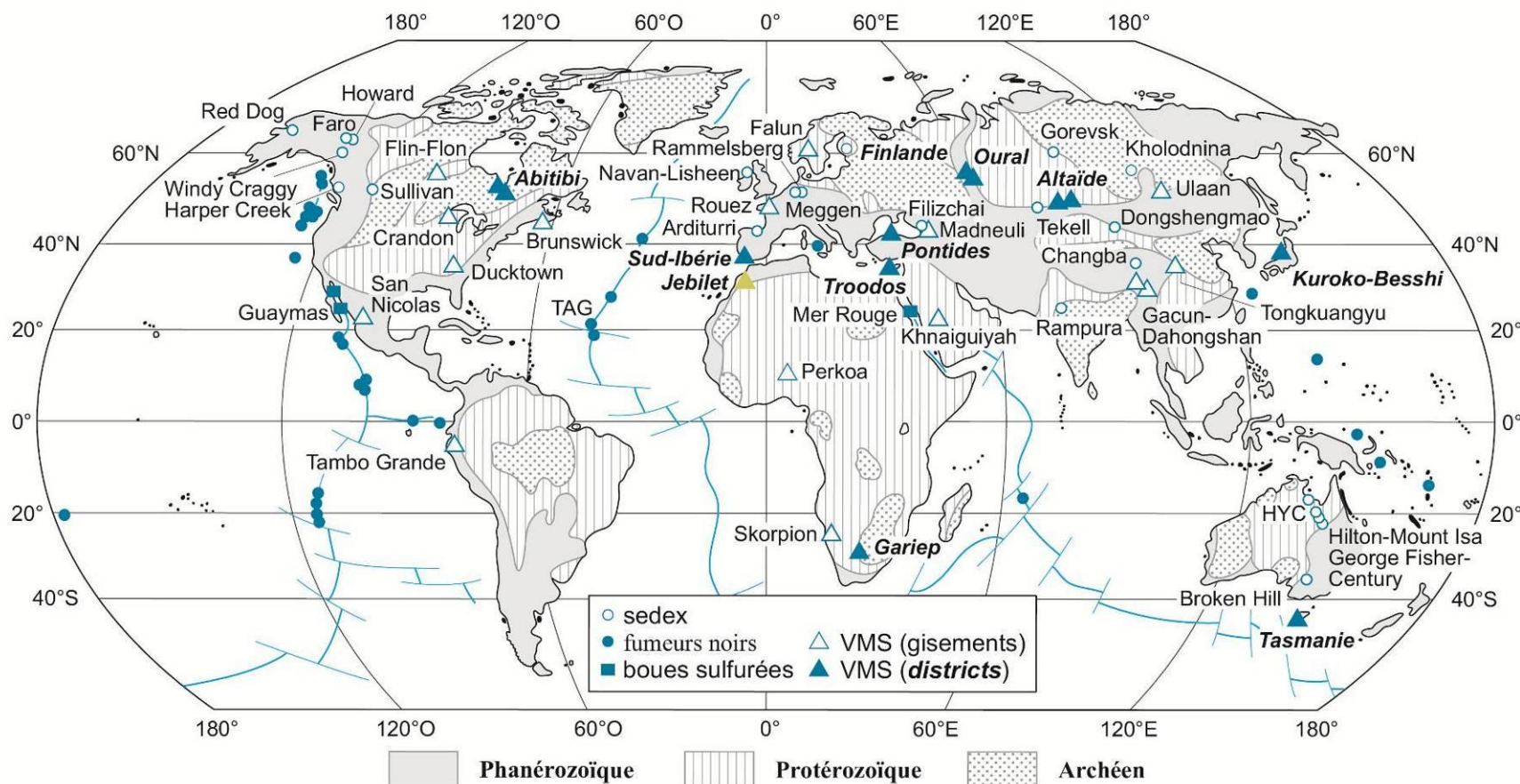


Fig. I- 1: Principaux gisements mondiaux de type VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) et SEDEX (Sedimentary Exhalative).

Les VMS actuels que sont les fumeurs des zones de rifts ont également été reportées. Les boues métallifères de la mer Rouge, sulfurées en profondeur et oxydées en surface, sont considérées selon les auteurs comme un équivalent actuel des SEDEX ou des fers-oxydes (IOGC). (Jébrak et Marcoux, 2008)

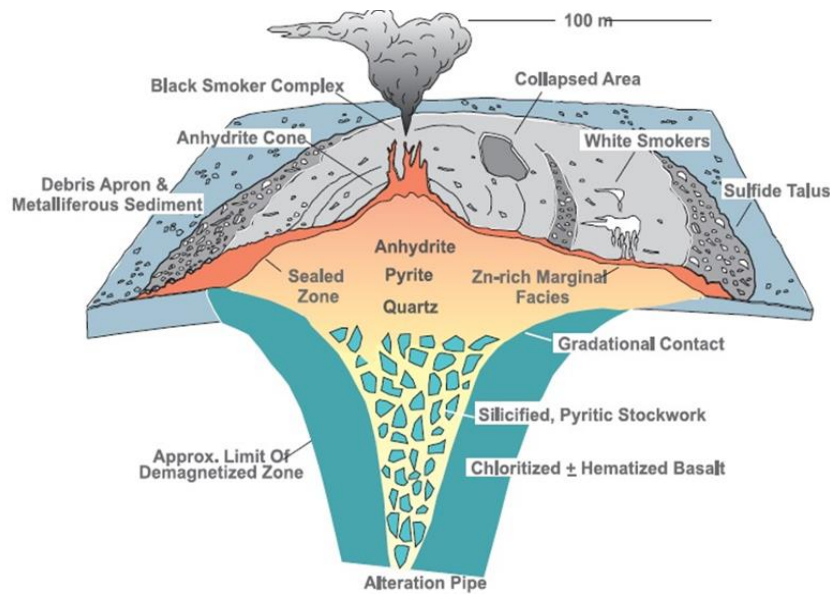


Fig. I- 2: Schéma du dépôt moderne des amas sulfurés de type TAG sur la dorsale médio-atlantique représentant une coupe transversale classique d'un gisement de type (VMS) Avec une lentille de sulfures semi-massifs à massifs concordante reposant sur un système de veines constituant un stockwerk discordant associé à un halo d'altération. ». D'après Hannington et al., 1996.

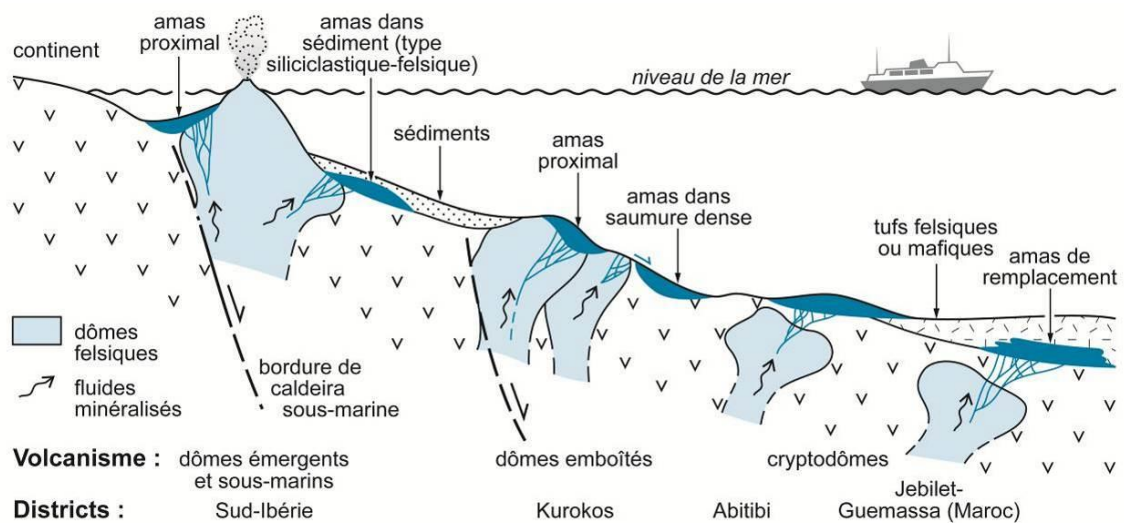


Fig. I- 3: Différents types d'appareils volcaniques felsiques susceptibles de porter des amas sulfurés de type VMS.

Les amas peuvent se développer sur le fond marin, ou sous le fond marin par remplacement de roches volcaniques ou sédimentaires (d'après Routhier, 1980 ; Tornos, 2006 ; in Jébrak et Marcoux, 2008).

I-1-1 Classification des amas sulfurés volcanogènes

Les VMS sont divisées selon la teneur en métaux de base, la teneur en or et la lithologie de la roche-hôte.

I-1-1-1 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la teneur en métaux de base

Les VMS sont divisées en 3 groupes en fonction de leur contenu en : Cu-Zn, Zn-Cu, et Zn-Pb-Cu (Fig. I- 4)(Franklin *et al.*, 1981) ; Large1992 et Franklin 1996).

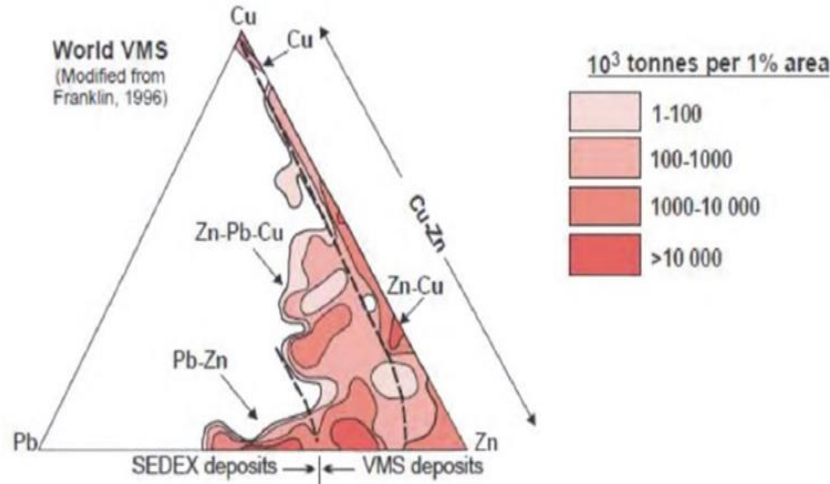


Fig. I- 4: Classification des amas sulfurés volcanogènes mondiaux selon la teneur en métaux de base (Galley *et al.*, 2007)

I-1-1-2 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la teneur en or

Cette classification consiste à différencier entre les VMS normaux et les VMS riches en Or (Poulsen et Hannington, 1995) (Fig. I- 5).

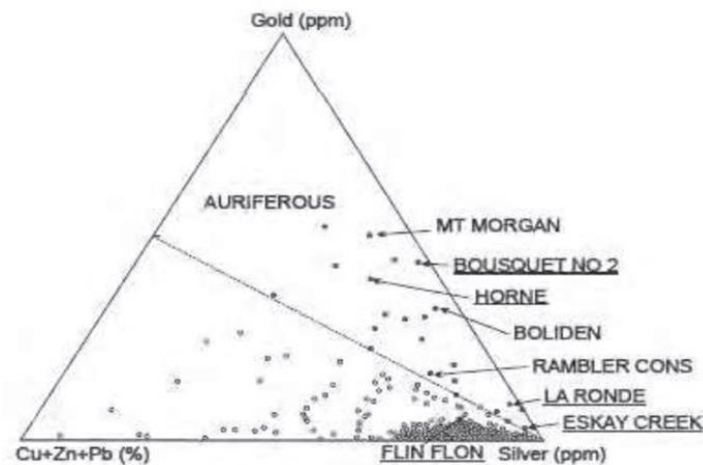


Fig. I- 5: Classification des amas sulfurés volcanogènes basée sur leur contenu relatif en métaux de base (Cu + Zn + Pb) en fonction de leur contenu en métaux précieux (Au, Ag) (Hannington *et al.*, 1999)

I-1-1-3 Classification des amas sulfurés volcanogènes selon la lithologie de la roche-hôte

Elle est basée sur l'agencement des lithologies de l'encaissant qui est caractéristique d'un événement de temps stratigraphique (Franklin *et al.*, 2005) et/ou du contexte

géodynamique. Elle a été suggérée par Barrie et Hannington (1999), puis modifiée par Franklin *et al.*, (2005) (in Machault, 2012)(Fig. I- 6).

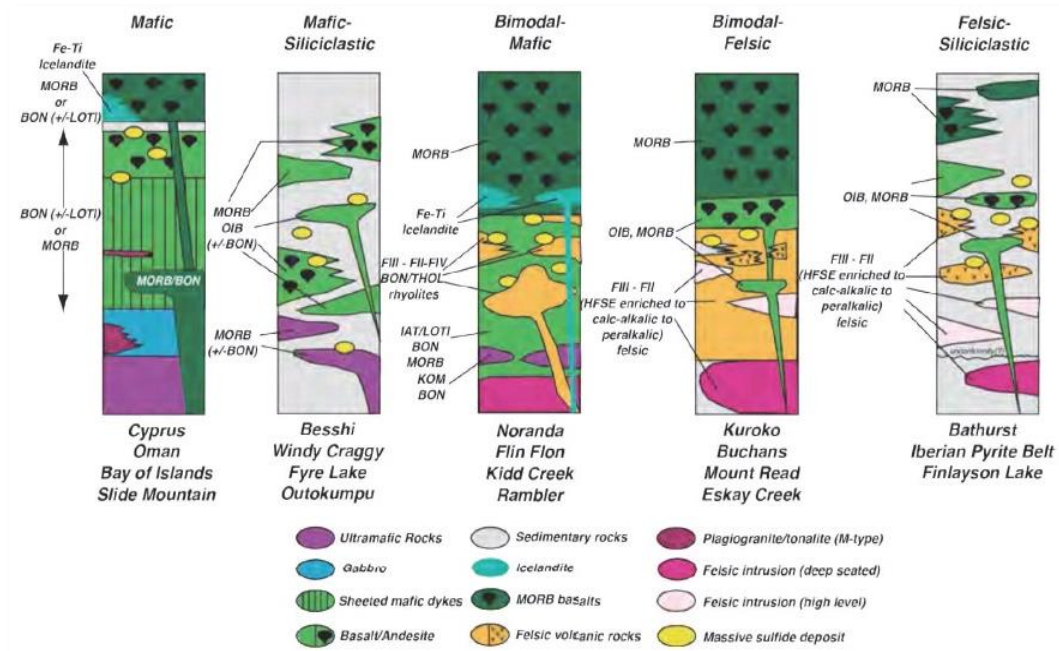


Fig. I- 6: Séquences lithologiques en fonction des types de VMS (Piercey, 2011).

OIB (basaltes d'îles océaniques), MORB (basaltes des rides médio-océaniques), BON (boninite), LOTI (tholéiites faible en Ti), THOL (tholeiite), IAT (tholéites d'arc insulaire), KOM (komatiites), HFSE (métaux de transition), FII (Fe²⁺ : fer ferreux), FIII (Fe³⁺ : fer ferrique).

Le type mafique

Reconnu presque exclusivement au Phanérozoïque, (Jebrak et Marcoux, 2008). Il est défini par la prépondérance des roches basiques (75 %) et la rareté, voire l'absence des roches felsiques dans la succession lithostratigraphiques. Ce type est caractérisé par des séquences ophiolitiques avec moins de 10% de sédiments

Le type bimodal mafique

Ce type de VMS est caractérisé par une forte teneur en Cu et par des coulées et moins de 25% de roches felsiques dans un contexte d'arc volcanique ou de rift volcanique. Ce sont des gisements de type Noranda au Québec (Gibson et Watkinson, 1990).

Le type mafique silico-clastique

Caractéristique du Mésoprotérozoïque et du Néoprotérozoïque. Le type mafique silico-clastique est mis en place dans les rifts de marges continentales, les bassins d'arrière-arc et les rifts intracontinentaux (Slack, 1993). Il contient des basaltes et pélites.

Le type bimodal felsique

Ce type est caractérisé par 35 à 70% de roches volcanoclastiques felsiques associés à des dômes felsiques. Il est abondant dans le Phanérozoïque dans des roches principalement calcoalcalines.

Le type silico-clastique felsique

Caractérisé par des roches volcanoclastique felsiques et des sédiments dérivés de l'érosion continentale. Ils se trouvent dans les arrières-arcs océan-continent, ou en position intra-arc comme les grands amas pyriteux en contexte continental de la province sud-ibérique (Rio Tinto, Neves Corvo, Tharsis) (Jebrak et Marcoux, 2008).

I-1-2 : Cas des amas de la province sud-ibérique

Localisés au sud de la péninsule sud-ibérique (**Fig. I- 7**), les gisements de la ceinture sud ibériques sont datés de 356 et 350 Ma Famennien-Tournaisien (Tucker-Barrie *et al.*, 2002). L'origine de ces amas sulfurés est liée au volcanisme bimodal sous-marin qui est accompagné d'un hydrothermalisme. Trois environnements de dépôts des amas ont été distingués. Ces environnements dessinent, à l'échelle du district, une zonalité :

- Un domaine nord volcanique, avec des dômes felsiques, des sills et des sédiments volcanoclastiques(San Telmo, San Miguel...).

- Un domaine intermédiaire, avec exhalaisons hydrothermales sur le fond océanique associées à un volcanisme felsique, et probablement des remplacements mineurs sous le fond marin (Rio Tinto, La Zarza.).

- Un domaine sud à forte composante sédimentaire, où les sulfures apparaissent sous forme de grands dépôts exhalatifs, (Tharsis, Sotiel-Migollas, Valverde.).

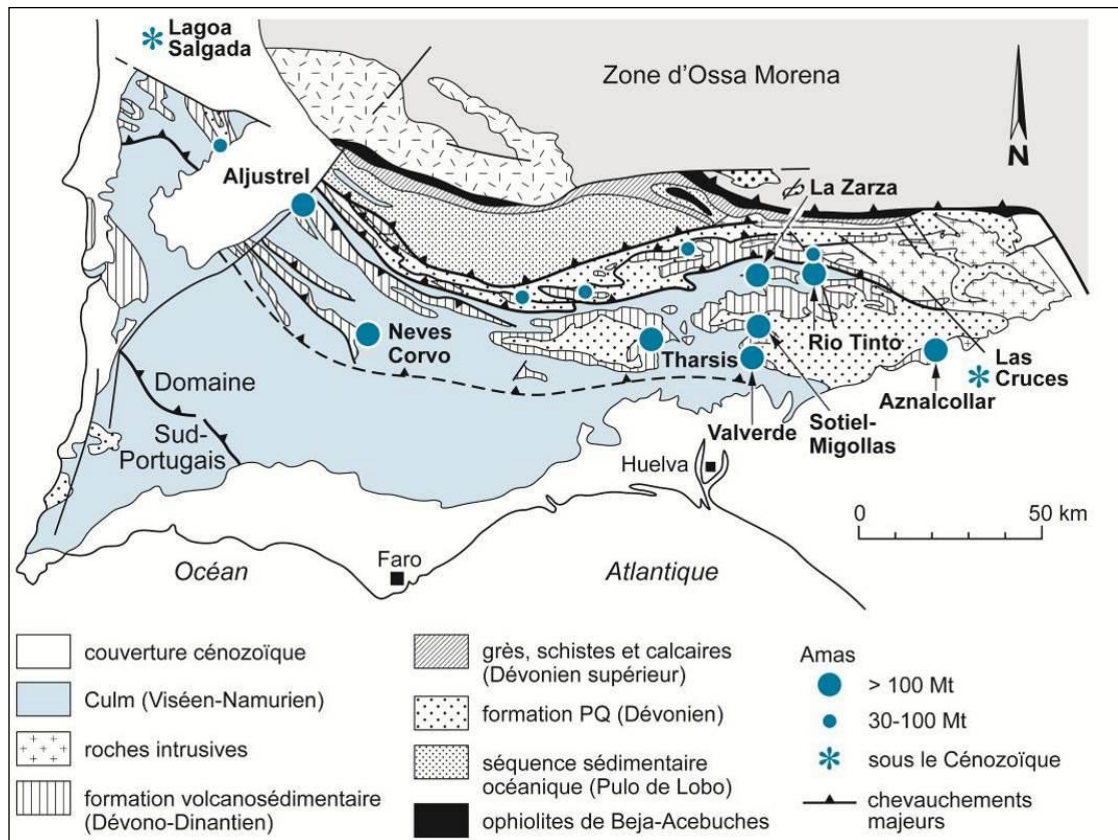


Fig. I- 7: Carte géologique simplifiée de la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Espagne et Portugal) avec position des gisements les plus importants.

Les amas sont tous associés aux rhyolites du groupe volcanosédimentaire dévono-dinantien.

Les travaux d'exploration géophysique menés ces vingt dernières années ont permis de découvrir des amas cachés sous la couverture cénozoïque comme Las Cruces (16 Mt à 6,62 % Cu) et Lagoa Salgada (tonnage non publié) (Jébrak et Marcoux, 2008).

La signature isotopique du Plomb suggère une origine magmatique des métaux (Marcoux, 1998). Les amas de la ceinture sud-ibérique se mettent en place en position intra-arc dans un arc émergent, en bordure d'un continent (Onezime *et al.* 2003). Tornos (2006). Ces amas sont interprétés comme un type intermédiaire entre les dépôts de type amas sulfuré volcanogènes et SEDEX (Saez *et al.* 1999).

I-1-3 Modèle métallogénique du gisement de Hajjar

Les travaux de Haimeur, 1988, considèrent le gîte de Hajjar comme un gisement **exhalatif sédimentaire**. Il correspond à l'aboutissement d'un cycle éruptif acide. Le magmatisme correspondant serait lié à une fusion anatectique de la croûte sialique. Les anomalies thermiques associées auraient déclenché des circulations de fluides chauds selon un système comparable à ceux des gisements de type **Kuruko** (Japan) ou de la province sud-ibérique.

Hibti (1993,2001) interprète le gisement de Hajjar comme d'anciens amas exhalatifs, ayant précipité précocement dans le bassin mésétien et qui ont été déformés et métamorphisés durant l'orogénèse hercynienne, il présente alors selon lui des caractéristiques intermédiaires entre les classes **Sedex** et **VMS** semblables aux amas sud-ibériques (Saez *et al.*,1999).

Un tableau de comparaison entre les zonations hydrothermales associées aux amas sulfurés des Jebilet centrales et des Guemassa a été établie par (Ben Aissi, 2008) et a permis de dégager plusieurs caractères communs.

Les zonations hydrothermales et l'évolution des compositions chimiques des minéraux d'altération hydrothermale (chlorite, talc, quartz et sulfures) sont similaires à Draa Sfar, Koudiat Aïcha, Hajjar, Kettara et Ben Slimane. Dans tous les gisements de la province de Jebilet-Guemassa, le pourcentage de chlorite montre une augmentation progressive depuis la partie distale jusqu'à atteindre le maximum au contact immédiat de la minéralisation

	Draa Sfar	Koudiat Aïcha	Hajjar (Hibti, 2001)	Kettara
Contexte Géologique	Encaissant sédimentaire Volcanosédimentaire Volcanisme acide (proximal par rapport au minéral)	Encaissant sédimentaire Volcanisme basique (proximal)	Encaissant sédimentaire volcan sédimentaire Volcanisme acide (proximal)	Encaissant sédimentaire Volcanisme basique (distal)
Morphologie des zones d'altération	concordantes		Concordantes et discordantes (stockwerk)	Concordantes ?
Zone externe (mur)	Quartz et séricite Albite et chlorite	Quartz, séricite et carbonates (abondants dans les formations sédimentaires) Séricite, trémolite, actinote carbonates et chlorites (dans les gabbros)	Séricite, quartz et chlorite	Séricite, quartz et chlorite
Zone centoproximale (mur)	Chlorite, silice, séricite, albite, sulfures et rarement épidote, zircon et leucoxène	chlorite, actinote, trémolite, l'épidote, sulfure, carbonates, parfois du leucoxène, du sphène et du talc	Chlorite, quartz, biotite, séricite et sulfures	-
Contact des minéralisations	Chlorite, quartz, carbonate, sulfures et talc, parfois séricite et épidote	Chlorite (plus 90 %), quartz, actinote, trémolite, épidote, talc parfois séricite, et biotite	Chlorite et/ou grenat, avec quartz, talc, sulfures, biotite et sulfures	Chlorite et quartz
Toit du minéral sulfuré	Séricite, quartz, parfois chlorite, sulfures et carbonates	Séricite, quartz, carbonates avec chlorite, sulfures et biotite	Séricite, quartz, carbonates chlorite et sulfures	Séricite, quartz, chlorite, carbonates et sulfures

Fig. I- 8: Comparaison des zonation hydrothermales des gisements des Jebilets centrales et des Guemassa, (Ben Aissi, 2008)

I-2 SPECIFICITES DE LA MINÉRALISATION DANS UN ENVIRONNEMENT MÉTAMORPHIQUE

Cette synthèse bibliographique a été établie principalement à partir des travaux de Pohl, (2011).

Les dépôts de minerais dans les terrains métamorphisés peuvent avoir été formés avant, pendant ou après les processus métamorphiques. Marshall et Gilligan (1993) et Marshall et Spry (1998)(Fig. I- 9).

On peut distinguer deux groupes : le groupe des gisements métamorphisés et métamorphiques et le groupe des gisements métamorphogéniques

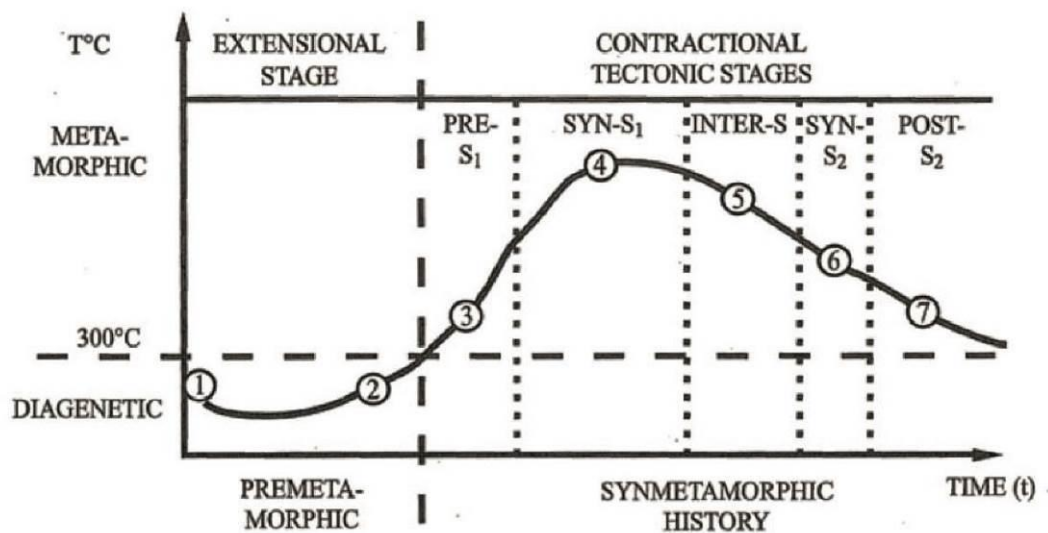


Fig. I- 9: Formation de la minéralisation dans le contexte du métamorphisme, de la déformation et de l'évolution du bassin (d'après Marshall et Gilligan 1993 ; Marshall et Spry 1998)

I-2-1 Les gisements métamorphiques et métamorphisés

Il s'agit de minerais métamorphisés, « rééquilibrage métamorphique » issus par recristallisation du matériel préexistant qui éventuellement ne présentait aucun intérêt économique dans son état d'origine. Cette classe peut être appelée « Gisements métamorphiques » (Pohl 1992). Le métamorphisme régional et de contact sont les types les plus communs à ce type de gisements (Bucher & Frey 2002).

Gisements métamorphisés correspondent à des concentrations minérales formées avant le métamorphisme et n'ayant pas subi une transformation chimique ou minéralogique

essentielle (Pohl, 1992). Ces gîtes sont formés antérieurement au métamorphisme et à la déformation et montrent des spécificités d'un minerai remobilisé (Marshall et Spry, 1998).

Le minerai lié au métamorphisme de contact est exposé à des températures élevées (avec un maximum de 750 C°). Ceci affecte la minéralogie et la chimie des minéraux (par exemple en chassant de l'eau et d'autres volatils). Les changements texturaux sont limités à une augmentation générale de la taille des grains. Le minerai monominéral recristallisé produisant des textures de recuit « foam » (Stanton 1972), caractérisées par des limites de grains en jonctions triples (angles de 120°). La Libération du soufre (par exemple à partir de la pyrite, peut induire la formation de pyrrhotite métamorphique ou même de magnétite. Parce que la pyrrhotite (comme la plupart des minéraux sulfurés) a un caractère non réfractaire, le refroidissement rétrograde amène toujours l'équilibre à des températures plus basses (Vokes 2000).

Le minerai métamorphisé (métamorphisme régional) : Le métamorphisme régional affecte les minéraux sous forme de rééquilibrage pour former de nouvelles associations minéralogiques à des températures et pressions élevées. Les volatils (eau, etc.) sont partiellement (ou complètement à des niveaux métamorphiques très élevés) retirés du système. L'encaissant métamorphique montre une augmentation de la taille des grains qui s'orientent préférentiellement suivant la schistosité. Ces roches métamorphiques présentent des styles de déformation typique, comme plissement, amincissement des flancs et épaissement dans les charnières de plis et des têtes de plis démembrées.

Le minerai de sulfures métamorphisés réagit avec la déformation de la même manière que l'encaissant métamorphisé. En général, les sulfures tendent à être plus ductiles que la plupart des roches encaissantes, de sorte que la charnière de pli s'épaississe et les flancs s'amincissent. Lorsque les couches de sulfures sont encaissées dans des roches ductiles, comme les schistes noirs ou migmatites, ils peuvent présenter une réponse fragile, s'exprimant par exemple sous forme de « boudinage ». Les relations spatiales originales entre le minerai et les zones d'altérations qui lui sont associées, sont souvent perturbées et ne peuvent pas être reconstruites.

L'augmentation de la taille des grains induite par le métamorphisme est importante du point de vue économique puisque cette augmentation facilite l'obtention de la maille de libération et que donc les opérations de broyage seront énergétiquement moins coûteuses.

Sous l'action des contraintes, les sulfures peuvent être orientés de sorte que le minerai montre des textures foliées. Dans de nombreux cas, cela est dû à la pression de la solution

selon le principe de Riecke. La présence de fluides favorise la recrystallisation, et aussi la mobilisation locale des sulfures, entraînant la formation de veinules ou veines minéralisées.

Contrairement à la plupart des minéraux silicatés, les sulfures sont stables dans le domaine P-T du métamorphisme. Par contre, la recrystallisation métamorphique provoque la mobilisation d'oligo-éléments ou la néoformation de phases minérales (Craig & Vokes 1992).

Le métamorphisme régional peut causer une perte de soufre et la formation de la pyrrhotine ou de la magnétite de pyrite (« Désulfuration ») selon les valeurs de la fugacité d'oxygène. Le soufre est extrait par dissolution dans des fluides de déshydratation prograde, ces fluides peuvent mobiliser des métaux tels que l'or et l'argent, qui étaient auparavant hébergés dans les pyrites/arsénopyrite précoces.

Rarement, la fusion des sulfures métamorphiques peut être le moyen de la migration des métaux. Leurs concentrations correspondent à un processus chimique.

Les observations rapportées ci-dessus soulignent le passage de minerai métamorphisé (*in situ*) en minerai métamorphogénique (les métaux sont dissous, transportés et recrystallisés)

I-2-2 Gisements métamorphogéniques

La formation des gîtes minéraux métamorphogéniques est une conséquence directe du métamorphisme régional. Une partie ou la totalité des minéraux qui constitue le gisement est nouvellement introduite et concentrée sur le site de dépôt par des fluides qui ont réagi avec l'encaissant ayant subi le métamorphisme.

Les dépôts de minerai « métamorphisé » et « métamorphogénique » doivent être distingués (Pohl 1992, Spry *et al.*, 2000a).

Les cisaillements ductiles sont parmi les clés de l'écoulement des fluides métamorphiques et la formation d'éventuel minerai métamorphogénique (Pohl 1992). Le système de fluides qui produit un dépôt minéral important est ouvert, contrairement au système fermé de la sécrétion latérale.

Deux modes de formation des gisements métamorphogéniques sont distingués :

Le modèle de dévolatilisation prograde des dépôts minéralisés métamorphogéniques

Normalement, les fluides métamorphiques sont expulsés sous la forme d'un large flux diffus vers les régions de plus basse pression (Hanson 1997, Jamveit & Yardley 1997). Les grandes structures tectoniques régionales (zones de cisaillement, failles d'extension et chevauchements) concentrent le flux diffus, car ils peuvent être des canaux de plus haut niveau de perméabilité (Fig. I- 10)

La perméabilité de la croûte ductile inférieure (10-15km de la surface, selon le gradient géothermique), subissant un métamorphisme prograde présente une perméabilité très faible avec une vitesse de seulement 0,25 m/an (Beaudoin & Therrien 1999) et le régime de pression est lithostatique.

Dans la croûte supérieure fragile, la perméabilité est beaucoup plus importante. La vitesse dans les failles atteint 100-1000 m/an. Lorsque les fluides ascendants entrent dans ce régime, la pression est libérée et s'approche de la pression hydrostatique. L'eau descendante (par exemple météorique) peut pénétrer jusqu'à la limite fragile/ductile (Ingebritsen & Manning 1999). En raison de ces conditions particulières, **la transition fragile/ductile est une localisation très fréquente de la formation de gisements métamorphogéniques.**

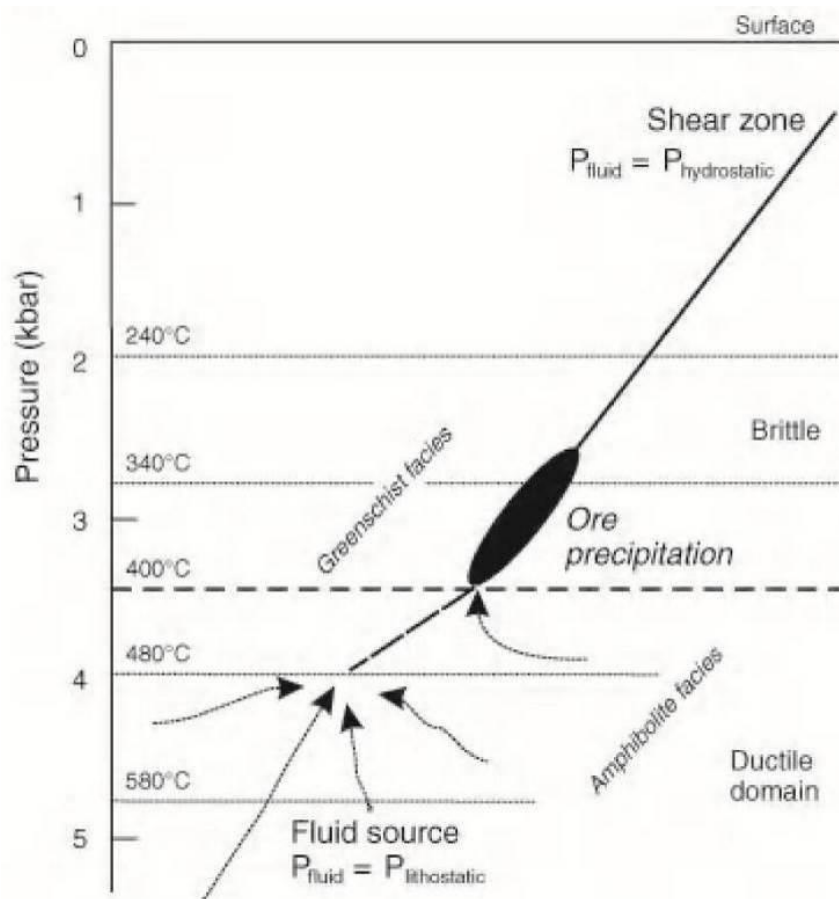


Fig. I- 10: Formation de minerais par les processus de métamorphisme prograde. La zone de cisaillement draine les fluides métamorphiques. Son étendue verticale à l'échelle crustale facilite le transfert des fluides du domaine de pression lithostatique au domaine de pression hydrostatique. La formation de minerais est une conséquence des pièges chimiques ou physiques. Le système est ouvert, le flux de masse est unidirectionnel (Pohl, 1992)

Le modèle de lixiviation rétrograde des dépôts minéralisés métamorphogéniques

Les observations faites par exemple sur le contrôle structural des corps minéralisés indiquent que la formation du minerai a eu lieu longtemps après le pic du métamorphisme régional (ou même totalement déconnectée du métamorphisme régional). Les études pétrographiques montrent que le refroidissement et le soulèvement des complexes métamorphiques sont accompagnés de réactions exothermiques rétrogrades de roches avec des fluides infiltrés (principalement l'hydratation ; Haack & Zimmermann 1996, Yardley *et al.* 2000). Généralement, ces fluides proviennent d'un réservoir proche de la surface (par exemple eaux météoriques ou marines). L'eau descend le long des conduits structuraux au contact des roches, formant des minéraux hydratés. Dans la zone de réaction, les roches et l'eau excédentaire sont chauffées et les roches subissent un métamorphisme rétrograde. Les fluides chauffés sont chargés de matières dissoutes. Des cellules de convection hydrothermales sont établies avec des fluides chauds de faible densité qui retournent en surface le long des canaux d'écoulement ascendant. La précipitation de la matière dissoute des fluides peut former des gisements métamorphogéniques de type rétrograde (Pohl 1992) (Fig. I- 11).

Les cellules de convection peuvent atteindre la limite fragile/ductile, où les eaux descendantes se mélangent à des fluides progrades métamorphiques plus profonds, comme le montrent Templeton *et al.*, (1997) dans les Alpes de la Nouvelle-Zélande.

La formation de dépôts de minerai est plus probable, lorsque des grandes quantités de fluide stocké s'écoulent dans un temps géologiquement court. Cela peut souvent être la période de soulèvement, cisaillement et distension de la chaîne.

La sécrétion latérale est différente du modèle « métamorphogénique », il est le meilleur exemple pour la génération des veinules de quartz et de carbonates dans des roches encaissantes à faibles degrés métamorphiques. Le quartz mobilisé est issu de métasédiments siliceux, tandis que les veinules de calcite se forment à partir des calcaires.

Dans le dernier cas, les remplissages des veinules incluent l'épidote, la chlorite et les sulfures. Les veines de sécrétion latérale sont pour la plupart des structures de traction formées lors des stades syn à tardi métamorphique.

Les fluides métamorphiques proviennent principalement des produits chimiques libérés (dévolatilisation), différents des fluides diagenétiques. La plupart des fluides et des solutés sont probablement d'origine métamorphique, mais une contribution d'autres sources y compris les roches magmatiques et les eaux météoriques est possible.

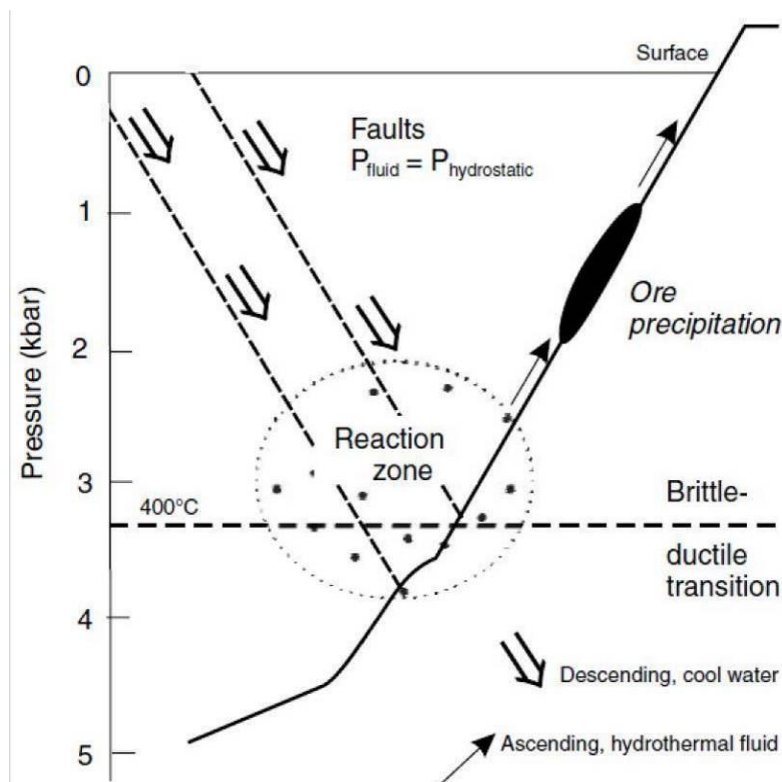


Fig. I- 11: La formation de dépôts de minéral par les processus de métamorphisme rétrograde. La tectonique extensive facilite le drainage des eaux descendantes qui réagissent avec la roche en profondeur sous l'effet de la température (« zone de réaction »), et se chargent en solutés, puis remontent à la surface comme des fluides hydrothermaux. Le régime de pression est généralement hydrostatique et le système de convection est essentiellement ouvert (Pohl, 1992).

I-2-3 : Quelques exemples de travaux portant sur l'effet de la déformation et du métamorphisme sur les minéralisations

Nous citerons ci-dessous quelques exemples des travaux portés sur l'impact de la déformation et du métamorphisme associés, sur la concentration minérale.

Les travaux de Plimier, (1986) montrent que : i) dans les environnements métamorphiques de haut grade, la déformation peut être contemporaine de l'injection de sulfures à comportement ductile, ils sont, pour la plupart du temps des produits des événements de déformation en relation avec le métamorphisme rétrograde ; ii) Le métamorphisme favorise la redistribution chimique des composants le long des gradients chimiques locaux. ;iii) la remobilisation mécanique est facilitée par les fluides et induit généralement une minéralisation discordante sur une échelle de l'ordre de 100 m ;iv) dans la région de Broken Hill, en Australie, la remobilisation chimique par des processus

hydrothermaux associés au métamorphisme régional s'est produite sur des distances kilométriques et a formé de nouveaux dépôts économiques.

Les études de Marignac *et al.*, (2002) sur le gisement de Tharsis, qui fait partie des gisements de type VMS de la ceinture de pyrite ibérique (IPB), déformé par les événements tectono thermiques varisques montrent que : i) les fluides de type rétrograde percolaient le stockwork de Tharsis et étaient responsables du dépôt d'une minéralisation (chalcopryrite, sphalérite, minéraux Bi et Te, pyrite, galène et or) associée à des veines de quartz (quartz Q3) syn à tardi-cinématique qui oblitère la paragenèse précoce ; ii) l'interprétation reste ouverte quant à savoir si ces métaux ont été nouvellement introduits dans le stockwerk ou étaient simplement remobilisés à partir des assemblages primaires existants dans les corps de sulfures massifs.

Des expériences ont été menées par Yuanchuan Zheng *et al.*, (2012) pour simuler la remobilisation des sulfures à partir du minerai sulfuré. Le matériel de départ provient du gisement de sulfures massifs de Hongtoushan, NE Chine, il est composé de pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite, sphalérite, quartz et des minéraux silicatés. Les résultats indiquent que : i) les sulfures peuvent être remobilisés, à la fois mécaniquement et chimiquement, et que le processus de remobilisation est favorisé par l'augmentation des températures ; ii) La remobilisation mécanique ne peut avoir lieu que sur des distances limitées et entraîne une différenciation mineure entre les différentes phases minérales ; iii) Le pouvoir de remobilisation à grande distance pour former de nouveaux corps minéralisés est probablement dû à la remobilisation chimique ; iv) La chalcopryrite est le minéral le plus facilement remobilisé, suivie par la pyrrhotite, alors que la sphalérite ne se remobilise que légèrement par les processus chimiques ; v) La remobilisation accompagnant la déformation et le métamorphisme peuvent ajouter des caractéristiques épigénétiques aux dépôts syngénétiques.

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUES DE L'AMAS SULFURE DE HAJJAR

Ce chapitre met en relief une synthèse bibliographique sur le contexte géologique de l'amas sulfuré de Hajjar. Il a pour objectif de donner une vision globale sur les travaux antérieurs pluridisciplinaires faits sur ce gisement et les massifs avoisinants

II-1 SITUATION GEOGRAPHIQUE



Fig. II- 1: Situation géographique du gisement de Hajjar au nord du Maroc (document CMG).

Le gisement étudié est situé dans la partie orientale du massif paléozoïque des Guemassa. Le gisement polymétallique de Hajjar est situé à 35 km au SW de la ville de Marrakech. Il est accessible par la route secondaire S 507 reliant Marrakech à Amez Miz (Fig. II- 2).

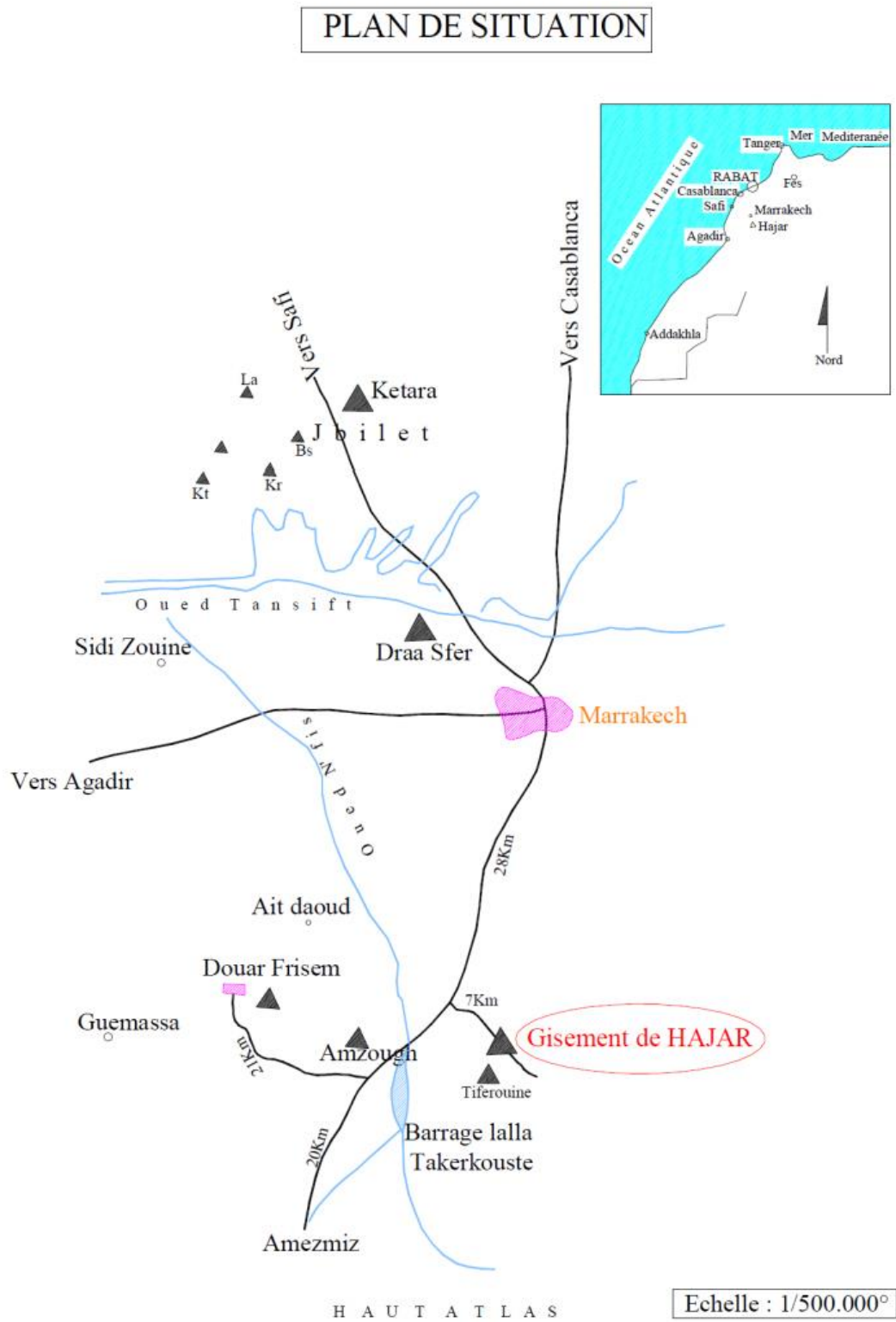


Fig. II- 2: Plan de situation géographique du gisement de Hajjar (document CMG).

II-2 CADRE GEOLOGIQUE GÉNÉRAL

L'histoire géologique du Maroc est marquée par les cycles orogéniques précambrien, hercynien et atlasique, dont la succession est responsable du façonnement actuel du sous-sol marocain et de sa configuration structurale. En se basant sur des critères stratigraphiques et structuraux, le Maroc a été subdivisé en cinq domaines d'importances inégales (Michard, 1976 ; Piqué, 1994) (Fig. II- 3) :

Domaine Rifain : c'est le domaine le plus septentrional du Maroc. Il est formé de terrains allochtones chevauchant la Meseta. On y connaît aussi des terrains paléozoïques qui affleurent surtout dans la partie interne de la chaîne.

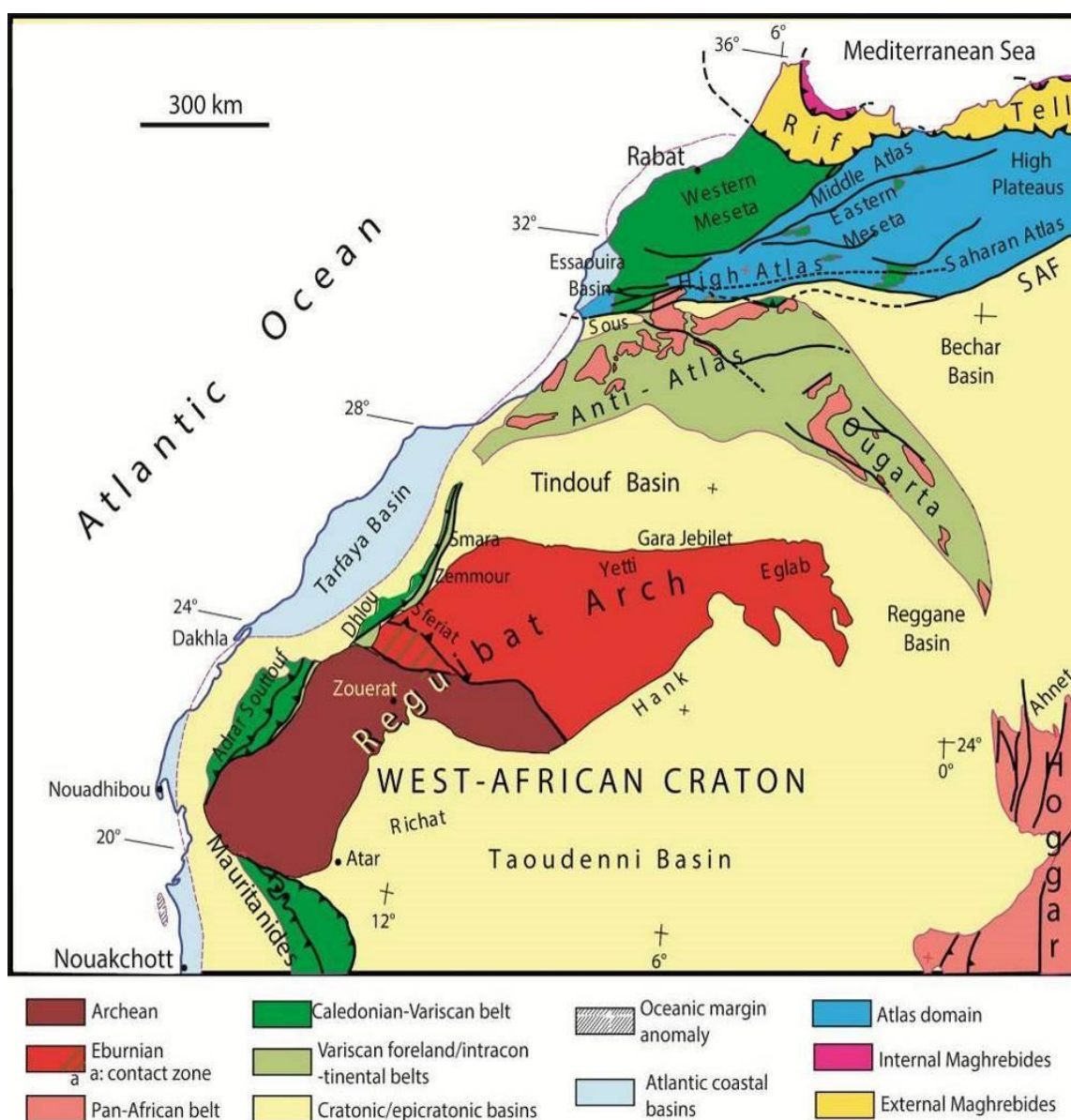


Fig. II- 3: Carte tectonique de l'Afrique du Nord-Ouest montrant la partie nord du craton ouest africain (WAC). (Michard *et al.*, 2008). SAF : Faille sud atlasique.

Domaine Atlasique : Le domaine atlasique (Moyen et Haut Atlas) est limité au Sud et au Nord successivement par les failles Sud et Nord atlasiques. Les terrains permo-mésocénozoïques, reposant en discordance majeure sur un socle principalement paléozoïque, et ont été structurés au cours des différentes phases relevant de l'orogénèse atlasique.

Domaine Mésétien : il correspond au domaine de la chaîne hercynienne du Maroc. Il est constitué d'un socle paléozoïque couvert en discordance par des séries mésocénozoïques non déformées. Ce domaine est séparé en deux parties (Meseta occidentale et orientale) par le Moyen Atlas (Michard, 1976), la jonction entre les deux s'effectue au niveau des nappes orientales (Michard, 1976).

i) La Méseta occidentale comprend trois massifs paléozoïques pénéplanés : le Maroc Central, la Meseta côtière nord-occidentale, les massifs des Rehamna, des Jebilets et Guemassa dans le Haouz de Marrakech.

ii) La meseta orientale est représentée par le massif de Midelt, la chaîne des horsts et le Tazekka

Domaine anti-atlasique : Dans l'Anti-Atlas, le socle ancien et sa couverture du Néoprotérozoïque supérieur ont été affectés par l'orogénèse panafricaine (Leblanc et Lancelot, 1980). Plus tard, la couverture fini-protérozoïque et paléozoïque de la chaîne panafricaine a été affectée par une déformation hercynienne, relativement modérée. La couverture mésocénozoïque est peu épaisse et non déformée.

Domaine saharien : localisé dans la partie méridionale du Maroc, il constitue une partie du craton ouest-africain (Fabre, 1971). Il est constitué d'un ensemble de terrains du Protérozoïque inférieur, déformé et métamorphisé lors de l'orogénèse éburnéenne (Fabre, 1971).

II-2-1-Zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc

L'analyse stratigraphique et tectonique des domaines hercyniens du Maroc permet de les grouper en cinq zones structurales (Fig. II- 4) (Michard, 1979, Piqué et Michard, 1981; Michard *et al.*, 1983; Bouabdelli, 1989 ; Hoepffener, 1987 ; Piqué et Michard, 1989 ; Bouabdelli, 1989) :

(1) La zone orientale : elle correspond à l'ensemble de la meseta orientale (boutonnière de Midelt, Debdou-Mekam, la chaîne des horsts, de Beni-Snassene et de Mougueur). Ce sont des affleurements de schistes d'âge paléozoïque inférieur et de flyschs dévoniens ayant subi

des évènements tectono-métamorphiques d'âge dévonien supérieur. Un volcanisme calco alcalin s'est développé au Carbonifère (du Viséen supérieur au Westphalien.)

(2) La zone de transition ou de nappes : elle correspond à la zone orientale du Maroc central (Khenifra-Azrou), du massif des Jebilet et du nord de la boutonnière d'Ait-Tamelil. Ce sont des bassins Viséens dans lesquelles se mettent en place des nappes synsédimentaires issues de la zone orientale. Ils sont caractérisés par une phase tectono métamorphique d'âge intraviséen supérieur (Phase Sudète)(Bouabdelli, 1989).

(3) La zone externe : elle comprend l'essentiel du Maroc central, les Rehamna et les Jebilet central, le Horst des Guemassa, le Haut Atlas de Marrakech. Cette zone est caractérisée par une sédimentation quasi continue du Cambrien au Westphalien et par une phase de plissement Namuro-Westphalienne sans phases précoces, qui s'accroît le long des zones de cisaillement.

(4) Les marges de la chaîne : correspond au môle côtier et la frange nord de l'Anti-Atlas, ce sont des zones où la tectonique hercynienne est de faible intensité. Le môle côtier mesétien à l'ouest est caractérisé par une série paléozoïque réduite qui s'arrête au Dévonien moyen.

L'absence du Tournaisien et Viséen dans cette zone est attribuée à leur soulèvement à l'époque dinantienne (Piqué 1979). Notons la présence d'une déformation d'âge post-Viséen supérieur peu intense, localisée surtout dans la bordure du môle côtier où vient s'amortir la déformation synschisteuse de la meseta centrale (Michard, 1976).

La frange nord de l'Anti-Atlas vers laquelle sont déversées les structures de Tineghir et Beni-Zireg

(5) La zone de Rabat-Tifelt : située au nord de la meseta centrale. Il s'agit d'un ensemble probablement cambro-ordovicien métamorphisé et recoupé par des granites d'âge Ordovicien supérieur. Elle comporte le bloc de Sehouli, fragment de la chaîne

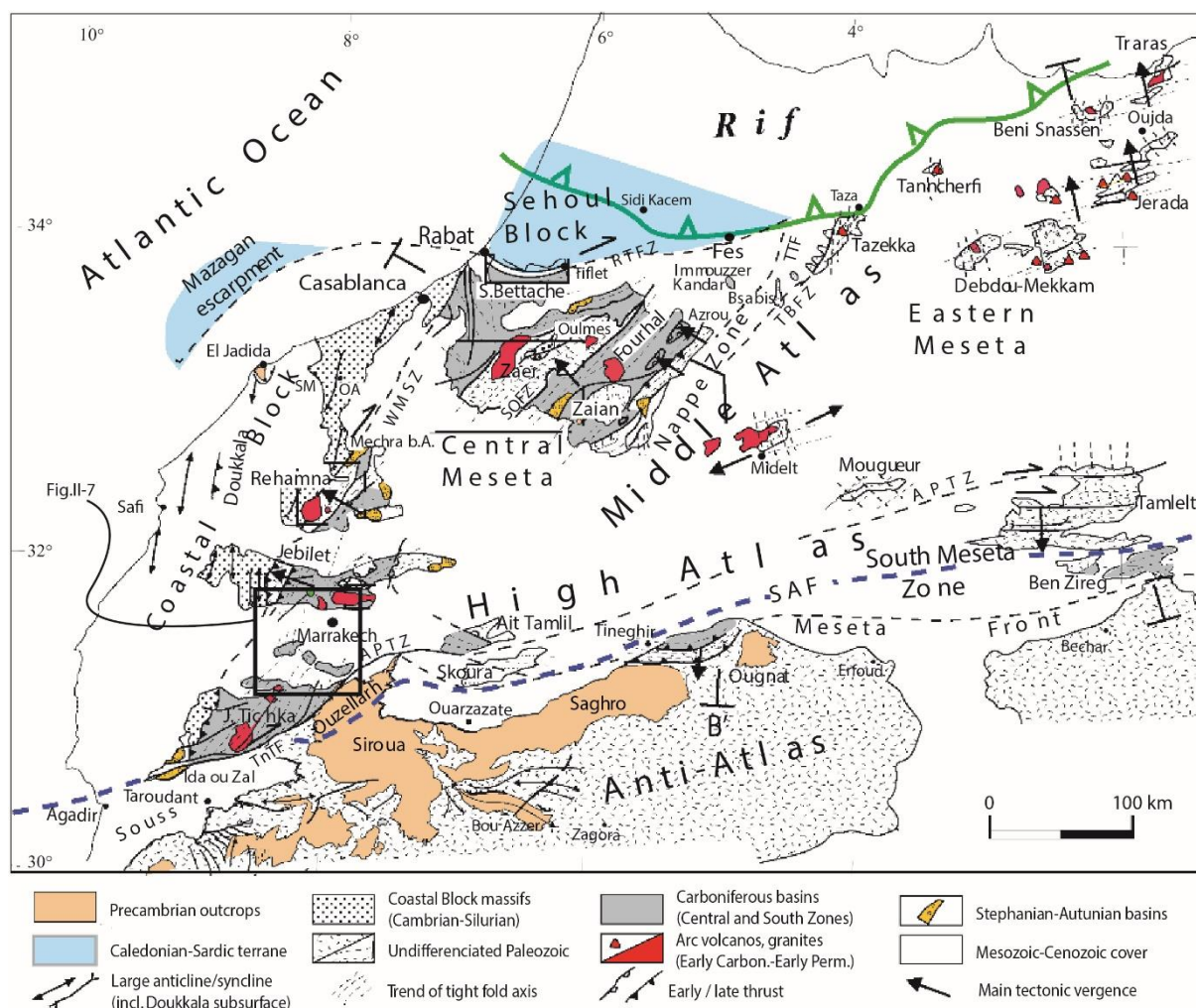


Fig. II- 4: Carte structurale de la chaîne hercynienne du nord du Maroc(d'après Piqué et Michard (1989) et Hoepffner *et al.*, 2005).

APTZ : Zone transformante paléozoïque de l'atlas ; OA: Oulad Abbou; RTFZ: Accident de Rabat-Tiflet; SAF: Faille sud atlasique; SM: Sidi Said Maachou; SOFZ: Accident de Smaala-Oulmes ; TBFZ: Accident de Tazekka-Bsabis; TnTF: Faille de Tizi n'Test; TTF: Faille de Tizi n'Tretten; WMSZ: Zone de cisaillement ouest mesétien.

II-2-2 Bassins viséens de la chaîne hercynienne

Les sédiments d'âge carbonifère affleurent dans le Maroc central, occidental et oriental. Deux domaines sont reconnus (Beauchamp *et al.*, 1991). Un domaine atlasico-mésétien qui s'étend jusqu'à l'accident de Tizi-n'Test ; au-delà de ce dernier, les affleurements viséens sont rattachés au domaine de Bechar.

Le Viséen supérieur correspond à une transgression majeure, originaire de l'est ou du Nord-Est (Beauchamp 1984 ; Piqué, 1994) (Fig. II- 5). Les dépôts des Guemassa qui sont composés essentiellement de shales et de bancs silto-gréseux et carbonatés, sont des faciès

semblables à ceux de Sharlef des Jebilet (Piqué, 1994). Les travaux de (Beauchamp, 1984) intègrent les séries viséennes des Jebilet centrale, Guemassa et du Haut Atlas de Marrakech dans un même bassin qui migre du Nord vers le Sud.

II-2-3-Principaux traits de l'évolution de la chaîne varisque du Maroc

Phase éovarisque (370-360 Ma) et mésovarisque ou Phase intraviséen : (330–320 Ma)

La fin du Devonien-Tournaisien correspond à la phase éovarisque de l'orogénèse varisque caractérisée par une déformation majeure synschisteuse (Allary *et al.*, 1976 ; Clauer *et al.*, 1980 ; Michard *et al.*, 1983) (Fig. II- 6A), Le raccourcissement s'étendrait à l'ouest jusqu'au bloc côtier, mais avec une intensité décroissante. Les déformations résultantes sont contemporaines de l'ouverture des bassins devono-carbonifères, dans un contexte géodynamique transtensif-transpressif, contrôlé par les mouvements dextres le long des failles NNE (Charlot, *et al.*, 1973 ; El Hassani, 1990). Au début du Carbonifère, la phase intraviséenne ou mésovarisque correspondait à l'ouverture des bassins volcano-clastiques (Debdou-Mekkam, Jerada, Traras) et à la mise en place des nappes et des terrains allochtones au niveau d'Azrou-Khenifra, et des Jebilet orientales toujours dans un contexte transtensif-transpressif (Fig. II- 6B)

Phase néo et tardi-varisque : La phase majeur néo-varisque s'étend de la fin du Westphalien au début Permien (300-290 Ma) et affecte tout le domaine mésétien. Elle est caractérisée par des événements tectono-métamorphiques polyphasés, dont l'intensité atteint un niveau moyen (faciès amphibolites). La déformation est contrôlée essentiellement par les zones de cisaillements NNE à NE dextre à vergence ouest et par les mouvements dextres le long des accidents ENE-WSW (Fig. II- 6C).

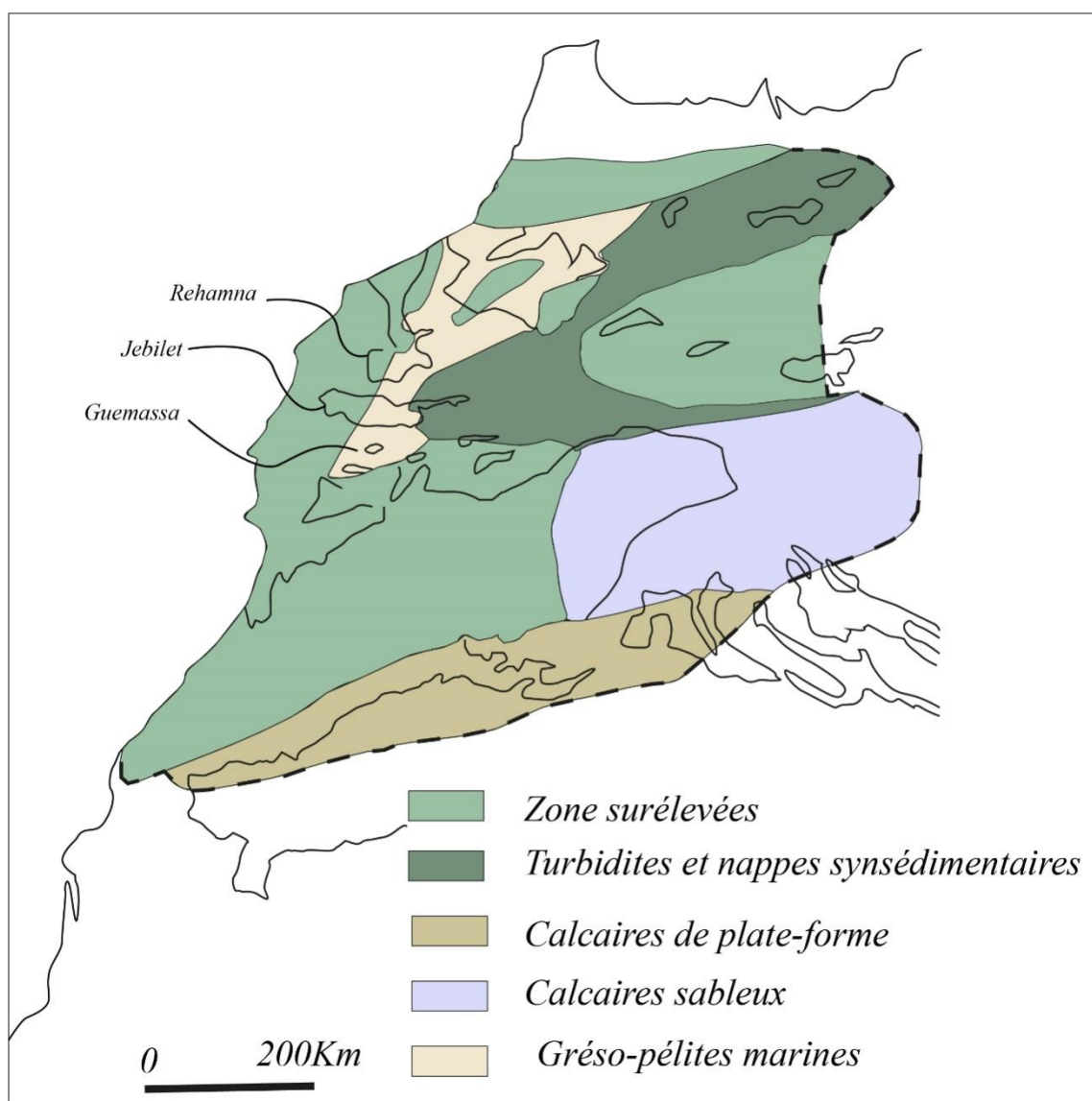


Fig. II- 5: La carte des faciès du Viséen supérieur du nord du Maroc (Piqué, 1994).

Le magma granitique est transféré à travers la croûte via ces cisaillements NNE-SSW et ENE-WSW, et mis en place dans un contexte extensif (Diot, 1989 ; Essaifi *et al.* 1990 ; Essaifi, *et al.*, 2003 ; Lagarde, 1989). Le contexte transpressif - transtensif correspond à des événements de compression tardive et peut-être au début d'une extension. La plupart de ces granitoïdes datés entre 305 et 270 Ma (Baudin *et al.* 2003 ; Gasquet *et al.*, 1996 ; Mrini *et al.*, 1992) sont contemporaines de l'histoire du Stéphanien et du Permien inférieur. Ces bassins permien peuvent être considérés comme des processus tectoniques qui contrôlaient l'emplacement des granitoïdes (Baudin *et al.*, 2003 ; Doblas, *et al.*, 1998 ; El Wartiti *et al.*, 1990 ; Youbi *et al.*, 1995).

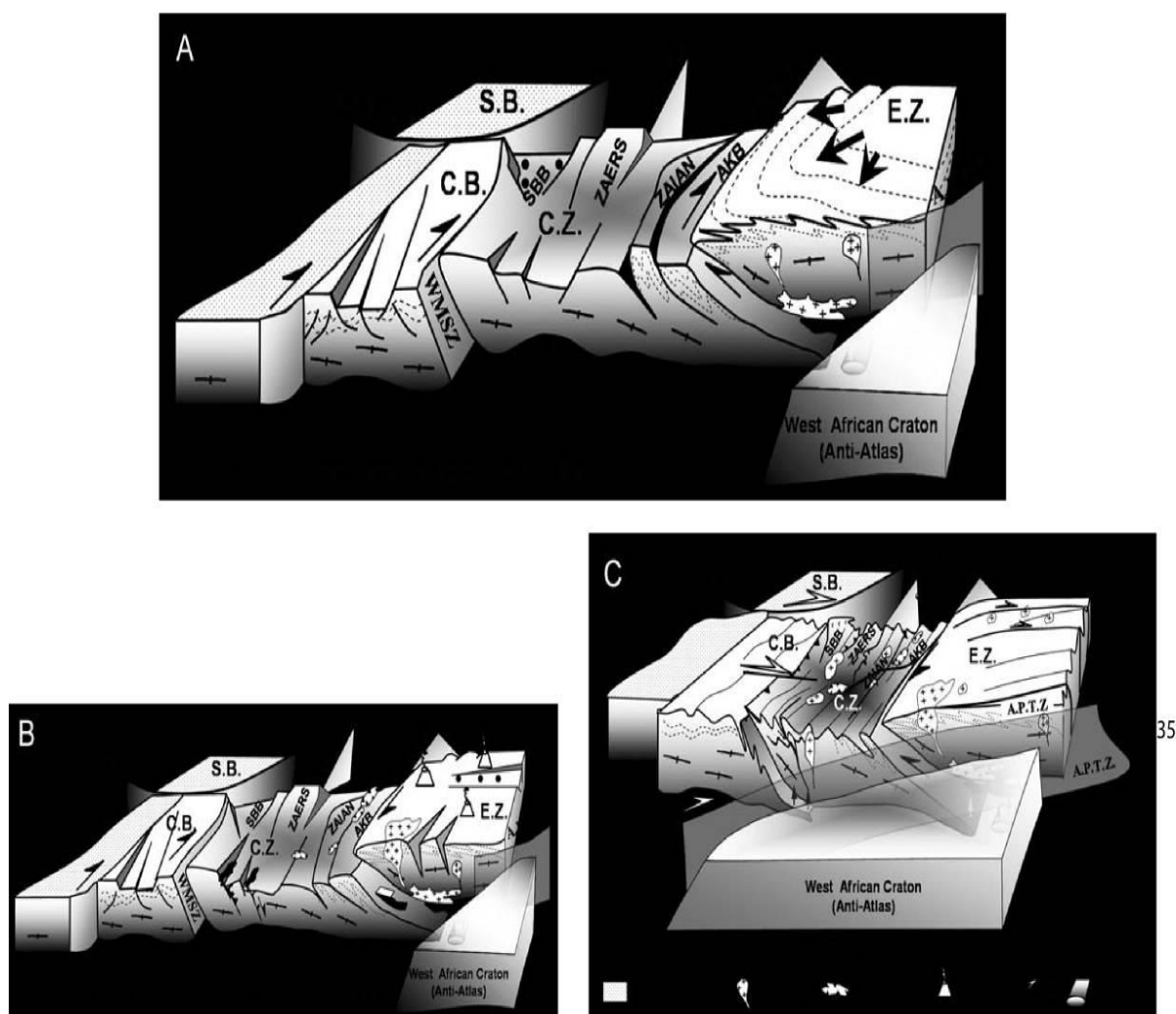


Fig. II- 6: Modèle géodynamique de l'orogène mésétien.

C.B : Bloc côtier ; E.Z : Zone orientale ; C.Z : Zone centrale ; S.B : Bloc de Sehoul; SBB : Bassin de Sidi Bettache ; WMSZ : Zone de cisaillement ouest-mésétienne ; AKB : bassin d'Azrou–Khénifra; APTZ : Zone transformante paléozoïque de l'Atlas (Hoepffner *et al.*, 2006).

La tectonique tardi-varisque s'exprime au niveau des Rehamna et Jebilet par trois épisodes. : (i) Un épisode transtensif NNE–SSW permettant l'ouverture des bassins permien par le jeu des accidents N70-N110 senestres et N05-N40 normaux ; (ii) Un épisode transpressif WNW-ESE qui réactive les accidents N70 en dextre et les NE-SW en inverse ; (iii) Un épisode compressif NNW–SSE (post-Permien–anté-Trias) témoignant de la fin des mouvements compressifs tardi-hercyniens (Saidi *et al.* 2001).

Phase préalpine : Au Trias commence à s'individualiser des bassins triasico-jurassiques lors d'un stade distensif bidirectionnel NW – SE et NE–SW (Ait Brahim *et al.* 1996 ; Saidi, 2001).

Phase alpine : À la fin du Crétacé commence le serrage atlasique avec une direction de raccourcissement N-S suivi d'un deuxième épisode qui a commencé au moins dès le Mio-pliocène avec une direction de raccourcissement NW-SE (Proust, 1961)(Laville 1975,1980 ; Ferrandini et le Marrec, 1982).

II-3 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

La zone étudiée fait partie de la zone externe de la chaîne hercynienne du Maroc. Le massif des Guemassa se situe entre le massif des Jebilet au Nord et le bloc ancien du Haut Atlas au sud (Fig. II- 7). Il est constitué d'un ensemble de blocs tectoniques hercyniens de nature sédimentaire et volcano-sédimentaire d'âge Viséen supérieur-Namurien (Roch, 1950 ; Haimeur, 1988) qui émergent au sein de la couverture plioquaternaire du bassin du Haouz.

Au niveau du Haouz de Marrakech, les affleurements des Guemassa sont limités au Nord-Ouest par la faille de direction N70 « Faille des Guemassa » et au SE par la faille d'Ait Khaled, de direction N30, qui sépare le domaine des Guemassa de celui du Haut Atlas de Marrakech (massif de Souktana-Foudrar) (Fig. II- 7 et Fig. II- 8). La limite méridionale de ces affleurements, est marquée par l'accident de direction N110 « Faille de Lalla Takerkoust ».

Le massif de Souktana-Foudrar fait partie du Haut Atlas de Marrakech, il est limité à l'ouest par la faille d'Ait Khaled, et au sud par un accident de direction N110 qui correspond probablement au prolongement ESE de la faille de Lalla Takerkoust.

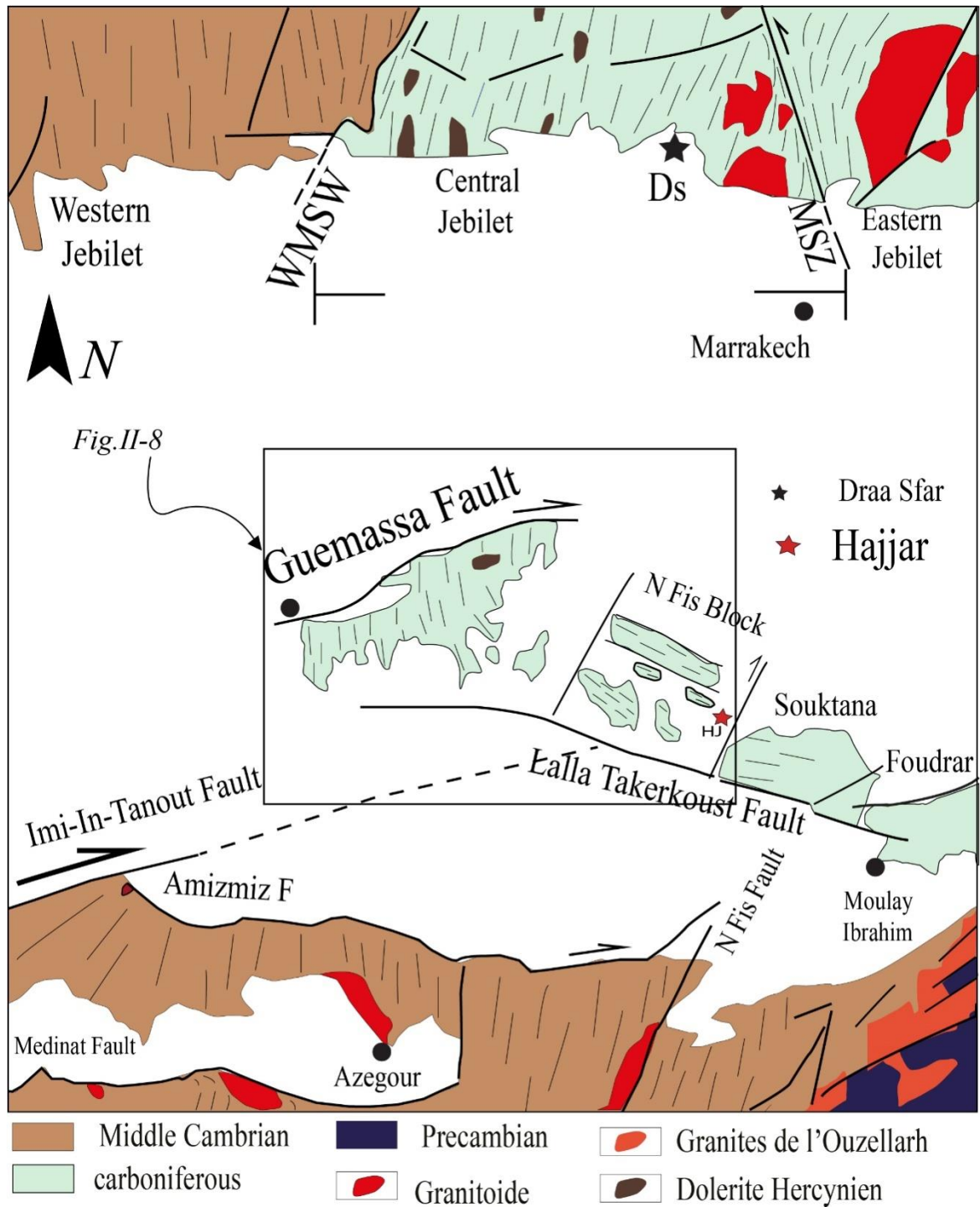


Fig. II- 7: Carte géologique simplifiée du massif des Guemassa et ses limites structurales (Jebilet au nord et le nord du Haut atlas occidentale au sud) (d'après Admou *et al.*, 2018).

WMSW : zone de cisaillement de la Meseta occidentale ; MSZ : Zone de cisaillement de Marrakech (d'près Dias et *al*, 2011 et la carte géologique du Maroc. Echelle 1 :1000000, publiée par le Service Géologique du Maroc, Notes et Mémoires en 1985 ; Les trajectoires de la schistosité dans les Jebilets sont rapportés d'après Essaifi, 1995).

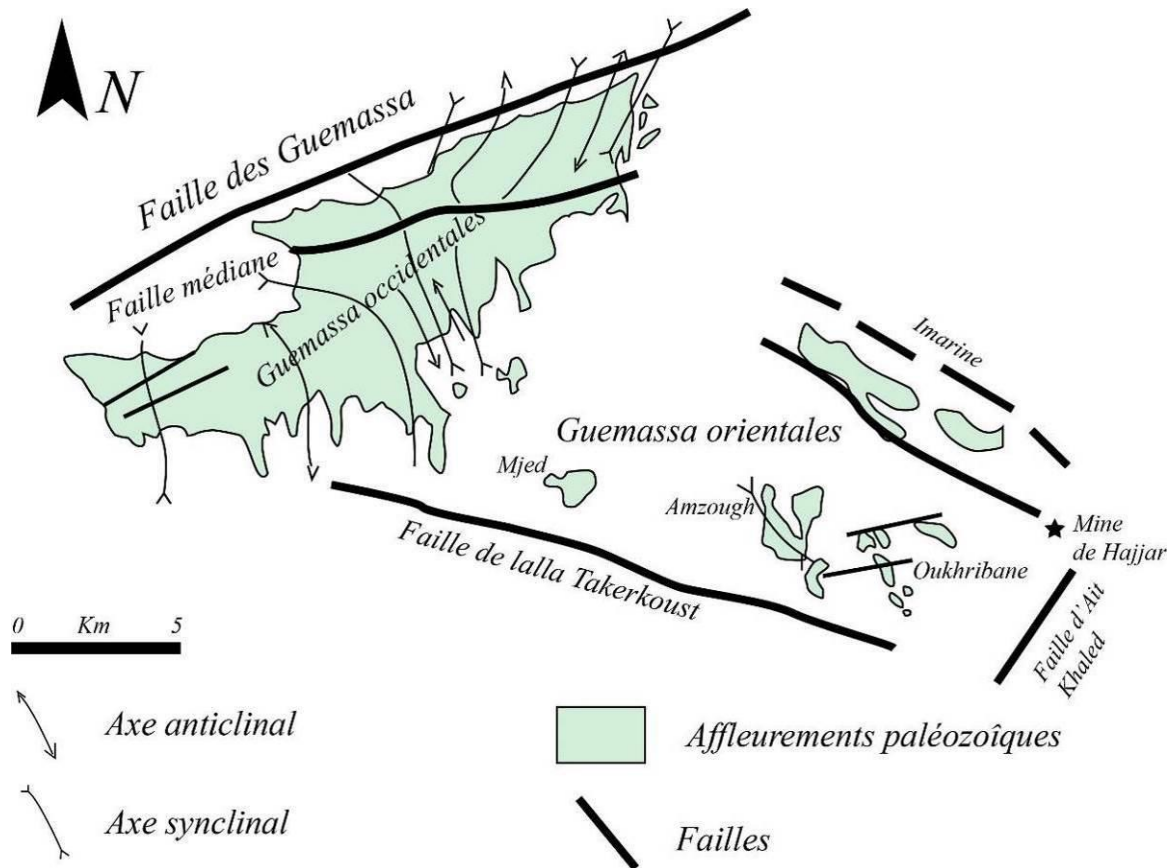


Fig. II- 8: Carte géologique simplifiée des affleurements paléozoïques du massif des Guemassa (Soulaïmani, 1991).

II-3-1- Lithostratigraphie

Massif des Guemassa

Géographiquement on peut distinguer deux domaines dans le massif des Guemassa qui sont de l'Ouest vers l'Est : le domaine des Guemassa (s.s.) ou Guemassa occidentale et le domaine de N'Fis ou Guemassa orientale (Fig. II- 8).

Le domaine de Guemassa occidental est subdivisé cartographiquement en deux parties distinctes Nord et Sud, séparées par un accident majeur de direction ENE-WSW appelé « faille médiane » (Fig. II- 8) Eurlly et Lagarde 1982, Boummane 1987, Raqiq, 1997)

La partie nord est limitée au sud par la faille médiane et elle est constituée d'un ensemble lithostratigraphique composé de cinq unités (Eurlly et Lagarde, 1982 ; Boummane 1987) dont la succession de bas en haut est la suivante (Fig. II- 9) : pélites de base, flysch, ampélites, carbonates et pélites du sommet. Raqiq (1997) considère cette partie comme une « formation rythmée » similaire à celle décrite au sud de la faille médiane par Eurlly et Lagarde (1982) et Boummane (1987). Cette dernière partie est subdivisée lithostratigraphiquement en deux ensembles : (i) un ensemble basal, pélitique ou grés-

pélique et (ii) un deuxième ensemble formé de calcaire gréseux, de petits bancs carbonatés et de calcaires gris à entroques alternants avec des pélites carbonatées.

La partie sud est localisée au sud de la faille médiane. Elle est formée de deux ensembles lithostratigraphiques (Boummane, 1987 ; Soulaïmani, 1991 ; Raïq, 1997)(Fig. II-10) : i) une formation rythmée constituée de schistes gris bioturbés à intercalations de petits bancs quartziques, surmontés par des ampélites où s'injecte une lave rhyolitique (rhyolite de Frizem), dans la partie supérieure. Le sommet de cette série est composé d'une formation carbonatée, constituée par une alternance de bancs grés-carbonatés noirâtres et de schistes noirs faiblement carbonatés; ii) une formation à blocs (domaine d'El Karia), caractérisée par des alternances grés-péliquites relativement désorganisées et contenant des brèches intraformationnelles et des formations chaotiques de nature variées décrites par Boummane (1987), comme étant un olistostrome (Fig. II- 11).

Le domaine de N'Fis ou des Guemassa orientales encaisse les minéralisations sulfurées de Hajjar, objet de cette thèse, il sera détaillé dans le chapitre III intitulé « Lithostratigraphie des Guemassa orientale.

II-3-2 Magmatisme

Le magmatisme dans le massif des Guemassa est de type bimodal (El Aouil, 1989 ; Haimeur, 1988 ; Ouadjou, 1997) et se caractérise par des roches basiques intrusives (gabbros, dolérites et diabases) et des roches acides effusives. Les manifestations volcaniques acides apparaissent sous forme d'extrusion de dômes, de laves sous-marines provoquant l'apparition de brèches et de tufs localisés à leur apex. Les plus connues sont celles de Frizem, Amzourh, Nzala et Tifratine. Dans le domaine d'El Karia plus particulièrement s'insèrent des sills de roches gabbroïques. La géochimie sur roches totales a permis de définir une suite magmatique cogénétique dont les caractéristiques sont celles d'une série tholéitique océanique (Ouadjou, 1997).

Les roches acides matérialisent un fractionnement tardif, de cette lignée au cours du stade ultime de la différenciation magmatique (Ouadjou, 1997). Un granite non affleurant dont la présence est soupçonnée par la géophysique et le métamorphisme de contact.

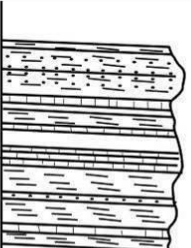
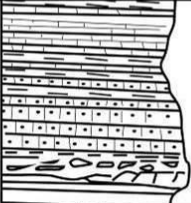
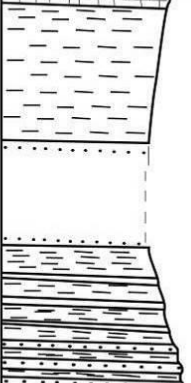
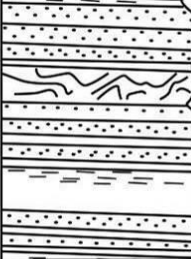
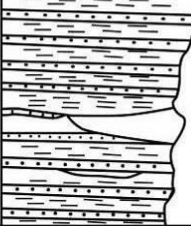
			LITHOLOGIE
100 m		Pélites de sommet	Alternance de petite bancs de shales et de bancs gréseux, entrecoupés de niveaux de flysch gréso-pélitique décimétrique. Les niveaux de flysch deviennent dominante vers le haut de la série. Shales noires à lamines gréseuses devenant calcaires vers la base, montrant des stratifications obliques
40 à 50 m		Carbonates	Alternance de bancs ampélitiques et de niveaux de biocalcarénite beige, dont la puissance diminue vers le haut de la série. Niveaux de schistes contenant des lames de laves basiques surmontant des ampélites à lamines de calcaires gréseux
150 à 200 m		Ampélites	Niveaux finement laminés d'ampélites riches en matière organiques et en pyrite. Vers le sommet de cette unité on voit apparaître quelques petits bancs gréseux. Alternances de banc silto-argileux, dont l'épaisseur diminue rapidement.
100 m		Flyschs	Flysch gréso-pélitique contenant des petits niveaux de microconglomérat et de nombreuses figures sédimentaire
200m		Pélites de base	Alternance de banc gréso-pélitiques et niveaux d'ampélites. Dans la moitié inférieure de cette unité, on rencontre des niveaux lenticulaires de biocalcarénite et quelques olistolithes de brèche riche en éléments d'origine volcanique

Fig. II- 9: Colonne stratigraphique de la partie nord du domaine de Guemassa occidentale à formation rythmée au nord de la faille médiane (Eurly et lagarde1982).

Au niveau de Souktana, le volcanisme correspond à un volcanisme fissural de style dynamique effusif, synsédimentaire sous aquatique (Baouch, 1984 in : Eddebby, 1989), il se présente sous forme de corps volcaniques kéraatophyrique interstratifiées ou en forme lentilles de quartz-kéraatophyre resédimentées dans les pélites (Eddebby, 1989).

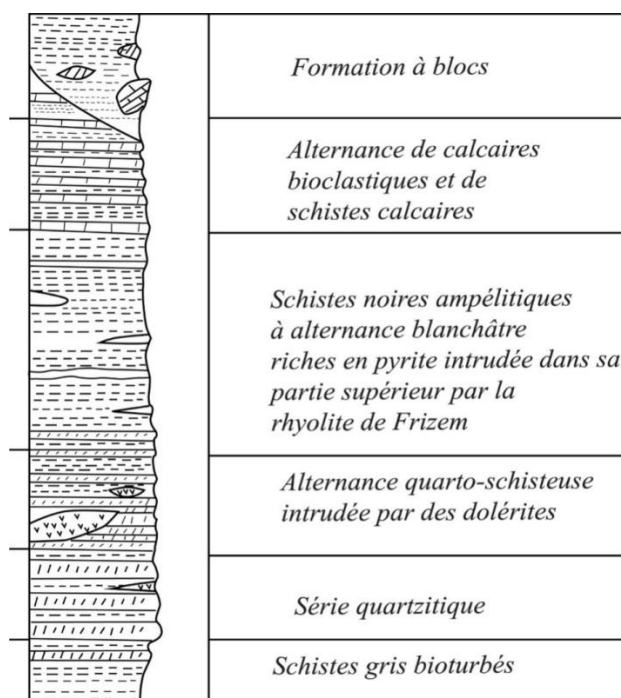


Fig. II- 10: Colonne stratigraphique de la formation rythmée au sud de la faille médiane (Soulaïmani, 1991).

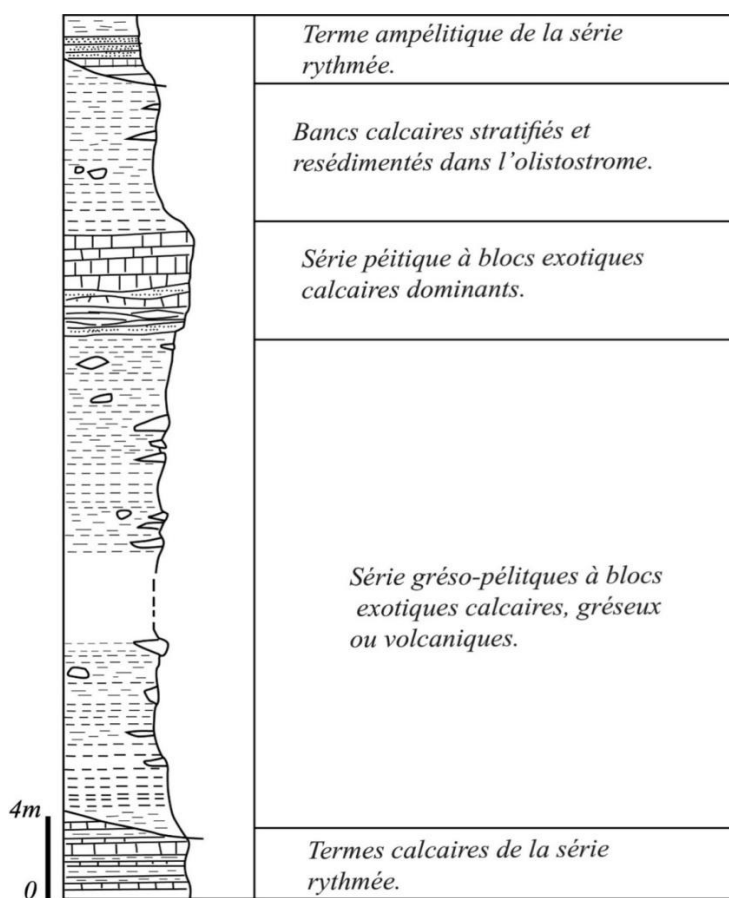


Fig. II- 11: Colonne stratigraphique de la formation à blocs du massif de Guemassa d'après Boummane (1987).

II-3-3- Structuration et métamorphisme

Le massif des Guemassa a donné lieu à plusieurs travaux d'ordre structural (Gros *et al.*, 1983,1986 ; Campi, 1984 ; Boummane, 1987 ; Soulaïmani, 1991 ; Hibti, 1993 ; Raqïq, 1997 ; Dias *et al.*, 2011). Le massif de Guemassa a été déformé et métamorphisé au cours de plusieurs événements tectono-thermiques qui ont affecté la région du massif de Guemassa (Hibti, 1993): i) un événement syn-sédimentaire D0 (Visean-Namurien)(Fig. II-12) caractérisé par des slumps, et des brèches intra-formationnelles attestant des instabilités de pente dans le bassin. Ces structures syn-sédimentaires se rencontrent à la fois dans les roches-hôtes et dans les corps minéralisés ii) un événement D1 correspondant à la déformation hercynienne et responsable d'une schistosité (S1) NW- SE dans les Guemassa orientales, associée au plissement dans les conditions métamorphiques du faciès schiste vert. Il convient de noter que S1 est faiblement observable dans le VMS de Hajjar; iii) un événement tectono-thermique hercynien D2 à plis P2 associé à une schistosité(S2) NE-SW dans des conditions de métamorphisme de bas grade avec de la séricite. La S2 est la schistosité prédominante observable dans la mine de Hajjar ; iv) enfin, un événement thermique post-cinématique, probablement lié à des «plutons cachés», est responsable de la cristallisation de porphyroblastes statiques à biotite avec de la cordiérite et de l'andalousite décrits localement à Hajjar. Dans ce gisement, cet événement thermique a été daté sur de la biotite « hydrothermale » vers 301 Ma (Watanabe, 2002).

De plus, pendant la période carbonifère, le massif de Guemassa est affecté par des failles ductiles à fragiles (Soulaïmani, 1991 ; Dias *et al.* 2011), avec des composants probables de la réactivation atlasique au cours de l'orogène tertiaire du Haut Atlas (le massif de Guemassa est à 15 km au nord du front atlasique, Fig. II- 7). Sur la carte structurale (Fig. II- 7), ces failles et les zones de cisaillements recoupent et délimitent plusieurs blocs dans le massif de Guemassa. Curieusement, dans la région de Guemassa orientale dans laquelle se trouve la mine Hajjar, le bloc de N'Fis semble présenter une orientation de la schistosité «anarchique» par rapport à la direction générale NNE-SSW de la principale schistosité hercynienne dans le domaine occidental de la Meseta. Ces orientations de schistosité «anarchiques» ont été expliquées par

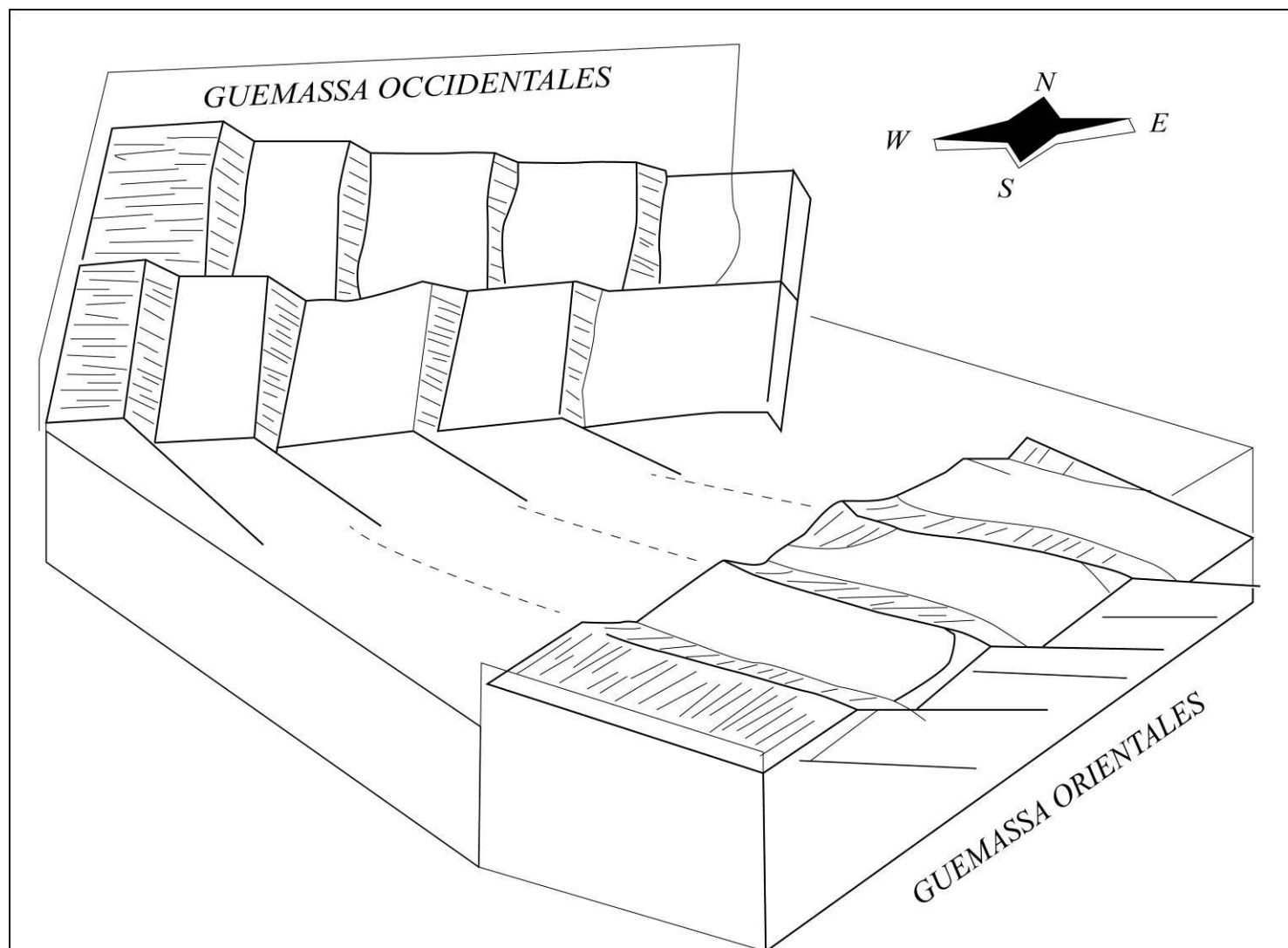


Fig. II- 12: Reconstitution paléogéographique du Viséen supérieure de la région des Guemassa (Raqiq, 1997).

une déviation ou une virgation induite par des zones de cisaillements conjuguées pendant ou légèrement après le raccourcissement E-W (D1) (Soulaimani, 1991 (Fig. II-); Dias et *al.*, 2011); les zones de cisaillements dominantes sont à composante dextres et de direction ENE – WSW (par exemple, la faille Imi-In-Tanout, la branche Est de la faille Amizmiz et la faille Guemassa, Fig. II- 7), tandis que les zones de cisaillements de direction WNW – ESE sont senestres comme la faille Lalla Takerkoust (Fig. II- 7). Ce « modèle de virgation » est compatible avec un raccourcissement horizontal E-W contrairement à l'interprétation de Hibti (1993) qui plaidait pour un raccourcissement horizontal NE-SW lors de l'événement D1.

La phase post-schisteuse à caractère cassant est caractérisée par une déformation tardi-hercynienne cassante, avec une direction de raccourcissement NNE-SSW responsable des rejeux des accidents N70 en senestre et des accidents NW en dextre. Elle est suivie par un épisode de relâchement post-schisteux caractérisé par un réseau de failles et de fractures de direction NE post-schisteuses, organisé en système de mini-graben symétrique, lié à une extension locale NW-SE. Par la suite, des mouvements atlasiques sont exprimés surtout par la réactivation de failles bordières en failles verticales, permettant la surrection des différents massifs au sein de la couverture plioquaternaire du Haouz de Marrakech. (Soulaimani, 1991

II-3-4-Métamorphisme

Les études traitant du régime thermique (Gros *et al.*, 1986 ; Boummane, 1987 ; Eddebbi, 1989 ; Soulaimani, 1991 ; Hibti, 1993, et Raqiq, 1997) accompagnant la déformation dans les massifs des Guemassa et Souktana montrent que les formations d'âge viséen de ces domaines présentent un métamorphisme en liaison avec le paroxysme hercynien, il s'agit d'un métamorphisme général anchi- à épizonal.

Dans les massifs de Souktana et Foudrar : Les résultats de l'étude de la cristallinité de l'illite (Sagon, 1985 ; Eddebbi, 1989) montrent un gradient métamorphique de l'Est vers l'Ouest. Il s'agit en fait d'une évolution depuis un domaine diagenétique non métamorphique (massif de Foudrar) vers un domaine anchizonal (massif de Souktana). La ligne d'isocristallinité qui sépare les deux domaines est orientée N60 à N70, elle est parallèle à celle des failles affectant le secteur (Eddebbi, 1989) (Fig.II-13 :**Carte** de répartition de la cristallinité de l'illite dans le massif de Souktana-Foudrar (les valeurs numériques correspondent aux indices de la cristallinité de l'illite) (Eddebbi, 1989)

Dans les Guemassa occidentales : Les études effectuées par Sagon (1985) ; Boummane (1987) ; Soulaimani (1991) sur la cristallinité de l'illite dans les Guemassa occidentales, montrent un contexte métamorphique épizonal qui s'intensifie vers le sud de la faille médiane

Dans les Guemassa Orientales (N'Fis) : La déformation dans le domaine de N'Fis est accompagnée par un métamorphisme généralisé de type épizonal caractérisé par une paragenèse à quartz, chlorite, albite et muscovite. (Haimeur, 1998 ; Soulaïmani, 1991 ; Hibti, 1993 ; Raïq, 1997 ; Ouadjou, 1998 ; Zouhry, 1998).

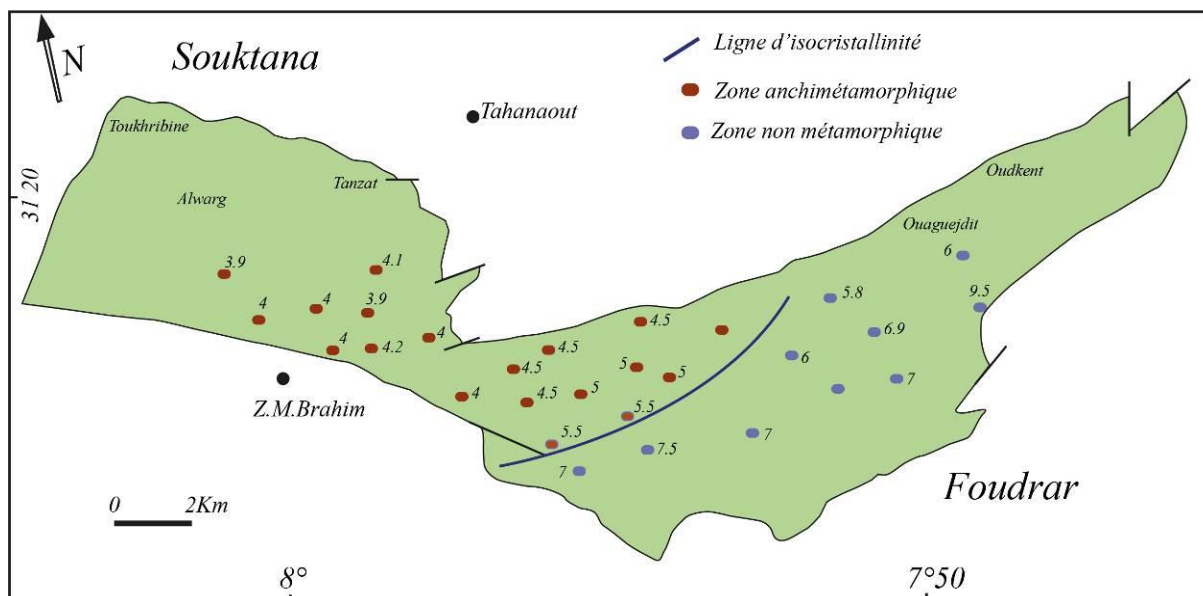


Fig.II-13 : Carte de répartition de la cristallinité de l'Illite dans le massif de Souktana-Foudrar (les valeurs numériques correspondent aux indices de la cristallinité de l'Illite) (Eddebi, 1989)

II-3-5- Caractéristiques gîtologiques

Historique

L'histoire minière de la région de Douar Lahjar a commencé au début des années soixante, avec la mise en évidence d'une importante anomalie magnétique sur les indices ferrugineux des localités de Frisem et N'Zala (Huvelin et Snoep, 1965). L'anomalie magnétique de Hajjar a été détectée de plus détectée lors de la campagne GEOTERREX en 1968. Depuis, de nombreux travaux géologiques, géophysiques et miniers ont été entrepris par la direction de la géologie du Ministère de l'Énergie et des mines, en collaboration avec le BRPM et le BRGM. Suite à ces travaux, un premier sondage carotté (HS1) a été réalisé en 1984. Ce dernier a recoupé à 158 m de la surface, 118 m de sulfures massifs. Cette découverte, très intéressante, mettait en évidence une importante réserve potentielle en métaux de base et surtout en soufre, substance très recherchée et en grande partie importée par le Maroc pour la valorisation des phosphates. À partir de cette date, les travaux sur la région de Douar Lahjar se sont multipliés et intensifiés dans le but de comprendre le contexte géologique général, de cerner la géométrie du corps minéralisé et de préciser sa composition et ses réserves (Maier et El Hakkour, 1984 ; Bernard, 1985 ; Gros et *al.*, 1986...).

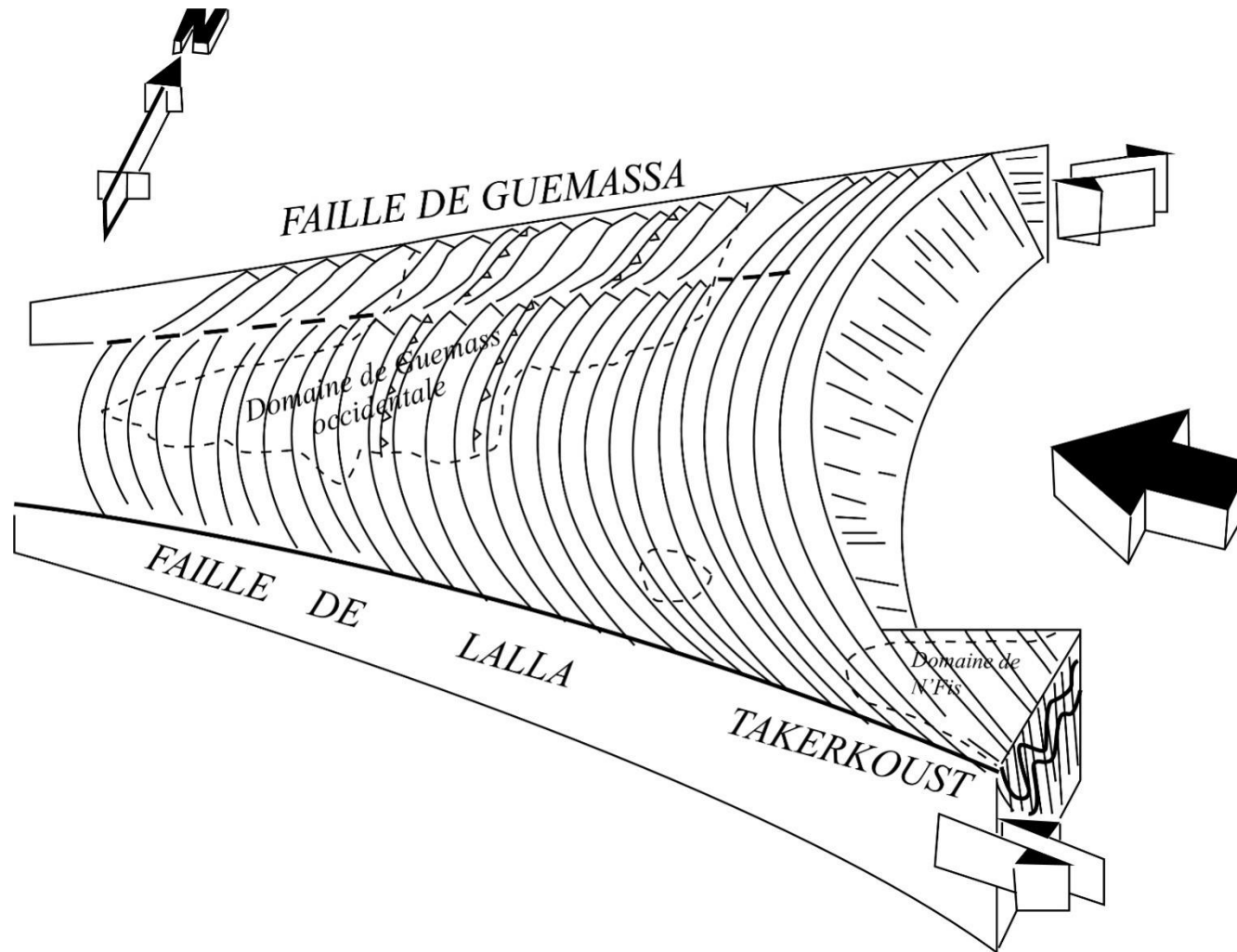


Fig. II-14: Bloc diagramme schématique montrant la relation synschisteuse entre le domaine de Guemassa occidentale et le domaine de N'Fis en liaison avec la faille de « Guemassa » et de « Lalla Takerkoust ». (Soulaïmani, 1991).

La compagnie minière des Guemassa (CMG) créée en février 1988, reprend les travaux miniers de reconnaissance, réalise une étude de faisabilité, lance les travaux d'infrastructure et démarre une usine pilote. En novembre 1992, la production a démarré avec 2400 t/jour (document interne CMG).

Données académiques

Au niveau des Guemassa, existent plusieurs indices et gîtes (Hajjar, Tiferouine, Amzough, et Frizem). Il s'agit de gisement et indices en environnement volcano-sédimentaires à pyrrhotite dominante, en liaison avec un volcanisme rhyolitique à rhyodacitique (Haimeur, 1988 ; Bernard et Haimeur, 1986 ; Hibti, 1993 ; Zouhry, 1998). Les travaux de Leblanc (1993a et b) sur le gisement de Hajjar permettent d'interpréter cette minéralisation comme la conséquence d'une injection phréato-magmatique d'un sill rhyolitique.

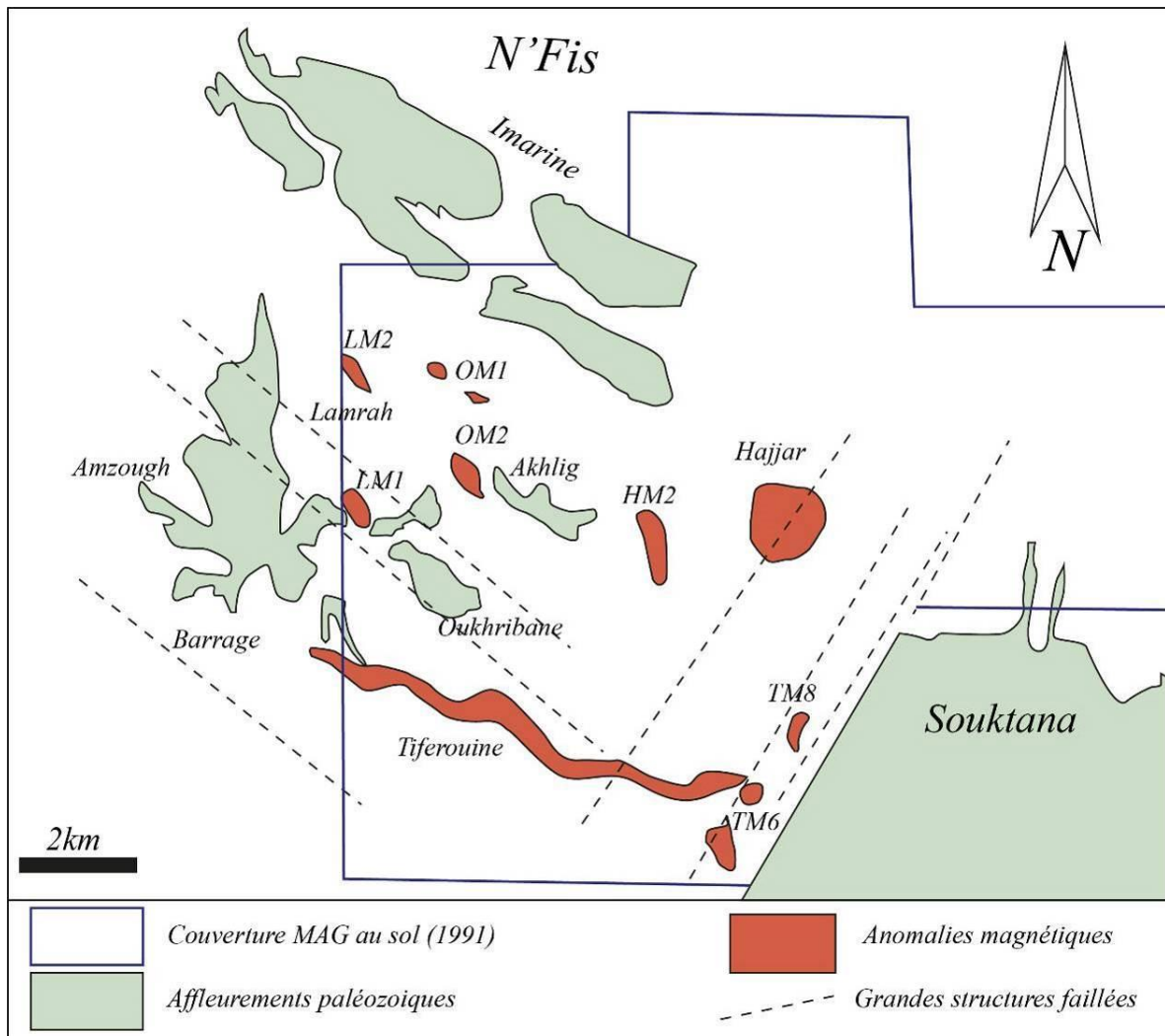


Fig. II-15: Carte synthétique montrant les principales anomalies magnétiques caractérisant le domaine de N'Fis (carte interne CMG, d'après Hibti, 2001).

CHAPITRE III : LITHOSTRATIGRAPHIE DES GUEMASSA ORIENTALES

III-1- LITHOSTRATIGRAPHIE

III-1-1- Introduction

Les travaux antérieurs (Hibti, 1993 ; Raqiq, 1997) rattachent le secteur de Hajjar au domaine du N'Fis ou Guemassa orientale. Ce secteur est couvert en discordance par des terrains d'âge mio-pliocène. De ce fait, et pour préciser la succession lithostratigraphique du district de Hajjar, nous avons choisi d'étudier les massifs avoisinants : le massif de Souktana (SKT) à l'Est, et le domaine du N'Fis (blocs d'Imarine à l'ouest et les blocs d'Akhliji-Oukhirbane-Tiferouine (AOT) au sud-ouest) (Fig. III- 1)

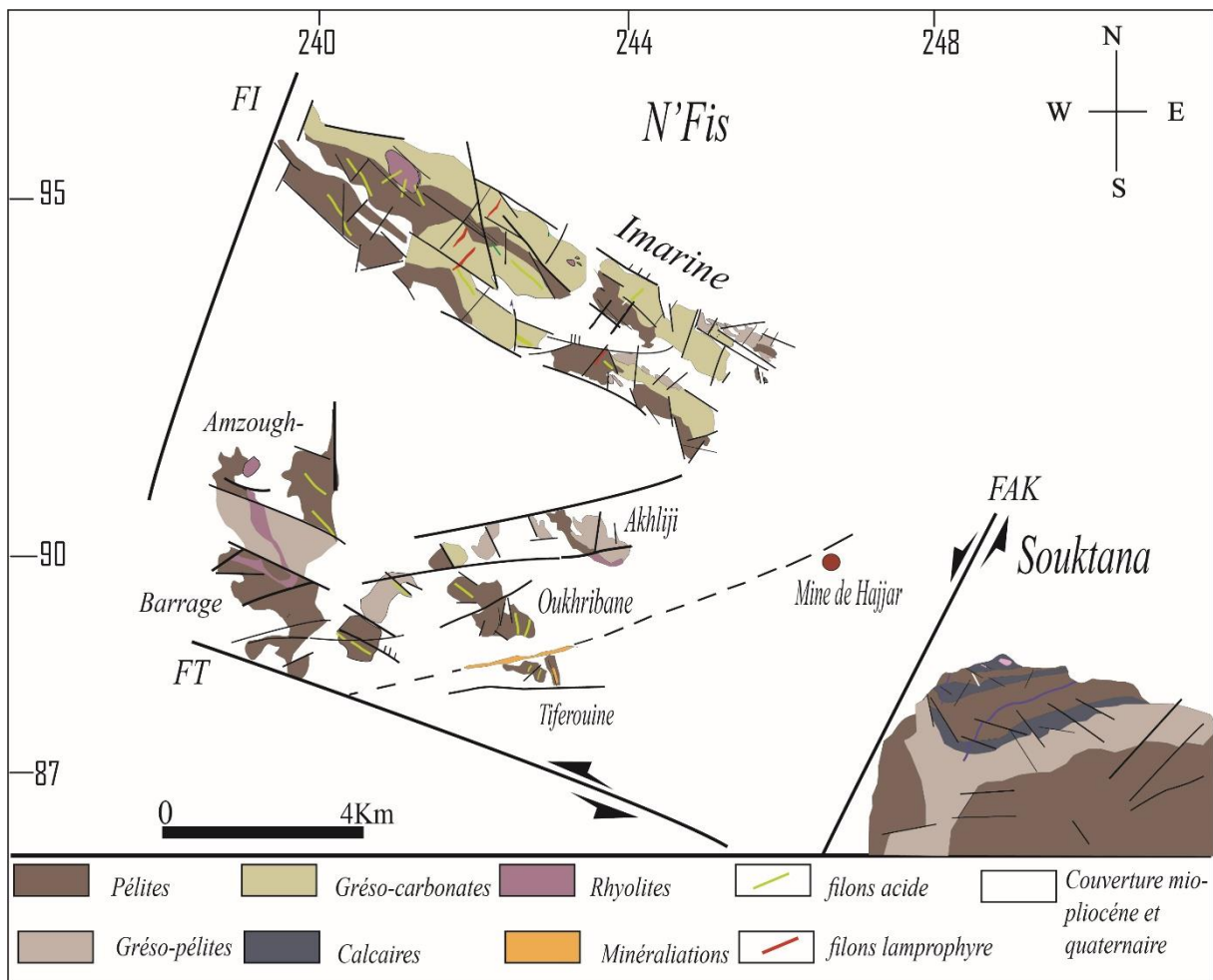


Fig. III- 1: Carte des faciès du domaine de N'Fis et Souktana. FI : Faille d'Imarine ; FT : Faille de Lalla Takerkoust ; FAK : Faille d'Aît Khaled (Admou et *al.*, 2018)

III-1-2- Lithostratigraphie du domaine de N’Fis et NW de Souktana

III-1-2-1. Bloc Barrage-Amzough et Oukhirbane-Akhliji-Tiferouine

Le bloc du Barrage-Amzough constitue la partie sud du domaine de N’Fis (Fig. III- 1). D’après Raqiq (1997), ce bloc est composé de deux unités (Fig. III- 2) :

Unité basale- (formation du Barrage-Amzough) : cette unité est composée de trois termes : i) terme silteux formé essentiellement par des niveaux silteux avec des rares intercalations gréseuses ou carbonatées ; ii) terme gréso-silteux, formé par une alternance gréso-silteuse à dominance gréseuse ; iii) terme pélitique, qui affleure à la base du corps lavique d’Amzough, il est formé essentiellement par des pélites.

Unité sommitale- (formation du Barrage-Amzough) : cette unité est développée au cœur du synclinal d’Amzough, et présente deux termes : i) un terme formé par des bancs gréseux et gréso-carbonatés qui alternent avec des pélites ; ii) un terme qui constitue la partie sommitale de la série d’Amzough, formée essentiellement par des pélites noires, légèrement carbonatées avec des rares intercalations gréseuses ou gréso-carbonatées. Ouadjou, (1997) décrit cet ensemble, comme des laves rhyolitiques à caractère sub-concordants

Le bloc d’Oukhirbane-Akhlijiconstitue la partie sud-est du domaine du N’Fis, localisé au sud-ouest du gisement de Hajjar (Fig. III- 1). Il apparaît sous forme d’affleurements dispersés. On peut le subdiviser en deux formations (Raqiq, 1997)(Fig. III- 4) :

La formation d’Oukhribane : on y distingue quatre unités : i) Unité 1 : composée par des pélites noirâtres, qui passent au sommet à des blocs à conglomérats ; ii) Unité 2 : formée par des faciès à slump-ball et des conglomérats, surmontés par des bancs gréseux avec des rares interbancs pélitiques ; iii) Unité 3 : à dominance gréseuse, formée essentiellement par des alternances gréso-pélitiques ; vi) Unité 4 : formée essentiellement par des pélites, avec des rares intercalations gréseuses.

La série étudiée encaisse une minéralisation à magnétite, pyrrhotite (Fig. III- 3C), associée spatialement à des injections quartziques, syn. à post-tectoniques.

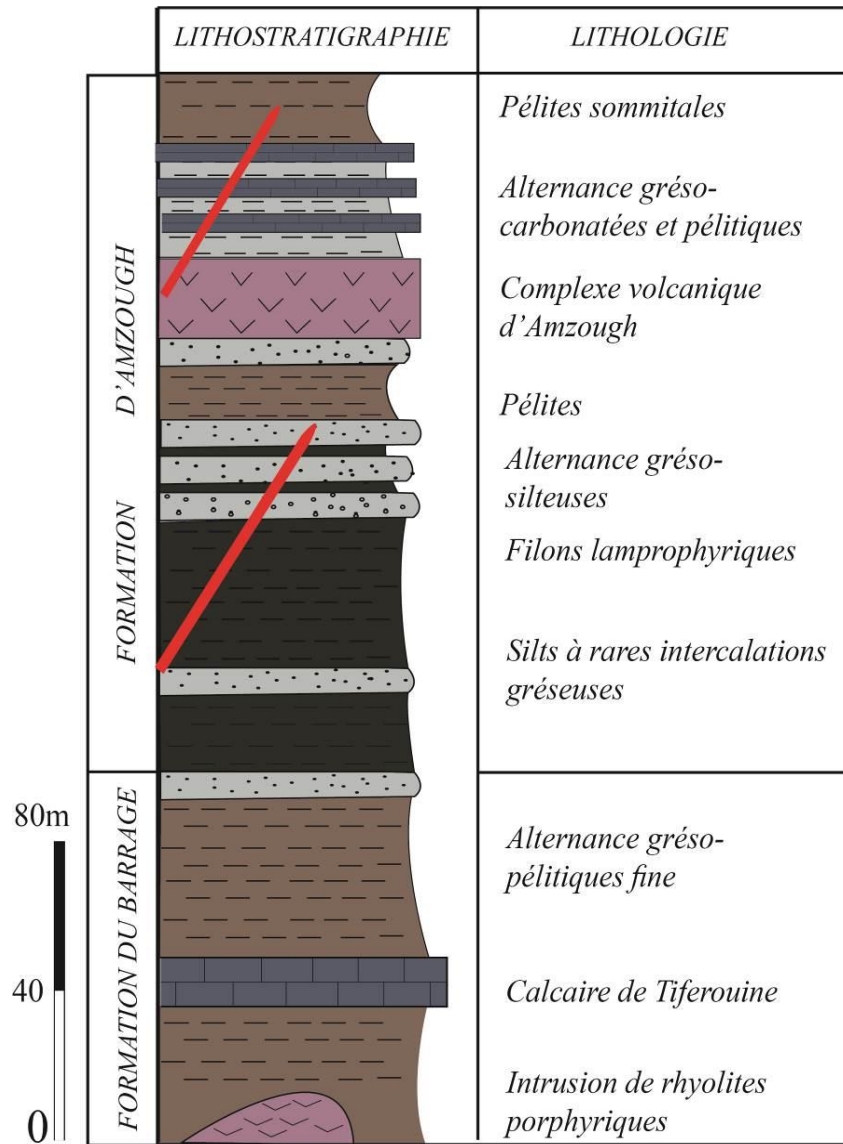


Fig. III- 2: Colonne lithostratigraphique synthétique du bloc Barrage-Amzough (Raqiq, 1997).

La formation d'Akhliji : cette formation affleure sur une épaisseur d'environ 120m. Raqiq, (1997) distingue deux unités : i) une unité 1 : qui repose sur les rhyolites d'Akhliji, et qui est formée par une alternance grésopélitique à lamines de sulfures ; ii) une unité 2 : marquée par une teinte brunâtre, elle repose sur l'unité 1 par un niveau à débris flow et des biocalcarénites, puis passe à une alternance grésopélitique à sulfures disséminés.

Le magmatisme est représenté par des laves rhyolitiques (rhyolite d'Akhliji) (Raqiq, 1997 ; Ouadjou, 1998).

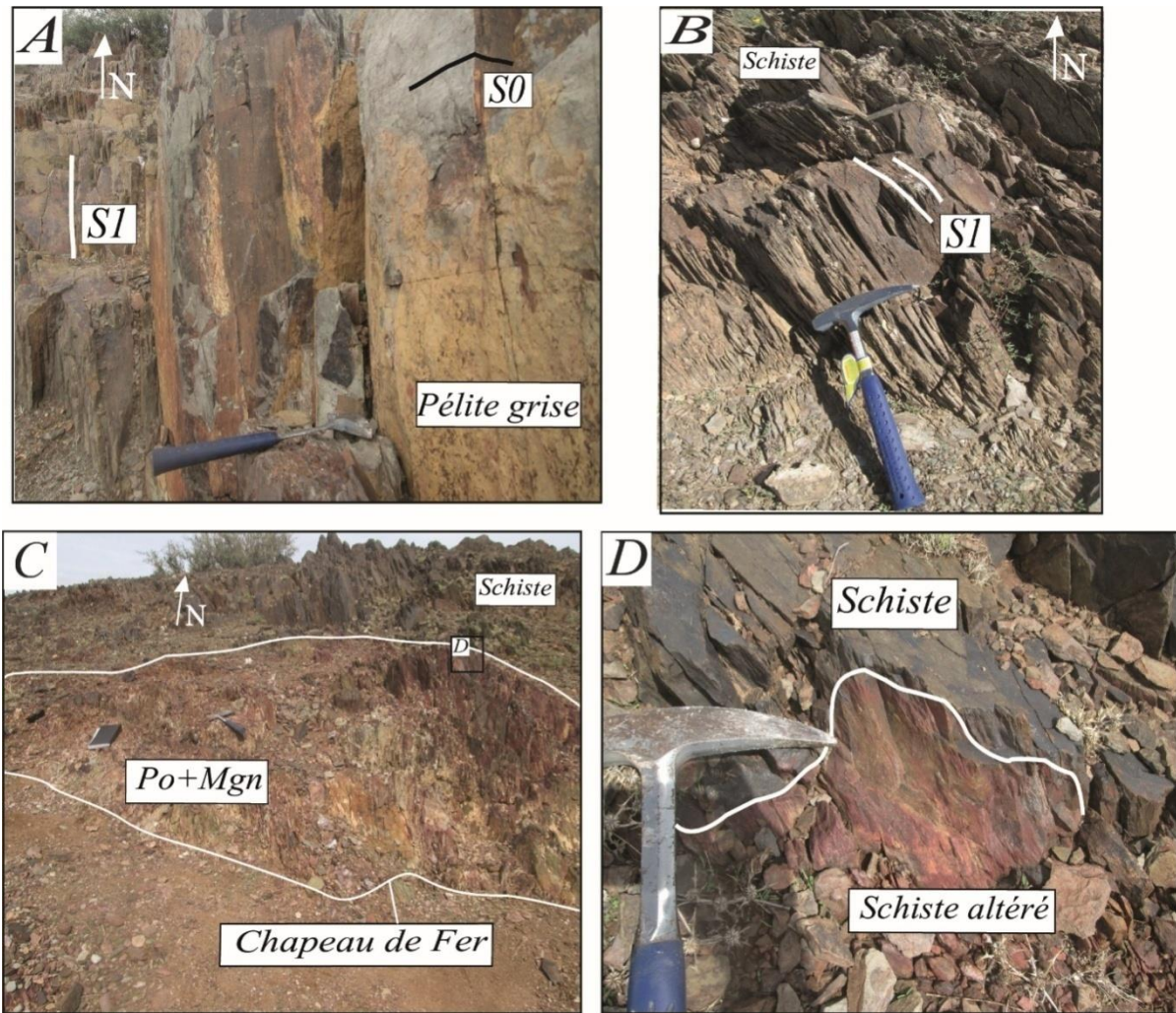


Fig. III- 3: Photos du faciès pélitiques et du chapeau de fer du secteur sud de N'Fis (Tiferouine) (Po : Pyrrhotite ; Mgn : Magnétite).

À : Pélites grises de Tiferouine ; **B** : Pélites schistosées d'Amzough ; **C** : Chapeau de fer de direction N140°, dans le secteur de Tiferouine ; **D** : Pélites altérées en chapeau de fer dans le secteur de Tiferouine.

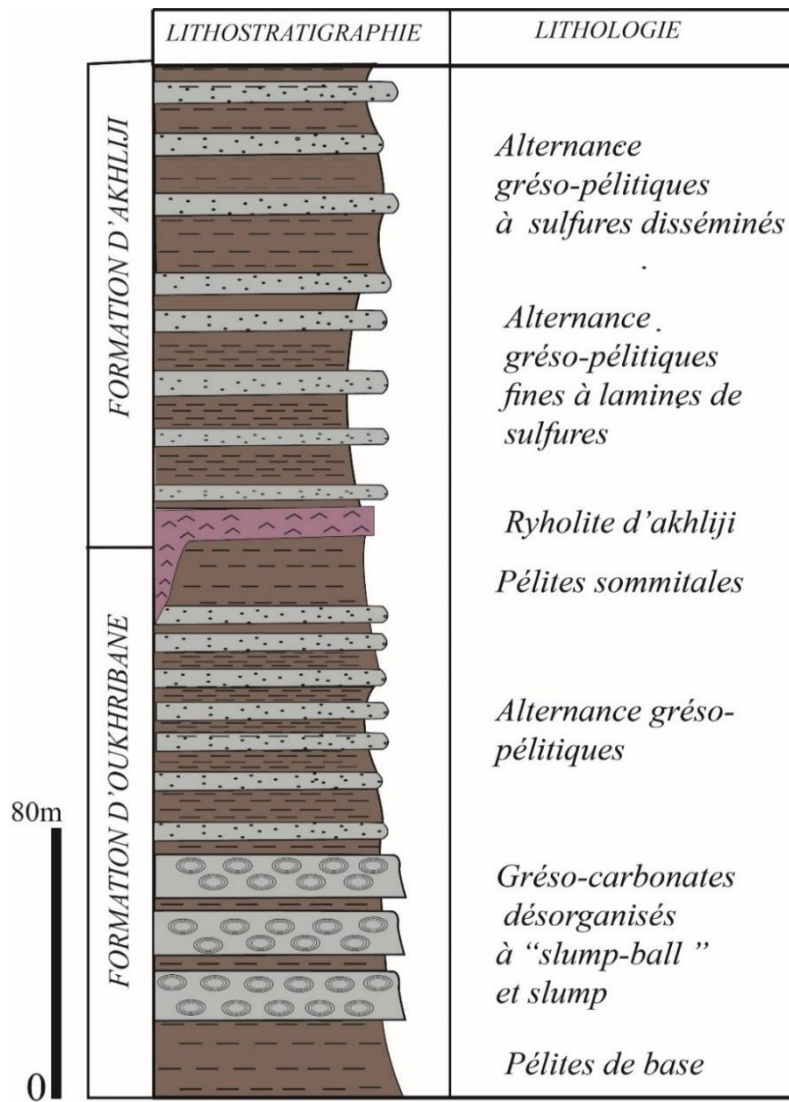


Fig. III- 4: colonne lithostratigraphique synthétique du domaine d'Oukhirbane-Akhliji » (Raqiq, 1997).

III. 1.2.2. Bloc d'Imarine

Le bloc d'Imarine constitue la partie nord du domaine du N'Fis (Fig. III- 1), avec une longueur de 7Km et une largeur d'environ 2Km. Les chaînons d'Imarine s'étalent selon deux bandes parallèles de direction NW-SE, séparées par la couverture plioquaternaire. Ces affleurements ont été subdivisés en trois unités : (Raqiq, 1997)(Fig. III- 5)

- une unité (1) : formée essentiellement par des pélites noires finement litées avec de minces intercalations gréso-carbonatées à lamines horizontales ou obliques.
- une unité (2) : constituée par des barres gréso-carbonatées.
- une unité (3) : constituée par des alternances de calcaires bioclastiques et de pélites.

Notons que la série d'Imarine a été interprétée comme une série tuffitique (Gros *et al.*, 1986).

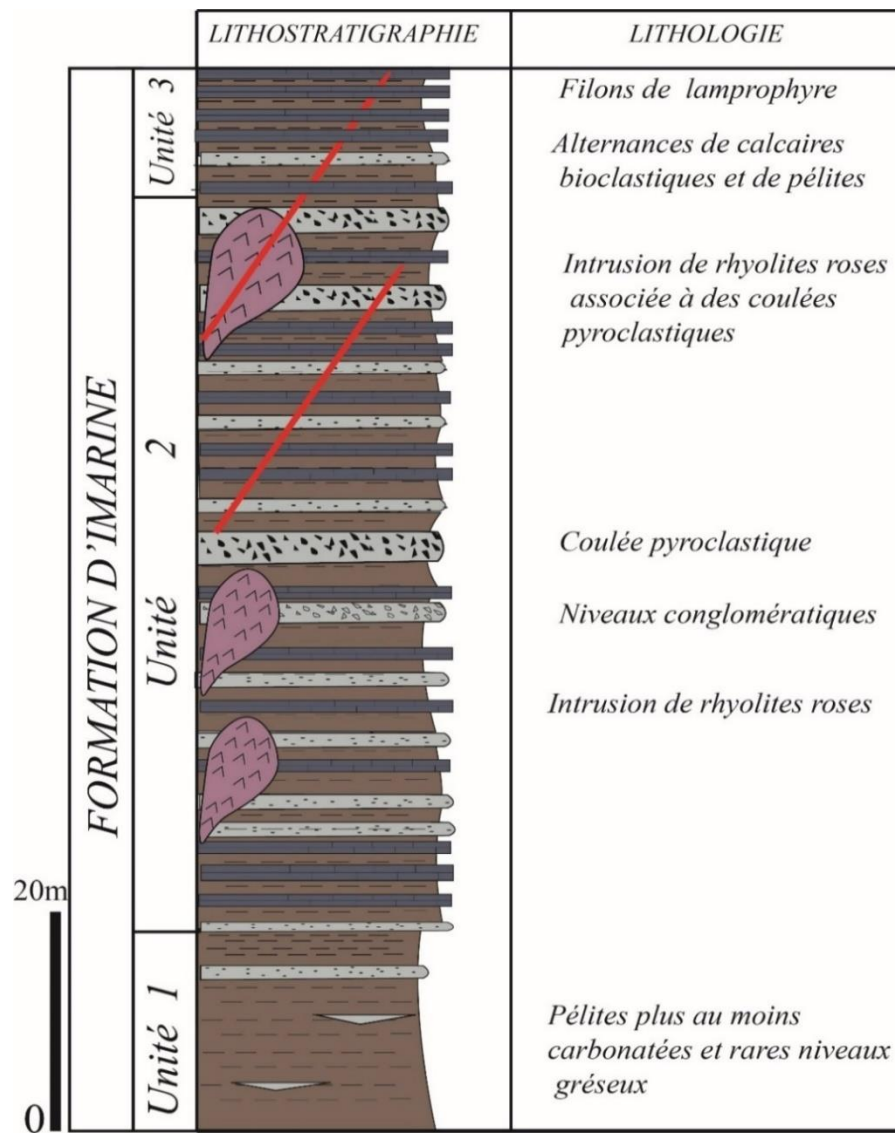


Fig. III- 5: Colonne lithostratigraphique synthétique du domaine d'Imarine (Raqiq, 1997).

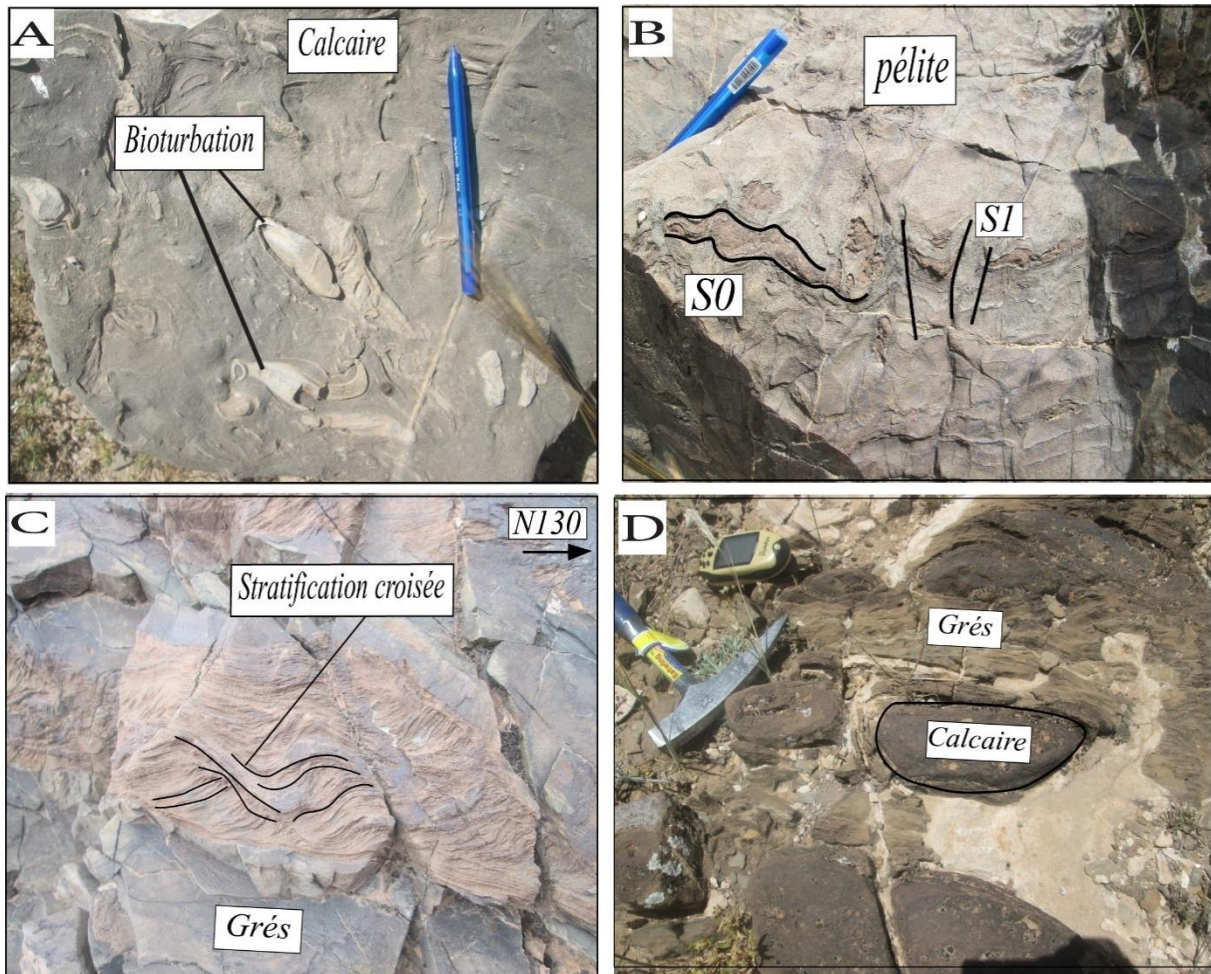


Fig. III- 6: Photos des différents faciès du bloc d’Imarine. **A)** : Calcaire à bioturbation au sud d’Imarine ; **B)** Pélites à l’ouest d’Imarine ; **C)** Grés montrant des stratifications croisées dans le nord d’Imarine ; **D)** alternance grés et calcaire au nord d’Imarine.

Les manifestations magmatiques exprimées dans le bloc d’Imarine, correspondent à des corps magmatiques intrusifs qui affleurent près du Douar Taourda au SE et dans la partie NW des chaînons d’Imarine (Fig. III- 7C).

Microscopiquement, ces roches ont des textures porphyriques, constituées de phénocristaux de feldspaths (plagioclase PL et FK)(Fig. III- 8A, B, C).

Le quartz primaire est absent. Le quartz présent dans la roche est secondaire. (Fig. III- 8D).

La mésostase microcristalline est formée de plagioclase (Fig. III- 8E, F).

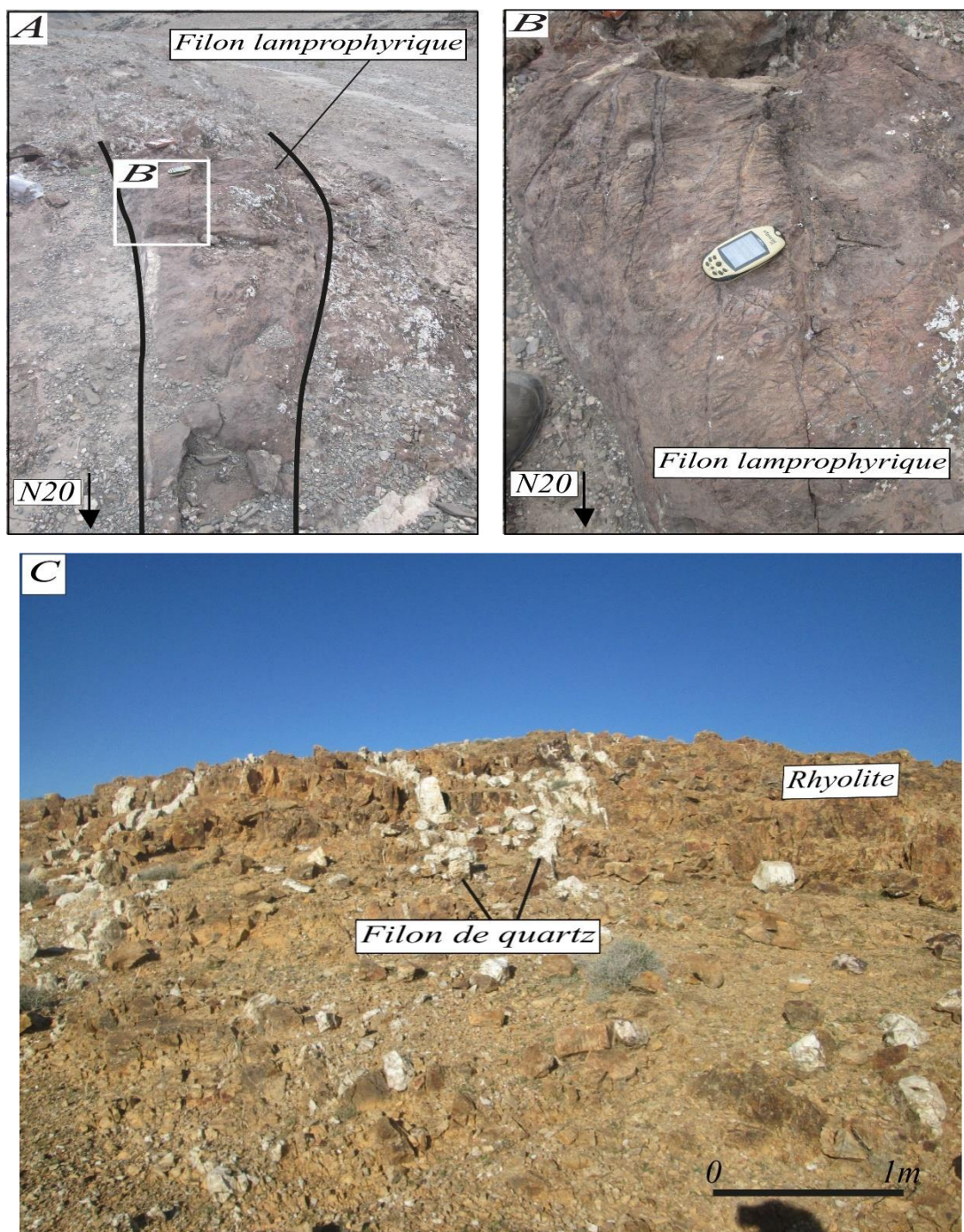


Fig. III- 7: Aspect des filons de lamprophyre (A), (B) et du dôme rhyolitique d'Imarine (C).

Des filons tardifs de nature lamprophyrique (Fig. III- 7A, B) orientés N10 à N20, ont été observés. Ils sont de puissance métrique et contiennent des micro-veines quartzo-carbonatées. Ouadjou *et al.*, (1996) ont décrit des enclaves granitiques au sein de ces filons

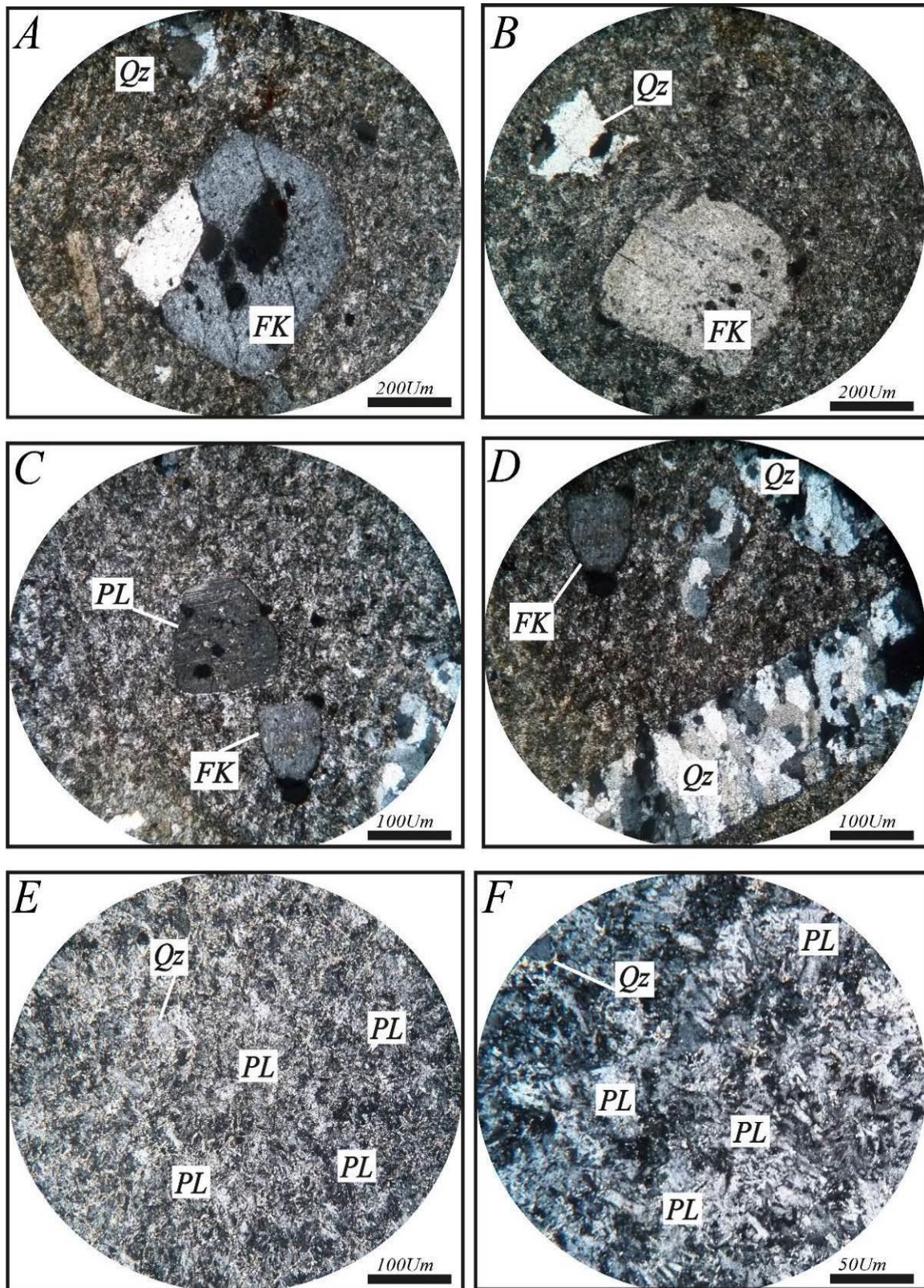


Fig. III- 8: Photomicrographie des corps rhyolitiques situés au NW d'Imarine. Qz : quartz ;
PL : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique.

III-1-2-3-Partie nord-occidentale du massif de Souktana

La partie nord-occidentale de Souktana est formée par deux grandes unités lithologiques (Oujou, 1997)(Fig. III- 11) :

- une unité (1) : constituée du bas vers le haut par : i) les pélites d'Alouarg de teinte blanchâtre avec quelques niveaux gréseux. ii) une alternance gréso-pélique, surmontée par une coulée de lave dacitique ; iii) les pélites vertes de Toukhribine, où s'intercalent des lentilles carbonatées ou gréseuses.
- une unité (2) : constituée à sa base par des calcilutites blanchâtres (Fig. III- 9C) avec au sommet un niveau de pélites noires qui renferme des éléments de calcaires. L'activité volcanique se manifeste par une série de corps rhyolitiques intrusifs (Oujou, 1997) de couleur rougeâtre (Fig. III- 9D) allongée suivant une direction NW-SE, similaire aux corps magmatiques d'Imarine, sauf que ces derniers présentent une couleur jaunâtre.

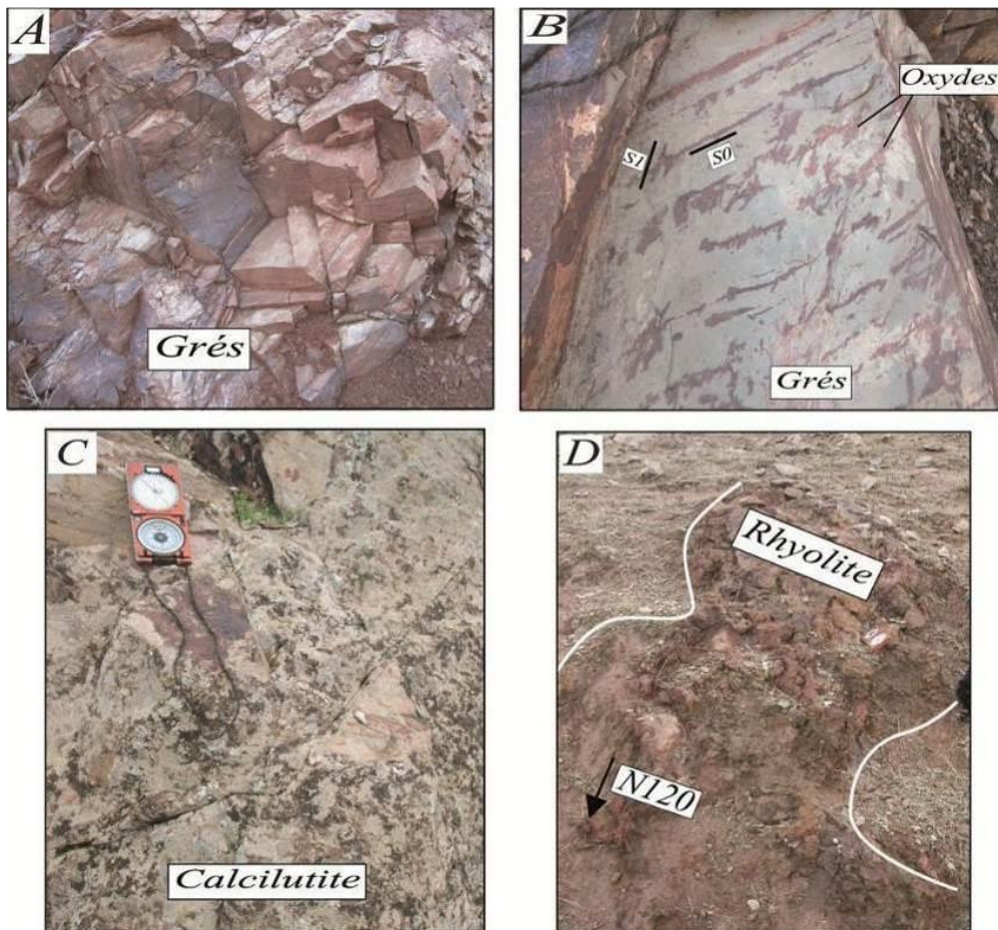


Fig. III- 9: Aspect sur le terrain des différents faciès de la partie nord-occidentale de Souktana. A) Grés ; B) Grés avec des niveaux d'oxydes ; C) calcilutite de Souktana ; D) Les rhyolites de Tazrout.

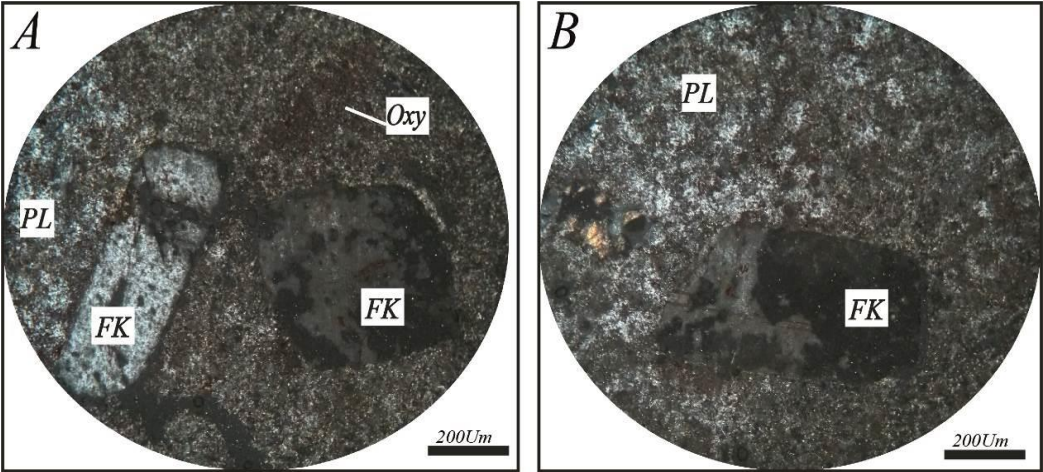


Fig. III- 10: Photos microscopiques des rhyolites de Tazrout (NW de Souktana). Oxy : Oxydes ; PL : Plagioclase ; FK : Feldspath potassique.

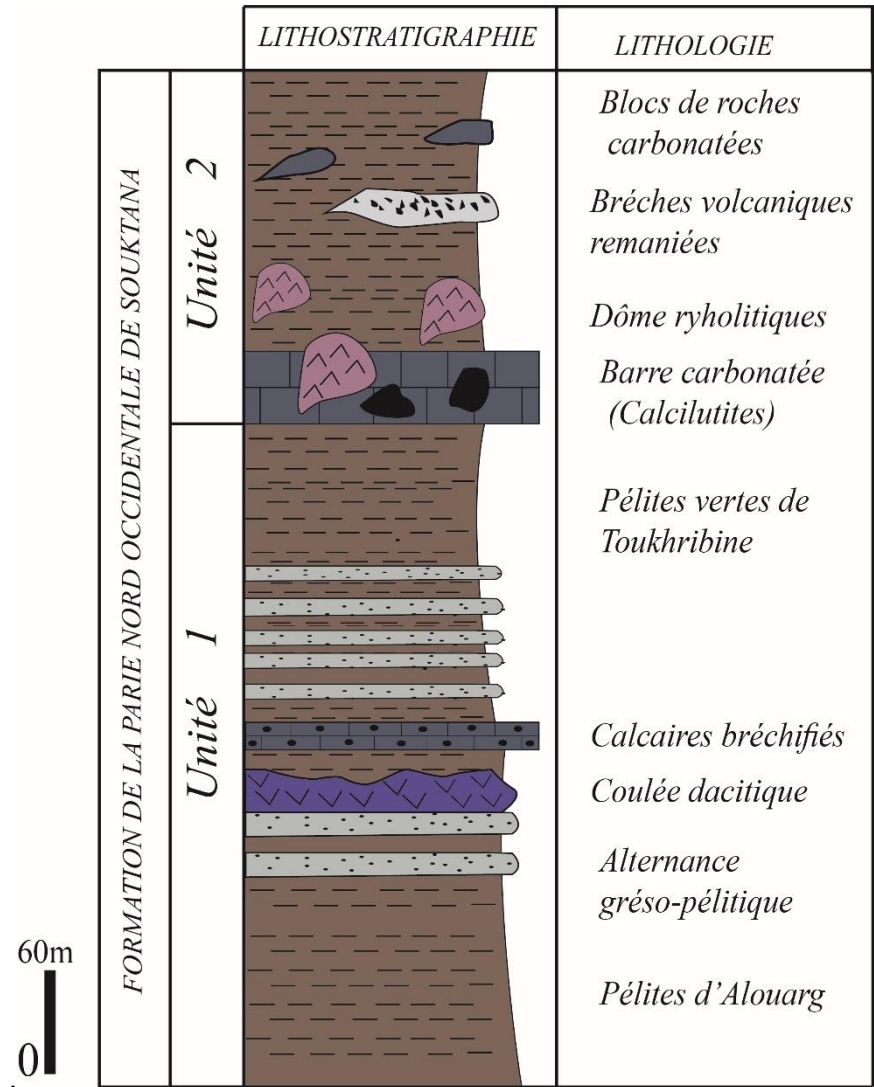


Fig. III- 11: Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie nord-occidentale de Souktana (Oujou, 1997).

Les roches magmatiques de Tazrout (massif de Souktana), se situent dans l'axe NW des corps magmatiques du domaine de N'Fis, elles se différencient de celles de N'Fis par leur couleur rougeâtre rubéfiée due à une mésostase oxydée. Microscopiquement, ces roches montrent des textures porphyriques avec un assemblage de phénocristaux de feldspath potassique. La mésostase est composée de plagioclases et d'oxydes (Fig. III- 10). Ces roches peuvent être considérées comme des rhyolithes semblables à celles d'Imarine

III-1-2-4- Correlation lithostratigraphiques de Guemassa orientale

L'étude lithostratigraphique de ce segment sud mesetien, montre que le domaine montre une diversité sédimentaire associée à une activité volcanique. Malgré la dispersion des affleurements, nous avons pu noter une similitude entre les différents ensembles qu'on peut regrouper en trois formations lithostratigraphiques :

- formation inférieure à dominance pélitique avec des rares passées carbonatées, cet ensemble encaisse des laves rhyolitiques interstratifiées.
- formation médiane représentée par des termes grés-pélitiques et grés carbonatés.
- formation sommitale constituée à sa base par des pélites, qui évoluent vers des grès calcaires et des calcaires bioclastiques. Cet ensemble encaisse des corps rhyolitiques intrusifs et des filons de lamprophyres.

III-1-3- Lithostratigraphie du secteur minier de Hajjar

III-1-3-1- Introduction

Le gisement polymétallique de Hajjar se situe dans la partie orientale du domaine de N'Fis (Fig. III- 1), Il appartient à la zone transitoire entre le domaine du N'Fis et de Souktana. Le socle paléozoïque est y marqué par une couverture d'âge mio-pliocène et quaternaire, d'environ 120 m d'épaisseur.

Nous avons réalisé une étude lithologique de la série de Hajjar à partir des travaux miniers et des sondages carottés implantés dans le secteur minier, couplés à une synthèse bibliographique des données du gisement de Hajjar (Felenc, 1986 ; Ouakib, 1988 ; Haimeur, 1988 ; Hibti, 1993). On distingue trois unités lithologiques (Fig. III- 12) :

Unité basale : elle est puissante d'environ 200 m, et associée à des dépôts de tufs, de tuffites et des manifestations volcaniques. Raqiq, (1997) et Hibti (2001) propose plusieurs termes qui sont de bas en haut :

- des silts rubanés

- des laves bulleuses
- des silts fins à récurrences pyroclastiques
- des laves ryholitiques à passées de brèches volcaniques
- un horizon de tuf pyroclastique chloritisé
- des laves à xénolites et intercalations cinéritiques
- un horizon sommital formé d'une succession de quartzite à cinérites.

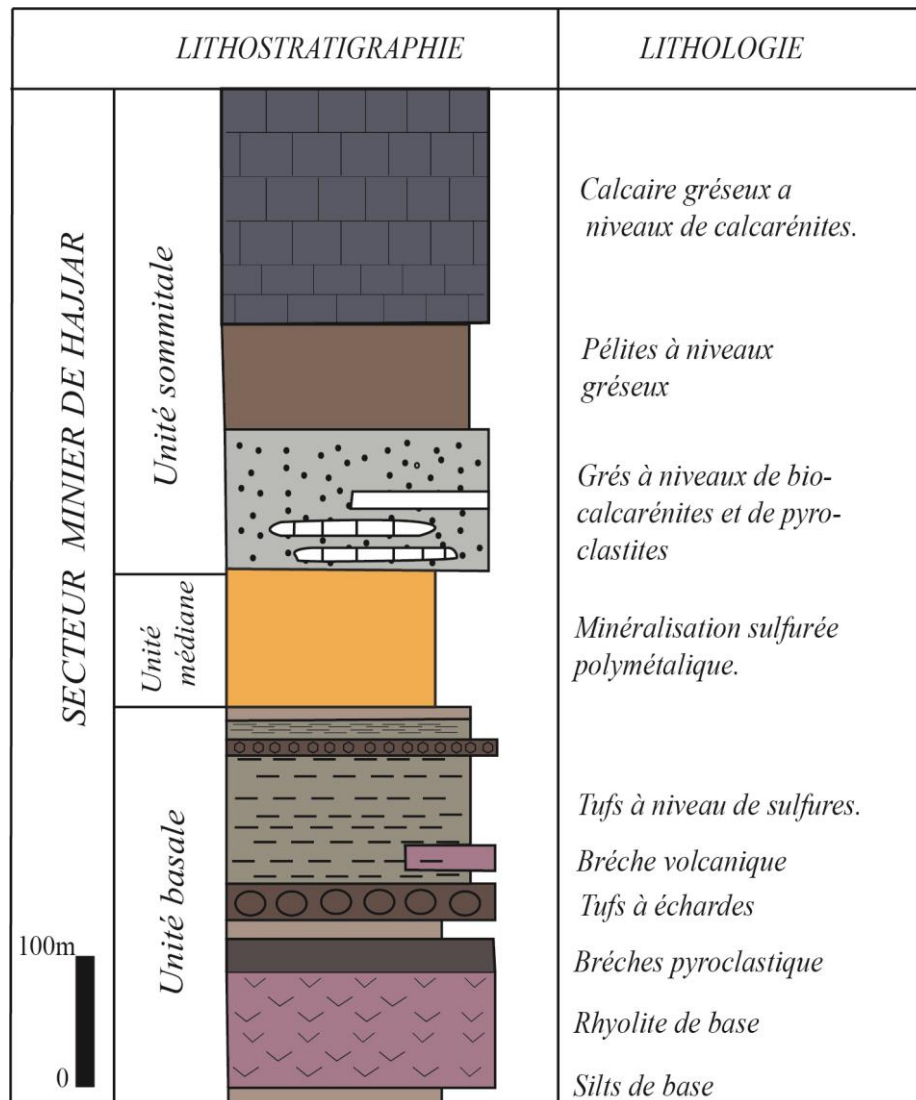


Fig. III- 12: Log du secteur minier de Hajjar (Hibti, 2001).

Unité médiane : c'est l'unité porteuse de la minéralisation. La minéralisation de cette unité présente différentes textures, allant du minerai massif, submassif, jusqu'à des textures béchiques et disséminées. La minéralisation est sous forme des lentilles sulfurées, portées par un horizon poreux. Ces horizons se caractérisent par une forte dissémination de sulfures (pyrrhotite, pyrite, sphalérite, chalcopryrite et galène).

Unité sommitale : cette unité est formée par des pélites et des faciès à granulométrie relativement plus grossière, avec des intercalations de niveaux stratiformes de coulées pyroclastiques et de calcaires à organismes (Raqiq, 1997). Cette unité est définie comme une série de comblement de bassin (Benharref et Hibti, 1993)

III-1-4- Place du gisement de Hajjar dans la séquence lithostratigraphique de N’Fis

Hibti (1993) montre une similitude lithologique entre l’unité basale de Hajjar, l’ensemble basal et médian d’Oukhirbane-Akhliji et l’ensemble basal d’Amzough. Il interprète la série sommitale de Hajjar comme l’équivalent de l’ensemble sommital d’Oukhirbane -Akhliji, la série d’Imarine et l’ensemble supérieur d’Amzough. L’unité médiane reconnue à Hajjar n’existe pas au niveau d’Oukhirbane-Akhliji et Amzough. C’est ainsi qu’il résume la lithostratigraphie de N’Fis en deux ensembles distincts.

Un ensemble basal à caractère volcanique et volcano-sédimentaire minéralisé, et un ensemble sommital à caractère essentiellement carbonaté.

L’étude lithostratigraphique de Raqiq (1997) effectuée dans le domaine de N’Fis, et dans le gisement de Hajjar montre que la succession de Hajjar est la même que celle retrouvée dans les chaînons d’Imarine.

**CHAPITRE IV : ETUDE TECTONO-
METAMORPHIQUE DES GUEMASSA
ORIENTALES**

IV-1 ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE DE N'FIS

IV-1-1- Introduction

La structuration actuelle des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech est le résultat de la succession de plusieurs épisodes de déformation (Soulaïmani, 1991). La déformation hercynienne, qui constitue l'épisode le plus marqué, est caractérisée par des structures compressives synschisteuses. Ce segment de la chaîne hercynienne a, par la suite, enregistré une déformation cassante hercynienne tardi- à post-schisteuse. Finalement, une influence des mouvements atlasiques serait responsable de la surrection de ces chaînons, actuellement recouverts par la plaine plioquaternaire du Haouz de Marrakech.

IV-1-2- Phase de plissement :(hercynienne majeure)

IV-1-2-1- Introduction

Pendant cette phase se sont créées des mégastructures plicatives régionales. Elle est responsable d'une schistosité de flux pénétrative. Elle a engendré des plis anisopaques, synschisteux. Elle est accompagnée d'un métamorphisme épizonal dont l'intensité augmente vers le SE du domaine du N'Fis.

IV-1-2-2- Géométrie des plis

Les mégastructures

Zone d'Imarine

Les plis cartographiques au niveau d'Imarine sont difficiles à observer, vu leur grand rayon de courbure. Mais grâce à la relation S_0/S_1 , nous avons pu relever une structure anticlinale, légèrement déversée vers le SW avec un axe plongeant faiblement vers le NW (Fig. IV- 1).

Secteur d'Amzough, Oukhirbane-Akhliji :

Dans le sud du domaine de N'Fis, les plis présentent un déversement vers le SW, avec une disposition en flancs longs flancs courts. Le mégaplisement d'Amzough est une double structure synclinale et anticlinale à déversement SW de direction axiale NW. Ces plissements sont bien marqués par les coulées plissées d'Amzough (Fig. IV- 1).

Le secteur nord-occidental de souktana

Le secteur de Souktana est marqué par des plis d'amplitude pluri-décamétrique à kilométrique, avec des directions axiales subméridiennes à N20 (Gaillet, 1986). Ces structures plicatives montrent des variations directionnelles au contact de certaines failles de direction N60 à N70 à jeu dextre.

Les microstructures

Les mégastructures synschisteuses décrites auparavant, sont accompagnées d'un plissement d'échelle métrique à décimétrique. Les axes de plis, soulignés par la linéation d'intersection S0/S1 ont en général une direction N130 dans le domaine du N'Fis, et N20 à N70 dans le massif de Souktana (Fig. IV- 1). Cette linéation nous a permis de repérer indirectement les axes des structures plicatives, même en l'absence de charnières visibles. La schistosité majeure (S1) parallèle au plan axial des plis se réfracte au passage des niveaux compétents. Cependant sa direction et son pendage ainsi que les relations angulaires S0/S1 permettent de s'assurer du déversement des structures vers le SW dans le domaine du N'Fis, et vers l'Est dans le massif de Souktana.

La géométrie des microplis varie essentiellement en fonction de la lithologie. Dans les schistes, les plis sont difficilement observables. Les charnières sont alors déduites à partir de l'angle notable, que font la schistosité et la stratification. Dans les formations carbonatées, les microplis sont relativement rares, alors que dans les séries schisto-gréseuses, les alternances de grès et de schistes sont favorables à l'observation des microplissements. Les plis sont anisopaques avec un épaississement au niveau des charnières (Fig. IV- 5).

Par endroits à l'approche des dômes ryholitiques, où l'on observe des plis centimétriques, la déformation exprimée est intense, la géométrie désordonnée et désorganisée des plis (Fig. IV- 3), indique que la roche serait relativement chauffée et amollie thermiquement pendant la déformation.

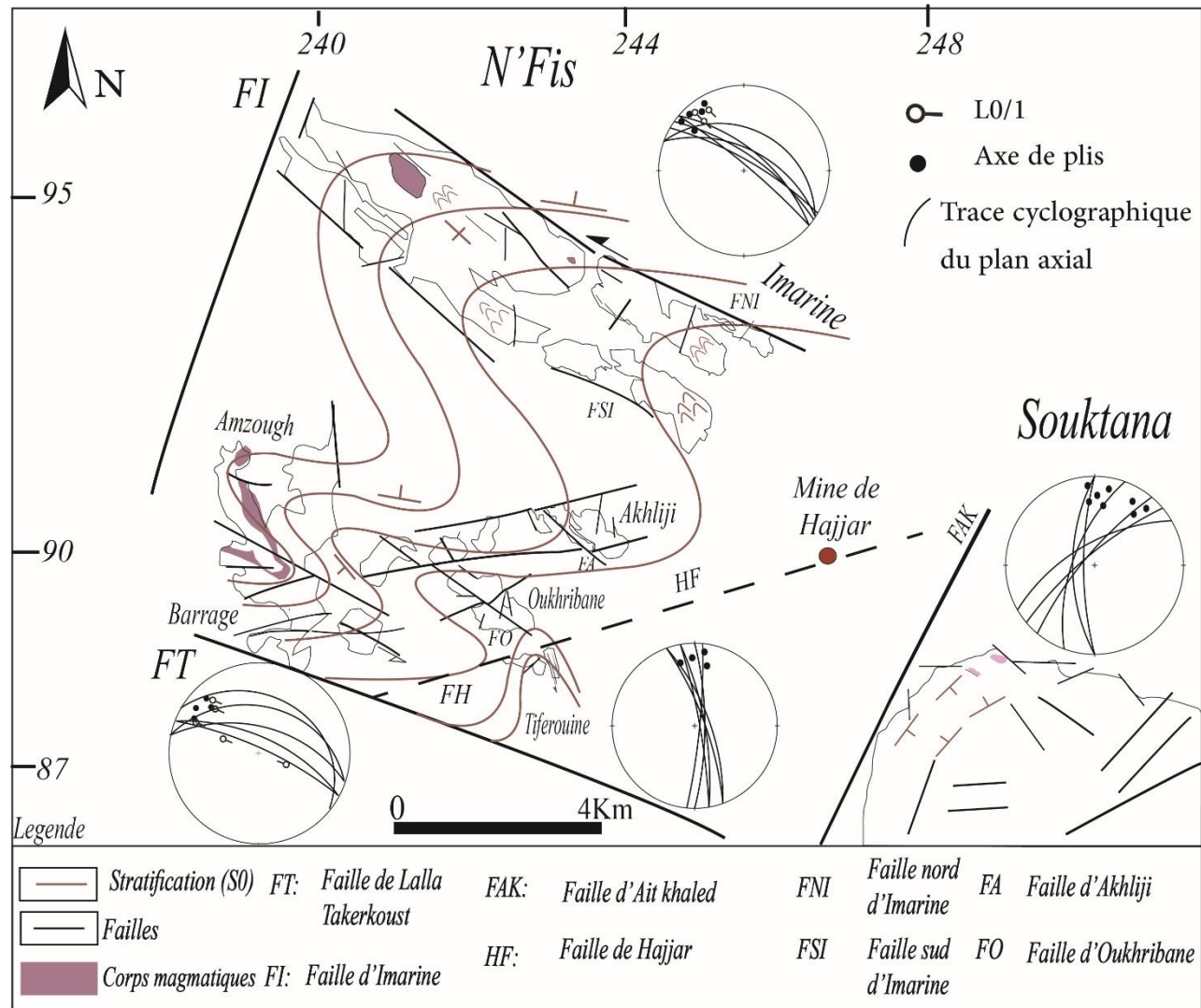


Fig. IV- 1: Croquis montrant l'allure des mégastructures plissées dans le domaine de N'Fis et le massif de Souktana.

Le contact encaissant-corps ryholitique est schistosé avec une cornification caractérisant ce contact (Fig. IV- 2C1, C2).

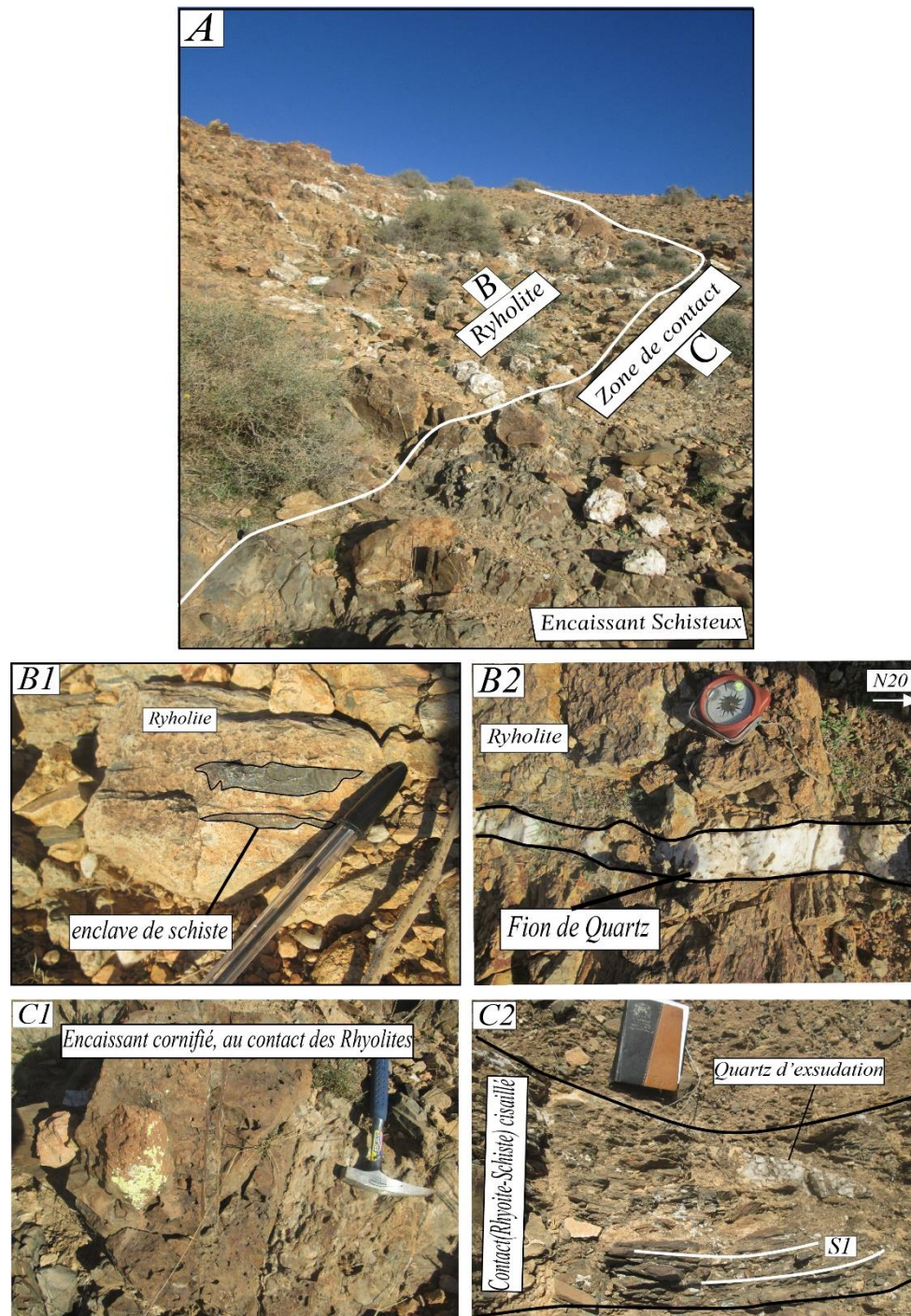


Fig. IV- 2: Aspect de l'encaissant au contact du dôme ryholitique d'Imarine.

A) Vue du contact encaissant -ryholite et emplacement des photos ; B1) Enclave des schistes dans les rhyolites ; B2) filon de quartz recoupant les rhyolites ; C1) encaissant cornifié au contact immédiat des rhyolites ; C2) Contact schistosé entre rhyolites et encaissant avec développement du quartz d'exsudation.

Nous notons également l'accroissement du gradient d'intensité de déformation (forte schistogénese) vers les corps rhyolitiques (Fig. IV- 2C2).

Au microscope, ces corps magmatiques rhyolitiques n'enregistrent pas l'effet de la déformation majeure (Fig. III- 98).

Les trajectoires de la schistosité sont concentriques autour du corps magmatique (Fig. IV- 4).

Ces caractéristiques observées localement au contact des corps rhyolitiques sont en faveur d'une mise en place syn à tardi-tectonique de ces corps magmatiques

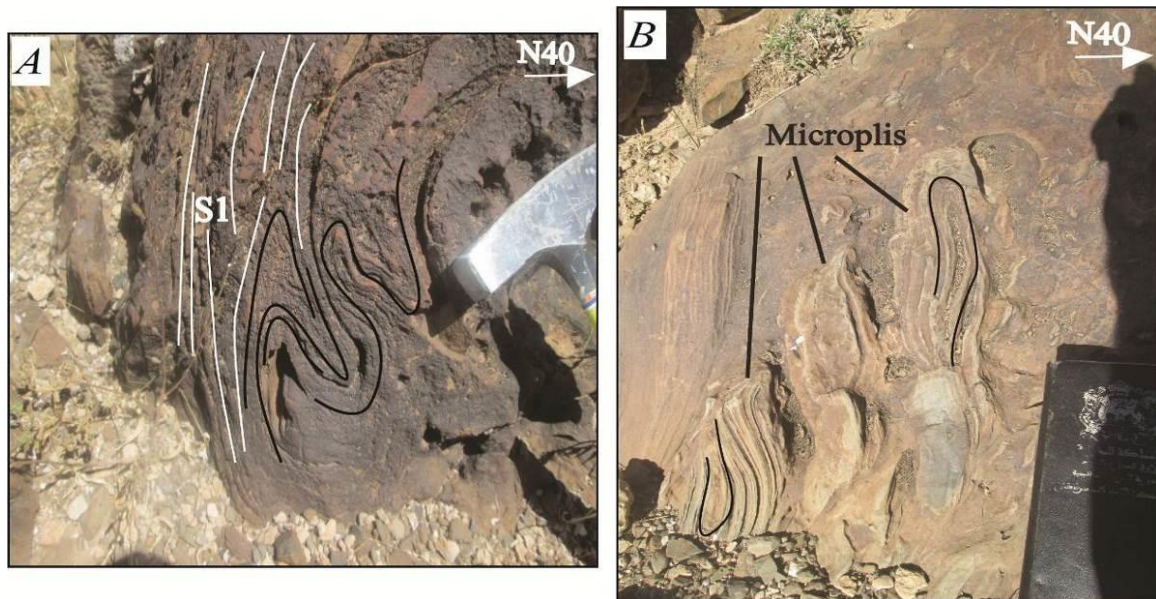


Fig. IV- 3: Aspect des plis à l'approche des dômes rhyolitiques au nord d'Imarine.

Deux observations sont à noter :

- Une variation directionnelle des plis synschisteux, depuis des directions subméridiennes à NE dans le massif de Souktana, à des directions N130 dans le domaine de N'Fis (Fig. IV- 1).
- Une évolution morphologique et typologique des plis synschisteux, du nord vers le sud du domaine de N'Fis (Fig. IV- 1 et Fig. IV- 7). Cette évolution a été déjà signalée auparavant (Soulaïmani, 1991 et Raqiq, 1997). Elle serait probablement en relation avec les mouvements le long de l'accident N110 de Lalla Takerkoust. Les décrochements orientés N130 ont une composante qui a engendré le déversement des structures vers le SW. Ceci peut être observé sur la cinématique de l'accident (FT) et sa relation avec le déversement des structures vers le SW (Fig. IV- 7).

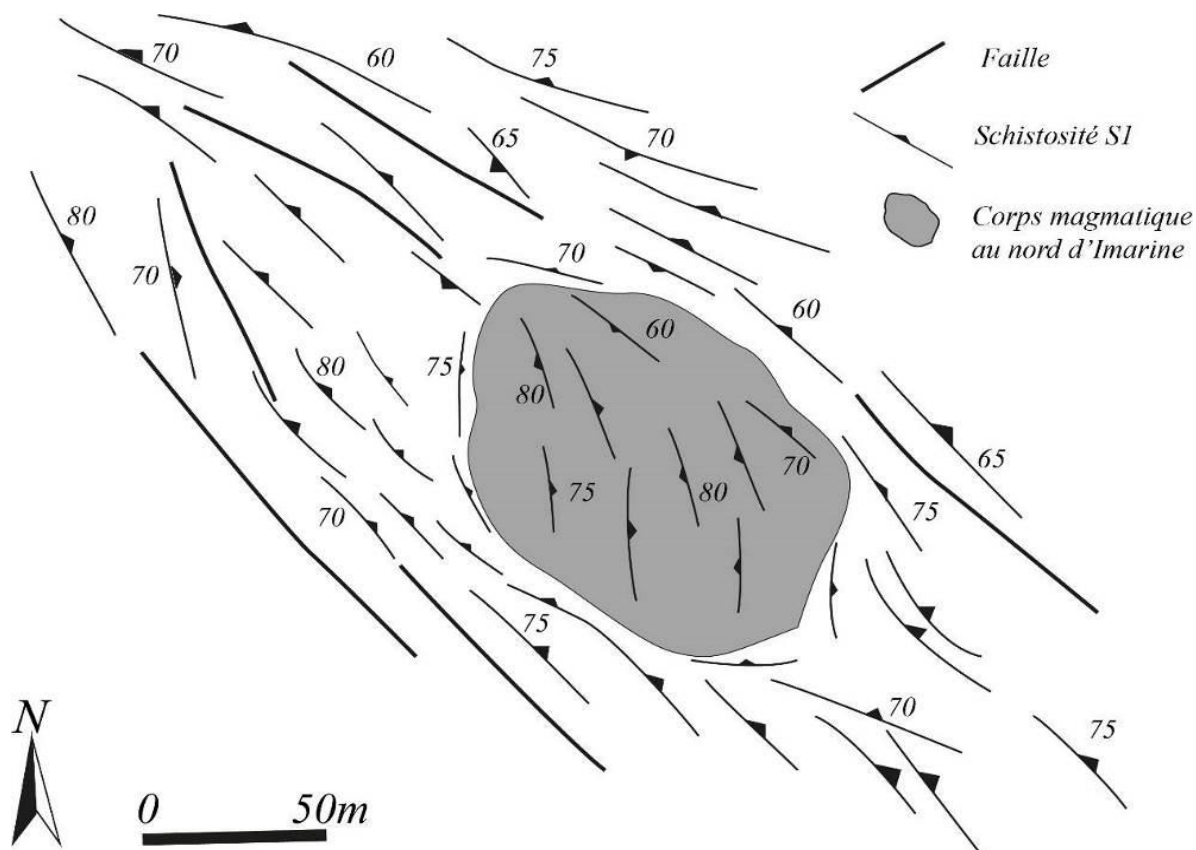


Fig. IV- 4: Trajectoire de la schistosité S1 dans l'ensemble encaissant-corps ryholitique au nord d'Imarine.

IV-1-2-4- Schistosité

De nombreux affleurements du massif d'Imarine présentent une déformation des sédiments mous comme des slumps et des convolutes (Fig. IV- 5B, D, E) suggérant des instabilités de pentes dans les sédiments du syn-rift. Ces structures de sédiments mous sont coupées par une schistosité S1 subverticales souvent oblique par rapport au plan axial des plis isoclinaux (Fig. IV- 5B, D). Ceci suggère que la plupart des plis isoclinaux et disharmoniques sont des slumps, et donc antérieurs au développement de la schistosité de plan axial. Cette schistosité S1 est bien développée dans le bloc N'Fis, avec un pendage subvertical et une orientation NW-SE (Fig. IV- 6). Ce plan de S1 largement répandu correspond à une fabrique planaire axial (P1), elle transpose localement les plans de (S0 // S1, par exemple Fig. IV- 5F)

Localement, la S1 de direction NW-SE est marquée par des porphyroblastes de biotite allongés et alignés, parallèles à l'étirement de la pyrrhotite (Fig. IV- 5F), suggérant une croissance syntectonique de la biotite. Aucune linéation d'étirement n'a été observée dans le bloc N'Fis. Des plans de cisaillements WNW-ESE senestres d'échelles décimétriques, sont

légèrement obliques par rapport à S1, et sont responsables de la déviation locale des plans S1 dans les affleurements d'Imarine (Fig. IV- 6 et Fig. IV- 12).

Trajectoire de la schistosité

Les mesures des directions de schistosité, ont permis de dresser une carte de trajectoire de celle-ci (Fig. IV- 6), cette carte révèle une variation directionnelle, contrôlée essentiellement par l'influence des décrochements d'ordre cartographique syn à tardi schisteux.

L'affleurement de Tiferouine montre un chapeau de ferde direction N70 (Fig. IV- 6et Fig. IV- 16), qui correspond à la partie altérée d'un corps porteur de magnétite reconnu en profondeur (Hibti, 2001). L'altération supergène semble surimprimer une cataclasite précoce. Le long et à l'intérieur du corps minéralisé cataclaté, l'orientation de la schistosité S1 est fortement perturbée (Fig. IV- 16), ce qui suggère des mouvements le long d'une faille latérale droite N70 (voir aussi la Fig. IV- 6).

Domaine d'Imarine

La schistosité (S1) exprimée dans le bloc d'Imarine, présente des directions généralement homogènes allant du N120° E à N150° E, avec des pendages forts vers le NE. Cependant, nous pouvons noter des perturbations locales. La direction de S1 tend à se paralléliser aux directions des failles N20 et N170. La virgation de la S1 près de ces failles est compatible avec un jeu dextre de ces accidents

Dans le bloc d'Amzough et le bloc d'Akhliji-Oukhirbane-Tiferouine.

En se référant à la direction de schistosité, nous remarquons l'individualisation de deux compartiments :

Un compartiment occidental est composé de blocs d'Amzough-Akhliji et le secteur ouest d'Oukhirbane et Tiferouine. Il est caractérisé par une schistosité similaire du point de vue directionnel à celle trouvée à Imarine. Dans le secteur sud d'Amzough, nous avons des directions N110, contrôlées par des failles de même direction.

-Un compartiment oriental constitué par le secteur est d'Oukhirbane-Tiferouine. Ce domaine montre une schistosité de direction subméridienne, fortement pentée vers l'Est.

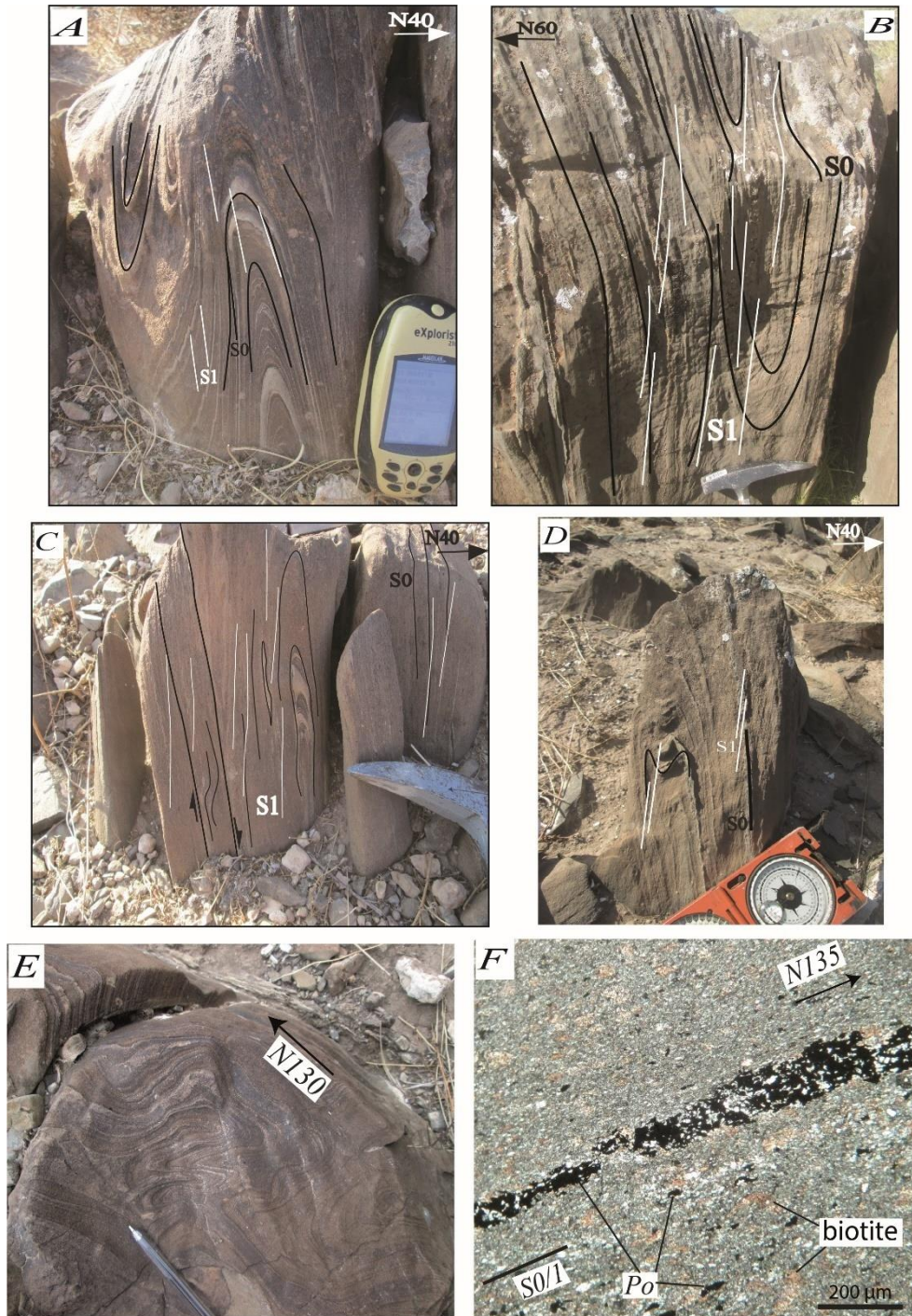


Fig. IV- 5: Aspect à l’affleurement des plis (A, B, C, D) et slumps centimétriques (E) du secteur d’Imarine ; (F) : section minces (LPA, perpendiculaire à la schistosité) de métapélite avec des rubans de sulfure (Po: pyrrhotite) du bloc N’Fis.

Le ruban est transposé par le plan de schistosité, le ruban de sulfure et les grains disséminés dans la matrice sont aplatis. Les porphyroblastes de biotites sont allongés parallèlement au plan de schistosité.

Dans le massif de Souktana

La direction de la schistosité dans la partie nord-occidentale du massif de Souktana varie entre des directions subméridiennes et des directions N60 avec des pendages forts vers le NW. Ces directions sont contrôlées essentiellement par des failles de direction N70. La virgation de la S1 indique un jeu synschisteux dextre de ces accidents. Localement dans la partie nord, près du Douar Tazrout, la schistosité tend à joindre la direction des failles N90° à N120°.

Typologie de la schistosité

Il s'agit d'une schistosité de flux très pénétrative, dont l'évolution typologique spatiale est fonction de la lithologie. Son intensité augmente à proximité des zones des cisaillements :

En dehors des zones de cisaillements, la typologie de la schistosité varie d'un faciès à un autre en fonction de la nature lithologique et de la granulométrie des faciès. En effet, elle est bien marquée dans les faciès fins pélitiques, alors qu'au niveau des faciès grossiers et plus compétents (grès, calcaires), elle est peu pénétrative.

À l'approche des zones de cisaillement, la schistosité s'accroît. L'augmentation de l'intensité de déformation vers le Sud-Est est exprimée par une forte schistogenèse. Ce caractère évolutif est probablement en relation avec l'accident de Lalla Takerkoust (FT) au sud de N'Fis, et avec les accidents N70 (HF) situés au Sud-est de N'Fis (Fig. IV- 6).

Les directions régionales de la schistosité sont NW-SE, avec localement des directions subméridiennes dans la partie sud-est du domaine de N'Fis (précisément le secteur Est d'Akhliji-Oukhirbane), et des directions NE dans le massif de Souktana. L'analyse des trajectoires et de l'intensité de la schistosité régionale S1 nous a permis d'élucider les relations spatiales et la cinématique des couloirs de failles et de cisaillements.

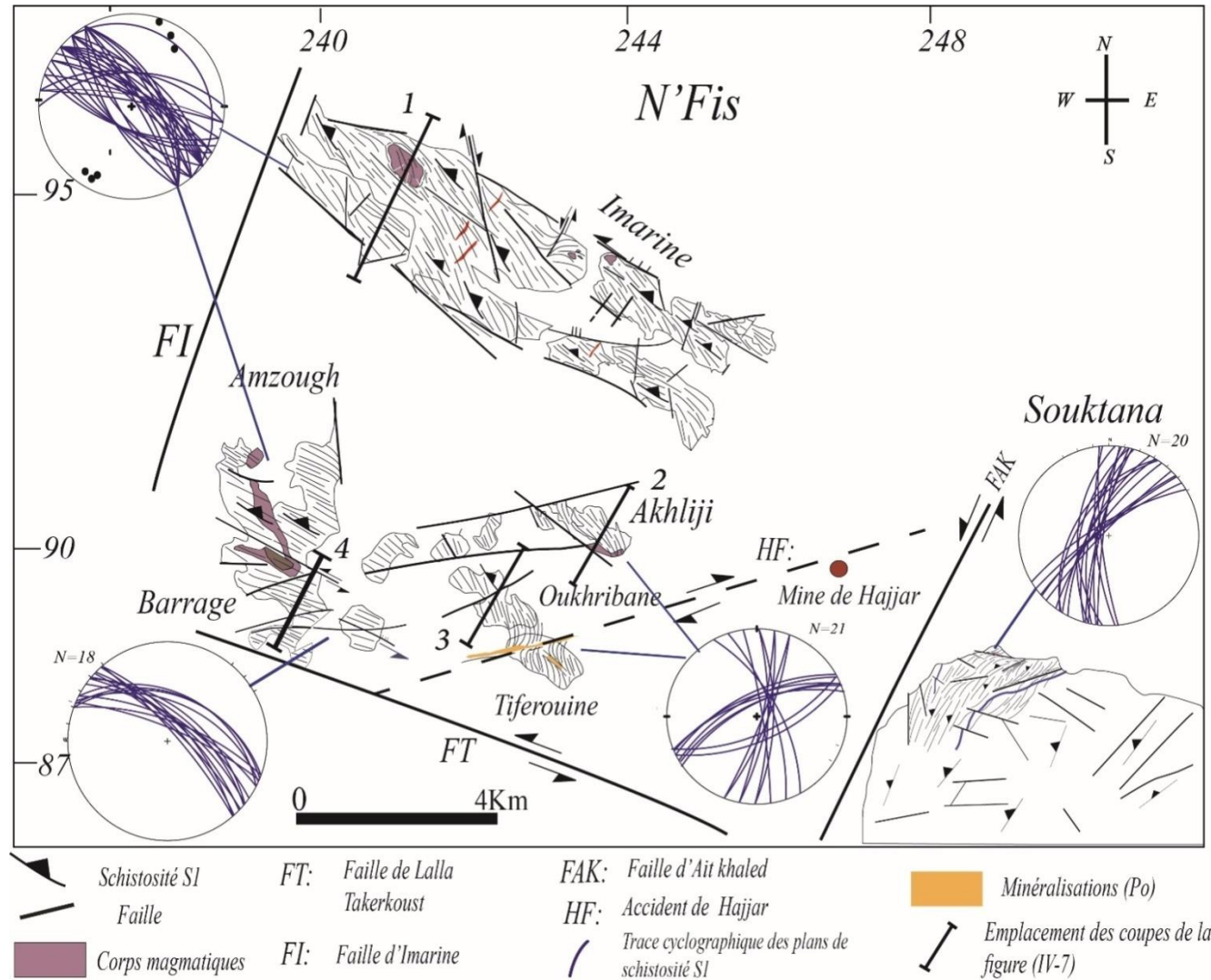


Fig. IV- 6: Carte de trajectoire de la schistosité. Les stéréogrammes représentent la projection des plans de la schistosité.

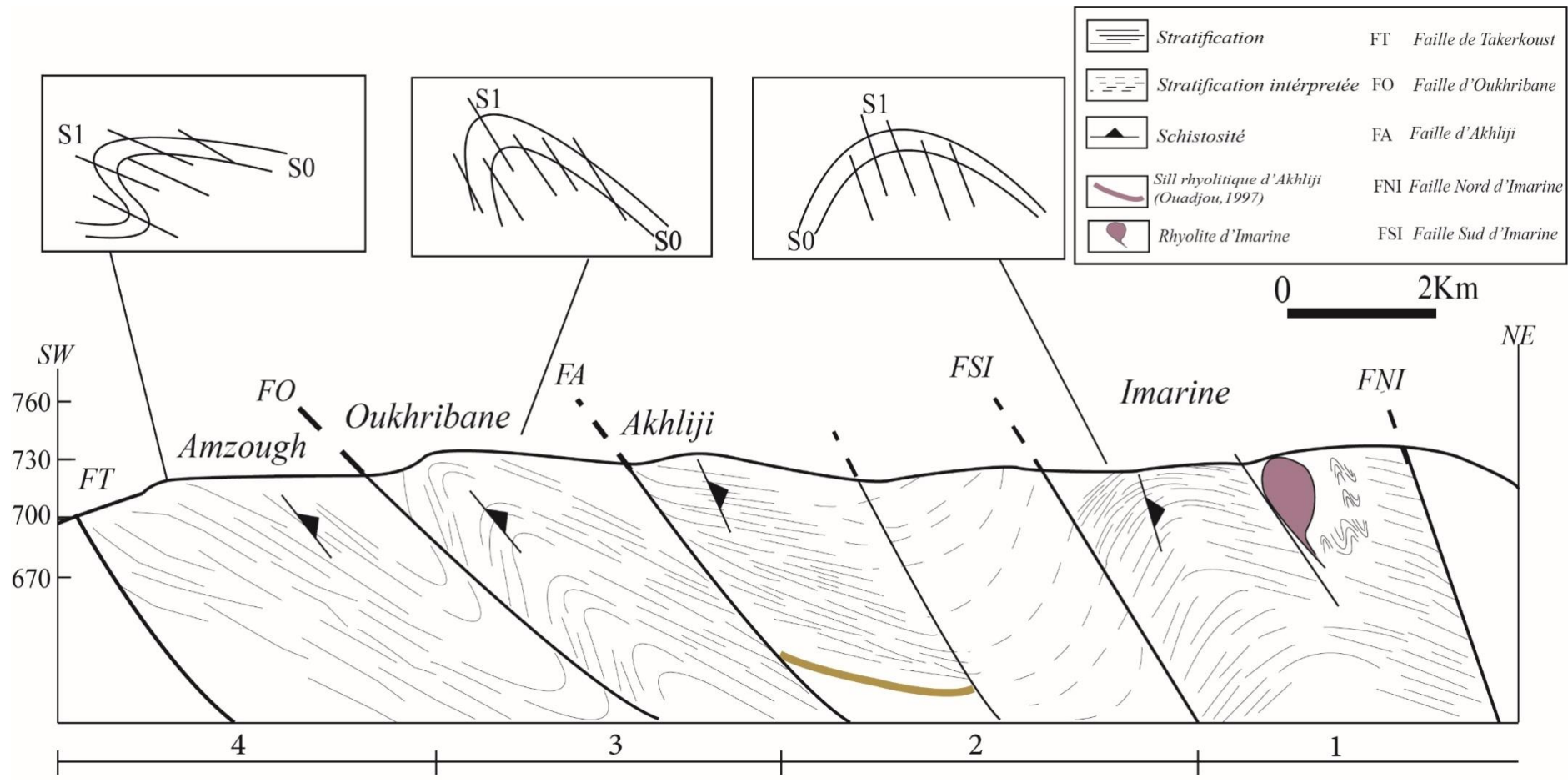


Fig. IV- 7: Coupe géologique NE-SW synthétique à travers les affleurements du domaine de N'Fis. 1, 2, 3, 4 : Emplacement des coupes dans la Fig. IV- 6.

IV-1-2-5 : Boudinage

Lorsque la déformation affecte des faciès pélitiques et silteux plus ductiles contenant des passées et des niveaux gréseux et carbonatés plus compétents, il en résulte un étirement et un boudinage des niveaux les plus compétents, une fois que le seuil de rupture de la roche la plus fragile est atteint. Alors, des fentes perpendiculaires à la stratification individualisent des boudins lenticulaires. Ainsi, les bancs calcaires ou gréseux donnent des boudins. Le degré d'étirement de ces boudins nous renseigne sur l'intensité de la déformation alors que la forme symétrique ou sigmoïdale des boudins nous renseigne sur le type de déformation (aplatissement pur ou cisaillement simple). Dans le domaine de N'Fis, la géométrie des boudins de direction NW, montre une dominance de déformation par aplatissement (Fig. IV-8A, B).

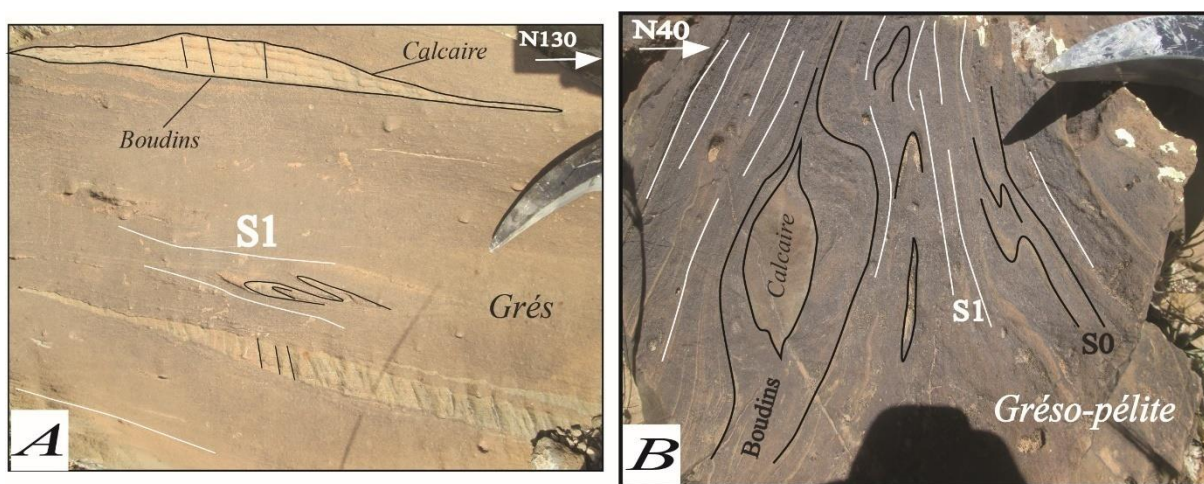


Fig. IV- 8: Structures de boudinage dans le domaine d'Imarine ; **A, B**) : Boudins de nature calcaire englobés dans des pélites et grés.

Notez les têtes des plis transposées dans les plans de S1 indiquant l'intensité de la déformation exprimée.

IV-1-2-6-Quartz d'exsudation

C'est dans les termes grésopélitiques que le quartz d'exsudation est le plus abondant. La mobilisation de la silice s'est effectuée pendant la phase synschisteuse, probablement à partir des niveaux gréseux. Le fluide siliceux a commencé à migrer dans un stade précoce de la phase majeure, puisqu'on observe des filonnets de quartz aplatis et boudinés mis en place dans les plans de (S1)(Fig. IV- 9). Les plans de S1 ont servi de pièges où le quartz a pu cristalliser. Ce type de structure témoigne que le plan de S1 est devenu actif, à un stade évolué de la déformation synschisteuse, celui où apparaissent des plans de cisaillement. (Fig. IV- 9A). D'autres quartz plus tardifs s'injectent dans des plans tardi-schisteux.(Fig. IV- 9B).

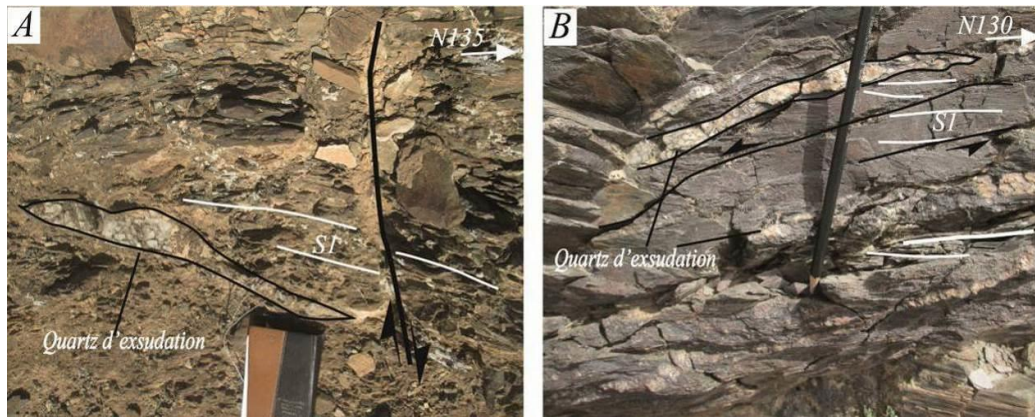


Fig. IV- 9: Photos montrant le quartz d'exsudation injecté dans le plan de S1 (A) et dans des plans de cisaillement obliques sur S1 (B).

IV-1-2-7- *Plissement tardif*

Dans la zone orientale du bloc d'Oukhirbane, la schistosité subit une déformation plicative en relation avec une phase tardive.

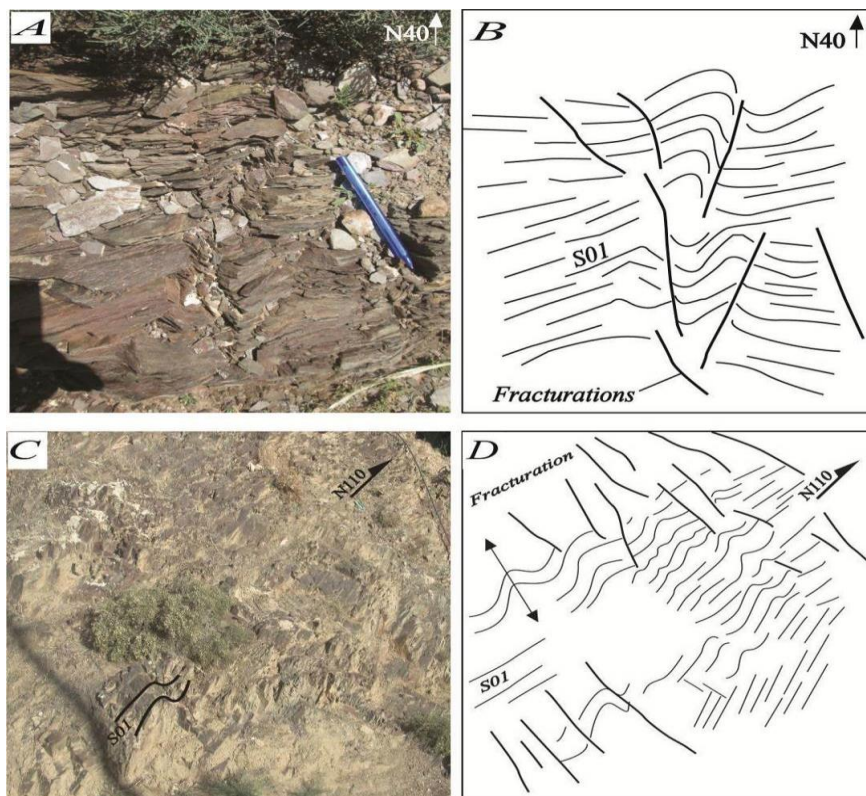


Fig. IV- 10: Les structures de crénulation liées à une phase tardive.

À, B) Torsion de la S1 et développement de la facturation de direction NE dans le secteur d'Oukhirbane-Tiferouine ; **C, D)** développement des « kink bands » à axe de direction subméridienne.

Il s'agit de microplis en « kink bands » à axe de direction NE-SW, accompagnés d'une fracturation de même direction. (Fig. IV- 10C, D).

Localement au sud-est du N'Fis, nous soulignons une torsion de la schistosité, et le développement d'une facturation de direction NE. (Fig. IV- 10A, B).

IV-1-2-8- Conclusion

À partir des données structurales précédentes, il apparaît que les domaines du N'Fis et de Souktana sont affectés par une déformation, D1 synmétamorphe à caractère ductile.

La phase majeure est marquée par les structures plicatives et la schistosité régionale. L'ensemble de ces structures montre deux directions majeures. Une première direction NW-SE généralisée au nord (Imarine) et au Sud-Ouest du domaine du N'Fis (Amzough et au secteur occidental d'Akhliji-Oukhirbane), et une deuxième subméridienne à N60° caractéristique du massif de Souktana et du secteur SE de N'Fis (secteur oriental d'Oukhirbane-Tiferouine). Des directions subméridiennes ont été mesurées par Soulaïmani (1991) dans les Guemassa occidentales.

Il semble qu'il y a un gradient d'intensité de déformation de l'ouest vers l'est. L'intensité de la déformation est fonction des propriétés rhéologiques des faciès. Ce gradient s'observe à proximité des accidents tectoniques majeurs, tels que l'accident de Hajjar (FH). La déformation synschisteuse correspond à un aplatissement, accompagné d'un allongement des structures suivant l'axe des plis. Ces derniers présentent deux directions (NW et N-S à NE). Il semble que les structures nord-sud sont compatibles avec des contraintes de direction NW, attribuée à la phase majeure hercynienne connue dans la Meseta (Piqué, 1979). Structuralement, le gisement de Hajjar se situe dans un domaine transitoire, entre le domaine de N'Fis à structure NW, et de Souktana à structure subméridienne. Il est affecté par une déformation complexe à plusieurs composantes qui sera analysée ultérieurement. Le type de plissement à charnière planaire et à axes unidirectionnels ainsi que la présence d'un boudinage symétrique (Fig. IV- 8A, B), plaident en faveur d'une déformation par aplatissement pur au sein des blocs et loin des zones de cisaillement. Les structures en kink-bands sont rattachées à la phase tardive et localement aux zones de failles.

Les mouvements senestres observés sur des cisaillements décimétriques WNW-ESE marquent la fin de la phase majeure (passage ductile-fragile). Ces mouvements sont en relation avec la cinématique le long de la faille de Lalla Takerkoust (FT) de direction N110, et contrôlent la direction et le pendage de la S1 et des plis synschisteux (provoque un déversement vers le SW de la schistosité et des plis synschisteux).

IV-1-3-Tectonique cassante

La cartographie des failles et la fracturation ont permis de dresser une carte des accidents majeurs affectant le domaine de N'Fis et NW de Souktana (Fig. IV- 11).

IV-1-3-1-Failles

Dans le domaine de N'Fis, des accidents décrochant légèrement obliques sur la schistosité S1 (Fig. IV- 12), délimitent les unités structurales. Ces accidents à jeux inverses sont responsables du déversement des structures vers le SSW (Fig. IV- 7).

Dans le secteur d'étude, il existe de nombreuses failles postérieures au plissement, et qui se groupent en plusieurs familles : NW, NE, N160 à N05 et N85 à N100.

Famille des failles NW (FN1)

Cette famille regroupe les failles de directions qui varient entre N110 et N150 avec un pendage généralement fort vers le NE. Elles sont abondantes dans l'ensemble du domaine de N'Fis à l'exception de la partie orientale d'Oukhirbane et de Tiferouine où elles deviennent moins fréquentes. Ces accidents délimitent des compartiments et sont, par leurs jeux verticaux, responsables de la surrection des chaînons sous l'effet de la tectonique alpine, la faille d'Oukhirbane située au nord du secteur d'Amzough en est un exemple.

Les mouvements senestres marquant la fin de la phase majeure, continuent dans des conditions fragiles (Fig. IV- 12). Les mouvements dextres enregistrés sur ces accidents sont les plus tardifs. Ces constatssont appuyés par plusieurs observations de terrain :

Les fentes de quartz ouvertes en système de pull appart sont délimitées par les failles NW, qui expriment un jeu senestre normal tardi-schisteux (Fig. IV- 14).

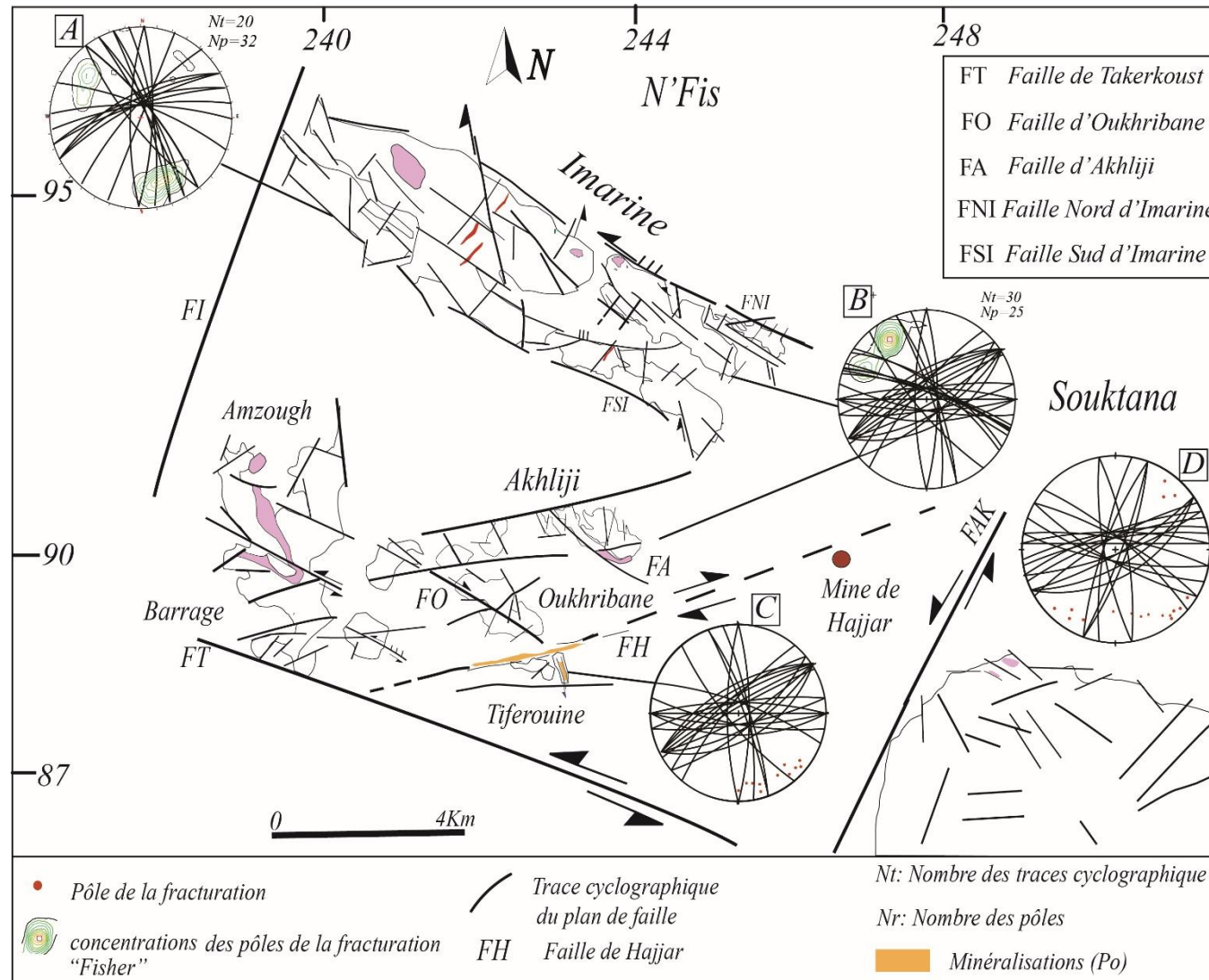


Fig. IV- 11: Carte et stéréogrammes des failles majeures et pôle de la fracturation affectant le domaine du N'Fis et Souktana.

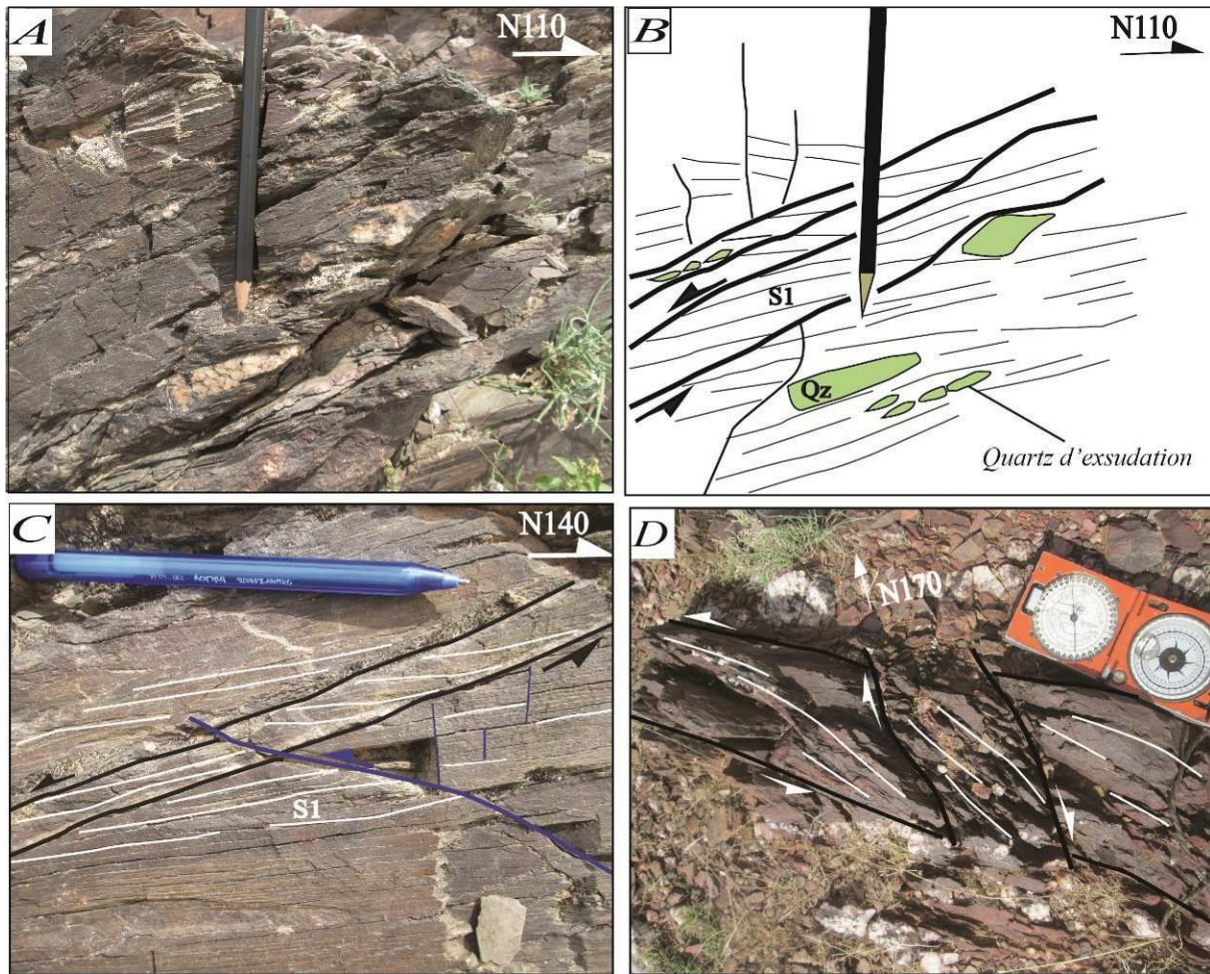


Fig. IV- 12: Illustration du rapport entre la schistosité (S1) et les fractures NW.

- a) Les couloirs tectoniques orientés NW à jeu senestre sont minéralisés (résite de pyrrhotite, magnétite), par endroits au sud-ouest de la mine de Hajjar au niveau du bloc (AOT). Ces failles orientées NW, forment des crochons à jeu senestre, sécant sur la schistosité et associés à des filons de quartz syn à tardi schisteux. (Fig. IV-13A).
- b) Dans le nord du massif de Souktana, la schistosité tend à se paralléliser avec la famille des Failles NW. Ces failles contrôlent la disposition spatiale des dômes ryholitiques depuis le domaine d'Imarine jusqu'au massif de Souktana.
- c) Plus tard ces failles, rejouent en dextre, et décalent par endroits toutes les structures (Fig. IV- 13B).

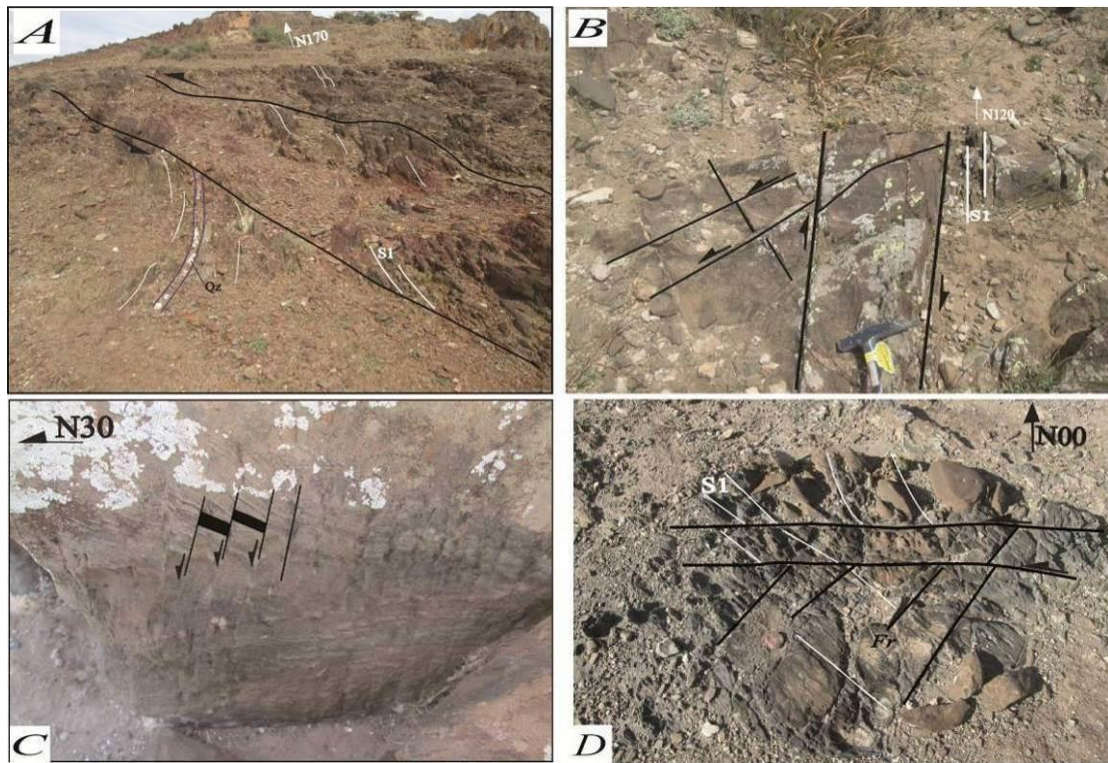


Fig. IV- 13: Aspect des différentes directions de failles.

A) Zone d'oxydation à magnétite-pyrrhotite (Chapeau de Fer) délimitée par des failles tardi- -schisteuses de direction NW. **B)** Failles NW parallèles à la S1 recoupant une autre famille de failles de direction N-S et NE ; **C)** Microfailles NW à jeu normal post-schisteux ; **D)** Réseaux de failles E-W recoupant la fracturation NE.

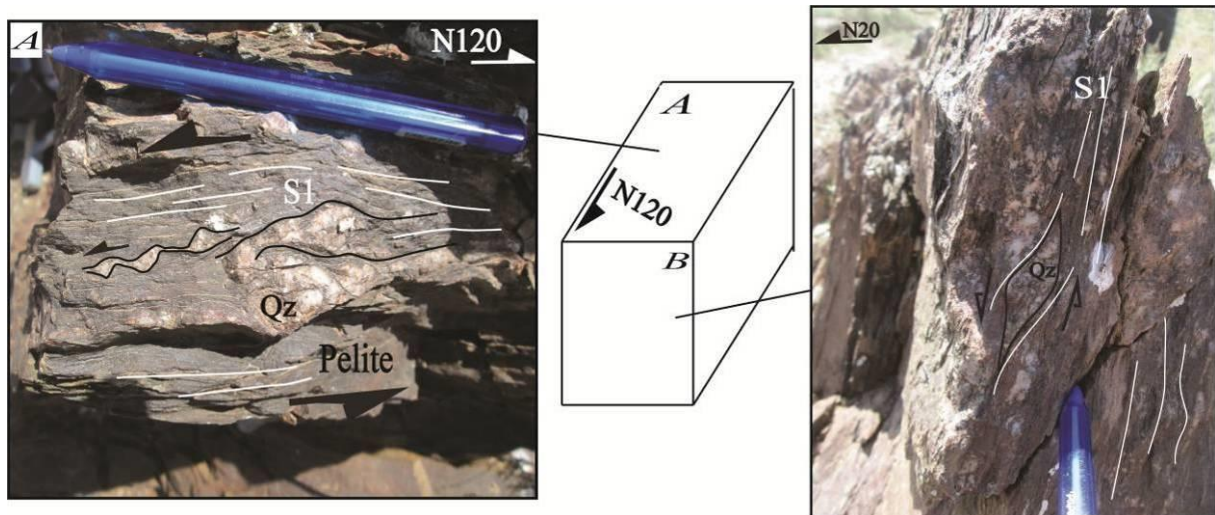


Fig. IV- 14: Photos montrant le système d'ouverture en pull-apart en relation avec les failles NW (FN1) à jeu senestre normal.



Fig. IV- 15: Photos illustrant la virgation en dextre de la S1 au contact des accidents NW.
 A) : photos du couloir de failles NW-SE et de la virgation dextre de la schistosité S1 ; B) : Le jeu normal associé aux mouvements dextres ; C) : Vue en coupe et sur un plan D) structures en fleurs associées au couloir de faille NW-SE.

Famille des failles NE (FN2)

Cette famille regroupe les directions variantes entre N30 et N70. Ces failles sont subverticales abondantes dans les parties Est et Sud-Est de N’Fis. La schistosité S1 tend à s’y paralléliser aux couloirs N60. L’étude directionnelle de la S1 dans les compartiments limités par ces failles indique un jeu dextre.

Au SE du N’Fis, précisément dans le secteur Est d’Oukhirbane-Tiferouine et dans le domaine de Souktana, les cisaillements ont une direction allant de N40° à N65° à fort pendage vers le Nord, l’exemple le plus spectaculaire est l’accident qu’on a nommé « HF » (Faille de Hajjar) (Fig. IV- 16) situé à l’est d’Oukhirbane. Il passe par le gisement de Hajjar (voir chapitre structurale de fond). Cet accident qui présente des largeurs dépassant les cinq mètres et des remplissages à base de pyrrhotite et de magnétite (chapeau de fer) arrive à se redresser de façon compatible avec le mouvement dextre illustré par les trajectoires de la schistosité.

C'est ainsi, qu'au SE de cette faille, la schistosité est subméridienne, alors qu'au NE de la même faille la schistosité prend des directions NW. La cinématique le long de ces accidents est compatible avec un jeu dextre. Une telle orientation de chapeau de fer est décrite dans les Jebilets centrales (Chapeau de fer de Kettara de direction N70) (Huvelin, 1977 ; Essaifi, 1995).

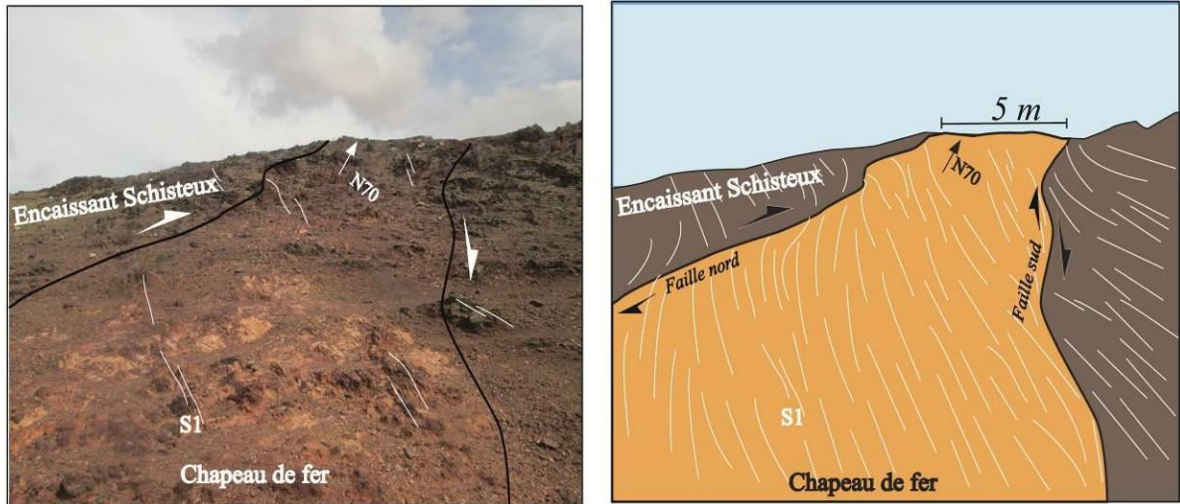


Fig. IV- 16: Vue de l'accident de Hajjar (HF), le chapeau de fer est pris en zone de cisaillement N70

Famille de failles (FN3) : N160 à N05

Cette famille de direction est moins fréquente, mais présente des extensions plus importantes par rapport aux autres familles de failles. Elle recoupe l'ensemble des failles de direction NE et NW et montre une cinématique généralement dextre. L'intersection des deux plans de décrochement N160 dextre et N130 senestre est responsable du découpage en structures losangiques du matériel (Fig. IV- 17B, C).

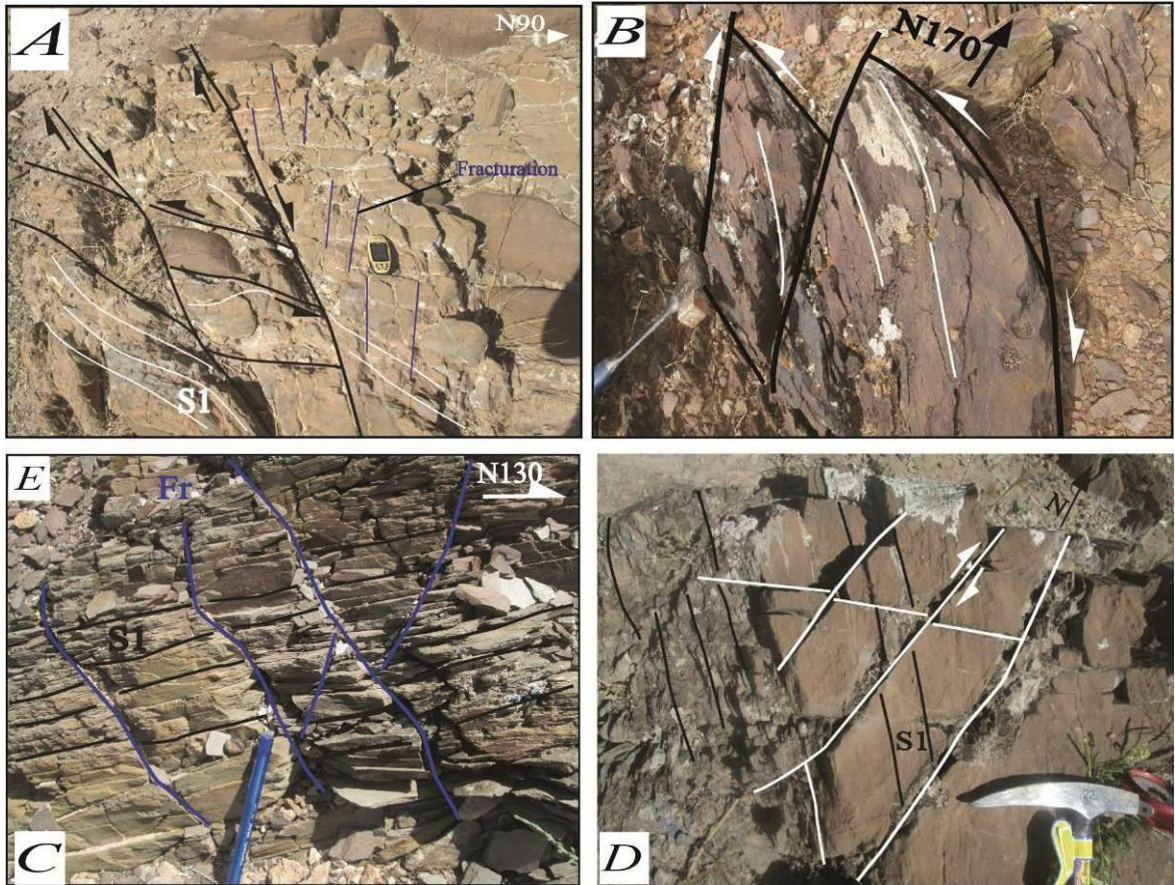


Fig. IV- 17: Interférences des familles de Failles FN1 et FN3 et la fracturation tardive. A, B) La famille de failles FN3 de direction N160 découpe en dextre la famille NW senestre, notons la forme losangique du matériel coincé entre les deux familles N-S et NW ; C) Aspect de la fracturation NE ; D) Microfailles N-S recoupe l'ensemble les failles E-W.

Famille de failles (FN4) : N85 à N100

Cette famille de failles est abondante dans la partie nord-occidentale de Souktana et la partie Est du bloc Oukhirbane-Tiferouine. Ces failles décalent par endroits les failles N-S (Fig. IV- 13D). Ces structures montrent parfois un jeu normal post-schisteux entraînant un effondrement vers le nord (Fig. IV- 13C).

IV-1-3-2-Fracturation

Dans le domaine de N'Fis, se développe spécialement une fracturation (Fig. IV- 17A, C, D) décrite par Soulaïmani ; (1991) et Hibti, (1993), comme une schistosité (S2) de fracture. Cependant, elle ne crénule pas la schistosité S1 régionale (Fig. IV- 17A, C, D). Il s'agit d'une fracturation subverticale et perpendiculaire à la S1 avec des directions homogènes N20 à N40°. Ces plans de fracture s'intensifient de l'ouest vers le gisement de Hajjar. Il est important de signaler que la direction de cette fracturation n'est pas compatible avec la

direction NNE-SSW du raccourcissement tardi hercynien. Les travaux antérieurs (Soulaïmani, 1991 ; Hibti, 1993, 2001, Raqiq, 1997) suggèrent une origine de la fracturation liée au mouvement de la faille d'Ait Khaled située plus à l'Est. Selon ce raisonnement, nous nous attendions à avoir une fracturation plus accentuée à proximité de cet accident qui est la limite occidentale du massif de Souktana, mais ce n'est pas le cas. Nous y retrouvons une fracturation N85 à N100 moins développée que celle retrouvée dans le domaine de N'Fis. Cette dernière famille de fracturation est généralisée dans les Guemassa orientales et Souktana, elle apparaît plus tardive.

IV-1-3-3-Fentes :

Parallèlement à la contrainte principale σ_1 , se développent des fractures qui s'ouvrent et se remplissent de quartz et/ou de calcite ; il s'agit de fentes de tension montrant des fibres et des germinations perpendiculaires aux épontes à caractère symétrique (Fig. IV- 18A2, A3) attestant d'une extension perpendiculaire à l'axe d'allongement de la fente. Dans le cas où les fibres sont obliques sur les épontes, il s'agirait d'une variation dans le champ des contraintes ou d'un régime cisailant pendant l'ouverture de la fente.

Dans le massif de Souktana, la série renferme un réseau de fentes rempli de quartz fibreux dont l'agencement perpendiculaire aux épontes de la fente témoigne d'une pure extension. Ces fentes ont une direction N150 décalant en dextre d'autres fentes orientées N50 de faible dimension (Fig. IV- 18A1, A2). Les mouvements dextres enregistrés sur les épontes des fentes de direction N150 sont acquis tardivement par rapport à l'ouverture de la fente.

Un réseau de failles N30 senestre recoupe ces fentes (Fig. IV- 18A3).

IV-1-3-4-Dykes de lamprophyres basiques tardifs

Les filons de lamprophyres se mettent généralement en place lors des derniers épisodes magmatiques des orogénèses (phases distensif tardi orogéniques correspondant à la phase du relâchement) (Queen *et al.*, 1996; Tappe *et al.*, 2006; Ulrych *et al.*, 2014). Dans le domaine d'Imarine, ces filons prennent des directions N20 à N30, leur orientation est largement oblique sur la structuration majeure des Guemassa orientales (NW-SE) et ne présentent pas de traces de la schistosité régionale, ils sont donc postérieurs à la schistosité S1. Ils sont liés à une direction de raccourcissement N20 et une direction d'extension N110.

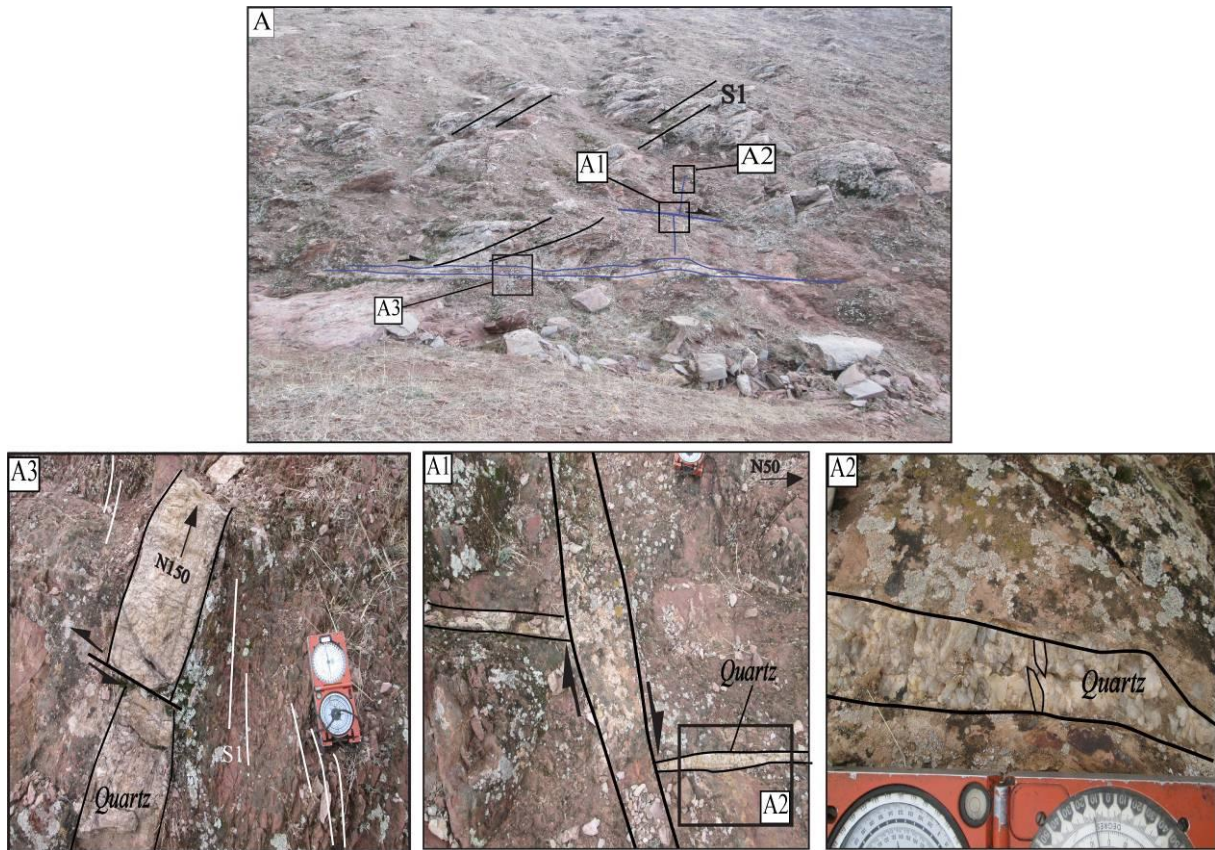


Fig. IV- 18: Vu panoramique des fentes de quartz (N150) qui décalent en dextre d'autres fentes (N50) de faible dimension.

IV-1-3-5- Conclusion

La déformation cassante dans le bloc de N'Fis et le massif de Souktana est exprimée surtout par les traits suivants :

- La famille de fracturation de direction entre N20° et N40° caractéristique du bloc ouest de N'Fis, et une autre famille plus tardive de direction allant de N85° à N100° probablement d'âge atlasique.
- Par le développement des kink-bands.
- Par des fentes de quartz de direction N50 et N150°.

IV-2 : ANALYSE STRUCTURALE DU FOND MINIER DU GISEMENT DE HAJJAR

La structure actuelle du gisement est le résultat de plusieurs évènements tectoniques à l'origine de structures plicatives et cassantes.

L'étude structurale réalisée dans le secteur de Hajjar est destinée à la réalisation des cartes structurales du fond minier des niveaux (600m-580m-520m-460m-400m-340m) de tous

les corps minéralisés, à savoir le corps principal (CP), corps nord-Est (CNE), corps ouest descenderie (CWD) et corps extrême ouest descenderie (CEWD), servant d'outil pour la caractérisation de la géométrie des corps minéralisés et de son encaissant. Tout cela est complété par une analyse structurale et microstructurale, qui va nous permettre de comparer la déformation subie par l'encaissant sédimentaire et celle enregistrée par l'amas sulfuré dont la mise en place est supposée antétectonique (Haimeur, 1988 ; Hibti, 1993,2001 ; Zouhry, 1998). Nous nous sommes focalisés en premier lieu sur l'étude de la déformation loin des corps minéralisés, puis en deuxième lieu sur le suivi de son évolution en s'approchant des corps métallifères, et enfin, sur la caractérisation de la déformation dans le minerai massif. Cela nous a permis de bien définir et tracer des repères stratigraphiques (stratification S0) et structuraux (S1, charnières, cisaillements, failles...) et de les caler par rapport au rubanement minéral observé dans les corps minéralisés et ainsi de bien comprendre le mode de formation des différentes textures du minerai.

V-2-1: DISTRIBUTION ET PRESENTATION STRUCTURALE DES CORPS MINERALISES

La minéralisation polymétallique du gisement de Hajjar est distribuée en 3 corps massifs : corps principal (CP), corps nord-est (CNE), et corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD, CEWD) (Fig. IV- 19).

V-2-1-1- Description structurale par niveau d'exploitation

Corps principal (CP)

Niveaux 600m, 580 m, 520 m

Dans ces niveaux miniers, la minéralisation du corps principal présente une extension maximale avec une largeur d'environ 300 m. Il s'agit de la principale masse minérale économique. Structuralement, elle correspond à la charnière d'une mégastructure plicative déversée vers l'Est (Fig. IV- 20 et Fig. IV-21), la schistosité exprimée est de type plan axial avec des pendages forts vers l'ouest et des directions subméridiennes à N30°.

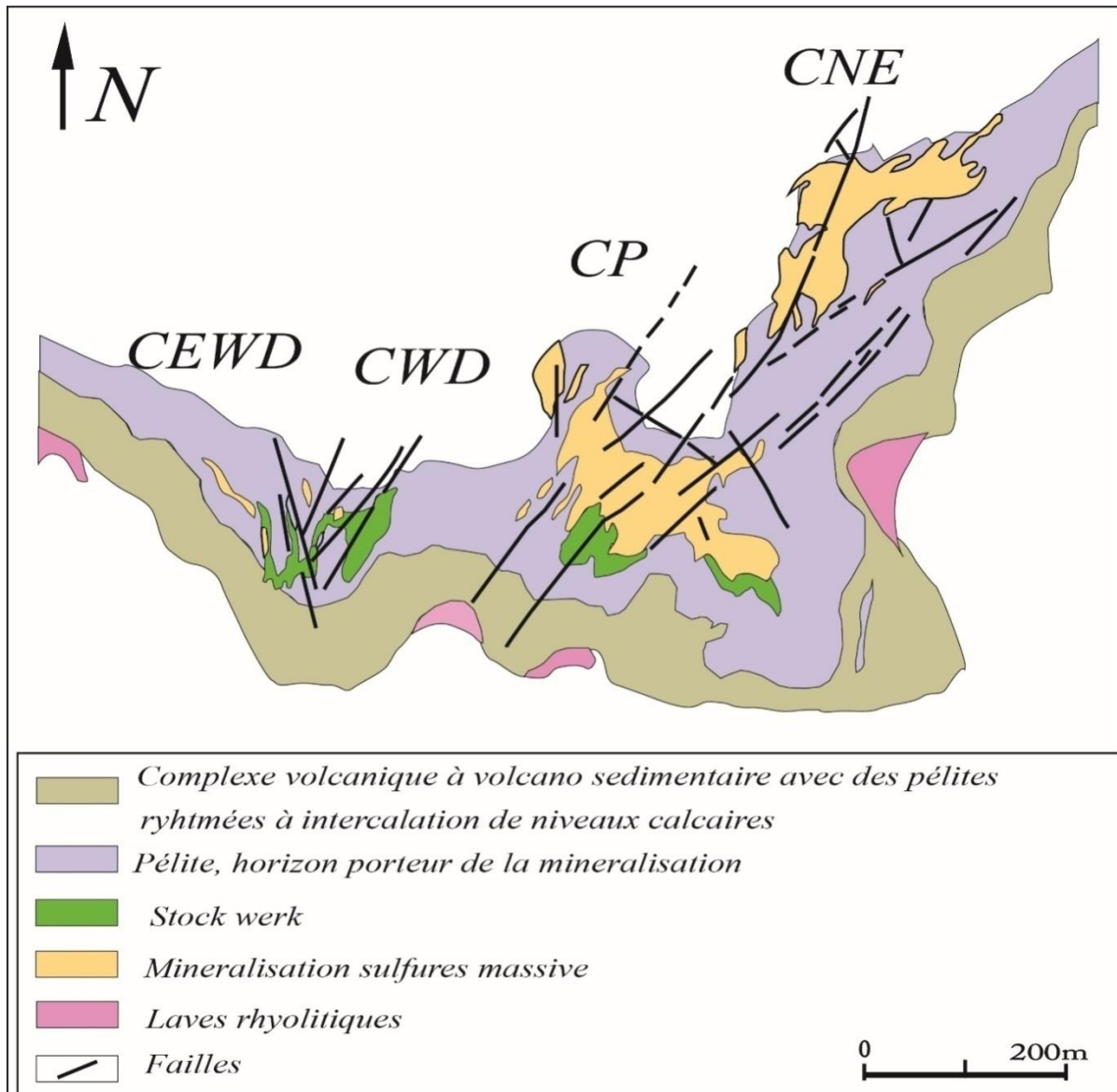


Fig. IV- 19: Morphologie (2D) des corps minéralisés du gisement de Hajjar. (Document CMG).

Les plis montrent un déversement plus accentué en allant vers l'Est du corps principal. La schistosité s'intensifie aux extrémités Est et Ouest du corps principal, elle est accompagnée par des cisaillements.

Un système de failles majeures de direction N160° à N-S dextre découpe le corps principal (Niveau 520m) en bloc Ouest légèrement déplacé vers le nord et un bloc Est déplacé vers le sud. D'autres accidents de direction E-W décalent la minéralisation en mouvement dextre (Fig. IV- 20).

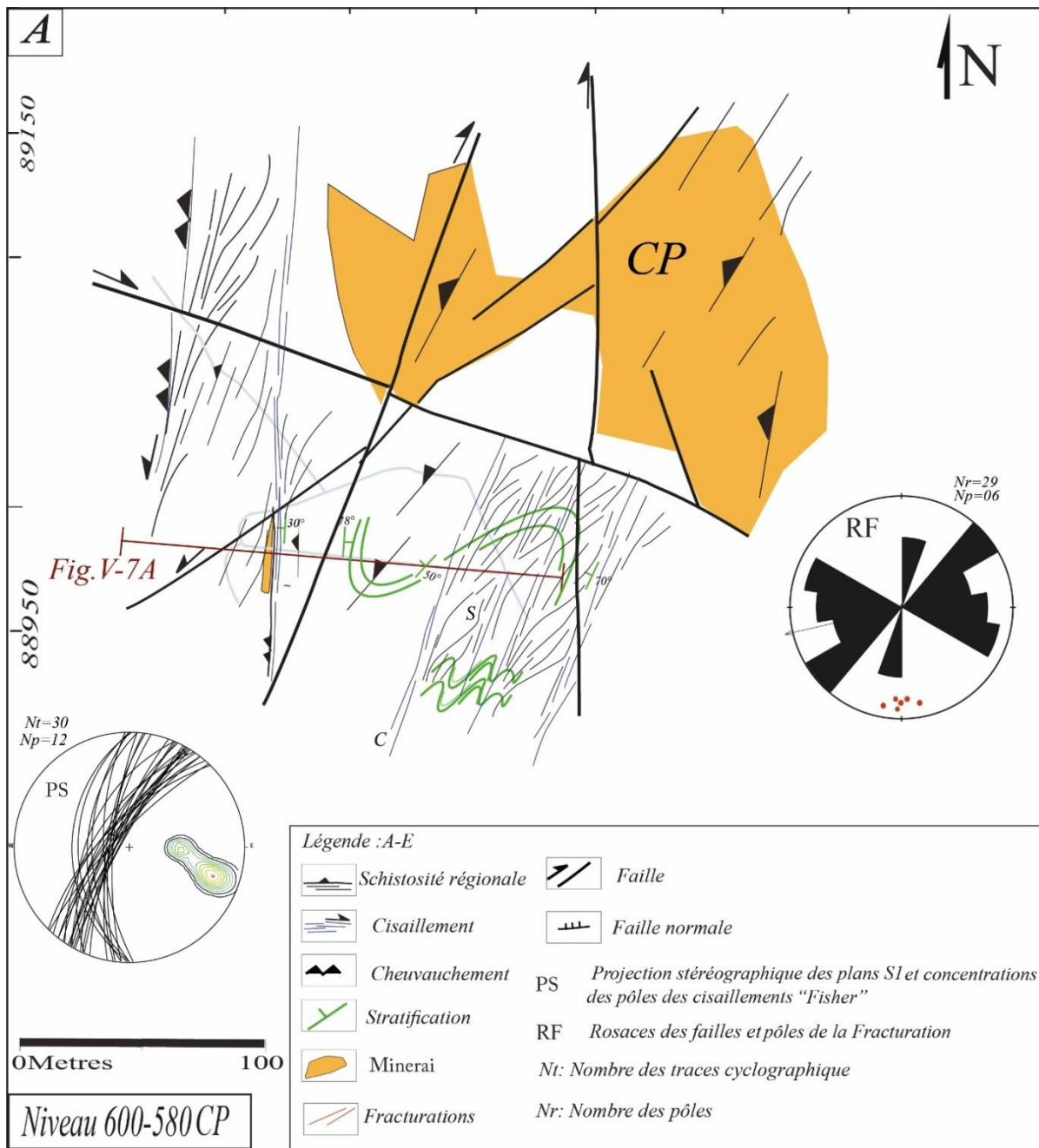


Fig. IV- 20: levés structuraux des niveaux miniers 600m et 580m du corps principal (CP)

Niveau 460m

Nous notons bien l'intensification de la schistosité et des cisaillements par rapport aux niveaux supérieurs. Les structures ductiles montrent des typologies et des directions similaires à ce qui a été décrit auparavant dans les niveaux 600m, 580 m et 520 m (Fig. IV- 22).

La déformation cassante s'exprime surtout par une fracturation E-W à N120 qui accompagne des failles dextres de même direction. La minéralisation montre toujours des puissances apparentes, de l'ordre de 200 m.

Niveaux 400m

Le caractère le plus marquant dans ce niveau minier (Fig. IV-23) est l'évolution des plis anisopaques typiques des niveaux supérieurs (600 m, 520 m) à des plis isoclinaux caractéristiques des niveaux inférieurs (460 m, 400 m, 340m). A ces plis (Niveaux miniers supérieurs), s'ajoutent une schistosité intense et des cisaillements plus abondants. Nous signalons ici l'absence des chevauchements à pendage faible. La minéralisation quant à elle, obéit au même régime de déformation, ainsi elle présente des largeurs réduites et s'allonge en lentille subverticales limitée par les cisaillements subparallèles à la S1 régionale de direction NNE-SSW. Vers le nord du corps à l'approche des cisaillements et accidents N70°, la schistosité se parallélise à ces structures. C'est ainsi que la minéralisation suit des directions NE-SW à ENE-WSW.

Outre les structures ductiles, le secteur est découpé par un réseau de failles senestres, de directions N110°. La minéralisation se remobilise le long de ces accidents. Des failles de direction N170° reconnues dans les niveaux supérieurs décalent en dextre la minéralisation avec un rejet d'environ de 30 mètres.

Niveau 340m

L'extrémité SE de ce niveau montre une déformation plus intense, marquée par la présence d'une schistosité et cisaillement ductiles de direction N60° de même direction que les lentilles minéralisées. En allant vers le NW du niveau minier, nous apercevons des directions subméridiennes à N20° (Fig. IV-), similaires à ce qui a été enregistré dans les niveaux décrits auparavant. Nous remarquons également l'abondance relative des failles NE-SW et ENE-WSW.

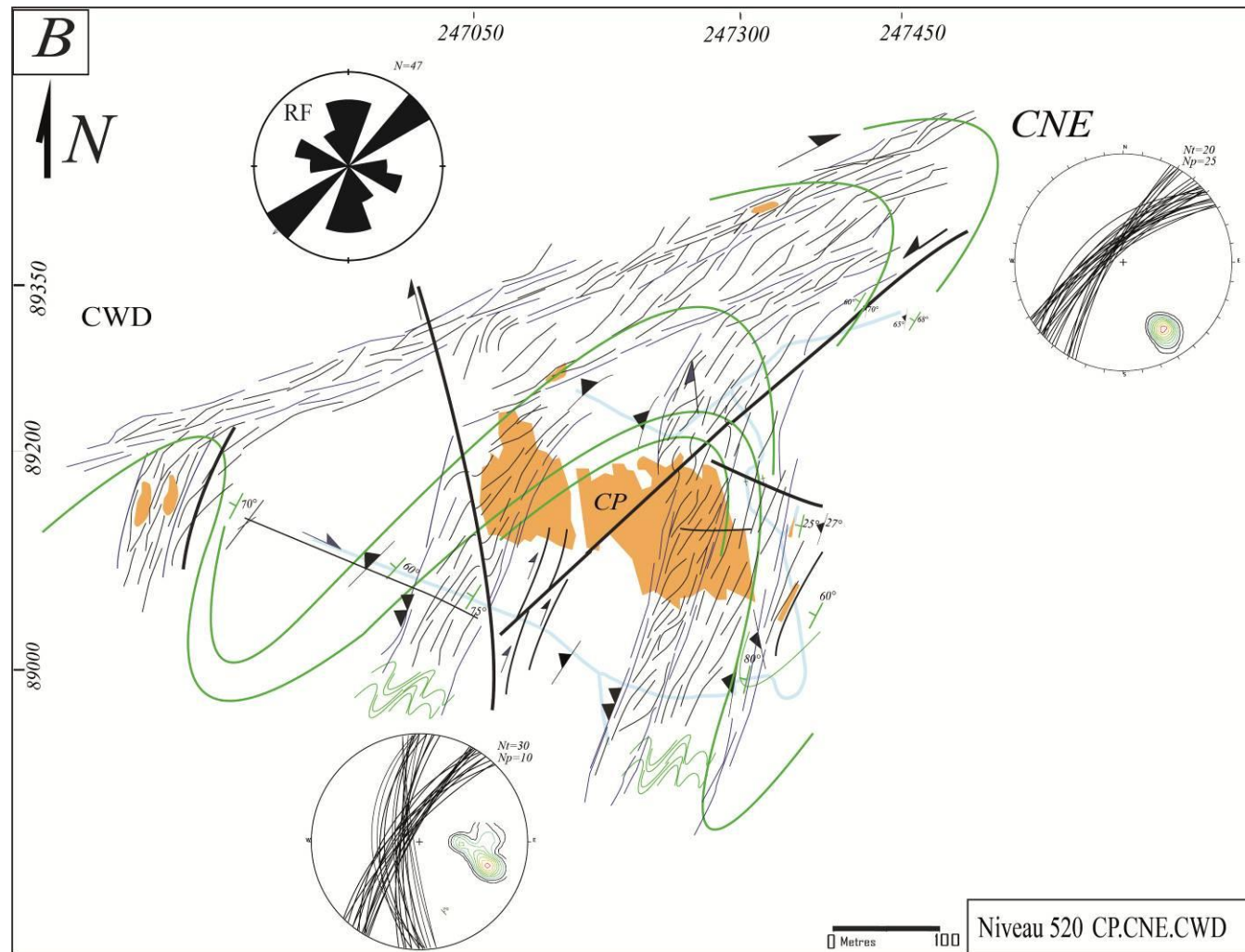


Fig. IV-21: Levés structuraux du niveau minier 520m du corps principal (CP), corps ouest descenderie (CWD), et corps nord-est (CNE).

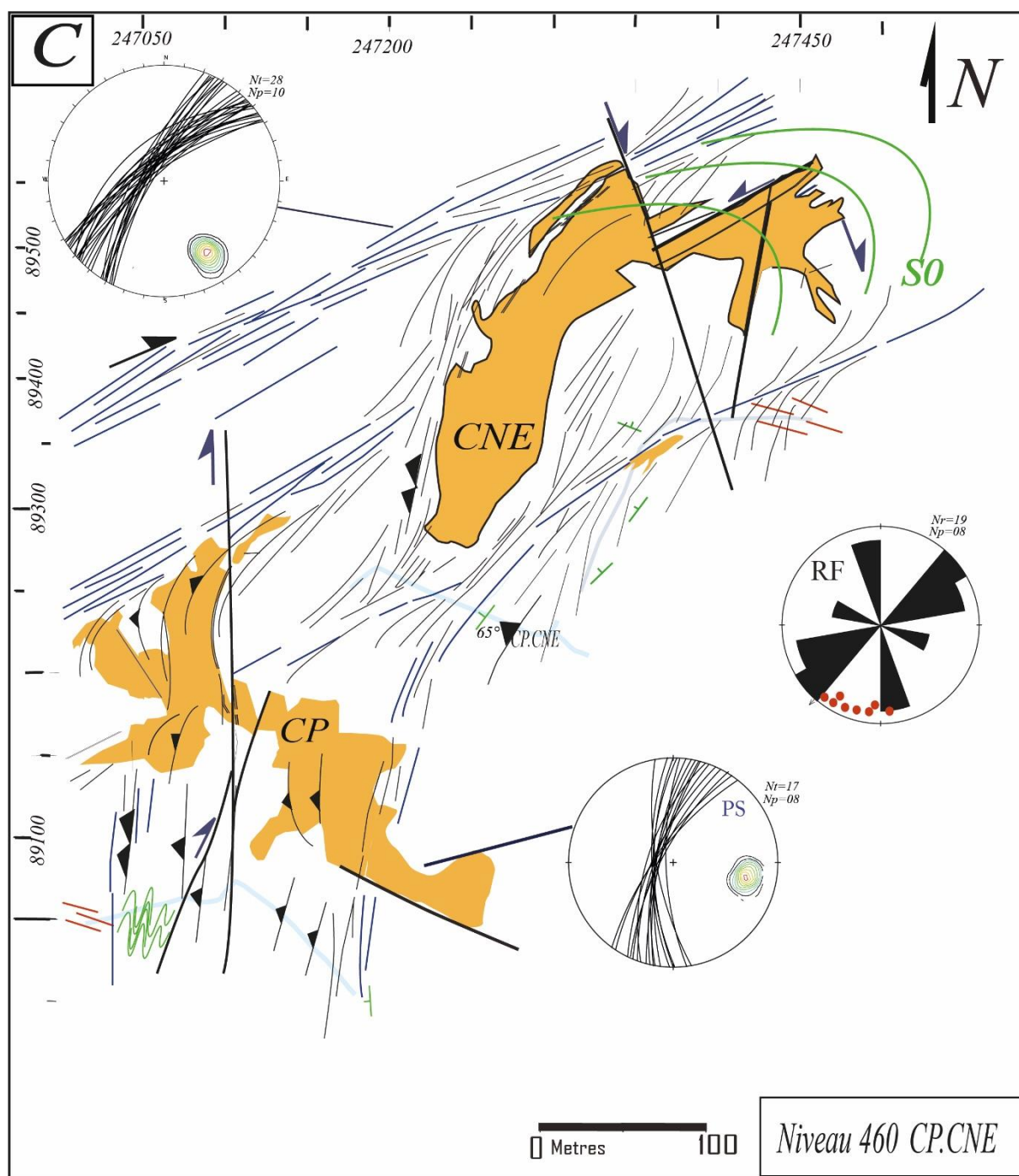


Fig. IV- 22: Levés structuraux du niveau minier 460m, du corps principal (CP), et corps NE (CNE)

Corps nord-est (CNE) (Niveaux 520 m, 460 m, 400 m)

Situé au nord-est du corps principal, il présente (sur plan) un axe d'allongement de direction N60.

Cette partie de gisement montre une déformation plus poussée (Fig. IV- 21, Fig. IV-22 et Fig. IV- 223). L'analyse de la relation entre la stratification et la schistosité montre que les plis ont une direction N40 à N60 avec un déversement SE. Il s'agit en effet, de charnières de plis transposées et dilacérées le long de couloirs de cisaillements ductiles dextres limitrophes d'une minéralisation rubanée de même direction.

La Famille des failles N40 à N70° de même direction que la schistosité régionale représente les failles les plus abondantes dans ce secteur.

Corps Ouest et Extrême Ouest Descenderie (CWD et CEWD) Niveaux 520m ; 400 m ; 340 m)

Ces corps se présentent sous la forme de lentilles décamétriques intra-foliales de sulfures massifs présentant sur carte un axe d'allongement N170 à N-S (Fig. IV-21, Fig. IV-23 et Fig. IV-24). La déformation ductile est exprimée par une schistosité subparallèle de direction N170° à subméridienne fortement pentée vers l'Est. Les cisaillements ductiles sont abondants dans les zones de charnière. Ces dernières sont complètement transposées et transformées en couloir de cisaillement. La minéralisation quant à elle, est sous forme de lentilles et boudins intrafoliaux concentrés dans ces zones de charnières. La famille des failles de directions N70° décale en senestre normale les structures ductiles. Une autre famille de failles, moins abondante, de direction N110 à N120° décale en dextre l'ensemble de ces structures.

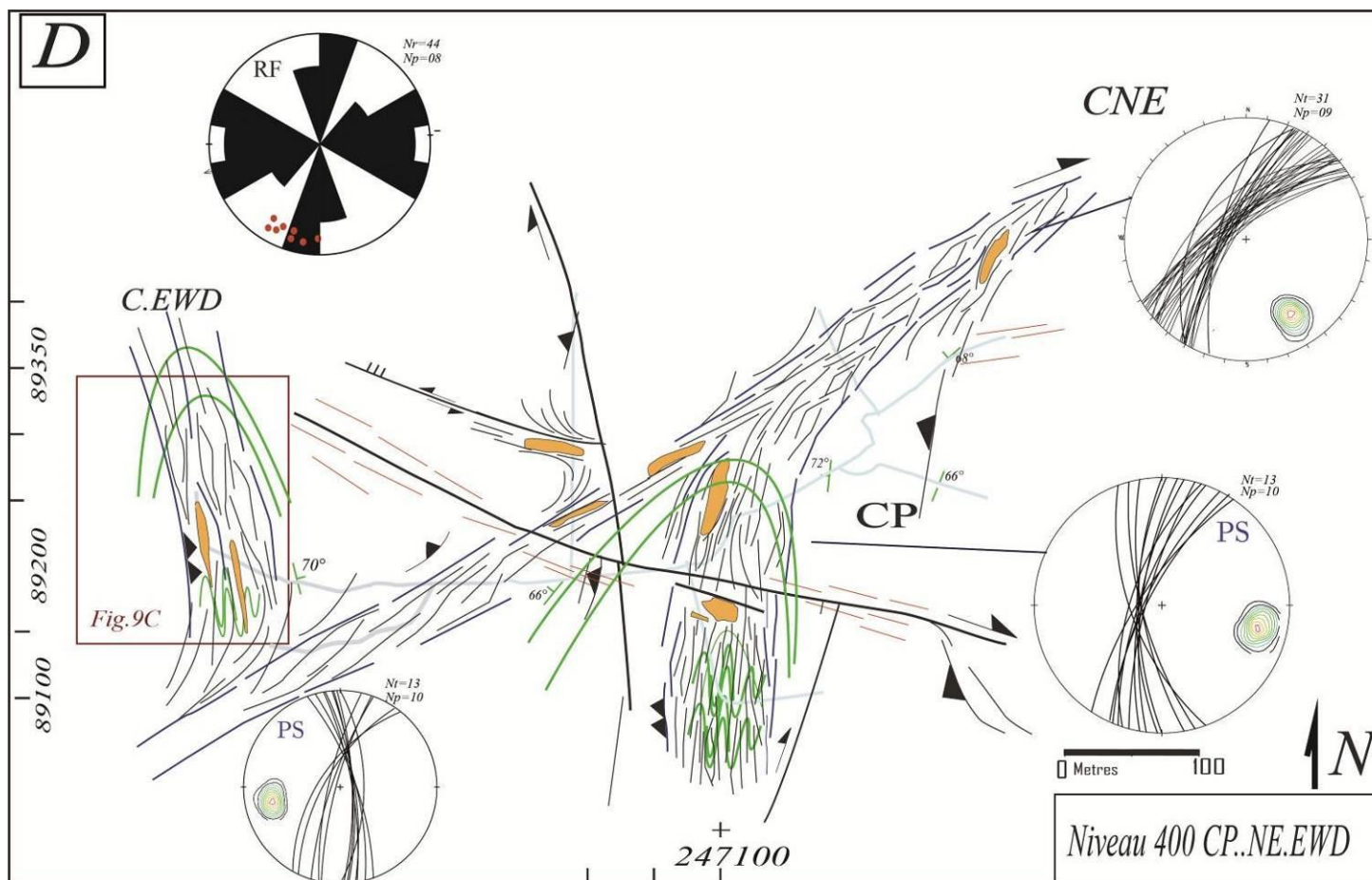


Fig. IV-23: Levés structuraux du niveau minier 400m, du corps principal (CP), des corps extrême ouest descenderie et du corps nord-est (CNE).

IV-2-1- Description des coupes

À partir des coupes effectuées, nous avons différencié 3 zones en prenant en considération la concentration minérale, le style et l'intensité de la déformation (Fig. IV-25A).

ZONE1 : La structure des couches est relativement monoclinale. Les couches ont un pendage moyen de 40° à 60° W. Les coupes montrent l'existence de failles inverses orientées NNE-SSW associées à des chevauchements vers l'Est. La série est découpée aussi par un réseau de failles verticales. Ces failles sont associées à une bréchification.

La direction de la schistosité (S1) est généralement oblique sur celle de la stratification (S0) avec un angle d'intersection faible à moyen (10° à 25°). Parfois la S1 est subparallèle à la S0. Au niveau des zones à fracturation intense, les deux plans (S1) et (S0) se verticalisent et deviennent parallèles (Fig. IV-25A).

La minéralisation est généralement sous forme laminaire parallèle à la S0, mais parfois elle se présente en lentilles ou boudins déformés (Fig. IV-25A).

ZONE 2 : Cette zone montre une déformation plus intense par rapport à la zone 1. La série est hachée par un réseau de cisaillements subverticaux. La série montre une succession de plis et de microplis dont les charnières sont généralement tronquées par des failles de direction N-S à NE-SW. La schistosité est plus intense par rapport à la zone 1, elle est de type plan axial (Fig. IV-25A).

ZONE 3 : Elle montre une diminution de l'intensité de la déformation avec une stratification » (S0) presque monoclinale (Fig. IV-25A).

En tenant compte de l'évolution géométrique et directionnelle des structures, nous pouvons tenter d'élaborer un modèle interprétatif qui permettra de mieux comprendre l'évolution structurale de ce secteur. Les coupes réalisées montrent que les plis et la schistosité présentent une évolution locale à la fois typologique, directionnelle et en intensité depuis l'Ouest (Zone 1) vers l'est (Zone 2).

À l'Ouest (zone 1), les structures sont déversées vers l'Est, la schistosité est subparallèle à la stratification.

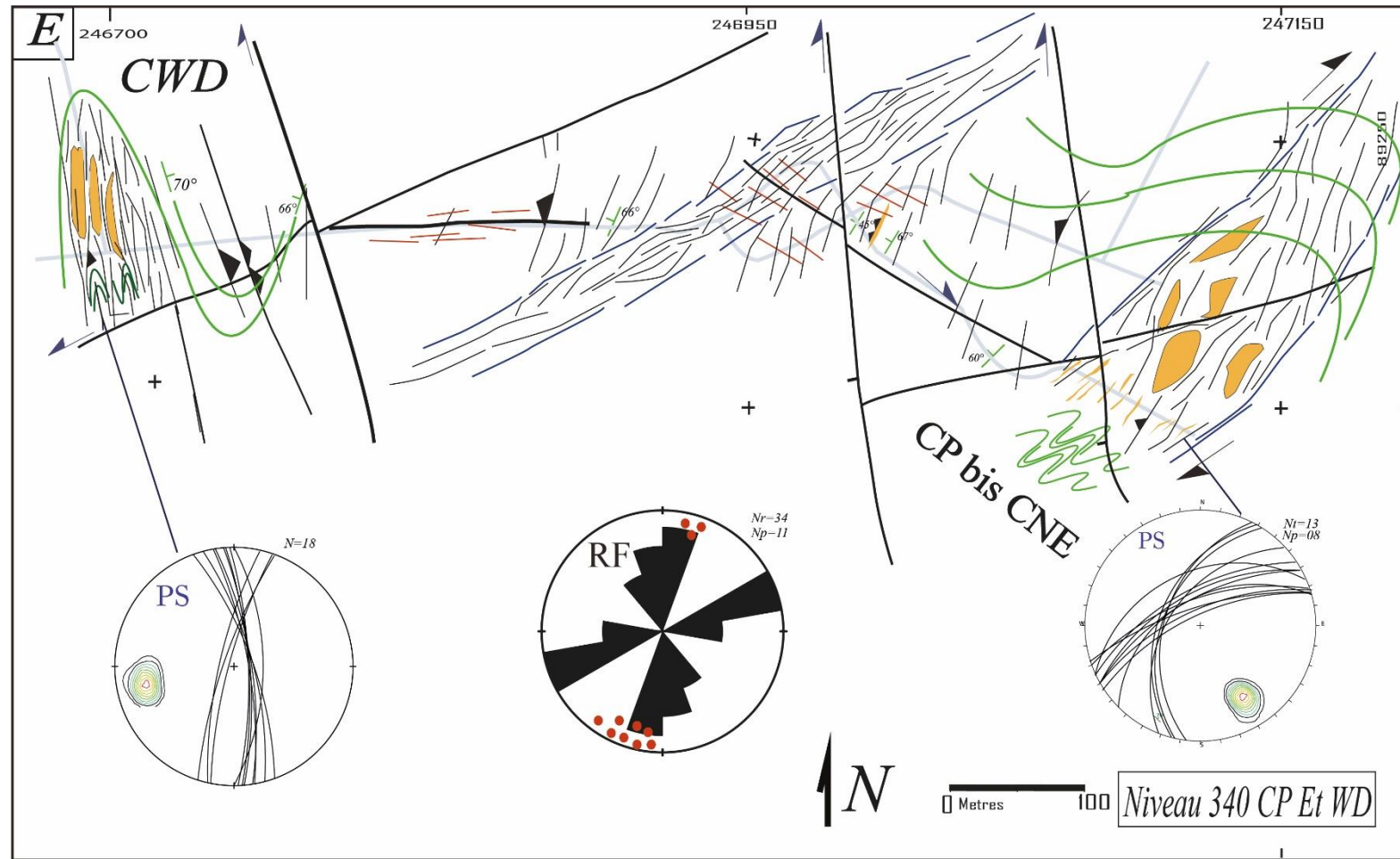


Fig. IV-24: Levés structuraux du niveau minier 340m, du corps principal (CP) et corps extrême ouest descenderie (CEWD).

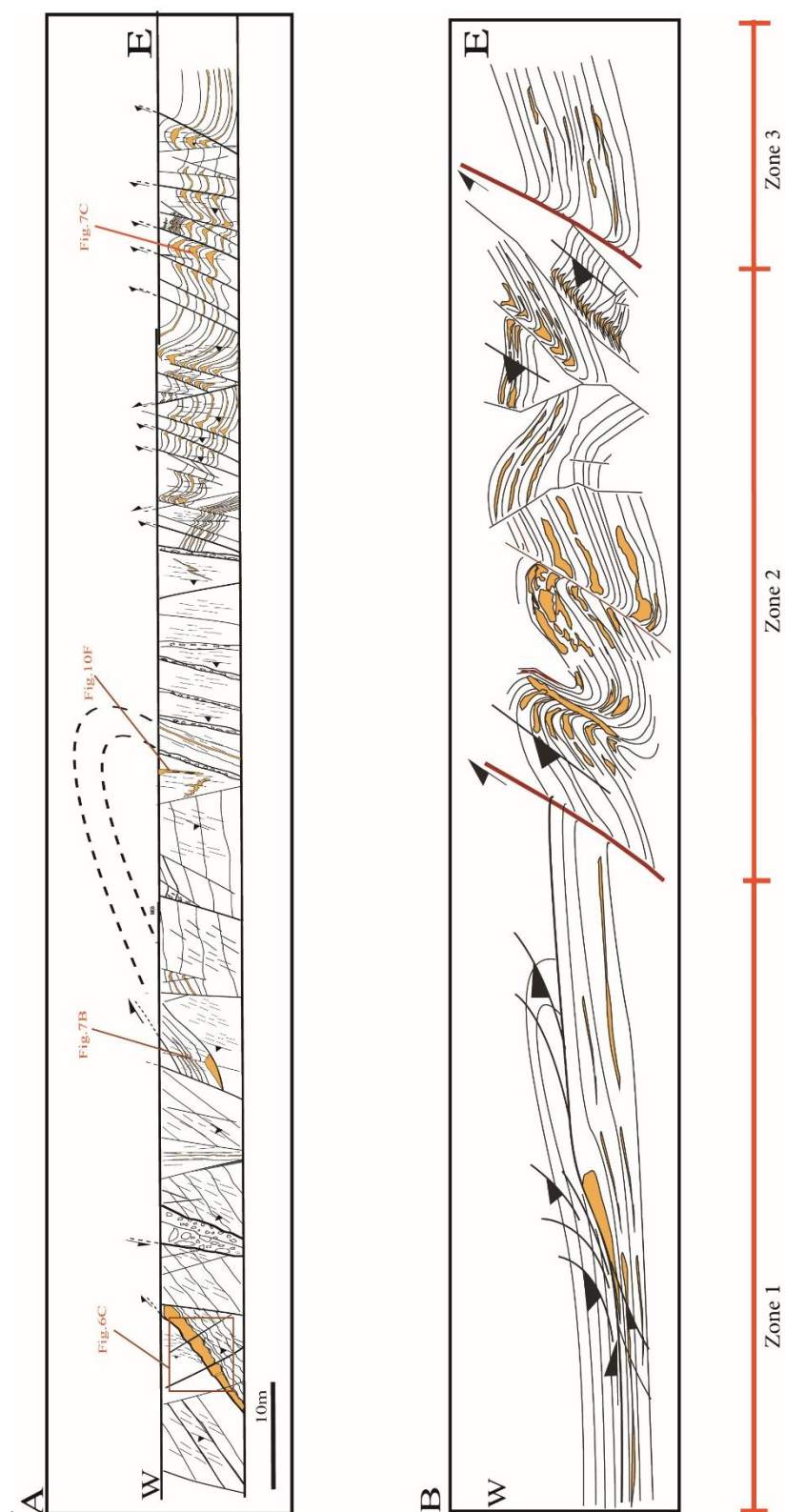


Fig. IV-25: **A)** Coupe structurale E-W au sud du corps principal (CP) niveaux miniers 600m et 580m, localisation de la coupe est dans la figure Fig. IV-26; **B)** : Coupe interprétative.

À l'Est (Zone 2), nous observons surtout les plis liés à des cisaillements ductiles qui se traduisent par des structures « plis-faille » et des plis synschisteux d'axe de direction N30 plongeant de 20° vers le NNE. La présence des « Kink bands » et des « structures en fleurs » comme structures tectoniques caractéristiques de cette zone témoignent de l'importance de l'intensité de la déformation exprimée.

À partir de ces coupes, nous pouvons conclure qu'on est en présence d'une déformation dont le gradient local évolue vers la zone (2). Ce caractère relativement local indique une évolution depuis les flancs vers la charnière d'une structure plicative. Le cœur de cette structure plicative est caractérisé par une déformation beaucoup plus intense (plis serrés, abondance des cisaillements, intensification de la schistosité, et concentration minérale importante) (Fig. IV-25B).

IV-2-2- TECTONIQUE DUCTILE

Les observations effectuées dans le fond minier de Hajjar ont montré que la phase de déformation souple se caractérise par son style en plis déversés accompagnés d'une schistosité de type plan axial et d'un métamorphisme. L'intensité du métamorphisme régional qui accompagne la déformation augmente vers le Nord.

V-2-2-1- *Plissement*

Il s'agit de plis anisopaques, à flancs amincis et charnières épaissies (Fig. IV-26, Fig. IV-27A, B, C, D). La minéralisation obéit au régime et à la cinématique de la déformation. Ainsi, elle a tendance à se concentrer au niveau des charnières (Saddle Reef). Ces plis deviennent isoclinaux dans les niveaux miniers inférieurs (Niveau 400m, 340 m) (Fig. IV-27F et Fig. IV-28).

Les charnières des plis sont parfois oblitérées au cœur des cisaillements et des laminages de bancs parallèles à la schistosité. Ces structures réduisent l'épaisseur des séries par un amincissement des flancs courts des plis.

Au niveau des flancs longs des structures plicatives cartographiques, nous retrouvons à petite échelle des plis de 2ème ou 3èmes ordres, ayant un plan axial faiblement penté vers le WNW, exprimant ainsi des plis à flanc long flanc court. Dans ce cas de figure, la schistosité devient subparallèle à la stratification, alors qu'au niveau des charnières les plis présentent des plans axiaux fortement pentés.

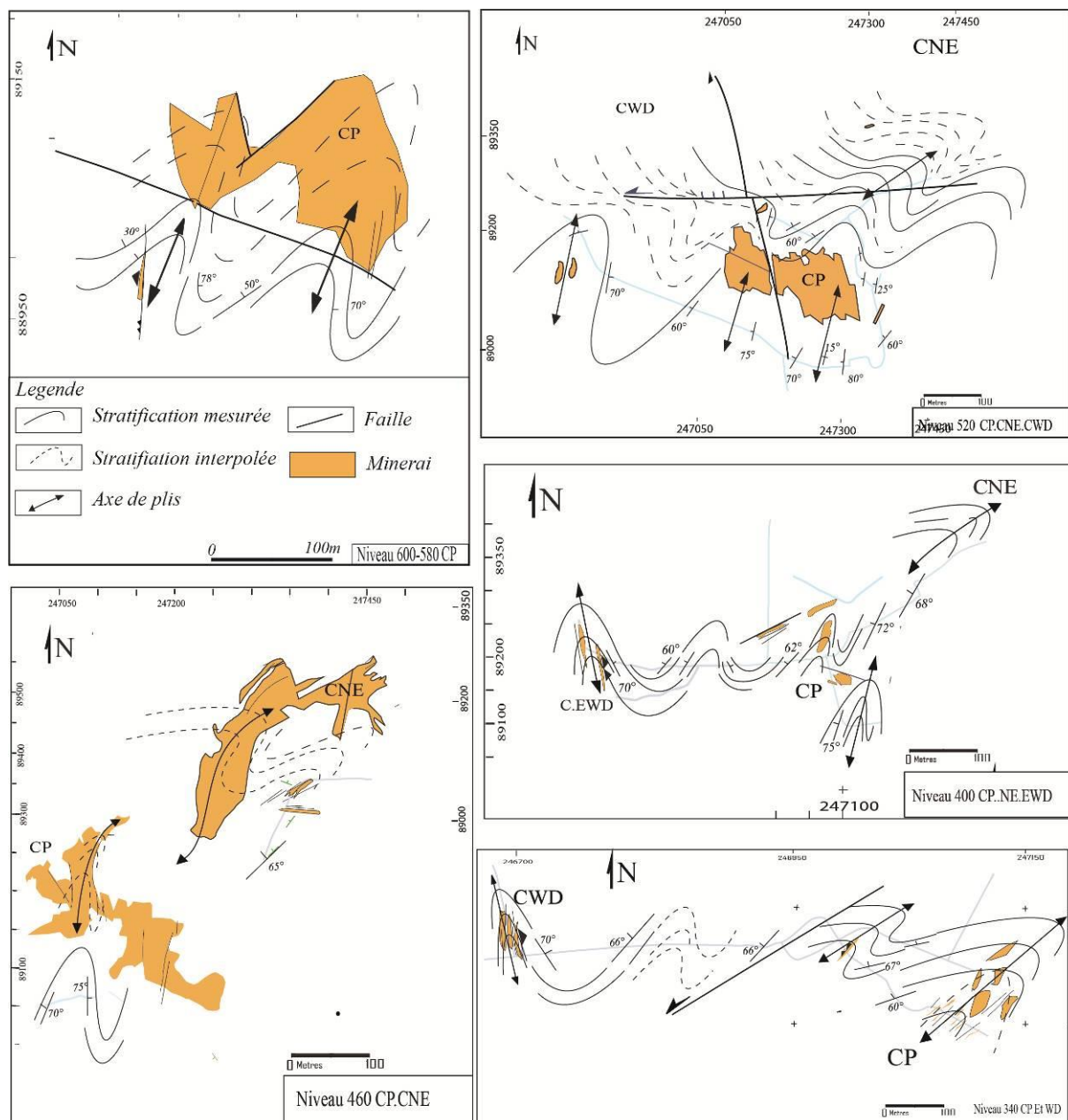


Fig. IV-26: Levés miniers des plissements synschisteux.

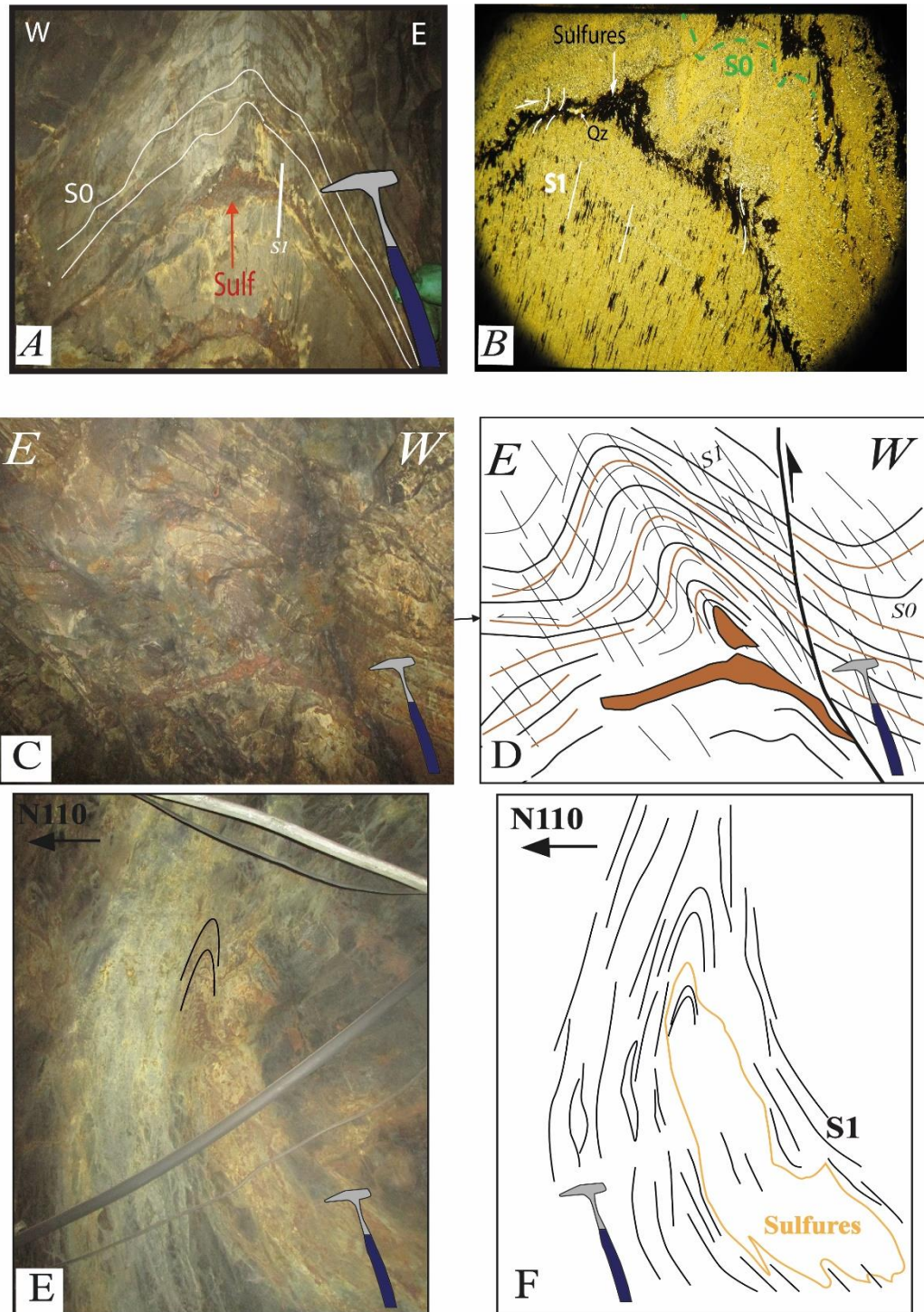


Fig. IV-27: Planche photographique des plis synschisteux (vue en coupe)
A) : Pli synschisteux anisopaque à flanc aminci et charnière épaisse. Notez la surconcentration de la minéralisation dans la charnière (CP, Niveau 580m) ; **B)** : vue à la loupe d'un pli déversé vers l'est à charnière enrichie en minéralisation (CP, 580m) ; **C et D)** : Photos et schéma du style de plissement dans le niveau 560m, CP ; **E et F)** : Photos et schéma d'un pli isoclinal (CP, 400m) pris dans un couloir de cisaillement de direction N20.

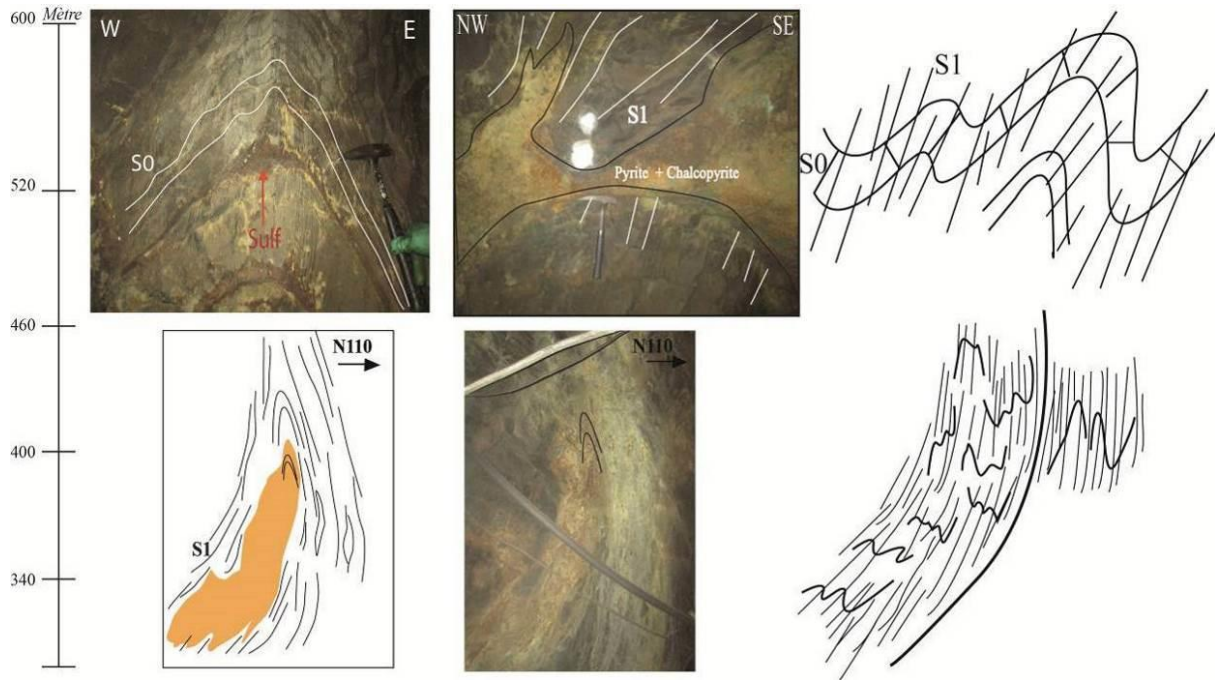


Fig. IV-28: Évolution du style de plissement en fonction des différents niveaux miniers.

Depuis le front de schistosité jusqu'à la bande de cisaillement ductile, nous n'avons observé qu'une seule schistosité S1, plan axial de plis P1 à axe plongeant de 15° vers le NNE. Au niveau des zones de cisaillements ductiles, nous observons des plis P2 qui replissent la schistosité S1 (Fig. IV-29) et qui présentent un axe plongeant de 30° vers le SSW. La déformation est donc polyphasée.

Ces structures superposées (P1, P2) présentent plusieurs caractéristiques qui permettent de les différencier des structures formées lors de la superposition de phases distinctes :

- les structures superposées observées ne présentent pas un caractère régional, mais local.
- les axes de plis P2 sont réorientés dans la direction de cisaillement suivant la S1 régionale.
- absence d'une schistosité S2 de plan axial des plis P2.

De ce fait, nous pouvons donc expliquer les différentes microstructures observées par l'évolution d'une même déformation progressive cisailante, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir la superposition de phases de déformation distinctes à caractère régional

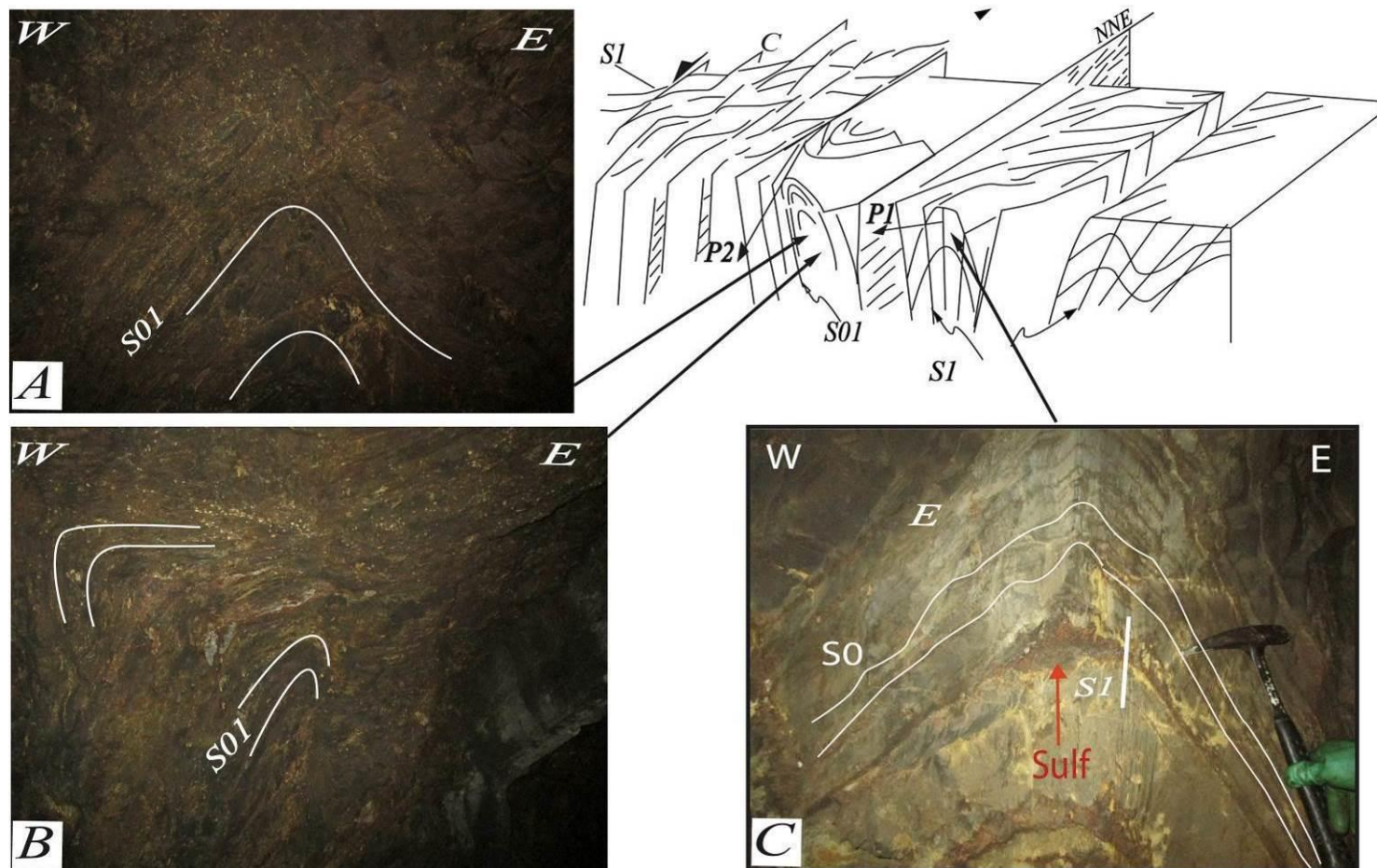


Fig. IV-29: Illustration schématique de l'évolution structurale le long d'un gradient d'intensité de déformation en direction des couloirs de cisaillements qui se trouvent au cœur du corps principal (CP, 600 m).
La déformation initialement monophasée devient progressivement polyphasée en s'intensifiant.

V-2-2-2- Schistosité (S1)

Il s'agit d'une schistosité dont l'évolution typologique est en relation avec la lithologie et le gradient de déformation. Elle montre généralement des pendages forts vers l'ouest (rarement vers l'Est) et des directions allant de N170 à N20 caractéristiques des zones ouest et centrale du gisement (CP, CWD, CEWD) et N40 à N60 typique de la zone nord et nord Est du gisement (CNE) (Fig. IV-32). Cette variation directionnelle du sud vers le nord est contrôlée essentiellement par les couloirs de cisaillement N50 à N60° (Fig. IV-32). Au contact de la masse minéralisée, la schistosité s'intensifie et se matérialise par la réorientation des sulfures, avec transposition et fluage de la pyrrhotite le long des plans de la schistosité (Fig. IV-30A). Microscopiquement, la (S1) se réfracte dans les niveaux gréseux.

Dans les séries schisto-gréseuses, le quartz est déformé et s'aplatit dans le plan de la schistosité qui le moule. La schistosité est alors accompagnée de recrystallisations de quartz et de micas dans les zones abritées (ombre de pression), donnant ainsi des queues d'allongement. La S1 est peu oblique sur la S0. Dans les zones de charnières, elle est de type plan axial.

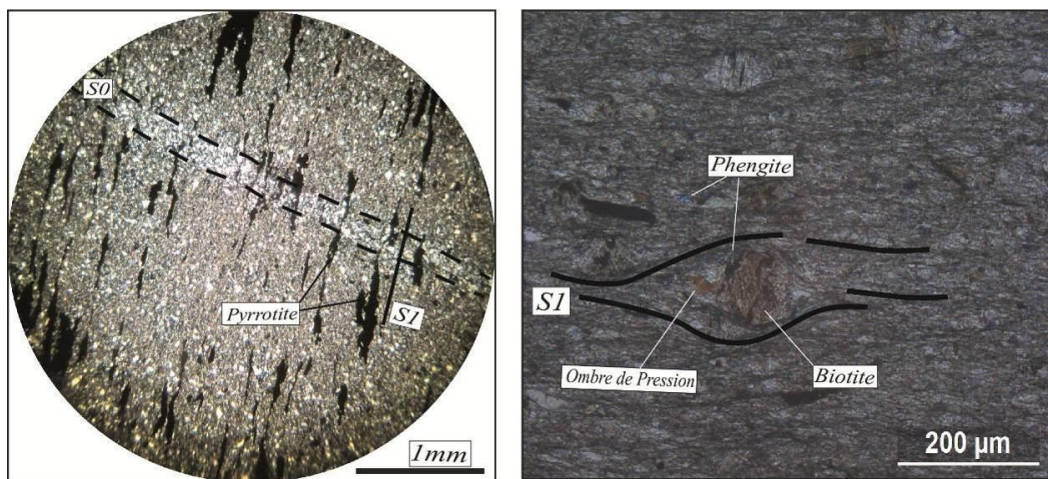


Fig. IV-30: Aspect microscopique de la schistosité (S1) dans le faciès gréséo-pélitique. (CP, 580m)

Dans l'extrême Est du corps principal là où les structures plicatives sont couchées, la schistosité est subparallèle à la stratification dans les flancs longs des plis (Fig. IV-31). Les relations angulaires S0/S1 et le sens de déversement confirment le déversement des structures vers l'Est. Le déversement s'accroît de plus en plus vers l'Est du gisement.

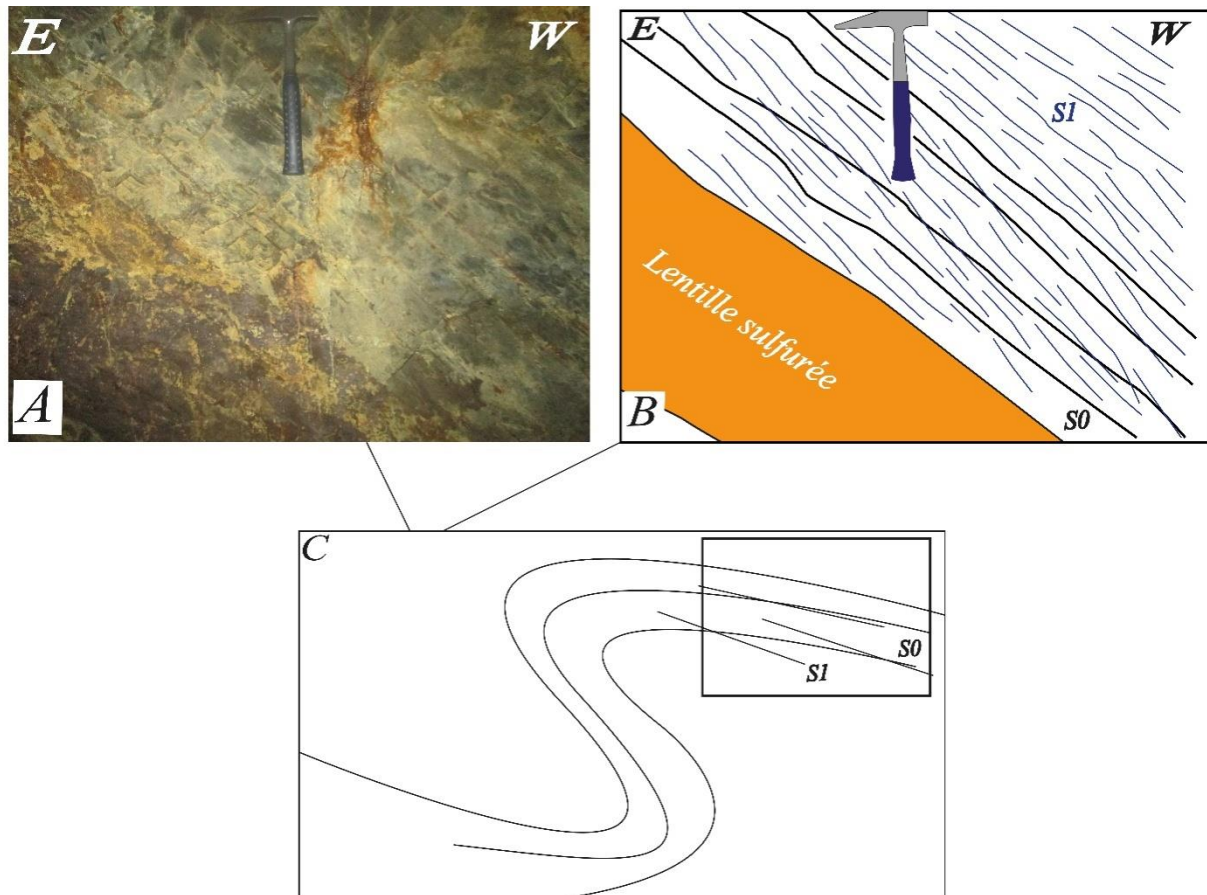


Fig. IV-31: Illustration des flancs longs des structures plicatives à l'extrême Est du corps principal (vue en coupe)

L'angle $S0/S1$ indique le déversement des plis vers l'Est qui caractérise la partie Est du gisement.

V-2-2-3- Cisaillements

Il s'agit de structures de déformation ductiles marquées par une mylonitisation, une schistosité accentuée et un étirement minéralogique important. Les structures en C/S sont abondantes. Ces cisaillements présentent deux directions majeures : les cisaillements de direction allant de N-S à NNE-SSW et les cisaillements de direction allant de NE-SW à ENE-WSW (Fig. IV-32).

Les couloirs de cisaillements ductiles de directions N à NNE

Ces couloirs de cisaillements ont été cartographiés presque dans tous les niveaux d'exploitation (Fig. V-32). On distingue deux types de couloirs de déformation : les premiers sont caractérisés par des plans de cisaillement inverses dominants et des plis avec une $S1$ de plan axial (nommée « couloir inverse », (Fig. IV-34, Fig. IV-35, Fig. IV-37, et Fig. IV-39), et une deuxième caractérisée par le développement d'une $S1$ accentuée et pénétrative avec une

linéation d'étirement horizontale sans apparition de plans de cisaillement inverses (nommée «couloir d'aplatissant»), (Fig. IV-33).

Dans les couloirs inverses, les plans de cisaillement présentent une cinématique inverse dominante plutôt que des cisaillements horizontaux. En vue cartographique (Fig. IV-34), l'obliquité entre S1 et les plans de cisaillements, qui semble indiquer un sens de cisaillement senestre, ne représente pas la réalité, car la composante de décrochement est faible. Elle est dextre lorsqu'elle est observée.

Les structures notables sont : i) les chevauchements et les décollements à pendage ouest. Ils sont la plupart du temps associés avec une lentille riche en pyrrhotite, presque parallèles à la stratification (Fig. IV-34 et Fig. IV-39B). Les plis associés dans le mur ont développé une S1 de type axial. Des plis de décollement typiques d'échelle métrique, montrant un épaississement au niveau du décollement qui est enrichi en sulfures (Fig. IV-39B), ce qui pourrait expliquer une "ondulation" observée le long du plan de décollement; ii) les zones à forte déformation sont caractérisées par le développement d'une schistosité intense associée à un plissement vertical (Fig. IV-33) fréquemment associé à des bandes de cisaillement inverses obliques responsables des structures florales positives (Fig. IV-38). Ces plans de cisaillement, fortement inclinés et orientés NEE-SSW, présentent des caractéristiques à la fois ductiles et cassantes à l'échelle de l'affleurement.

Les couloirs de cisaillements ductiles NE à ENE

Ce sont des zones de cisaillement dextres typiques comme l'indiquent les plis-failles et l'obliquité entre les plans de S1 subverticales et les cisaillements ductiles (Fig. IV-32 et Fig. IV-36). La linéation est horizontale le long de ces plans de cisaillements. L'angle entre S1 et les plans de cisaillement peut être très faible à nul définissant localement une schistosité mylonitique. Ces plans de cisaillement dextres, fortement inclinés et orientés NE-ENE (Fig. IV-) peuvent présenter des caractéristiques fragiles en tant que zone de brèches à l'échelle de l'affleurement (Fig. IV-36C).

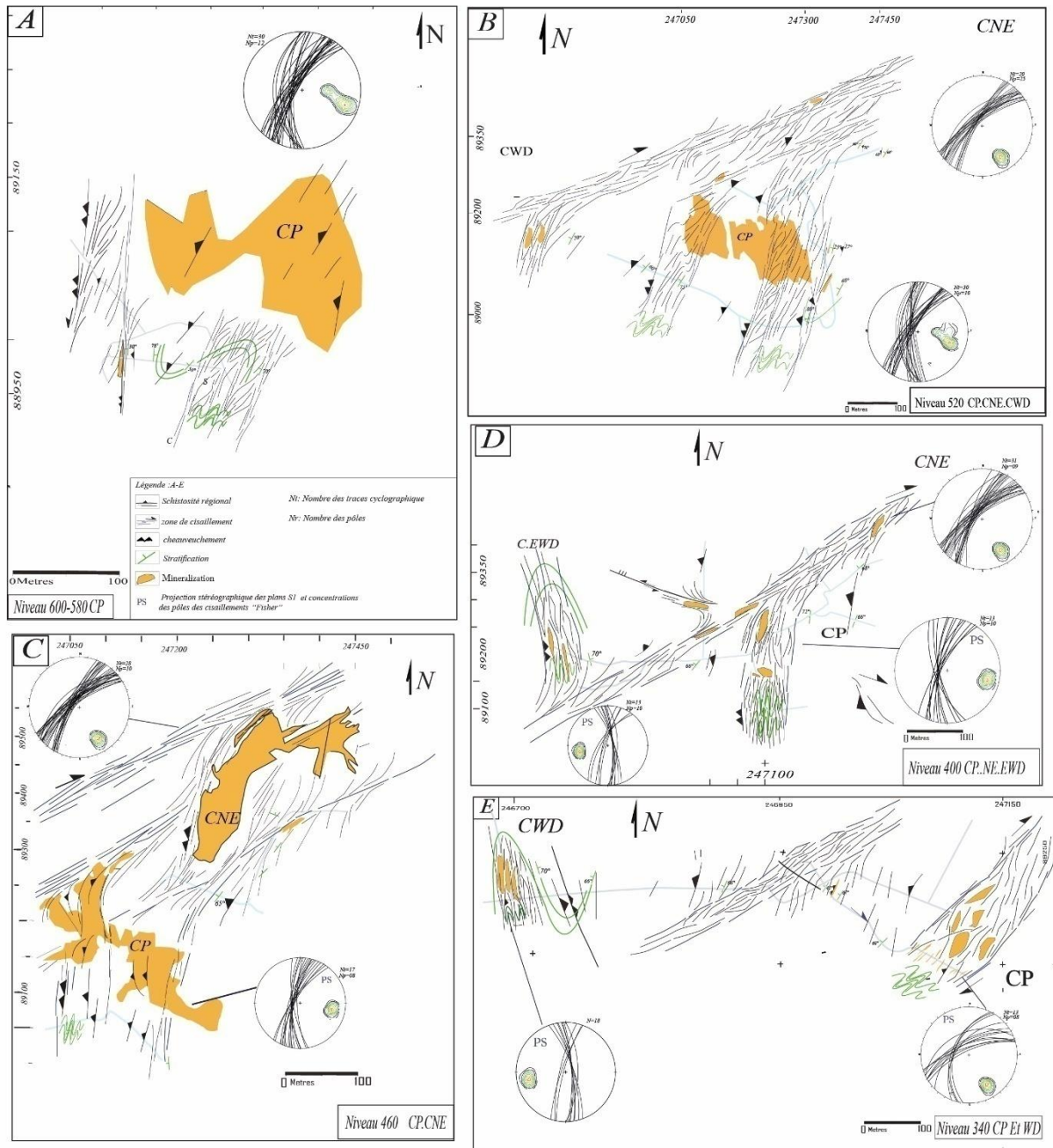


Fig. IV-32: Levés miniers montrant la cartographie et la géométrie de la schistosité et des plans de cisaillements.

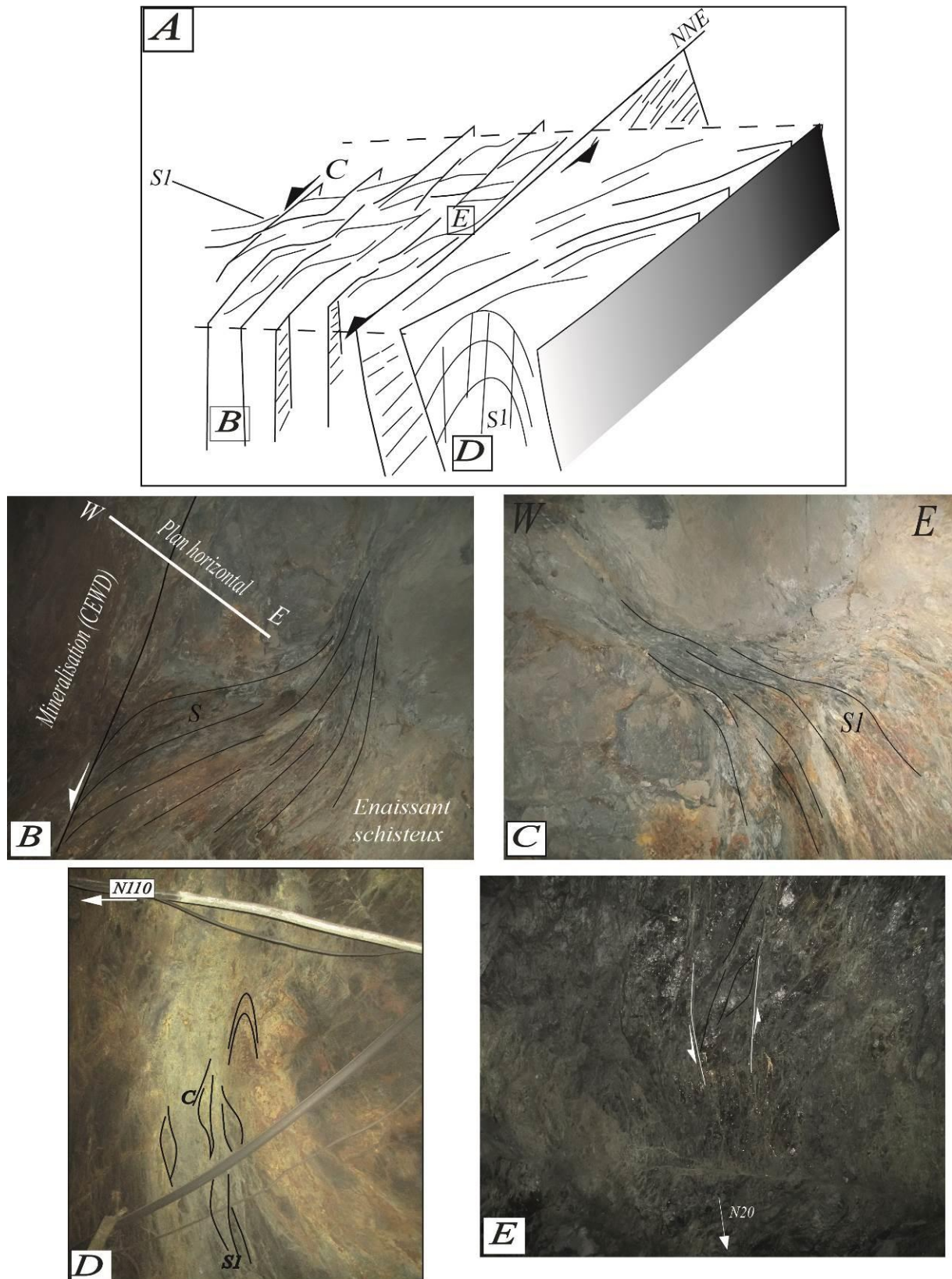


Fig. IV-33: Illustration des cisaillements NNE senestres, dans le CP, 520 m (vue sur toit)(E), et 400m(vue en coupe) (D), et dans le CEWD, 400m(vue en coupe) (B et C).

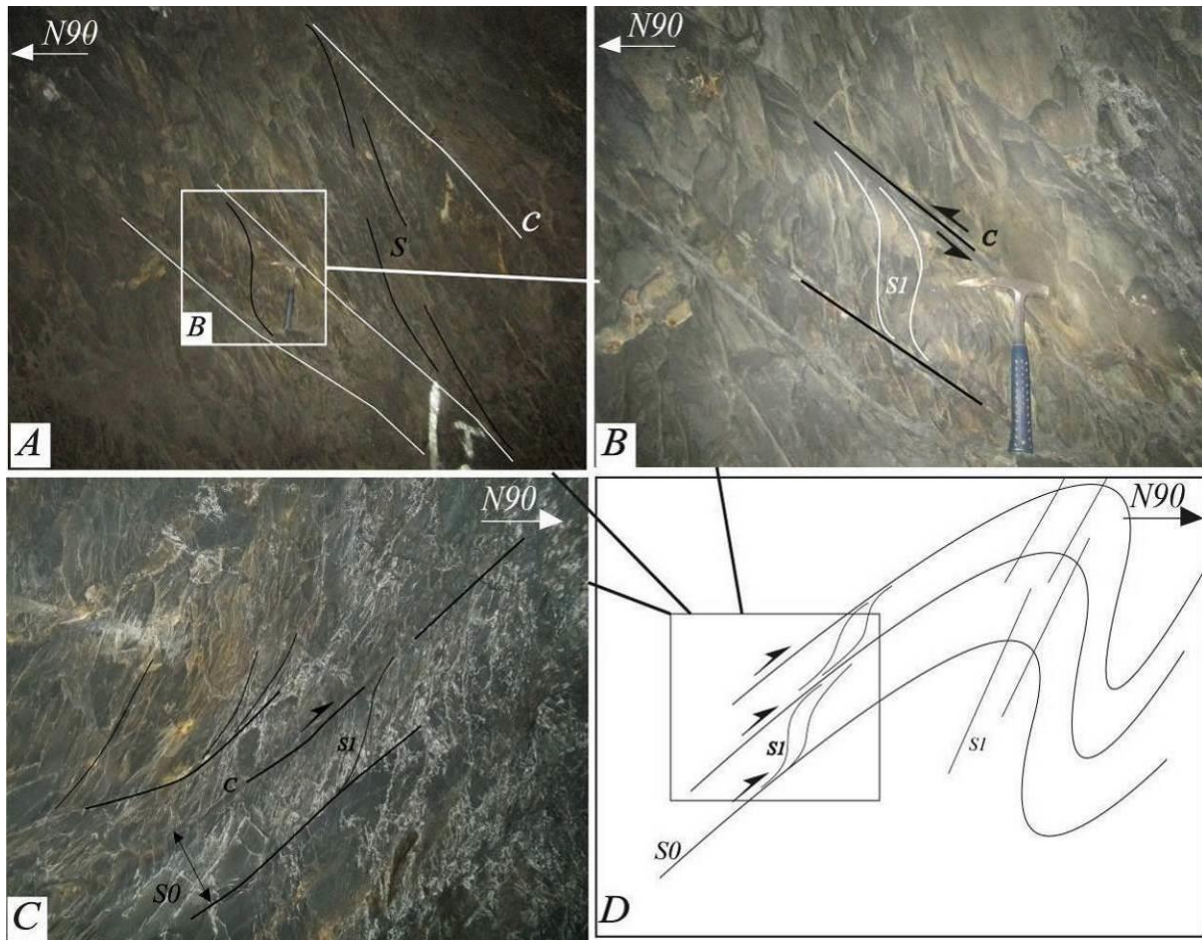


Fig. IV-34: Illustration des glissements banc sur banc et développement des cisaillements parallèles aux plans de stratification (S_0), typiques des flancs longs des structures plicatives (vue en coupe).

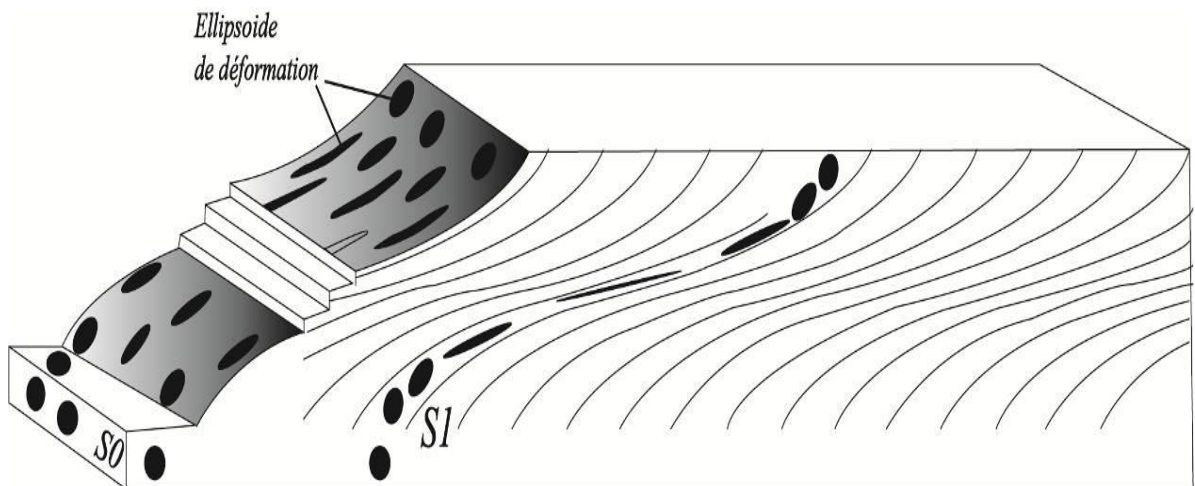


Fig. IV-35: Illustration schématique des cisaillements (simple shear), montrant des ellipses de déformation.

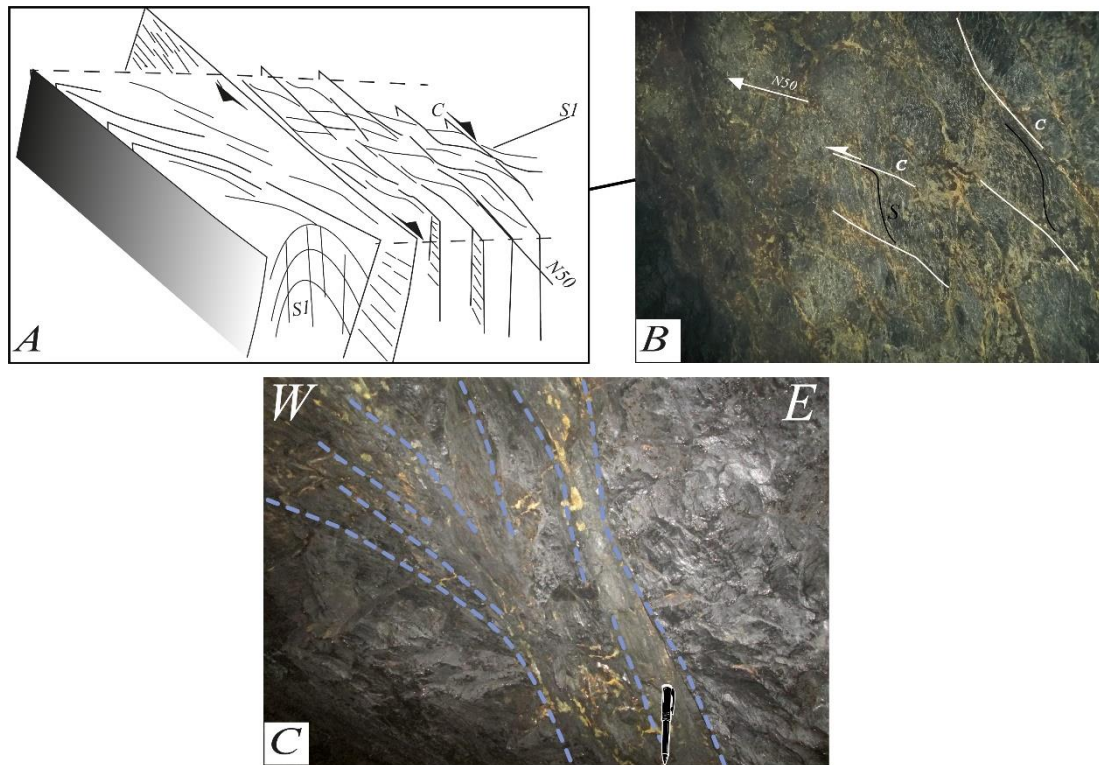


Fig. IV-36: Les cisaillements NE-SW à ENE-WSW dextres caractéristiques de la partie nord du gisement.

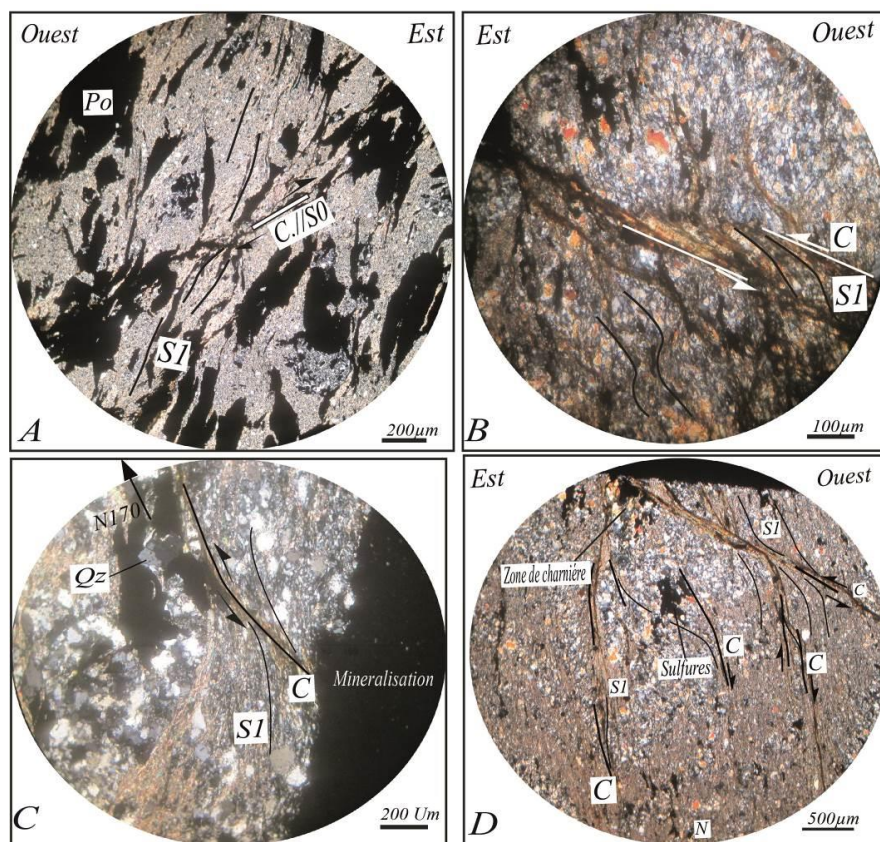


Fig. IV-37: Micrographies illustrant les cisaillements ductiles.

Structures en fleurs « push appart »

Il s'agit des failles inverses avec des pendages en sens opposés, ces structures résultent d'une compression « asymétrique » issue de l'évolution de plis/failles qui évoluent en failles inverses à composante cisailante «décro-chevauchements » (Fig. IV-38).

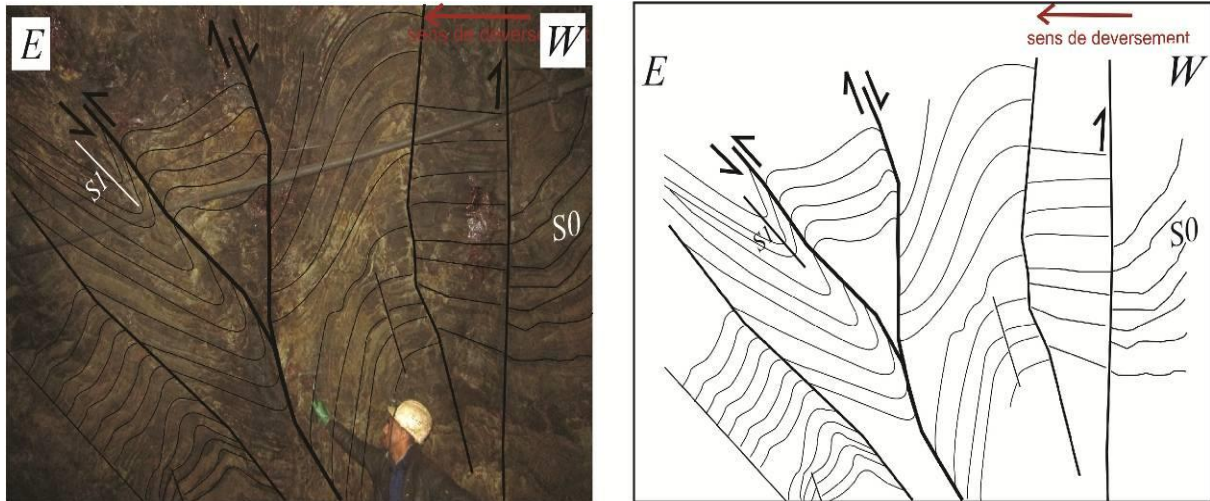


Fig. IV-38: Photo et schéma des structures en fleurs dans le corps principal (CP), 580 m. (vue en coupe).

V-2-2-4- Chevauchements

La zone étudiée est affectée par des chevauchements orientés N-S à NNE-SSW avec un pendage ouest. Ils sont subparallèles à la stratification (S0) et pourraient être des failles héritées du bassin (Failles listriques) (Fig.IV-39). Le fonctionnement de ces failles est parfois associé à des structures en plis-failles (Fig. IV-40, Fig. IV-41). Ces chevauchements réactivent les plans stratigraphiques et l'interface corps minéralisés-encaissant. Ces plans de discontinuité rhéologique vont se transformer en plans de réactivation tectonique (chevauchants). La déformation le long de ces chevauchements est de type ductile avec des textures de mylonitisation.

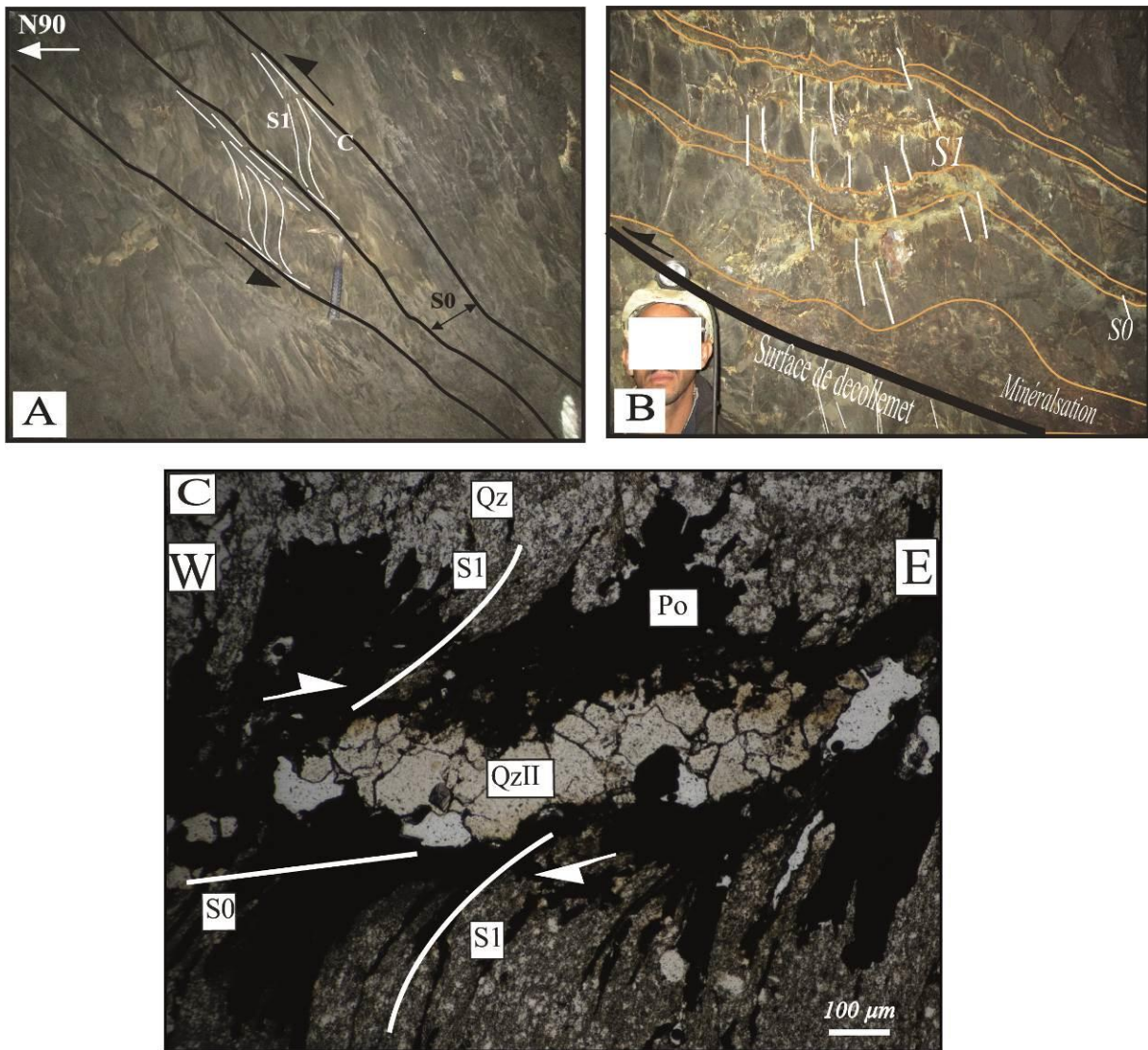


Fig.IV-39: **A, B)** Aspect des chevauchements d'échelles métriques (vue en coupe); **C)** Aspect microscopique des chevauchements

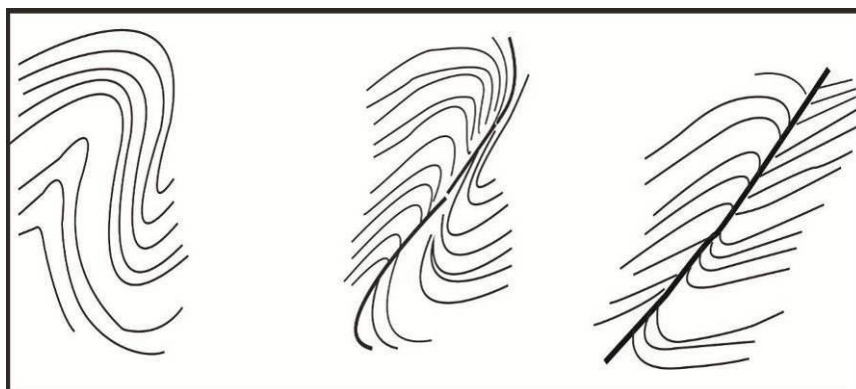


Fig. IV-40: Schéma interprétatif de l'évolution d'un pli anisopaque à un pli-faille.

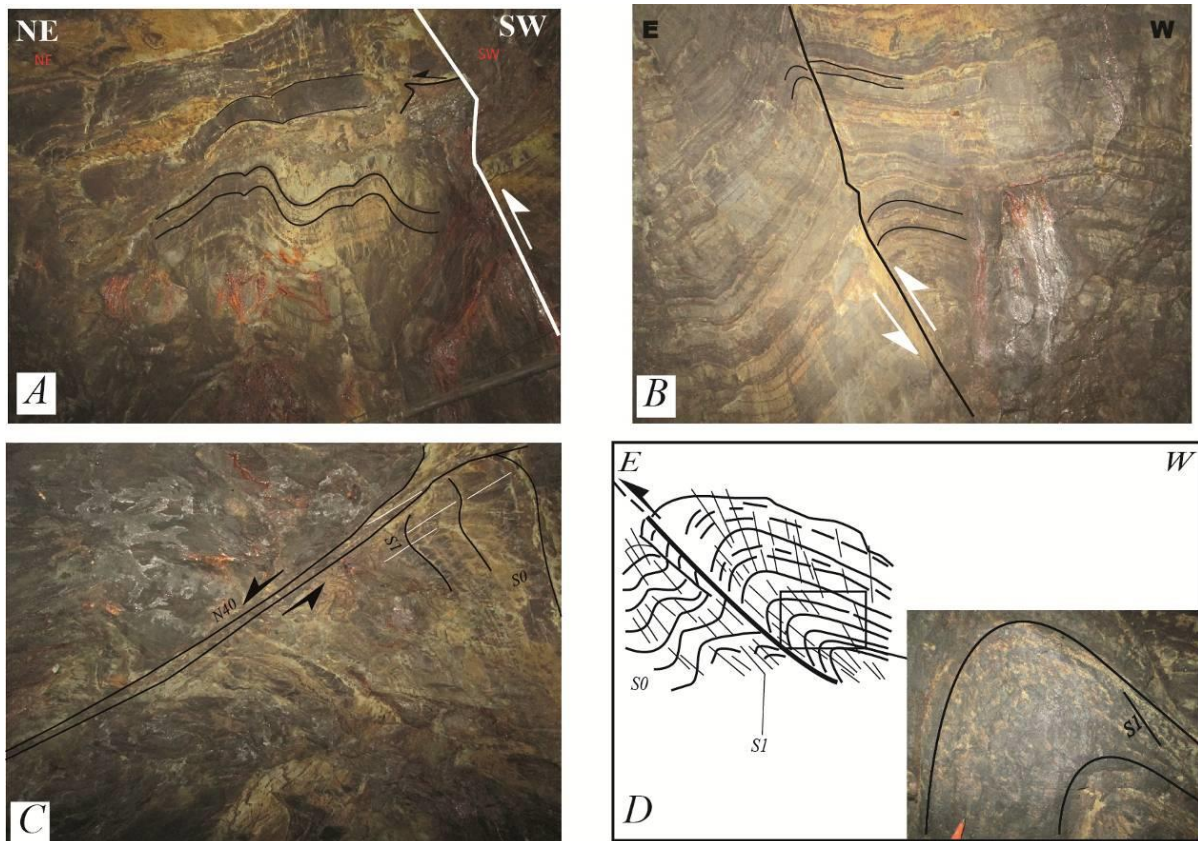


Fig. IV-41: Les failles associées aux plis (vue en coupe).

V-2-2-5- Boudinage

La déformation de l'encaissant grés-pélique entraîne un boudinage des niveaux compétents. Ces boudins moulés par la schistosité sont aussi moulés par des niveaux minéralisés. Cette minéralisation suit les plans de déformation (S1) et dessine la forme des boudins. Notons la forme sigmoïdale et l'imbrication de ces boudins indiquant ainsi le sens de déversement (Fig. IV-42).

V-2-2-6- Intensité de la déformation

Tout en prenant en considération la nature lithologique, l'intensité de la déformation suivie sur des marqueurs structuraux et microstructuraux dans l'encaissant des corps minéralisés montre une intensification à l'approche des corps minéralisés. Le maximum de déformation existe aux environs du corps NE, à l'approche des accidents de direction N50 à N70. Ces derniers correspondent au prolongement de l'accident de Hajjar relevé en surface dans la partie SE de N'Fis (Bloc Est de Tiferouine-Oukhirbane).

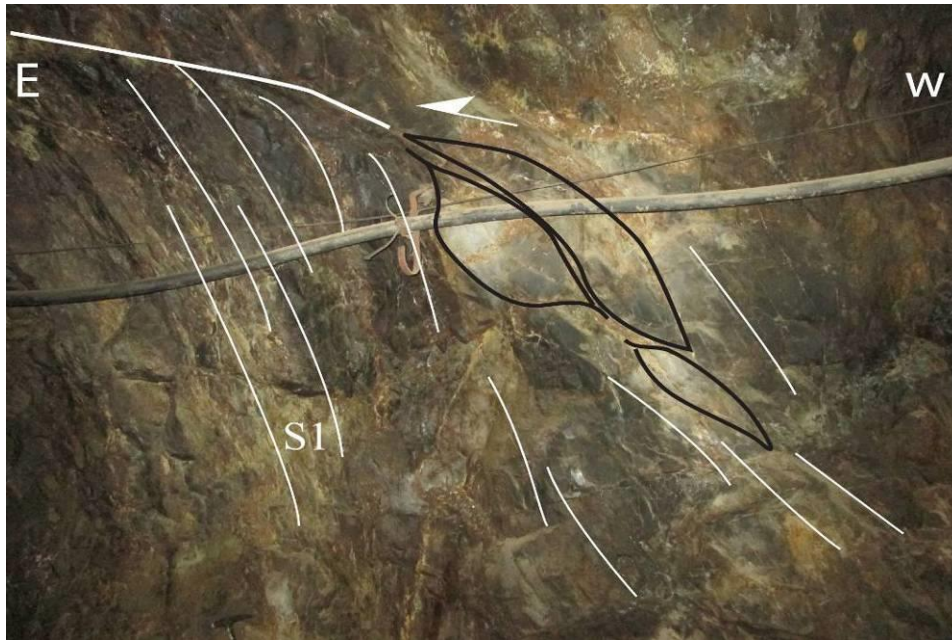


Fig. IV-42: Boudinage dans l'encaissant grés-pélitique (CP, 580m) (vue en coupe). Notez l'imbrication des boudins indiquant ainsi le déversement des structures vers l'est.

V-2-2-7- Conclusion

Les cartes minières obtenues montrent que dans la VMS de Hajjar, la schistosité S1 est presque verticale avec des directions allant de N170 à N45. En ce qui concerne les données de surface du bloc de N'Fis, la schistosité orientée NW n'a pas été mesurée. Les zones foliées sont distribuées de manière hétérogène, suggérant une localisation de la déformation dans des couloirs entre les zones les moins déformées (Fig. IV-32). L'interpolation des traces de schistosité met l'accent sur le plissement à grande échelle qui affecte à la fois les corps minéralisés et l'encaissant. Les plans de schistosité sont déviés par des zones de cisaillement non coaxiales ductiles à cassantes qui sont légèrement obliques par rapport à l'orientation de la S1. La déformation fragile marquée par des décalages de failles rend localement difficile le suivi des plans de schistosité et de cisaillement ductiles.

Les morphologies des corps minéralisés sont réparties entre différentes formes. Un groupe de corps décimétriques lenticulaires et un autre avec des formes en amas présentant des terminaisons "dendritiques" (par exemple, CP Fig. IV- 2232). Il convient de noter que la plupart des corps décimétriques lenticulaires sont allongés parallèlement à la schistosité locale (par exemple, CEWD, CWD, CP, Fig. IV-2332).

Nous retenons que la déformation se fait généralement par aplatissement rotationnel qui s'accompagne d'un allongement de la matière parallèlement aux axes des plis. L'allongement

est globalement NNE à NE. La déformation est hétérogène et en partie contrôlée par la lithologie. Au niveau des charnières des plis à orientation globalement N-S à N20, la déformation se fait plutôt par aplatissement (*pure shear*) alors que les directions N40 à N70° montrent une dominance d'une déformation par cisaillement simple (*simple shear*). La déformation a fini par produire au niveau des flancs longs des structures plicatives des glissements continus sur la stratification. Il est très important de signaler qu'outre les différences observées (types de plis et de schistosités) dues aux propriétés du matériel lithologique, il existe un gradient de déformation évoluant du sud vers le nord et verticalement (niveaux miniers supérieurs vers niveaux miniers inférieurs). Ces données sont compatibles avec une direction de raccourcissement E-W de la phase majeure hercynienne (D1) (Fig.IV-43) responsable des jeux dextres des cisaillements N40 à N60 et des jeux inverses des cisaillements N170 à N20.

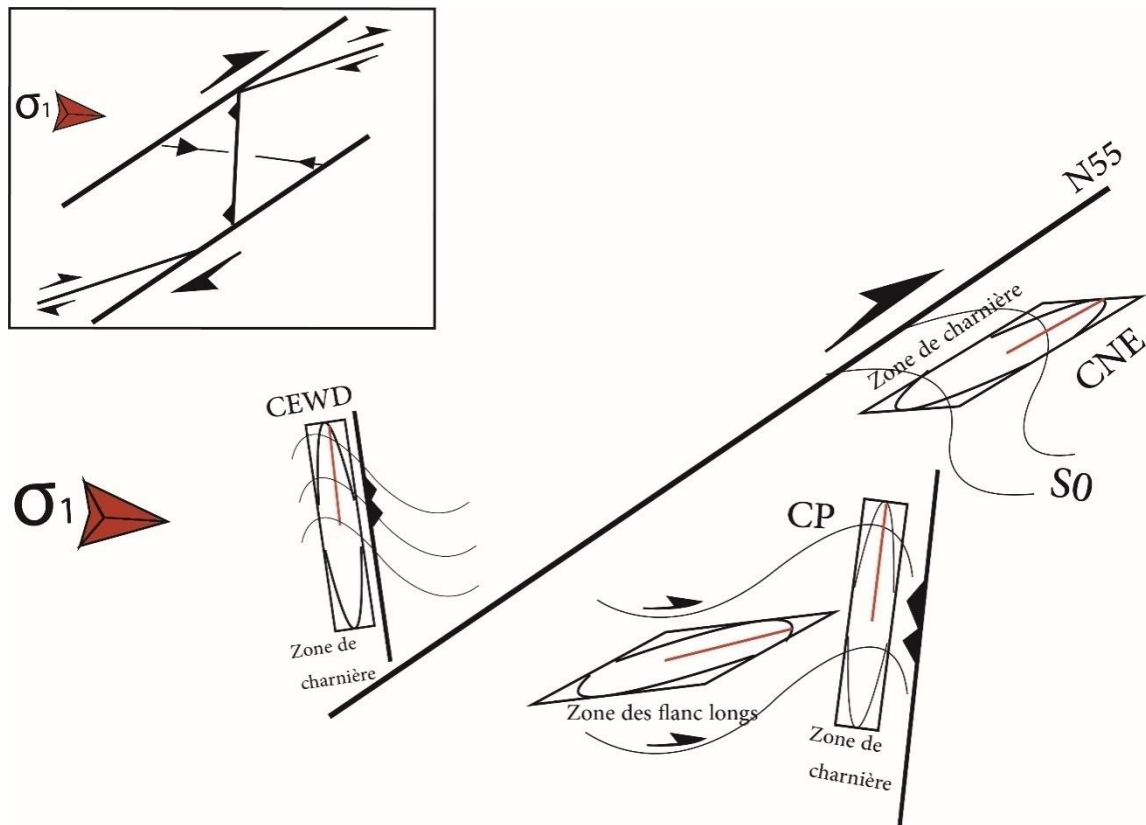


Fig. IV-43: Champ de déformation régional et les ellipsoïdes de déformation dans différents corps minéralisés et différentes zones structurales du gisement de Hajjar.

IV-2-3- TECTONIQUE CASSANTE

IV-2-3-1- Présentation de la tectonique cassante

La tectonique cassante est responsable des accidents qui affectent les structures souples du gisement de Hajjar. La plupart des accidents se regroupent suivant trois directions de décrochements d'ampleurs variables. Les accidents de direction subméridienne et subéquatoriale jouent généralement en décrochements dextres alors que les accidents de directions NE jouent en décrochements senestres (Fig. IV-44).

La compréhension du gisement de Hajjar nécessite d'une part une analyse structurale et microstructurale du type de déformation cassante qui a affecté la minéralisation et d'autre part l'établissement d'une chronologie relative des phénomènes de minéralisation et des phases cassantes.

V-2-3-2-Tectonique cassante dans le fond minier

Dans le gisement de Hajjar la tectonique cassante se manifeste surtout par l'existence d'accidents « majeurs » d'orientations NE à ENE, E-W à WNW et N-S. Certains de ces accidents délimitent des couloirs où on retrouve des failles d'extension plus réduites. L'existence de plans de faille striés permet d'établir la direction du déplacement, mais il sera difficile d'établir la valeur du rejet sur ces plans par manque de repères évidents dans les séries schisto-gréseuses.

La fracturation est présente dans tout le fond minier, elle est localement dense à l'approche de certains accidents « majeurs » témoignant d'une relation génétique entre eux.

La déformation cassante apparaît polyphasée, nous essayerons de déceler les différentes familles en vue de séparer les épisodes tectoniques cassants.

V-2-3-3-Accidents majeurs

Dans le gisement de Hajjar existent des accidents d'extension kilométrique qu'on pourrait rattacher aux accidents reconnus en surface dans le domaine de N'Fis, il s'agit :

- des accidents de directions N70° qui correspondent au couloir de cisaillement de Hajjar « HZC » reconnu en surface et que nous avons identifiés au nord du corps Nord Est (CNE) (Fig. IV-44).

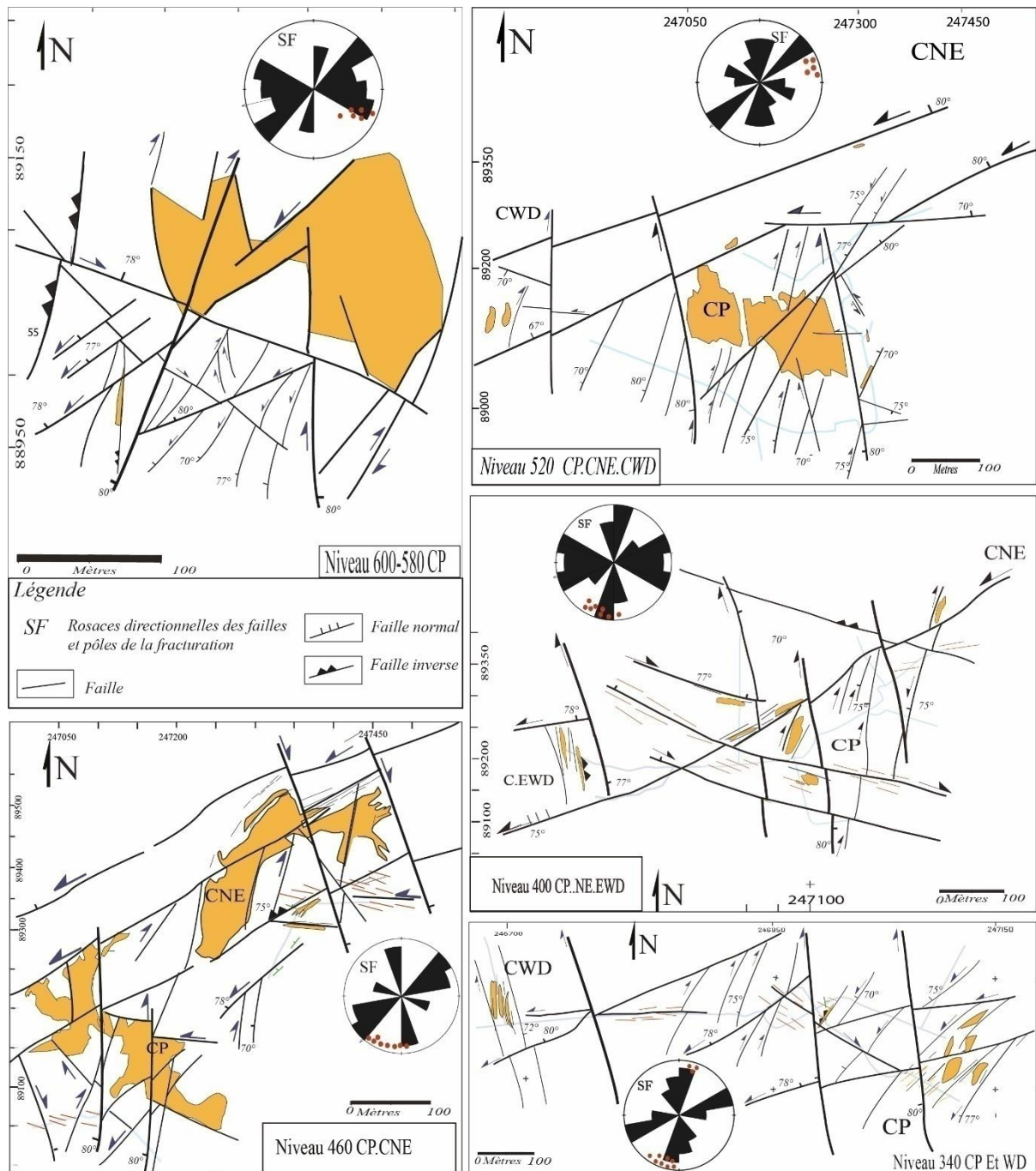


Fig. IV-44: Levés miniers montrant les failles majeures du gisement de Hajjar.

- des accidents de directions E-W à N120 tels que l'accident au nord d'Akhliji, qui correspond à l'accident intercepté au niveau du corps principal niveaux 400 m.
- des accidents de direction N170° à jeu dextre normal, responsable du découpage du corps principal (niveaux 520m) en deux blocs (Fig. IV-44).

Nous avons identifié trois familles de décrochements subverticaux : i) des décrochements de direction N-S et à jeu dextre, les stries sur les plans de faille montrent un

pitch de 5° à 10° ; ii) des décrochements à jeu normal, il s'agit des failles de direction N70 et N120 à jeu senestre normal et iii) des décrochements E-W à jeu dextre normal présentant des stries à plongement de 40° à 55°.

Nous avons noté qu'un même accident peut exprimer plusieurs types de mouvements tectoniques. C'est ainsi que sur les associations décrochement-faille normales (de direction N70), nous avons constaté que le jeu normal est postérieur au jeu décrochant. Cependant, parfois sur les mêmes accidents, il nous arrive de détecter un jeu normal antérieur au décrochement et qui contrôle la remobilisation et l'épaississement de la minéralisation dans le bloc abaissé. Ceci laisse suggérer un jeu en extension locale antérieur au mouvement décrochant sur les accidents WNW, les mouvements horizontaux apparaissent les plus tardifs

V-2-3-4-Failles et fracturation

D'après leurs directions, nous distinguons des failles d'extension métrique à décamétrique qu'on regroupe en quatre familles : la famille des failles NE-SW (FH1), la famille des failles NW-SE (FH2), la famille des failles E-W (FH3), et la famille des failles N-S (FH4).

La Famille des failles (FH1) :

C'est la famille des failles les plus abondantes dans le secteur minier surtout au niveau du CP et CNE. Les ouvertures correspondantes peuvent atteindre 10m de puissance et sont souvent minéralisées.

Cette famille de failles peut être séparée en deux sous-familles. La « FH1a » qui regroupe les failles de direction allant de NNE-SSW, et la « FH1b » constituées des failles de directions N40 à N60°

(FH1a) : Il s'agit des failles ayant joué tardivement en failles dextres puis senestres souvent subparallèles à la schistosité régionale S1 et au rubanement minéral (Fig. IV-46D, F).

FH1b) : Cette direction de faille délimite des panneaux dans lesquels on retrouve les failles FH1a qui forment des zones disposées en relais (Fig. IV-45). Cette direction ayant joué pendant la phase majeure en dextre a joué en senestre normale lors de la tectonique tardi-hercynienne (voire alpine) (Fig. IV- 46A, B, C, E).

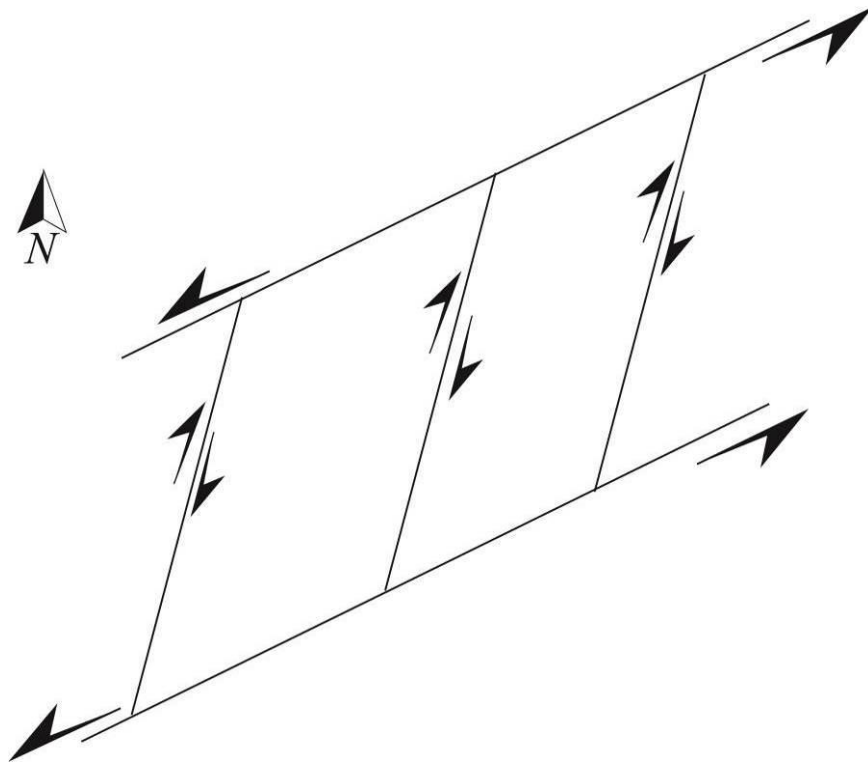


Fig. IV-45: Schéma interprétatif des associations des failles NNE-SSW (FH1a) recoupées par les failles NE-SW (FH1b).

La famille des failles (FH2) (N130 à N150)

Elles présentent des pendages forts tantôt nord tantôt sud avec des tectoglyphes, essentiellement des stries plongeantes de 10° à 20° au sud parfois au nord, indiquant des jeux dextres ou senestres de différents âges.

La famille des failles (FH3)(N85 à N100)

Il s'agit des failles tardives tardi-à post hercynienne et souvent associées à une fracturation de même direction. Les déplacements cinématiques le long de ces structures cassantes, montrent des jeux senestres (Fig. IV-47A) et des rejeux dextres inverses probablement d'âge atlasique (Fig. IV-49B). La schistosité et la stratification montrent des virgations au contact des compartiments limités par ces failles. La minéralisation (niveau 400 CP et 460 CNE) se trouve parfois prise dans des couloirs limités par ces accidents à jeu senestre normal (Fig. IV-47A, D).

Ces décrochements de direction moyenne N110 d'extension métrique présentent des plans de fracture subverticaux.

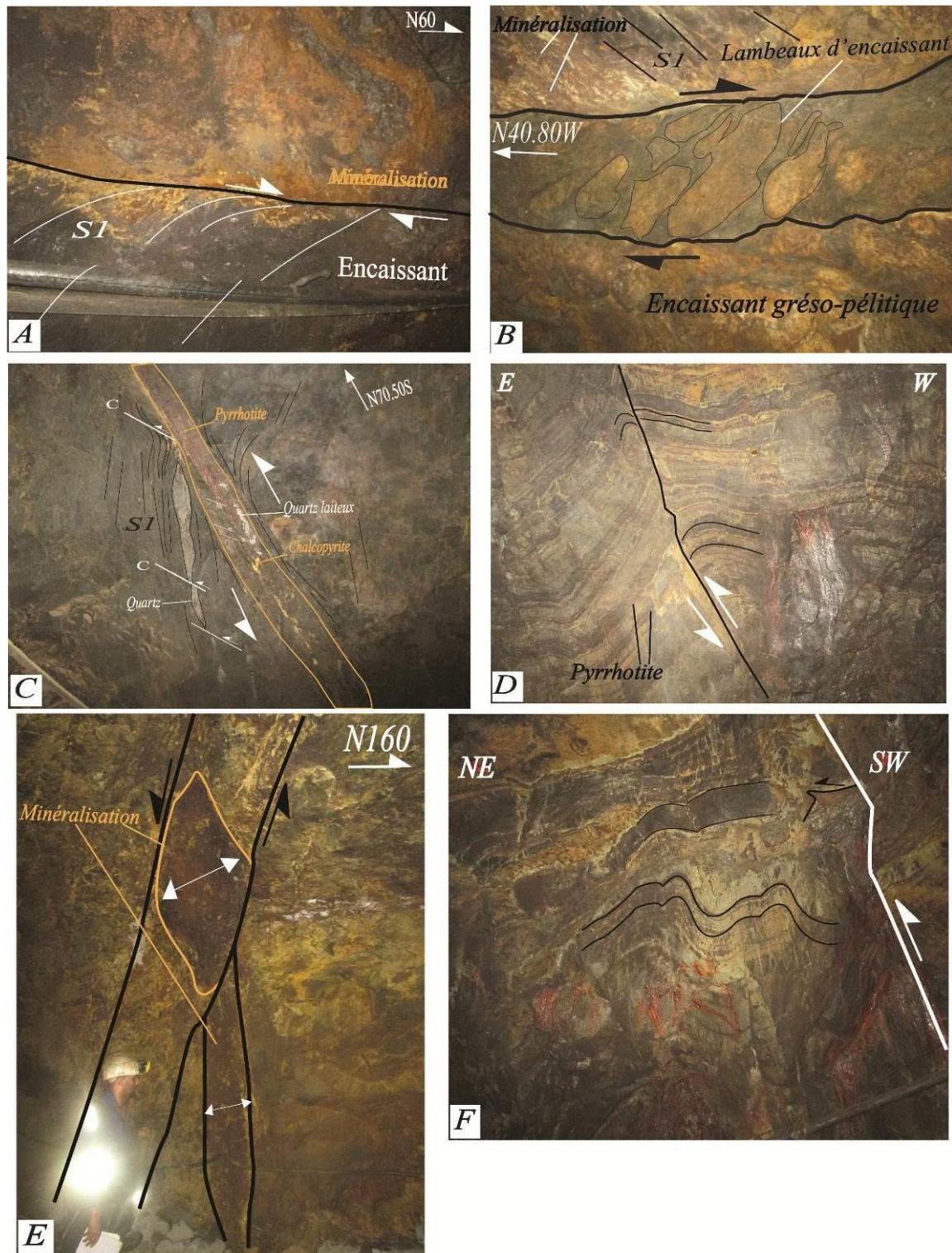


Fig. IV-46: Les failles NE-SW (Famille FH1). (A, B, C): vue sur toit. (D, E, F) : (vue en coupe)

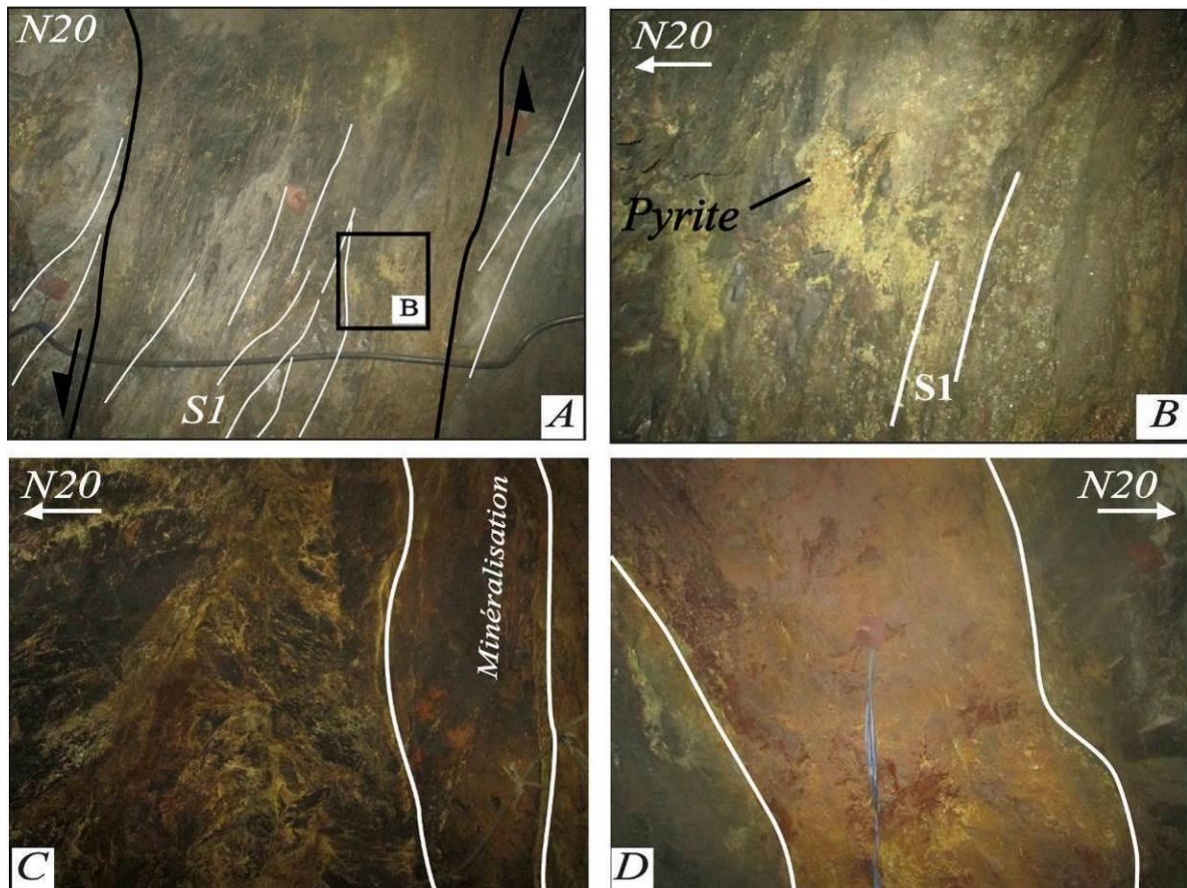


Fig. IV-47: Famille des failles (FH3) ((N85 à N120) (vue en coupe).

La famille des failles (FH4) (N160 à N05)

Cette famille est comparable à la famille FN3 reconnue en surface. Elle recoupe en dextre normale toutes les structures précédentes (Fig. IV-C, D, E, F).

Ces failles sont caractérisées par :

- des ouvertures dépassant 1 mètre avec des jeux post-schisteux normaux à effondrement ouest (Fig. IV-48).
- des limites qui sont parfois des surfaces très irrégulières (pas des plans rectilignes) indiquant que la faille était relativement amollie.
- la présence au sein de la faille de brèches et d'éléments issus de l'encaissant schisteux de taille centimétrique à décimétriques, anguleux. Ces éléments montrent une corrosion hydrothermale sous l'effet des circulations probablement acides (Fig. IV-48).
- la présence des niveaux sulfurés coincés entre ces failles, montrent un changement d'épaisseur qui est probablement lié au jeu précoce de ces failles.

- Sur certaines de ces failles, la fracturation est accompagnée d'une texture cataclasitique, dont le développement varie surtout en fonction de la valeur du rejet et de la lithologie de la formation affectée. C'est ainsi que la puissance des brèches est maximale là où le rejet est maximal, et vice versa.

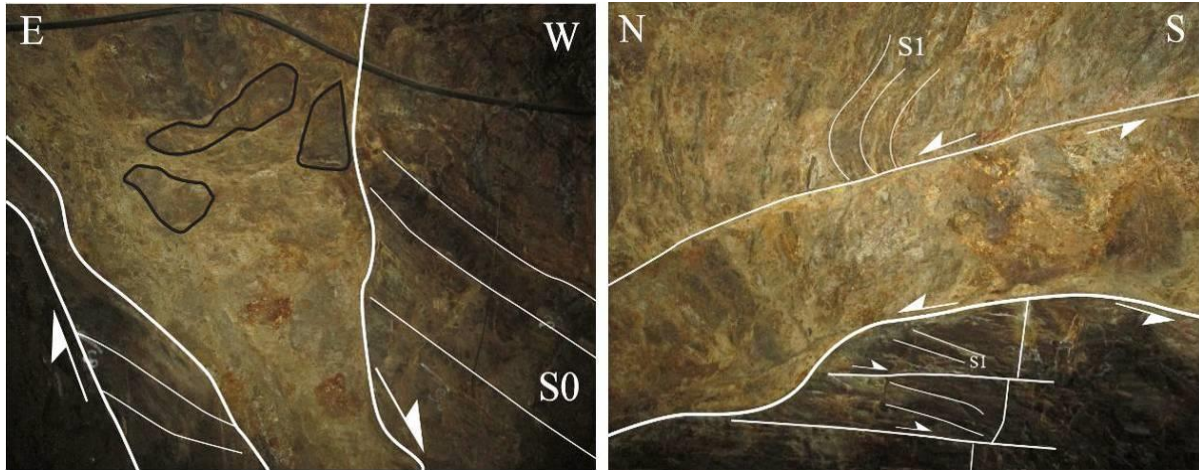


Fig. IV-48: Failles subméridiennes métriques montrant un jeu dextre normal

V-2-3-5- Effet de la lithologie sur la différence de l'aspect de la fracturation

La lithologie joue un rôle primordial sur les types de fracturations exprimées, ainsi dans les séries schisteuses, où les lits ont globalement les mêmes propriétés mécaniques, la fracturation s'accompagne d'un glissement, alors que dans les séries schisto-gréseuses, la fracturation se localise surtout dans les zones de différence de compétence créant ainsi des vides à ces niveaux.

V-2-3-6- Kink bands

Nous avons observé deux types de structures :

Des structures en relation avec les chevauchements (passage ductile-fragile)

Ce type de kinks se trouve généralement au mur des chevauchements, et présente des axes horizontaux de direction E-W, ils caractérisent la fin de la déformation majeure progressive. (Fig. IV-50).

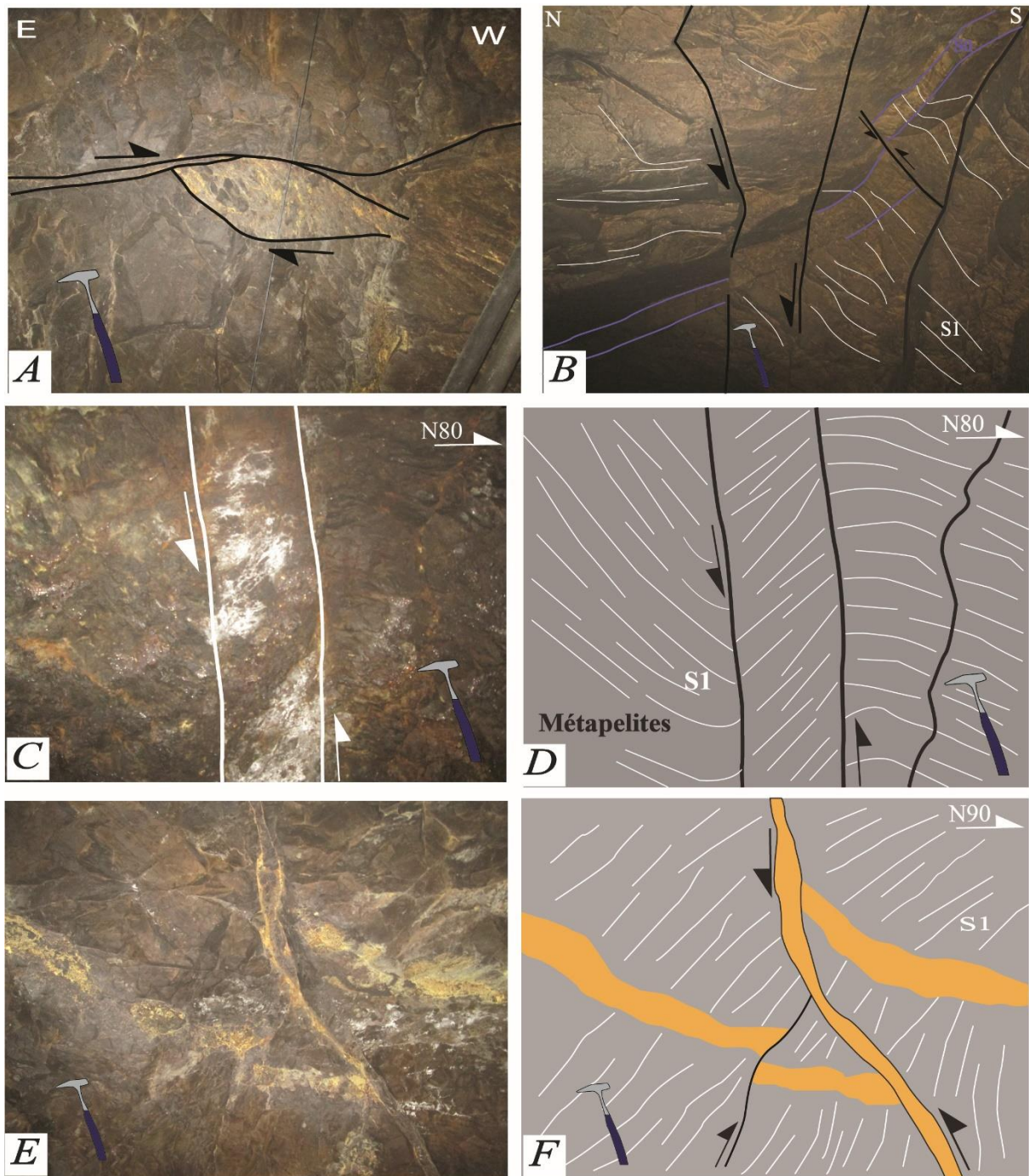


Fig. IV-49: Les failles E-W et N-S (Famille FH 3 et FH4) (vue sur toit).

Des structures locales en relation avec le jeu des décrochements

La tectonique cassante provoque des mouvements le long des décrochements NE-SW senestre et N-S dextres, compatibles avec une direction de raccourcissement NE-SW. Ces mouvements sont marqués par l'association des kink bands à axe de direction NNW à N-S (Fig. IV-51).

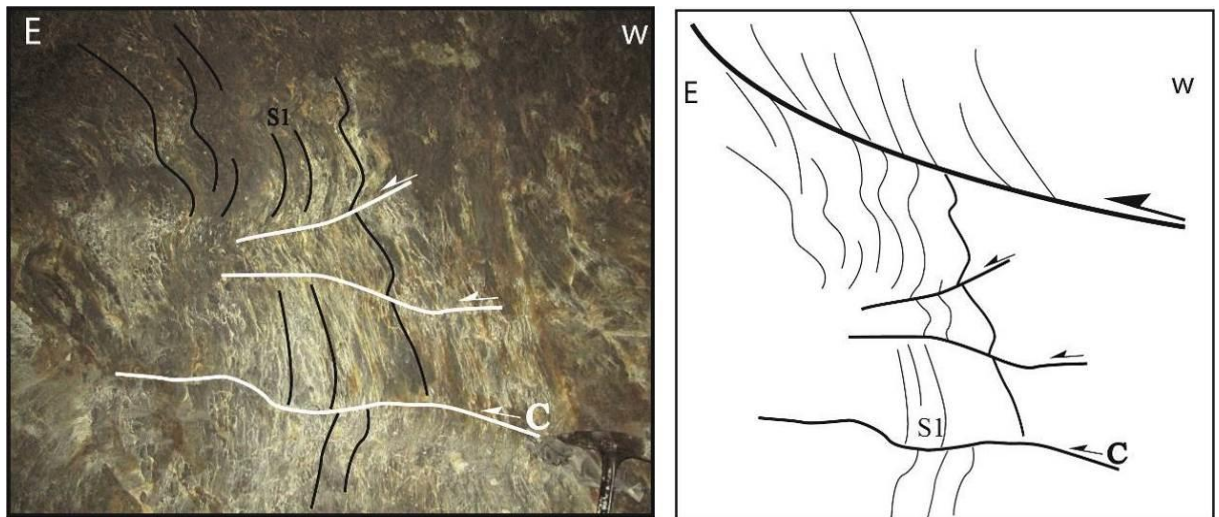


Fig. IV-50: Structures de crénulation en relation avec les mouvements de « chevauchements » (vue en coupe).

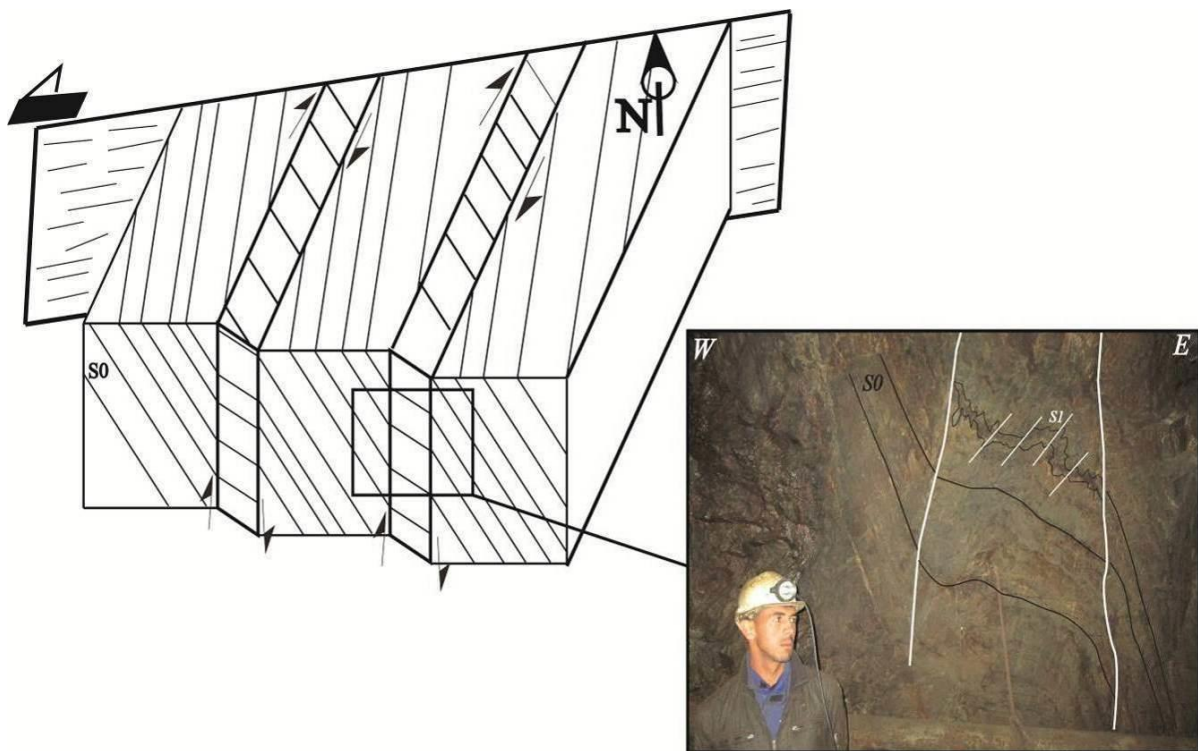


Fig. IV-51: Structure de kink-bands en relation avec les décrochements de direction NE à ENE.

Les structures de kink bands sont associées aux zones de cisaillement. Elles sont liées spatialement aux accidents tectoniques.

V-2-3-7- *Diaclases*

Il existe dans le gisement de Hajjar un réseau de fractures et de cassures qui ne s'accompagne pas de décalage des compartiments fracturés. Ces cassures ne montrent pas de traces de recristallisations secondaires. Il s'agit des plans de direction N-S à NE et E-W à N120, ils sont souvent perpendiculaires aux limites stratigraphiques. Il est difficile de les rattacher à un évènement tectonique distinct. Ces structures sont le plus souvent interprétées comme des fractures en relation avec la phase de relâchement de la chaîne, bien qu'on puisse les rattacher à des structures d'orientations voisines à savoir les kink band à axe de direction N-S.

V-2-3-8- *Conclusion*

La tectonique cassante dans le gisement de Hajjar est marquée par :

- la réactivation des failles NE-SW à ENE-WSW dextres en senestres
- l'activation des mouvements dextres sur les accidents NNE-SSW
- le développement des failles WNW-ESE senestres avec une fracturation associée.
- les mouvements dextres observés sur les accidents subméridiens et subéquatoriaux apparaissent les plus tardifs.

IV-3- METAMORPHISME

IV-3-1- Métamorphisme régional

Les déformations étudiées précédemment se sont effectuées en conditions synmétamorphes à l'exception des jeux des failles plus tardives. En plus, le métamorphisme régional, il existe dans le district de Hajjar des témoins d'un métamorphisme de type péri-plutonique.

IV-3-1-1- Zonéographie du métamorphisme

Le secteur de Hajjar est constitué essentiellement de pélites, de grés-pélites et des grés à intercalations calcaires. L'étude pétrographique a été faite essentiellement dans les roches pélitiques et grés-pélitiques, faciès favorables à l'étude de l'évolution de la déformation et du métamorphisme.

Dans les zones éloignées des corps minéralisés, aucune influence thermique n'a été observée. Dans les zones métamorphiques, pétrographiquement, nous avons une association minéralogique à quartz et micas blancs (muscovite) sous forme de fines paillettes qui soulignent les plans de schistosité.

Autour des corps minéralisés, nous avons détecté une influence thermique marquée par le passage progressif de la zone à quartz-chlorite-muscovite vers une zone à biotite puis une zone à andalousite et cordiérite (suspectée) sous forme de tâches rétro-morphosées en produits micacés (phengite et biotite chloritisée). À ce niveau, les chlorites et biotites augmentent de taille et des biotites chloritisées apparaissent.

Dans les métapélites, nous pouvons distinguer deux assemblages métamorphiques. Le premier est composé de **quartz + biotite + andalousite ($\pm$ calcite)**. (Fig. IV- A, C, D). Le deuxième assemblage est composé de **quartz + chlorite + muscovite ($\pm$ carbonate)**. Ce dernier assemblage est également observable dans les pélites gréseuses avec des rubans riches en sulfures, où il remplace localement les biotites (Fig. IV- 52B). Les veinules parallèles à la schistosité sont remplies de quartz et de gros cristaux de biotite associés avec la calcite dans les cavités géodiques (Fig. IV- 52A).

Dans les zones où la schistosité est faiblement développée, les porphyroblastes à biotite et andalousite présentent une texture "statique" granoblastique avec, localement une orientation préférentielle (Fig. IV- 52A). Avec une déformation croissante, les porphyroblastes à biotite sont généralement plus grossiers et présentent une orientation préférentielle parallèlement à la schistosité S1, planaire de type axiale des microplis. Dans les zones de forte déformation, des ombres de pression se trouvent autour de certains porphyroblastes de biotite et d'andalousite (Fig. IV- C à F), tandis que d'autres cristaux de biotite restent pratiquement « statique » pas d'orientation suivant la schistosité (par exemple, cristaux de biotite se développant autour de la sphalérite sur la figure Fig. IV- C). Les ombres de pression sont généralement composées de quartz, de muscovite et de chlorite, c'est-à-dire le même assemblage constituant la schistosité à grains fins (Fig. IV- D, E). Les ombres de pression asymétriques autour de la biotite sont courantes dans les zones de forte déformation attestant d'un régime non coaxial (par exemple, dextre sur plan vertical du corps « CEWD », (Fig. IV- 52E, F), les cristaux de biotite apparaissent sous forme de porphyroblastes pré-tectonique.

Le développement des chlorites, muscovite (phengite) et la présence d'une porphyroblastose accompagnée par les minéraux classiques du métamorphisme de contact tels

que l'andalousite et cordiérite indique une influence thermique à l'approche des corps minéralisés.

IV-3-1-2- Relations métamorphisme-déformation

En étudiant les relations texturales entre minéraux de métamorphisme et la déformation nous arriverons à mettre en évidence une chronologie relative de manifestation des minéraux par rapport à la déformation synschisteuse (matérialisé par le plan de schistosité S1) (Fig. IV-53).

Les micas blancs

Il s'agit principalement de la muscovite et séricite présents dès les stades les moins métamorphiques dans la zone à chlorite et muscovite. Ils sont sous forme de fines paillettes étirées dans la direction de la schistosité. Dans la zone à biotite, ces micas apparaissent en rétroformation des tâches suspectées de cordiérite (Fig. IV-55B).

Les chlorites

Dans les zones les plus métamorphiques à l'approche des corps minéralisés, la taille des chlorites (biotites chloritisées) augmente et prend l'aspect de porphyroblastes dans le domaine de la schistosité. On note une augmentation de la chloritisation des biotites néoformées. Dans le minerai, notamment le corps principal et le corps NE. Ces chlorites participent à la rétroformations des biotites.

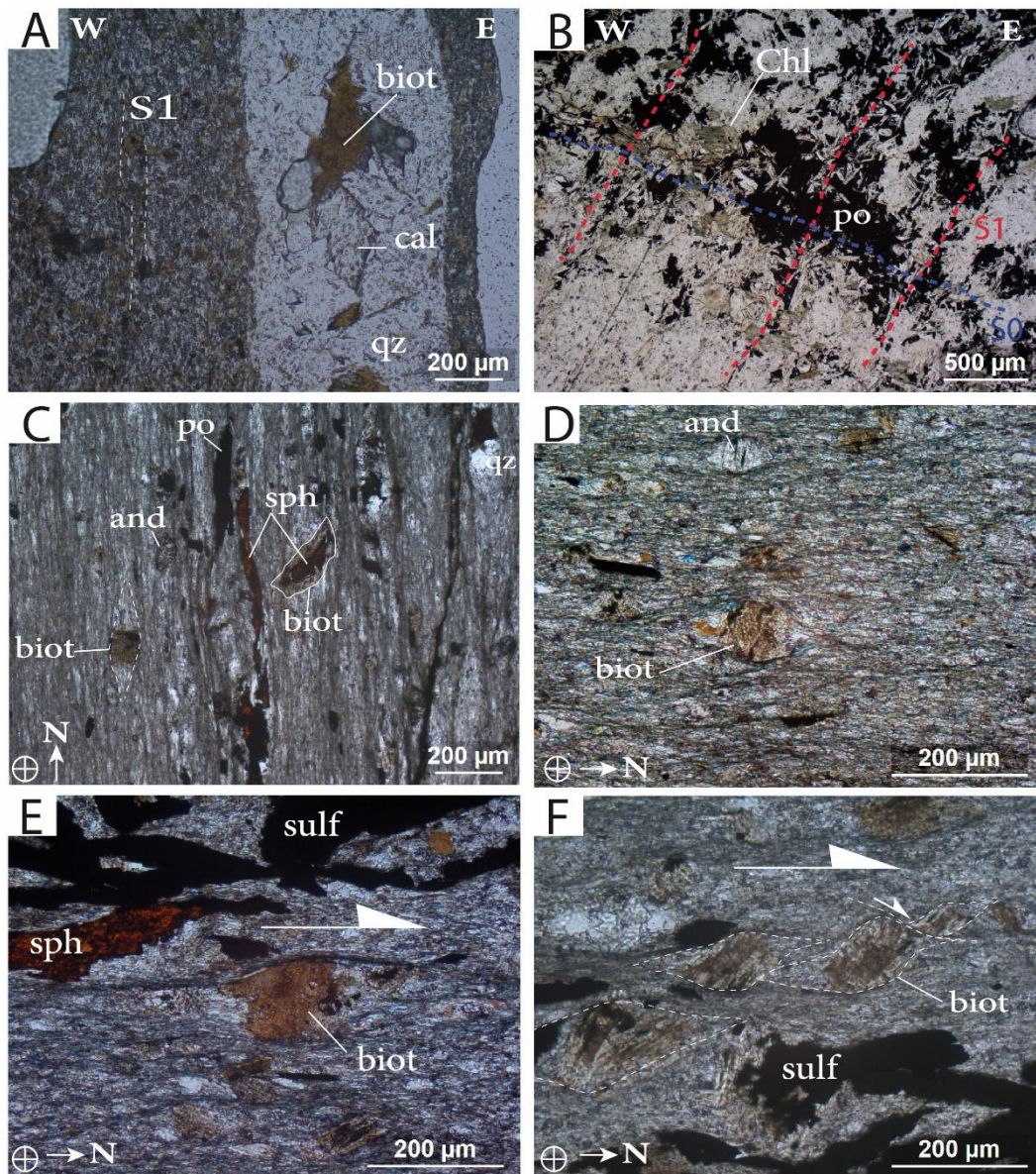


Fig. IV- 52: Microphotographies montrant la schistosité S1 et des porphyroblastes associés dans l'enceissant de Hajjar. (Admou et *al.*, 2018).

A) : quartz (qz), calcite (cal) et biotite (biot) veine parallèle à la schistosité S1.

L'enceissant présente une texture granoblastique composée de biotite et d'andalousite avec localement une orientation préférentielle définissant un plan de schistosité ; **B)** : plans de S0 à rubans de sulfures (en bleu) et des plans de S1 discrets (en rouge) caractérisés par la cristallisation de la muscovite (taches blanches) (LPAN). Des porphyroblastes de biotite non orientés ("statiques") sont remplacés par de la chlorite ; **(C, D, E, F)** : Surface d'observation parallèle à la linéation d'étirement montrant le plan de schistosité principal S1 marqué par des sulfures allongés (sulf) particulièrement la pyrrhotite (po) et la sphalérite (sph). Les ombres de pression autour de l'andalousite et des porphyroblastes de biotite (biot) sont composés de quartz, de micas blancs, de chlorite et de carbonates. Dans les zones à forte déformation, les

ombres de pression asymétriques autour des porphyroblastes à biotite sont un diagnostic du régime non coaxial avec un sens de cisaillement dextre (**E, F**) suggérant d'importants incréments de déformation non coaxiale après le métamorphisme de HT / BP.

La biotite

La biotite est omniprésente sous trois formes : (i) au sud-est du corps principal (zone a muscovite), la biotite est finement cristallisée et contourne de micro amas de sulfures non orientés, disséminés dans un encaissant gréseux recristallisé. Il s'agit des cornéennes caractéristiques de la zone sud-est du gisement de Hajjar (Fig. IV-54A, B, D). (ii) En s'approchant des corps minéralisés (zone à biotite), la biotite est recristallisée sous forme de paillettes étirées dans la schistosité avec des zones abritées autour des biotites avec recristallisation du quartz perpendiculaire aux bordures du minéral. (iii) Au contact immédiat de la minéralisation, ces biotites sont sous forme de porphyroblastes syncinématiques (microcrénulation des clivages internes (001) en sigmoïde) (Fig. IV- 52F), d'autres biotites sont statiques et souvent altérés en chlorite. On déduit alors que les biotites ont une cristallisation étalée dans le temps correspondant à la période pré à syncinématique.

La cordiélite

Il s'agit de tâches souvent rétro-morphosées en chlorite, phengite, biotite, quartz et sulfures (po, sph). Ces tâches sont (aplaties) et moulées par la schistosité, ce qui indique qu'elles sont anté-cinématiques. Les minéraux qui participent à la rétro-morphose des tâches de cordiélite sont syn à tardi-cinématiques (Fig. IV-54C et Fig. IV-55A, B).

L'andalousite

L'andalousite est souvent associée à la biotite et cordiélite (suspectée), et le plus souvent rétro-morphosée en produits micacés. En lumière polarisée et analysée, les andalousites gardent un aspect clair. L'andalousite présente des caractéristiques pré à syn tectoniques lorsque la déformation est fortement exprimée (Fig. IV- C,D).

Nous retenons à partir de l'étude de la relation métamorphisme-déformation que l'influence thermique est contemporaine de la déformation synschisteuse. Le maximum des recristallisations est contemporain de la déformation majeure synschisteuse que ce soit pour les minéraux caractéristiques du métamorphisme de contact ou ceux caractéristiques du métamorphisme régional.

La déformation des porphyroblastes au contact des corps minéralisés constitue les stades ultimes de l'évolution tectonométamorphique de l'encaissant du gisement de Hajjar.

Certains minéraux se sont développés de manière relativement précoce par rapport à la schistosité régionale (Des tâches de cordiérite (suspecté), andalousite, et biotites). Cette association est fréquentedans le métamorphisme de contact des intrusions granitiques (Bard *et al.*, 1974 ; in Essaifi, 1995)

La cristallisation des biotites syntectonique témoigne d'une évolution du métamorphisme vers des conditions de haute température-basse pression (HT/BP), alors que la cristallisation de chlorite post-cinématique et la rétromorphose des biotites expriment une évolution tardive du métamorphisme vers des conditions de basse température (Métamorphisme rétrograde).

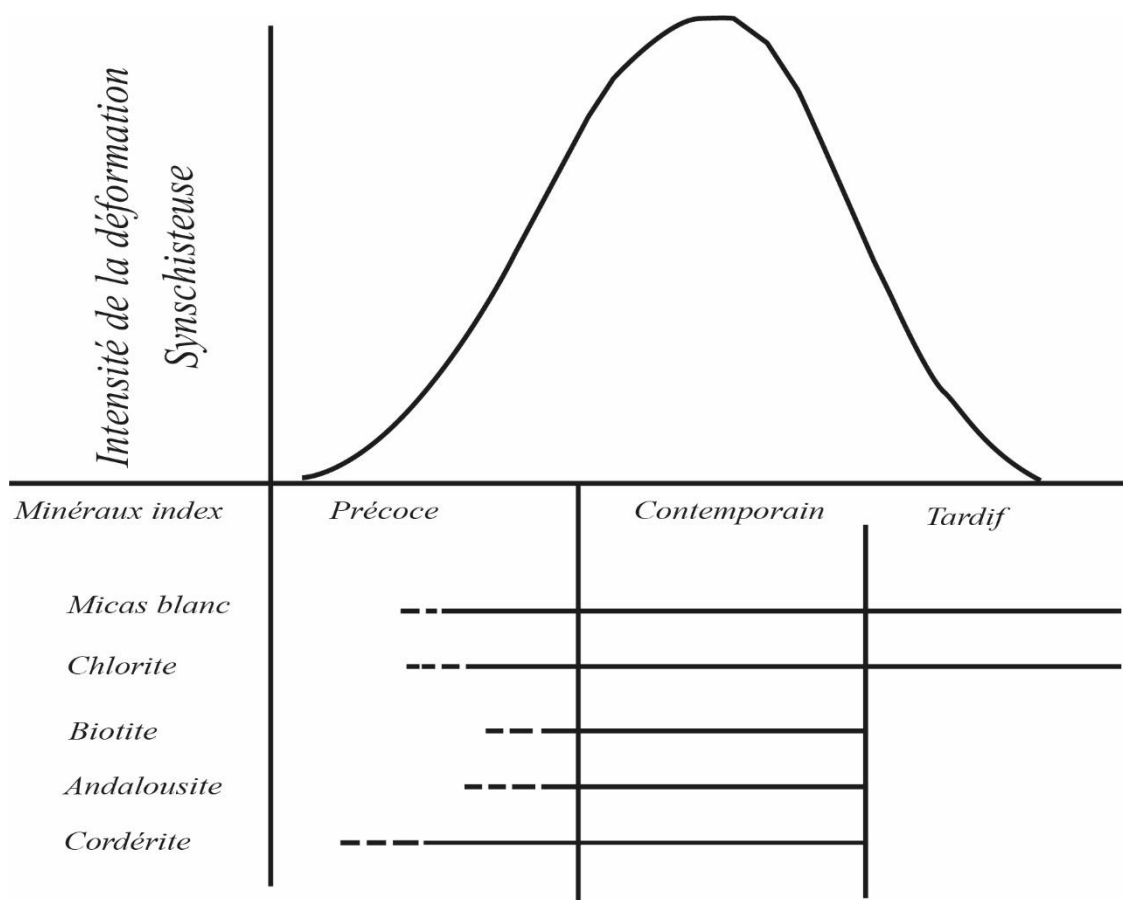


Fig. IV-53: Relation métamorphisme – déformation (Essaifi, 1995 ; modifiée)

IV-3-2- Métamorphisme de contact

Suite à ce qui a été décrit auparavant, il semble qu'en plus du métamorphisme régional, se développe, spécialement dans le gisement de Hajjar, un métamorphisme de type périplutonique. Ceci peut être déduit à partir des données suivantes :

- des biotites brunes pré à syn tectoniques observées au niveau de Hajjar.
- des tâches de métamorphisme de contact dans le fond minier de Hajjar correspondant à de l'andalousite ($\pm$ cordiérite suspectée) pseudomorphosées en produit micacé (Fig. IV-54C et Fig. IV-55C, D).

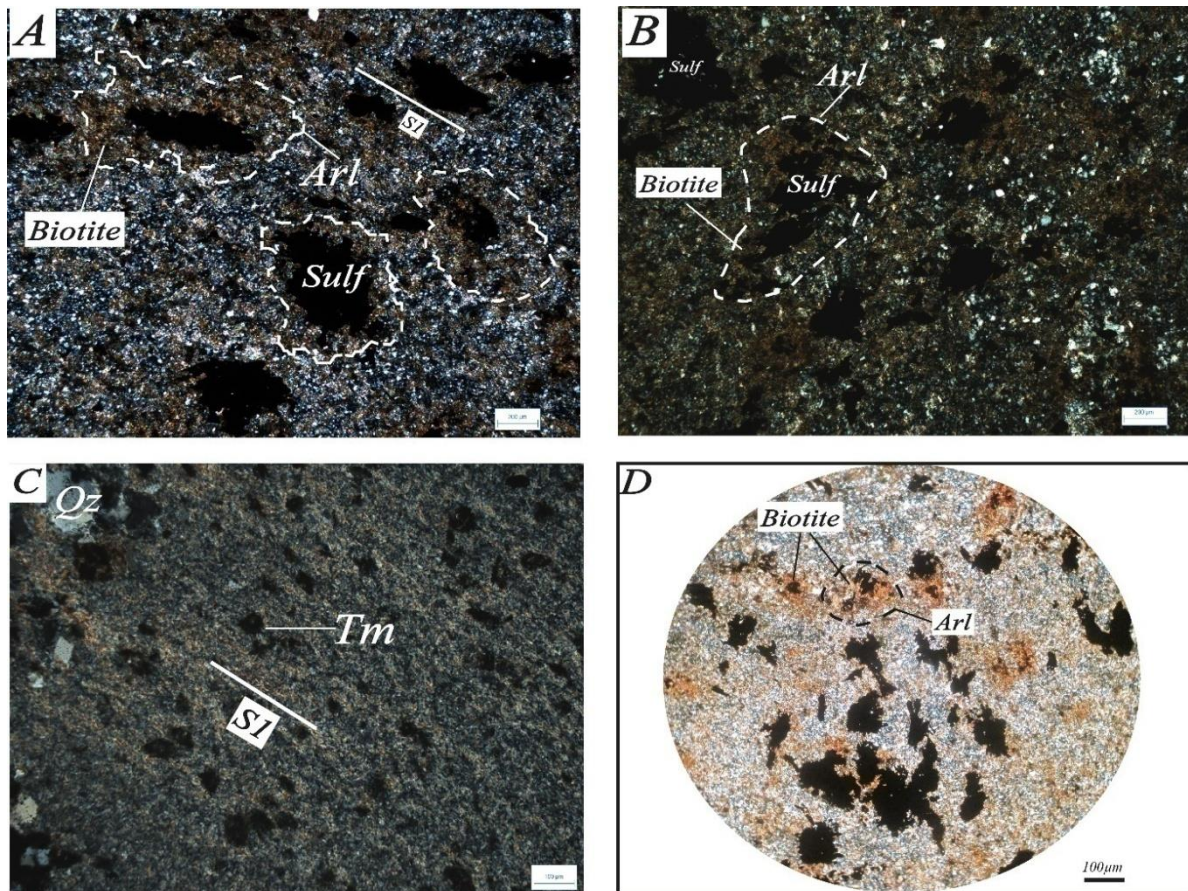


Fig. IV-54: Micrographie des biotites associées aux sulfures (A, B, D) et des schistes tachetés (Tm : tâches de métamorphisme de contact (cordiérite suspectée) (C).

- présence à Hajjar de l'amphibole de type cummingtonite poussant sur les chloritites à sulfures (Hibti, 1993) et des anthophyllites statiques (Zouhry, 1998)
- présence d'enclaves granitiques au sein des filons lamprophyriques (Oudjou, 1996) dans le domaine de N'Fis.
- la place du gisement de Hajjar dans l'alignement cartographique, suivant une direction N30, des granites hercyniens de la meseta occidentale. Il s'agit des granites

du massif ancien du Haut Atlas (Tichka Azegour, Amez Miz), des Jebilet (Ouled Ouaslam, Tabouchant et Bramram), et les granites du Massif central (Fig. IV-56).

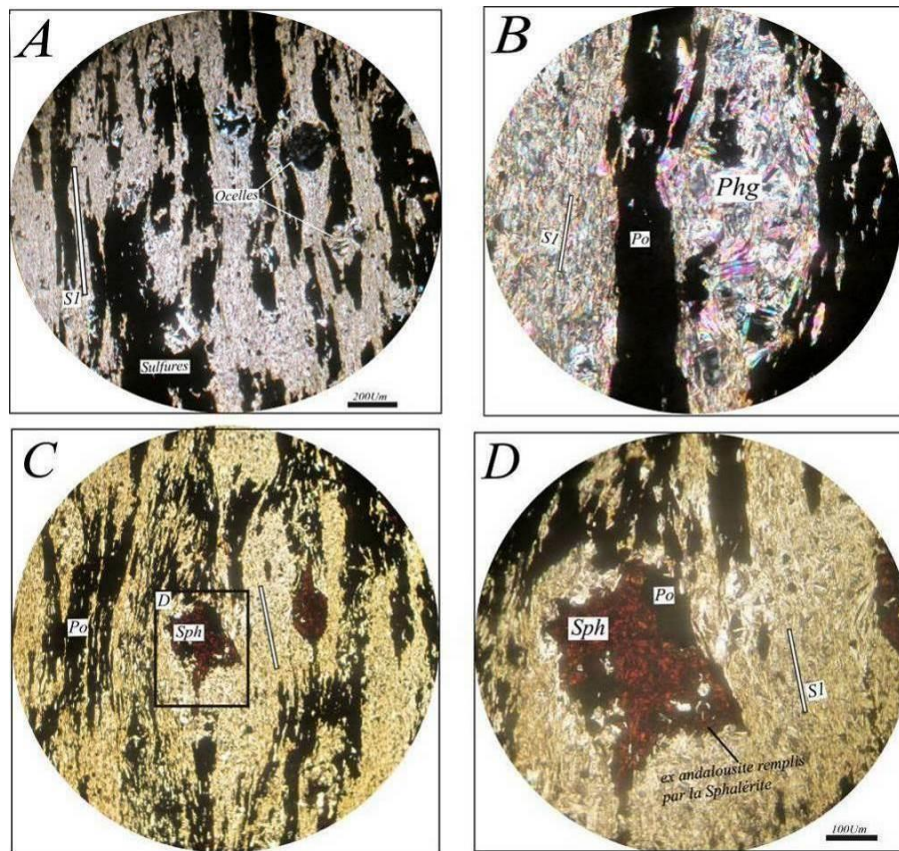


Fig. IV-55: Micrographies (L.N) des tâches de métamorphisme de contact (probablement des anciennes cordiérites (A, B) et andalousite (C, D) pseudomorphosées en produits micacés et remplacés par les sulfures (Po, Sph).

VI-3-3- Conclusion

À partir des données précédemment décrites nous retenons que :

La texture, les formes des biotites et d'andalousites ($\pm$ cordiérite suspectée) sont typiques du métamorphisme de "contact" dans les faciès de cornéennes. L'assemblage syntectonique est composé de **quartz + chlorite + micas blancs ($\pm$ calcite)** et remplace partiellement les anciennes blastes de biotite et d'andalousite (Fig. IV- B.). Les données de surface du bloc N'Fis, montrent que les blastes de biotite du métamorphisme de contact sont allongés parallèlement à la schistosité. Ces données impliquent que le gisement de Hajjar et le bloc du N'Fis sont affectés par une seule schistosité qui est synchrone avec un métamorphisme de HT / BP. Le gradient de métamorphisme régional augmente vers les Guemassa orientales (Fig. IV-57) où nous avons noté la présence de tâches de métamorphisme de contact à biotite, cordiérite et andalousite (Gros, *et al.*, 1986 ; Hibti, 1993)

et des enclaves de nature granitique au sein des filons lamprophyriques tardifs (Oujou et al.,1997).

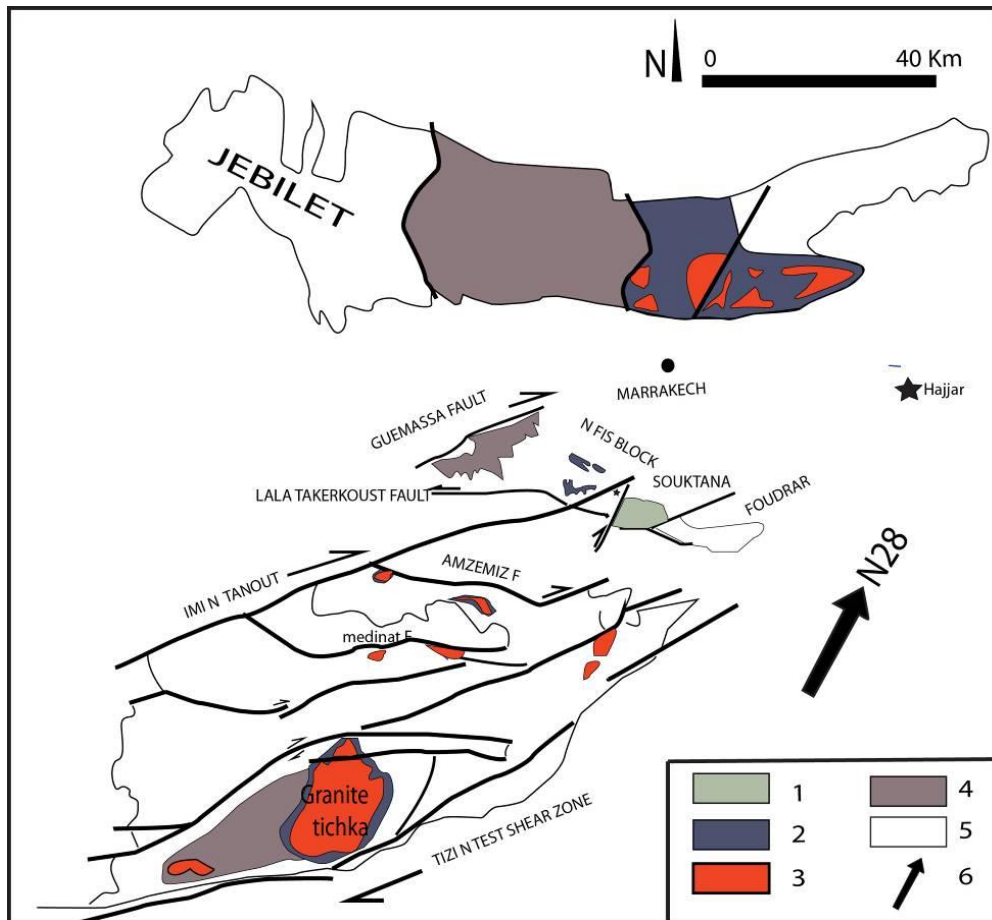


Fig. IV-56: Carte montrant l'alignement cartographique des granites hercyniens de la Meseta Marocaine sud-occidentale et les zonalités métamorphiques associées.

1— anchimétamorphique, 2 — auréole du métamorphisme de contact, 3 — granite hercynien, 4 — métamorphismes général (épi métamorphisme), 5 — domaine non métamorphique, 6-Direction de l'alignement cartographique des granites hercyniens de la meseta occidentale. (Saadi et al.,1985 ; Raqiq, 1997)

Toutes ces constatations sont en faveur d'une paragenèse métamorphique de type périplutonique exprimée probablement par la présence éventuelle d'un granite enfoui en profondeur (Vanderbosh, 1971 ; Oujou et al.,1997). En dehors des Guemassa Orientales, le métamorphisme est de faible intensité (anchià épizonal).

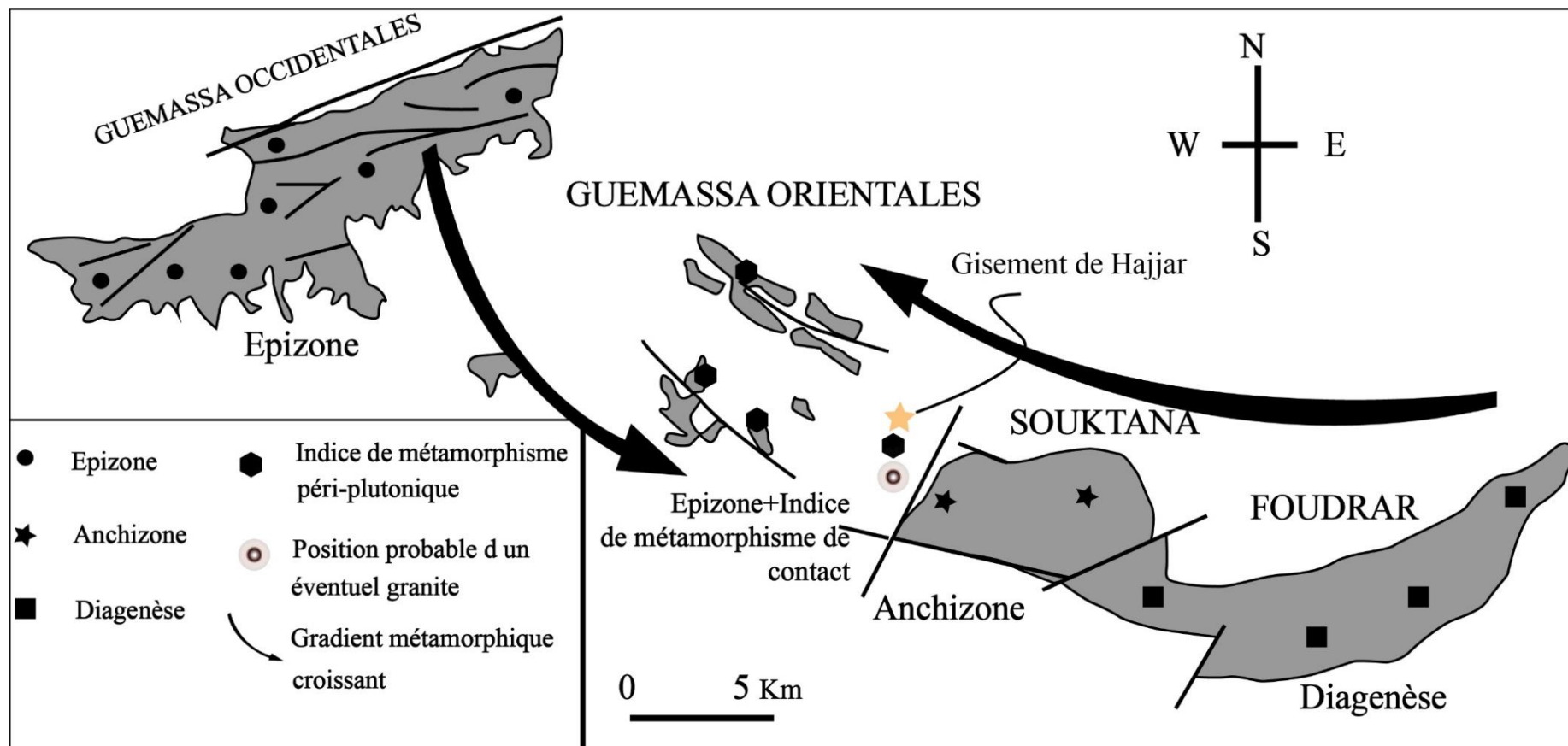


Fig. IV-57: Schéma cartographique de l'évolution métamorphique dans le domaine des Guemassa et des affleurements carbonifères du Haut Atlas de Marrakech (In Raqiq, 1997 ; modifiée).

IV-4- SUBDIVISION STRUCTURALE DES GUEMASSA ORIENTALES

Selon le style et l'intensité de la déformation, on distingue deux compartiments dans le gisement : un ensemble structural Sud et un ensemble structural Nord :

IV-4-1- Le compartiment structural sud (CP, CWD, CEWD)

Ce compartiment comprend les corps minéralisés (CP, CWD, CEWD). Cette partie du gisement présente des variations dans la direction et la typologie des structures tectoniques de l'ouest vers l'Est et aussi entre les niveaux supérieurs (600 m, 520 m,) et les niveaux inférieurs (460 m, 400 m).

Variation Est Ouest : Elle est caractérisée surtout par l'évolution des directions des axes des plis de N170 à N-S à l'ouest du domaine (CEWD, et ouest descendrie), à des directions NNE-SSW à l'Est du domaine (CP). Cette variation serait contrôlée par les jeux des cisaillements et les chevauchements. Ces derniers présentent des pendages ouest dans la partie Est du compartiment et des pendages opposés à l'ouest du même compartiment (Fig. IV-).

La minéralisation connaît des changements morphologiques en allant de l'ouest vers l'est. C'est ainsi qu'elle se présente parfois sous forme de lentilles stratiformes centimétriques à métriques, de faible pendage qui deviennent subverticales vers l'Est. À ce niveau, elle se concentre dans les charnières des plis et se retrouve limitée par des cisaillements et des failles subparallèles à la schistosité régionale. Cette évolution est en fait une évolution depuis les flancs vers les charnières des mégastructures plicatives de direction subméridienne à NNE-SSW déversé vers l'est (Fig. IV-).

Évolution en profondeur : l'évolution structurale à partir des niveaux miniers supérieurs vers les niveaux miniers inférieurs est exprimée par :

- l'augmentation de l'intensité de la déformation qui est exprimée par le passage des plis anisopaques à des plis serrés isoclinaux dont les charnières sont parfois complètement oblitérées et transposées dans les zones de cisaillement.
- l'absence des chevauchements à pendage faible vers les niveaux inférieurs et l'abondance des cisaillements verticaux.
- le passage des niveaux supérieurs où la minéralisation est sous forme des masses importantes concentrées dans les charnières et les flancs des structures plicatives de grandes amplitudes à des niveaux inférieurs où la minéralisation a tendance à se fermer, et à prendre une forme de lentilles et boudins tectoniques. Ce passage des

niveaux supérieurs vers les niveaux inférieurs correspond à des zones de passage de l'extrados vers l'intrados d'une mégastructure plicative (Fig. IV-).

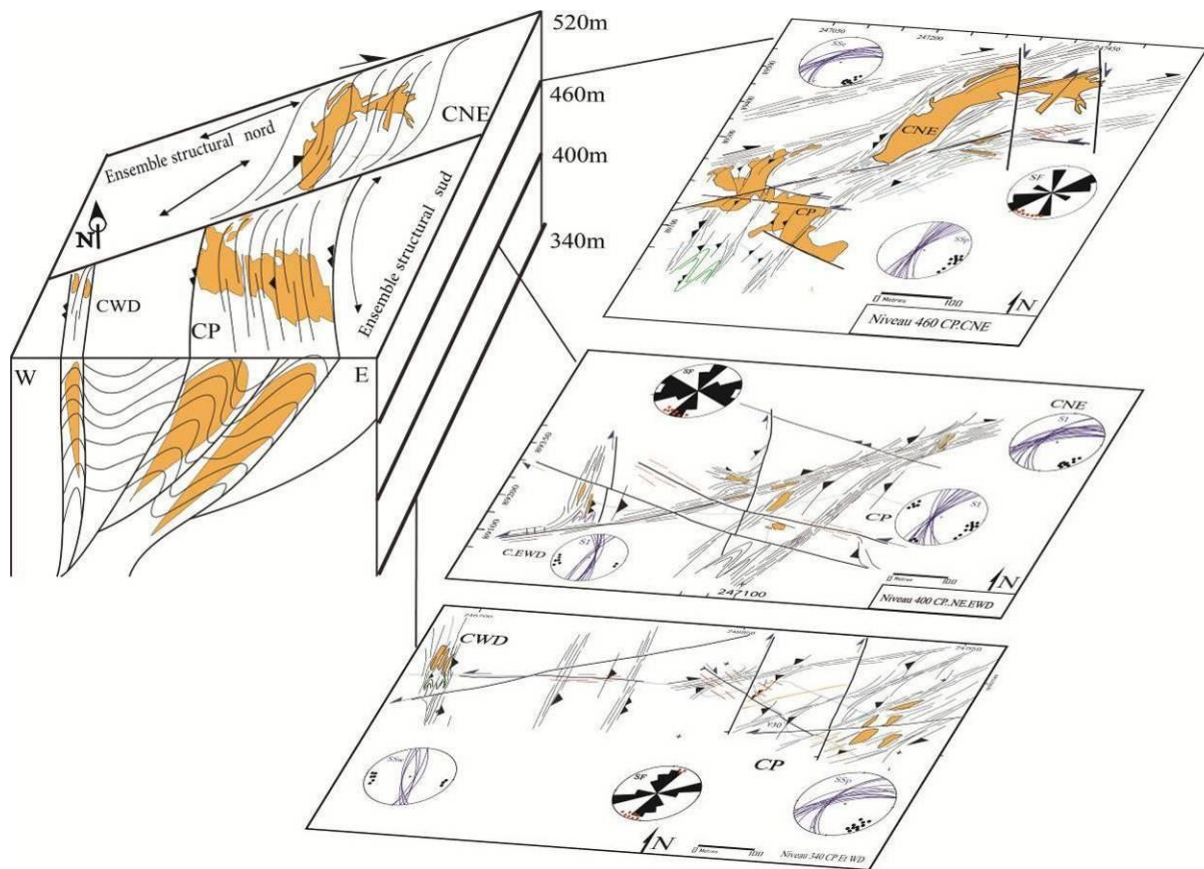


Fig. IV- 58: Diminution des corps minéralisés (lenticulation tectonique) en profondeur (aval)

IV-4-2- Le compartiment structural nord (CNE)

Ce compartiment est caractérisé par une déformation plus intense par rapport à l'ensemble sud avec notamment un style de déformation plus poussée. Cette déformation est exprimée par une intense "schistification" et l'abondance des cisaillements et des failles. L'ensemble de ces structures montre des directions allant de N40 à N60 et présente des pendages moyens à forts vers le nord et le NW. La minéralisation tend à épouser ces directions, et se présente sous forme lenticulaire et filonienne (Fig. IV-). Le pendage vers le N à NNW des structures contenant la masse minérale explique l'évolution de ces corps minéralisés en profondeur vers le Nord.

IV-4-3 Place du gisement de Hajjar dans le contexte structural régional

Le gisement de Hajjar se place dans une zone transitoire entre le domaine des Guemassa à l'ouest et le massif de Souktana à l'Est. L'analyse structurale a permis de distinguer deux ensembles tectoniques distincts, séparés par la zone de cisaillement de Hajjar de direction N70°.

IV-4-3-1- L'ensemble structural Est

Il comprend le massif de Souktana, le gisement de Hajjar et le secteur oriental des blocs d'Oukhirbane et Tiferouine (Fig. IV-59 et Fig.IV-63). Cet ensemble est caractérisé par :

- une déformation ductile exprimée par les cisaillements et les plissements de direction subméridienne à N60°, compatible avec un champ de déformation NW-SE (intra-westphalien)
- une déformation cassante compatible avec un champ de déformation évoluant de NE-SW (Tardi-Hercynien) à N-S et NW-SE (Atlasique). Ces résultats sont similaires à ceux trouvés par Soulaïmani (1991) dans les Guemassa occidentales.

IV-4-3-2- L'ensemble structural Ouest

Il est constitué par les blocs d'Imarine, Amzough, Akhliji et le secteur occidental d'Oukhirbane et Tiferouine (Fig. IV-59 et Fig.IV-63). La déformation est exprimée par :

- un plissement et une schistosité de direction NW-SE (différente des directions relevées dans l'ensemble Est).
- un déversement des structures vers le SW.
- une fracturation de direction NE-SW caractéristique de cet ensemble.
- une abondance des décrochements senestres.

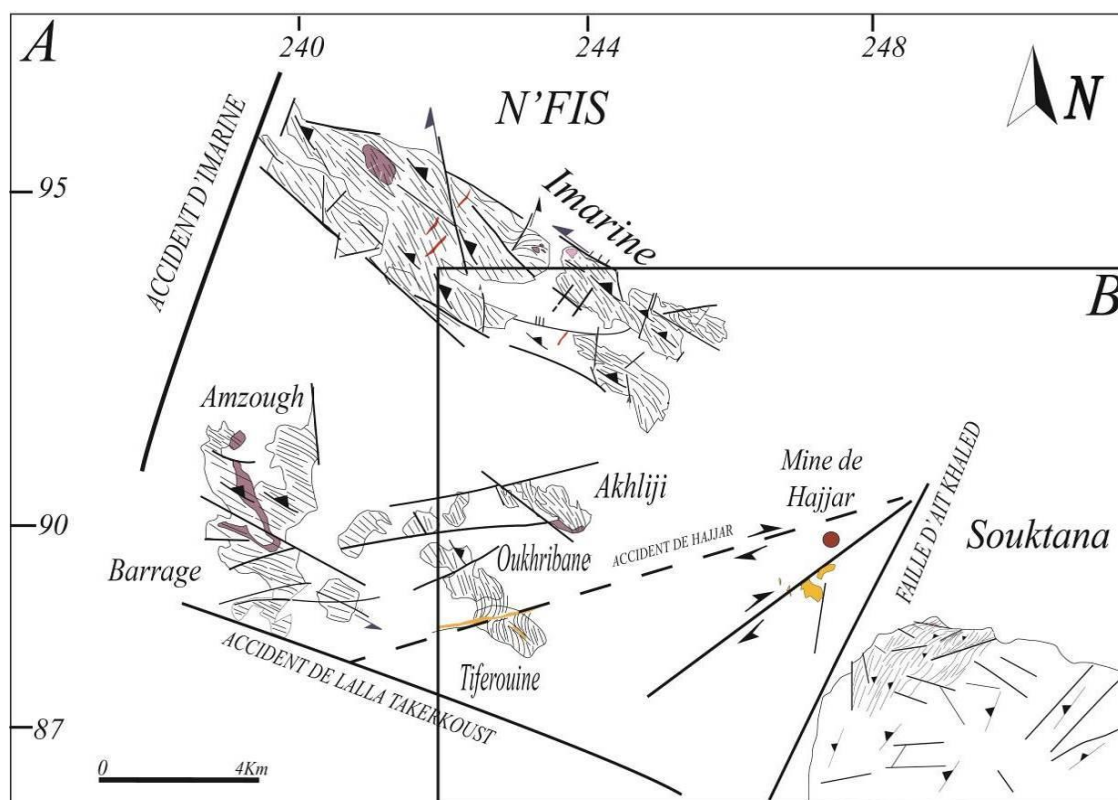


Fig. IV-59:A) Carte structurale du domaine du N'FIS et du massif de Souktana, avec projection en surface des corps minéralisés de Hajjar ; B) Zoom sur les corps minéralisés (Fig.VI-9).

VI-5- Conclusion

À partir des données obtenues de l'analyse structurale du Guemassa orientale et du gisement de Hajjar, Nous pouvons conclure qu'il existe deux phases de déformation distinctes : une déformation majeure synschisteuse et une déformation cassante post-schisteuse.

IV-5-1- La déformation majeure synschisteuse

Le massif de Guemassa orientale et le gisement de Hajjar ont été affectés par une seule schistosité au cours d'un événement tectonique hercynien majeur d'âge Carbonifère supérieur et Permien inférieur. Cette schistosité est fortement affectée et déviée par les zones de cisaillement à l'échelle régionale comme la zone de cisaillement Hajjar de direction N70. La cartographie structurale de la mine Hajjar démontre que la zone de cisaillement de Hajjar est complexe et présente des motifs anastomosés de plans de cisaillement combinés à des mouvements de chevauchement et plissement. Cette déformation est en partie due à une grande anomalie thermique responsable du métamorphisme HT / BP. L'évolution tectono-

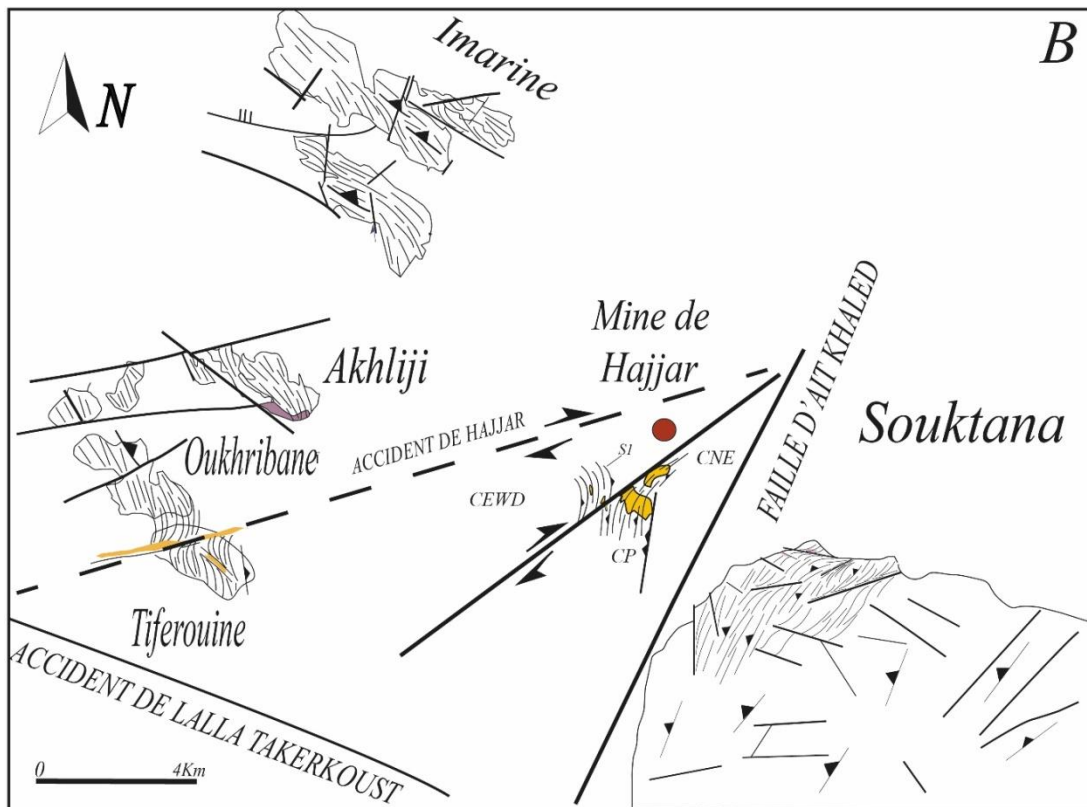


Fig. IV-60: Zoom sur les corps minéralisés de Hajjar projetés en surface ; CP : Corps principal ; CNE : Corps Nord-est ; CEWD : Corps extrême ouest descendierie.

métamorphique du segment oriental de Guemassa est très compatible avec l'évolution décrite pour le massif de Jebilet.

Les plans de fracturation N20-30 affectant le bloc N'Fis ne peuvent être reliés à la schistosité ductile pénétrative N0-30 observée dans la mine Hajjar. De plus, aucune observation directe d'une schistosité précoce n'a été effectuée dans le fond minier de Hajjar au cours de notre étude.

La déformation majeure est compatible avec un champ de déformation régionale de direction E-W responsable surtout des mouvements dextres le long des couloirs de cisaillements NE-SW à ENE-WSW et des mouvements inverses le long des cisaillements NNE-SSW.

IV-5-2- La déformation post-schisteuse

IV-5-2-1- La déformation tardi hercynienne :

La déformation cassante débute par un champ de déformation de direction de raccourcissement Nord-Est (Fig.IV-61), responsable de l'individualisation des fentes de

tension de même direction et des mouvements senestres sur les accidents de direction E-W (FN4 et FH3).

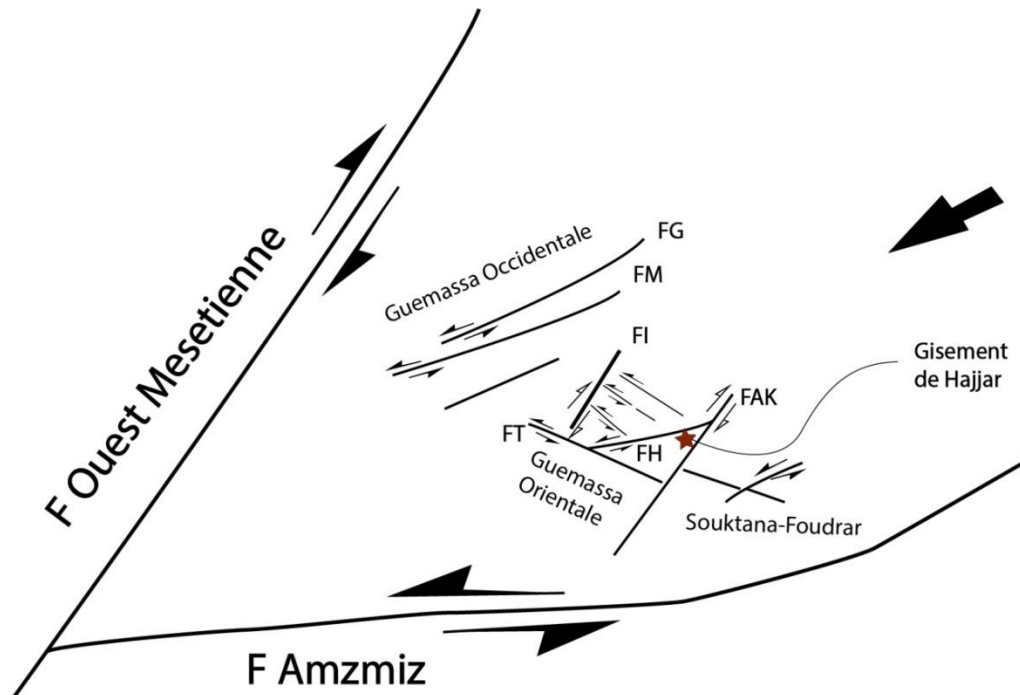


Fig.IV-61 : Schéma illustrant le champ de la déformation tardi-hercynienne

IV-5-2-2- La déformation atlasique

. Le jeu normal post-schisteux en système de grabens enregistré sur certains accidents E-W (FN4) et N120 (FN1) apparaît en relation avec un épisode extensif de direction NW. Cette phase extensive est d'âge permien supérieur et trias (période de rifting de l'Atlantique central (Qarbous, 2003). Elle se manifeste dans le gisement par les jeux normaux des accidents ENE(FH1), E-W(FH3) et WNW(FH2) traduisant un effondrement de la minéralisation vers le nord.

La présence des mouvements dextres sur les accidents NW-SE (FN1 et FH2) recoupant l'ensemble des structures est compatible avec un champ de déformation qui évolue du NNW-N-S (Fig.IV-62). Ce dernier jeu est responsable de la surrection des affleurements de N'Fis via les accidents N120 à N140.

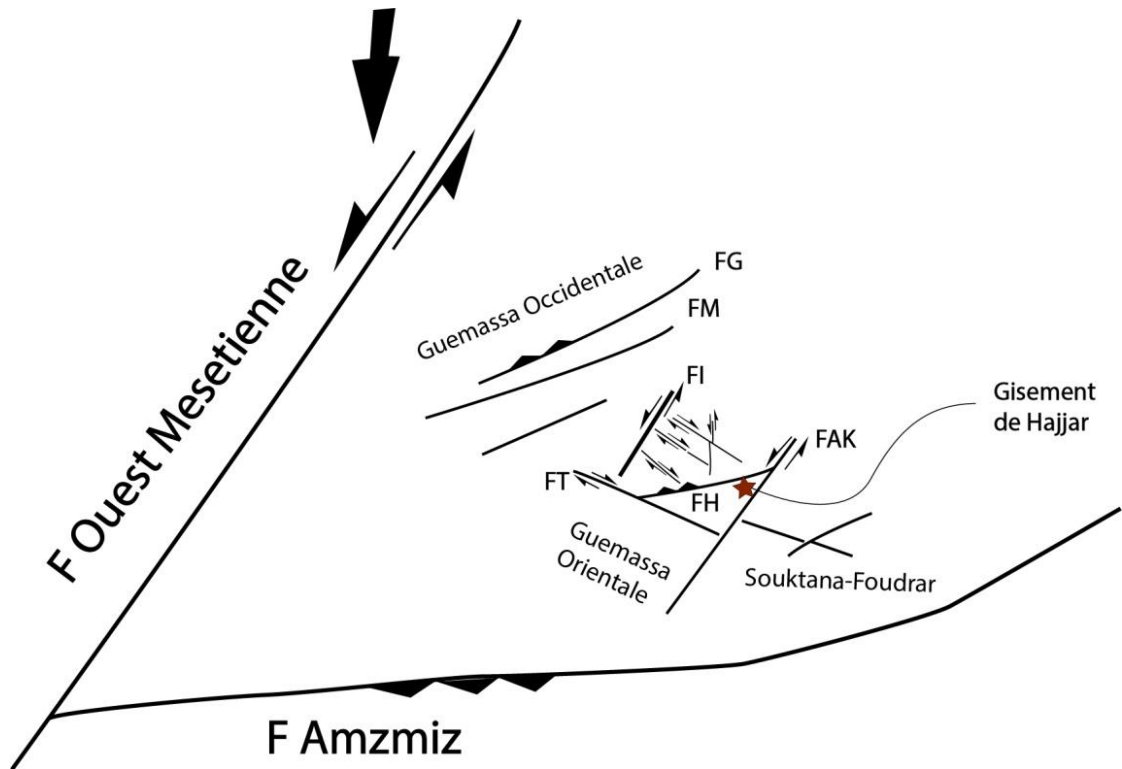


Fig.IV-62 : Schéma illustrant le champ de la déformation atlasique

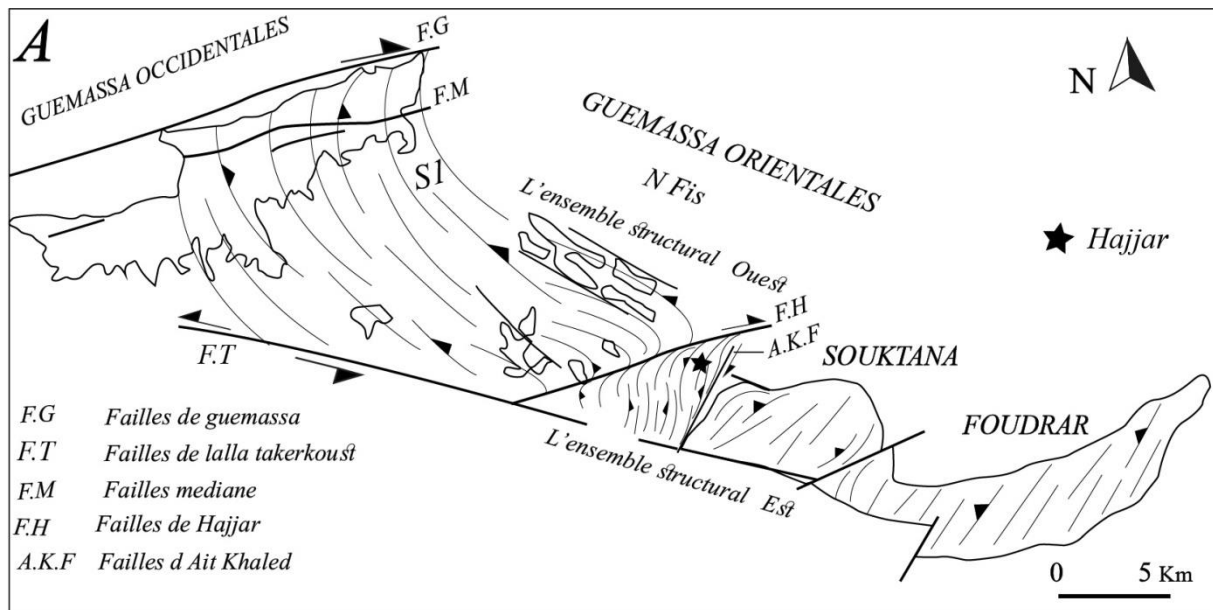


Fig. IV-63: A) Carte interprétative de la trajectoire de la schistosité régionale dans le domaine des Guemassa et Souktana- Foudrar.

**CHAPITRES V: ANALYSE DE LA
DÉFORMATION DES CORPS MINERALISÉS DE
HAJJAR**

V-1- GÉOMÉTRIE ET DÉFORMATION INTERNE DES CORPS MINÉRALISÉS DE HAJJAR

Méthodologie suivie

L'étude de la morphologie des corps minéralisés de Hajjar nécessite une analyse de leurs déformations internes aussi que la déformation enregistrée par l'encaissant immédiat. Ceci implique une analyse de la forme en 3D, de l'orientation et la distribution spatiale des corps minéralisés. Puis une analyse de la distribution des structures et microstructures ainsi que de la déformation finie.

L'analyse de la forme en 3D est établie à partir de l'étude de l'allure cartographique de l'interface minéralisation-encaissant et ceci dans plusieurs niveaux miniers. La forme des corps minéralisés est conditionnée par le contexte tectonique. Celui-ci est fonction du contraste de ductilité encaissant/corps minéralisés.

Les principales structures et microstructures que l'on étudiera sont : i) les plis dont on suit l'évolution géométrique. ; ii) la schistosité qui marque le plan d'aplatissement fini et dont on suit l'évolution typologique.

La mise en évidence grâce aux études microtectoniques du gradient de déformation à l'approche des corps minéralisés témoigne de l'influence du corps sur la déformation dans l'encaissant.

V-1-1-Géométrie des corps minéralisés

Corps principal (CP) :

Dans la partie ouest (niveau 600-520-460 m), l'interface corps principal-encaissant est fortement pentée vers WNW alors que la partie Est de cette interface présente un pendage moins fort toujours vers le WNW (Fig. V- 1B et Fig. V- 5).

Dans les niveaux inférieurs (Niveau 400m), la limite ouest de l'interface présente un pendage fort vers l'Est alors que la partie Est présente un pendage fort vers l'ouest. Les deux limites encaissants-corps principales présentent donc un pendage en sens opposés avec présence à ce niveau de plis plus serrés par rapport aux niveaux miniers supérieurs.

Le corps principal présente une morphologie complexe due à la jonction de deux types morphologiques de la minéralisation que l'on a détaillée dans la partie gîtologie (cf. chapitre VII).

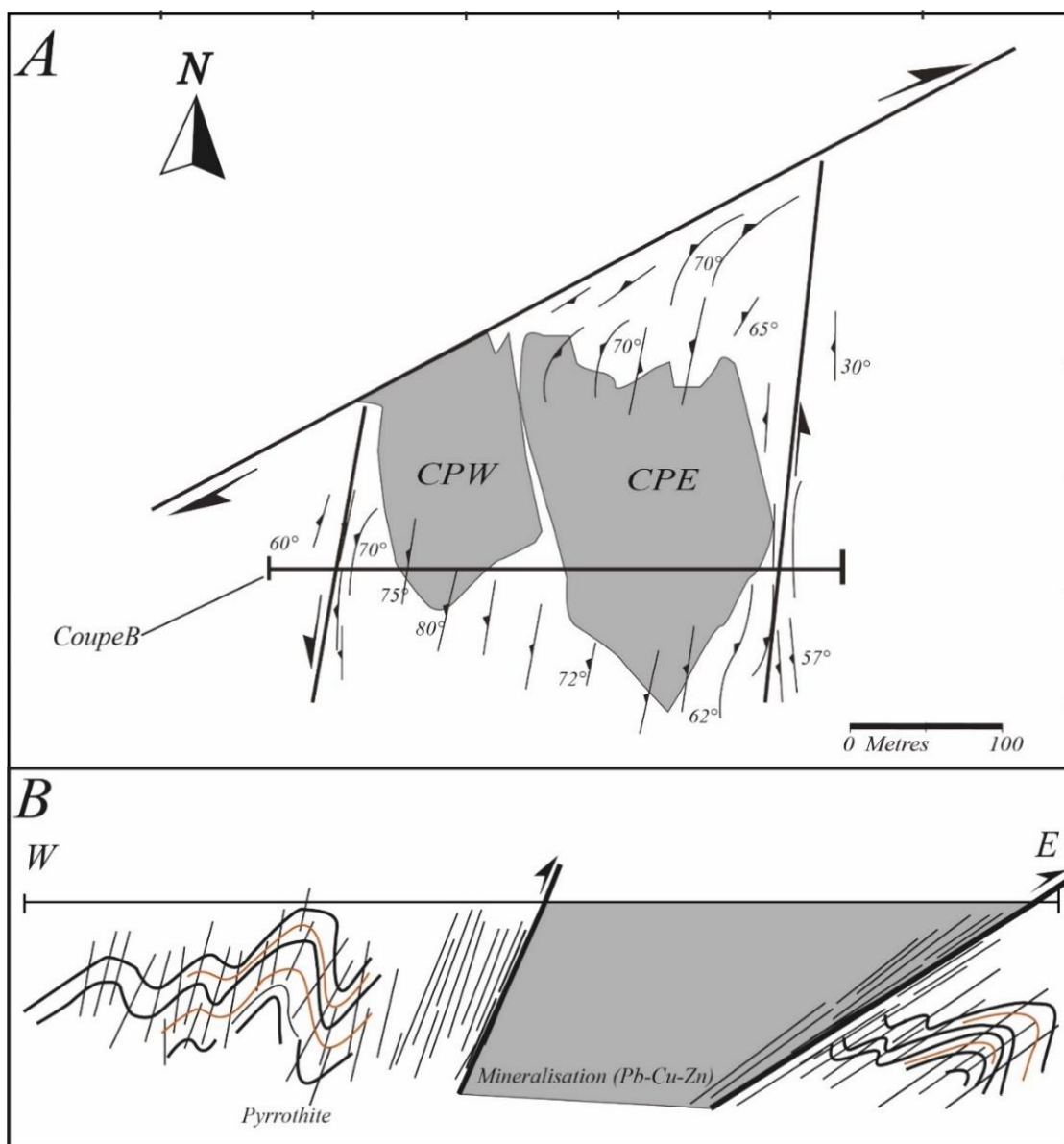


Fig. V- 1:Géométrie du corps principal (CPW : Corps principal ouest ; CPE : Corps principal Est). **A)** Plans miniers des niveaux (600m-580m-520m-460m). **B)** Coupe Est – Ouest interprétatif.

Un premier, typique des flancs longs des structures plicatives où le corps minéralisé, présente en plan, un axe d'allongement WNW-ESE et la minéralisation est essentiellement pyrrhotitique. Un deuxième type morphologique, caractéristique des charnières et flanc courts, présente un axe d'allongement NNE-SSW. La minéralisation à ce niveau est riche en métaux de base (Cu-Zn). La stratification S0 à pendage faible à l'ouest du corps principal semble suivre la minéralisation. Ce parallélisme entre allongements des corps minéralisés et stratification, d'une part, et la présence d'une minéralisation plissée hors corps massif d'autre part, donne l'impression d'une interstratification des corps minéralisés. Dans le détail, la stratification vient buter contre le corps minéralisé et la géométrie des contours des corps

minéralisés montre qu'il s'agit d'une interface clairement sécante sur la stratification. Ce n'est que dans les zones des flancs longs des méga plis, là où la déformation est moins intense, qu'on observe une interstratification de la minéralisation. Cartographiquement, le corps principal se met en place parallèlement au plan axial des plis NNE-SSW.

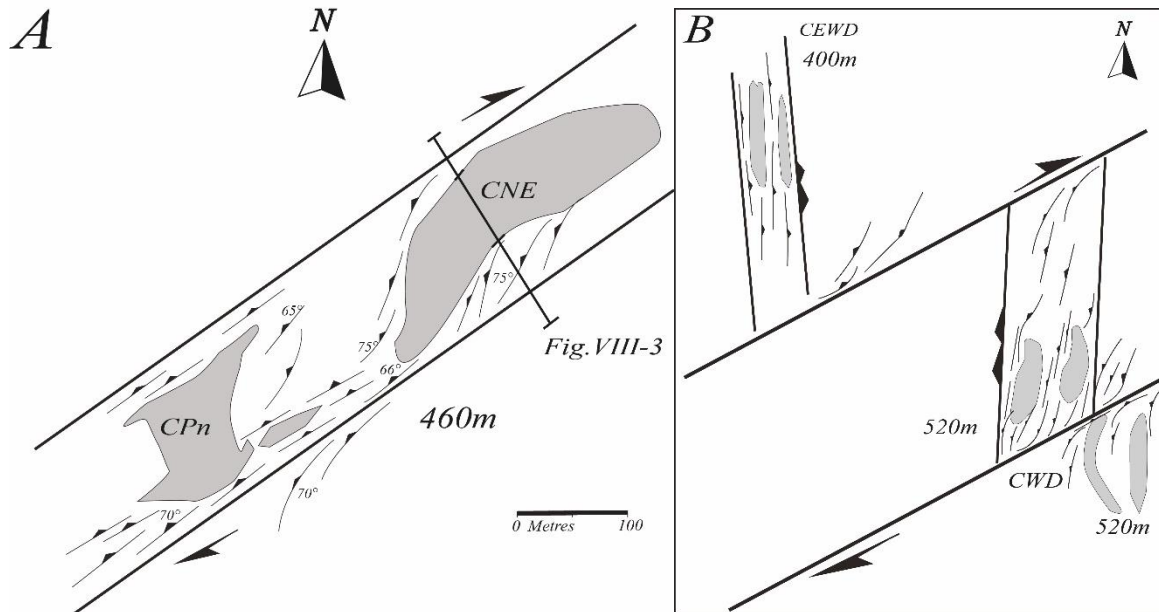


Fig. V- 2:Géométrie du corps nord-est (CNE) et la partie nord du corps principal (CPN). Niveaux miniers 460m et corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD, CEWD) Niveaux miniers 520m400m

Corps Nord Est, Ouest et Extrême ouest descenderie

Le corps NE (CNE) ainsi que la partie nord du corps principal (CPN) occupent une place particulière dans le gisement de Hajjar, ils se trouvent dans la limite nord du couloir de cisaillement NE-SW de Hajjar (Fig. V- 2). La limite NW de l'interface de ces corps avec l'encaissant, présente un pendage moyen à fort vers le NW, alors que sa limite SE présente un pendage fort à subverticale (Fig. V- 3).

Les corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD, CEWD) sont distribués sous forme de lentilles métriques intrafoliales (boudins tectoniques). Ils présentent une direction N-S à N170. L'interface encaissant-corps présente un pendage fort vers l'ouest contrairement au corps principal où cette interface montre un pendage vers l'Est.

L'interface corps-encaissant est marquée par des bandes de cisaillements ductiles indiquant un jeu ductile inverse à vergence ouest (Fig. V- 5A). Une coupe E-W passant par le corps principal jusqu'au corps extrême ouest descenderie montre une distribution de ces corps suivant une structure en fleurs (Fig. V- 5).

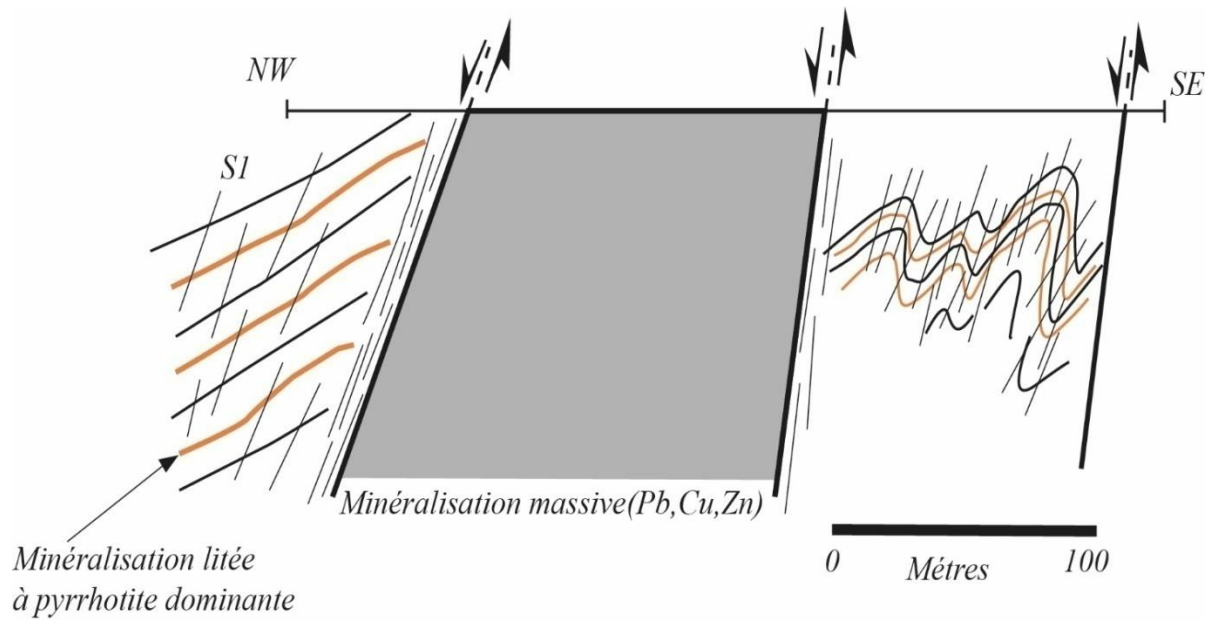


Fig. V- 3: Coupe NW-SE interprétative passant par le corps nord-est (CNE).

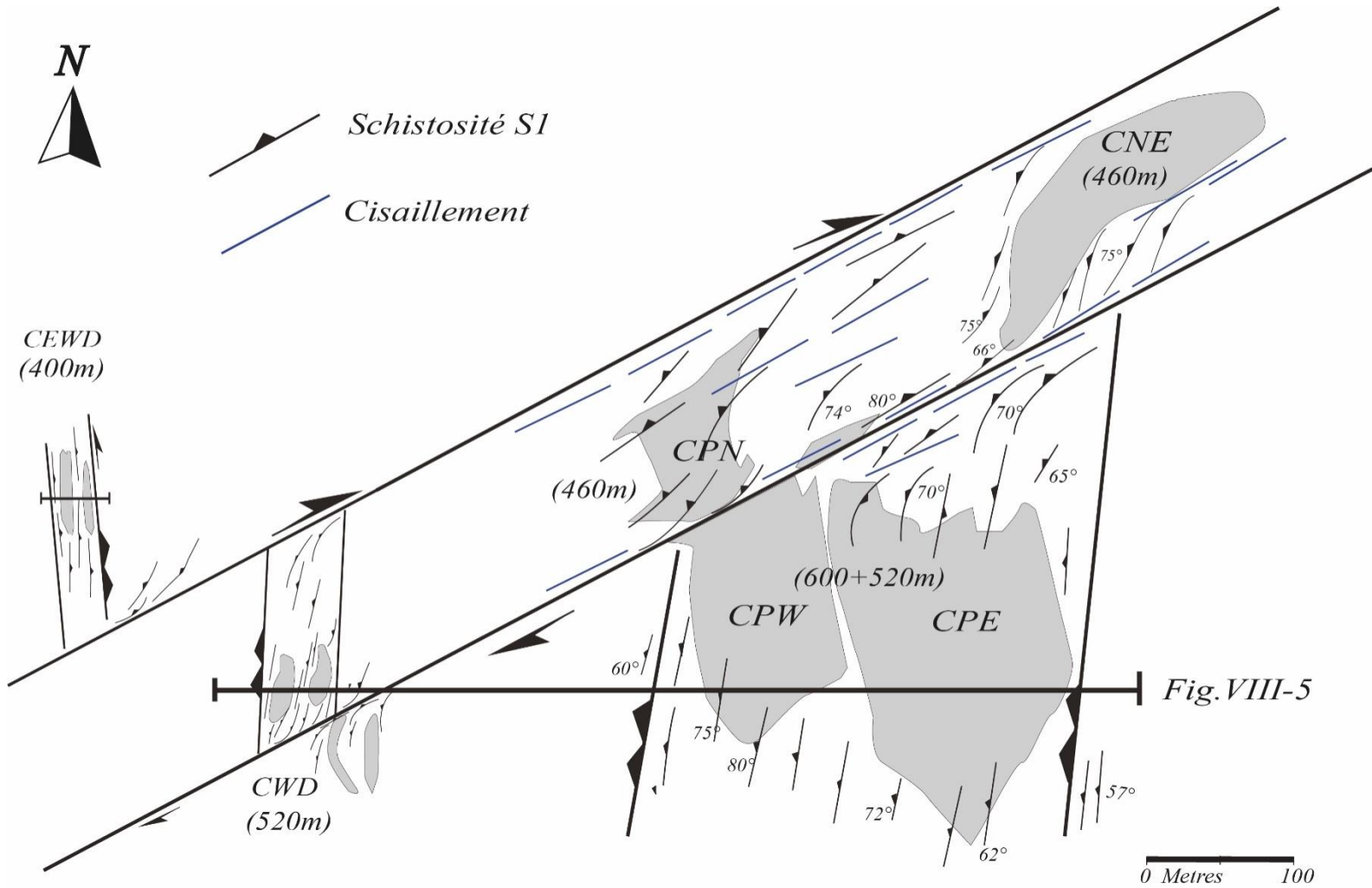


Fig. V- 4:Géométrie des corps principaux (CPE, CPW, 520m), corps principal nord (CPN, 460m), corps NE (CNE, 460m) et corps ouest et extrême ouest descenderie (CWD 520m, CEWD, 400m)

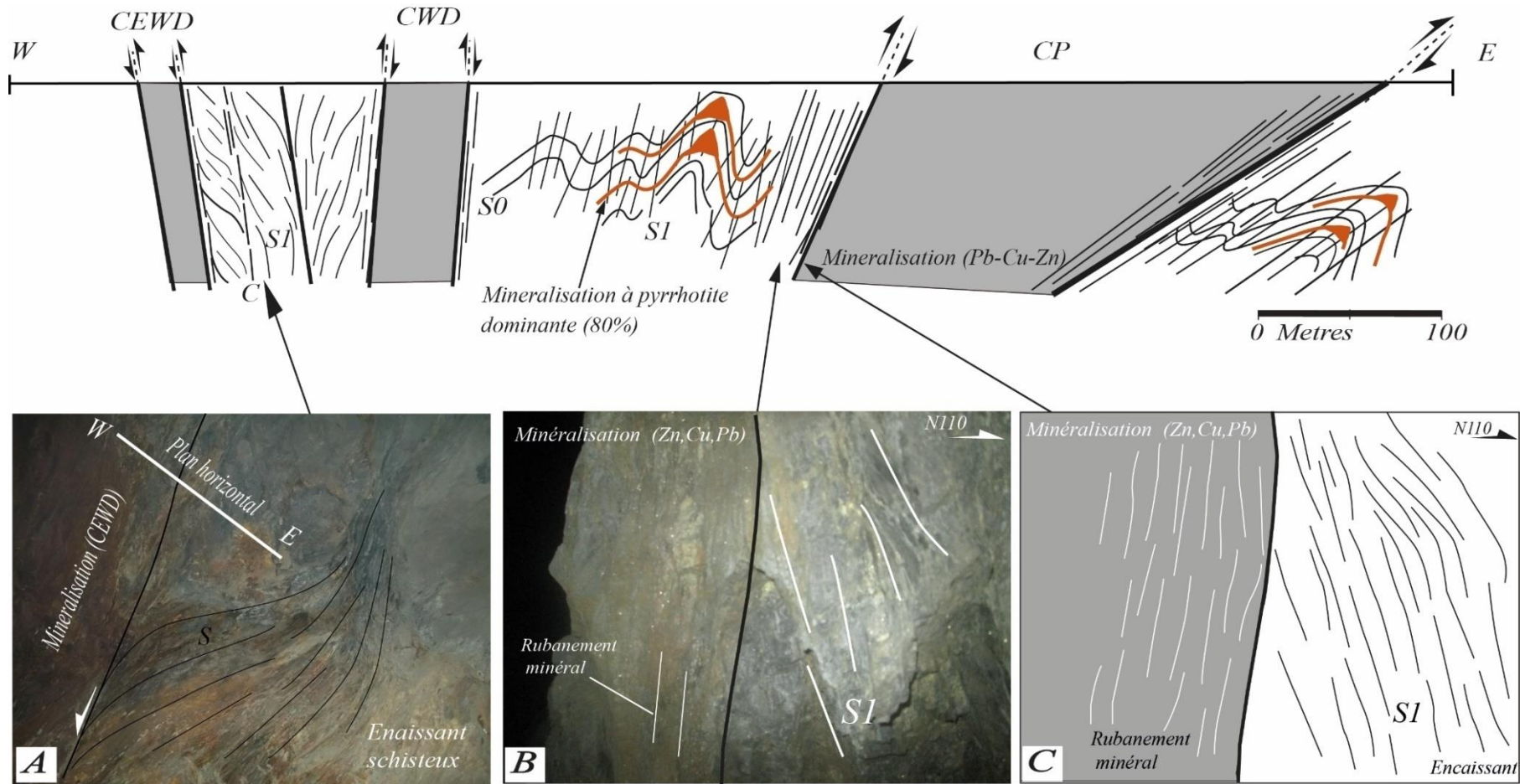


Fig. V- 5: Coupe Est-Ouest interprétative passant par le corps principal (CP), corps ouest (CWD) et extrême ouest descendier (CEWD).

A : Vue en coupe du contact cisailant de l'interface corps minéralisée (EWD), encaissant. (B, C) : Photo et schéma en coupe de l'interface ouest du corps minéralisé (CP) et de son encaissant.

V-1-2-Déformation interne des corps minéralisés

Dans les corps minéralisés, la déformation ductile est assez homogène même si les bordures des corps minéralisés sont plus schistosées, le rubanement minéral est souvent subvertical, soit parallèle à la schistosité de l'encaissant, soit en continuité avec elle. Cette schistosité traverse alors l'interface corps minéralisé-encaissant en montrant une légère réfraction (Fig. V- 6). Dans le minerai massif la schistosité est traduite par un rubanement minéral (Fig. V- 6 et Fig. V- 7). Les zones de cisaillement ductile NE-SW dextres et les cisaillements conjugués NNE senestres délimitent les corps minéralisés.

Nous notons une dominance des cisaillements NE-SW dans le corps NE et le nord du corps principal (CPN) (Niveaux 460-400-340 m) (Fig. V- 4) alors que les cisaillements NNE dominant dans le corps principal (Niveau 600-520), le corps ouest et extrême ouest descendrière (Fig. V- 5A).

Dans le corps NE, l'association des cisaillements NE-SW (jalonnés par les sulfures) et des veines d'échelle centimétrique dont l'orientation est compatible avec les sens de déplacement des zones de cisaillement (Fig. V- 8). Ces veines ont une orientation oblique par rapport à la direction de ces zones à forte déformation ductile (ENE-WSW). Elles sont progressivement réorientées à proximité de ces zones. Ces relations géométriques indiquent que la formation des veines est contemporaine de celle des zones de cisaillement et qu'à proximité de la minéralisation ces veines s'ouvrent davantage. Dans ce cas, ces veines se retrouvent impliquées dans la déformation ductile à l'intérieur des bandes de cisaillements et à l'intérieur du minerai massif (Fig. V- 8E). Ces veines ont été observées dans le corps NE avec un remplissage interne de chalcopryrite et pyrite. (Fig. V- 8F).

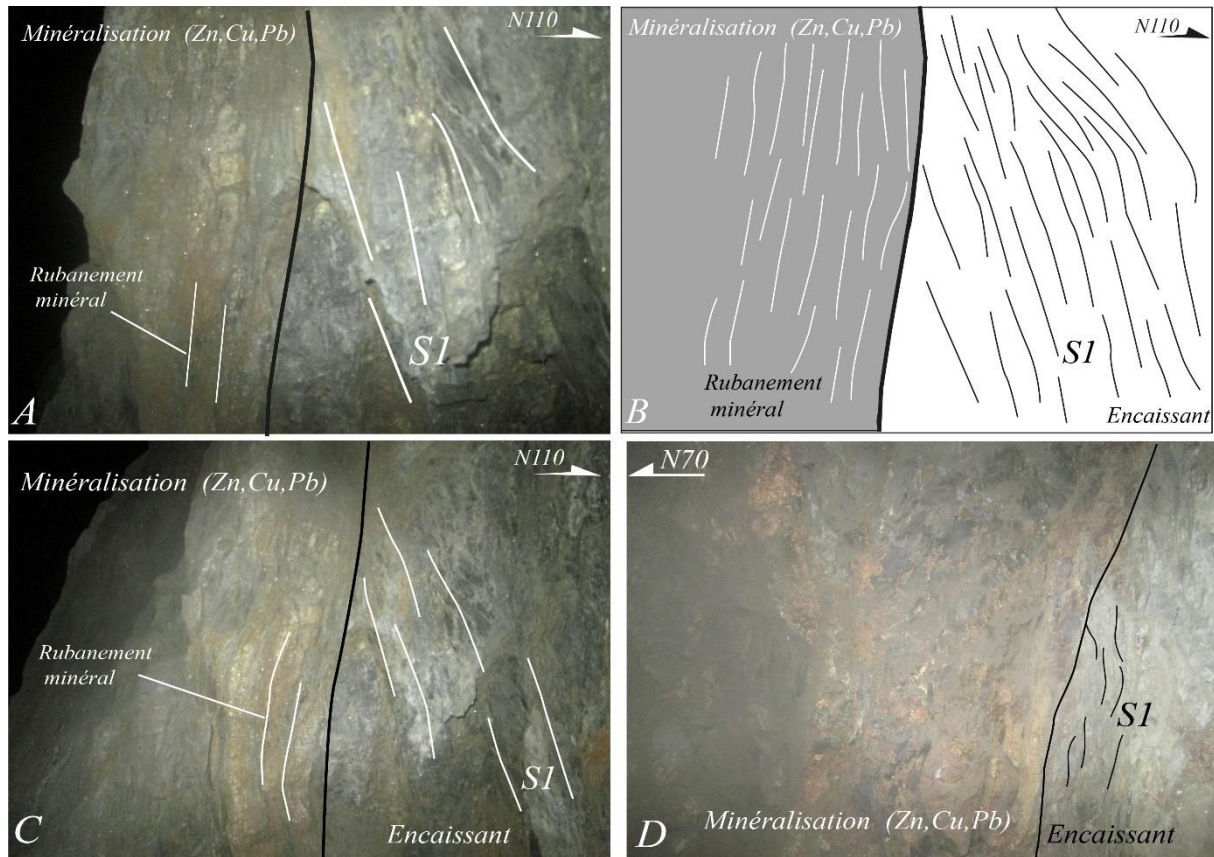


Fig. V- 6:Photos et schéma montrant l'interface corps (CP, 400m) encaissant
 Notez que la schistosité se manifeste dans le minerai massif sous forme de rubanement tectonique avec des réfractions à la limite.

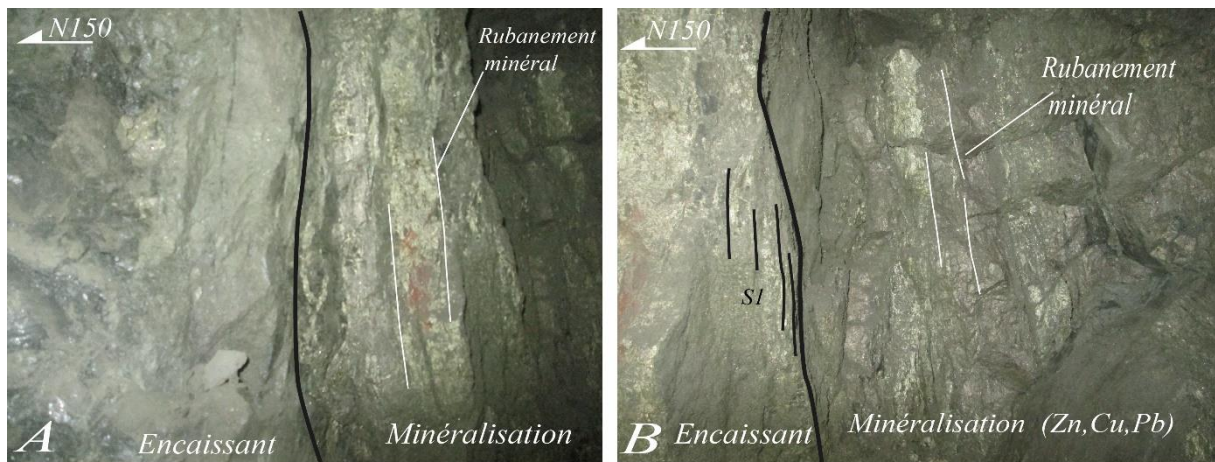


Fig. V- 7:Photos montrant l'interface encaissant-minéralisation. La schistosité (S1) dans l'encaissant est corrélable avec le rubanement minéral dans le minerai massif.

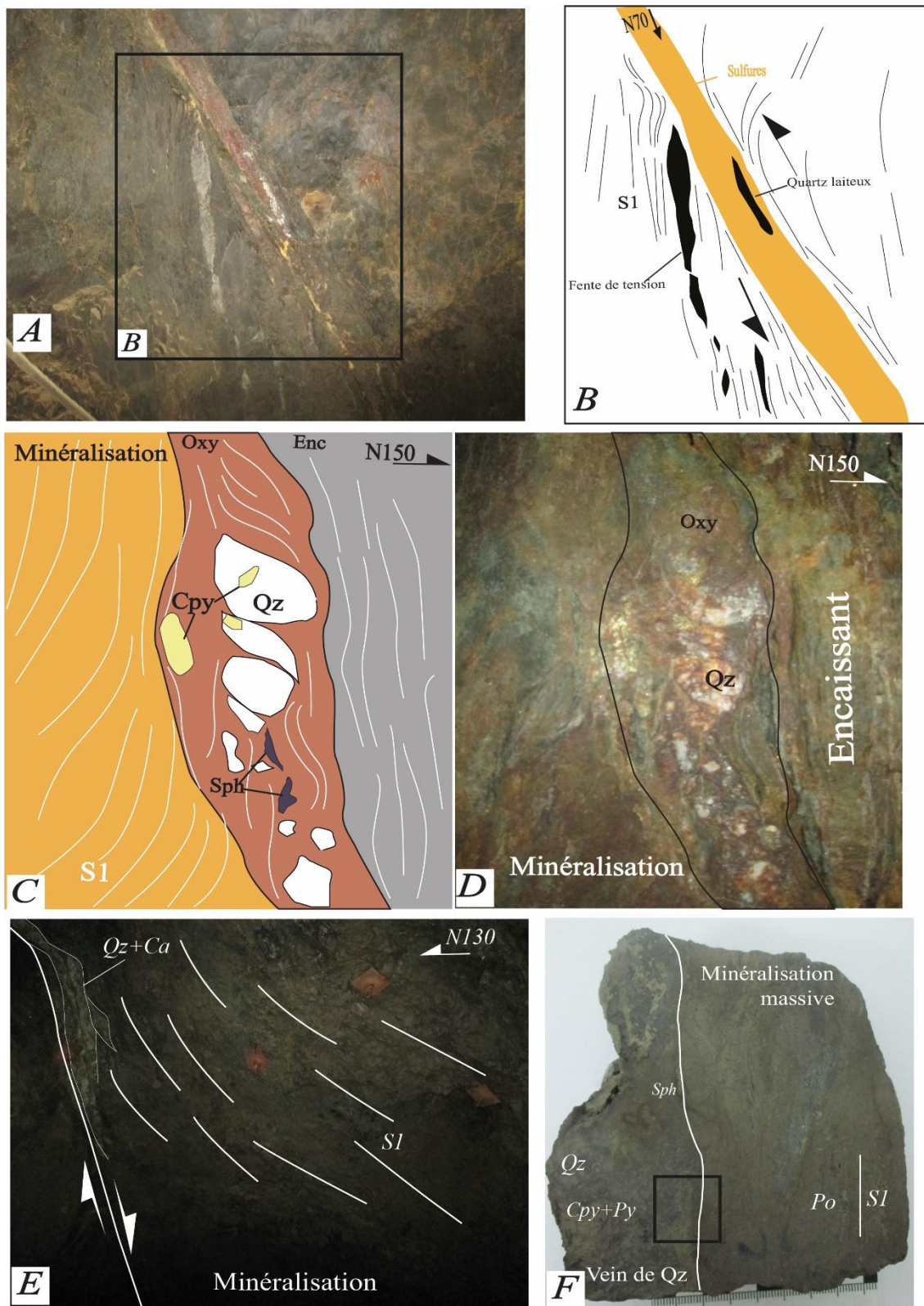


Fig. V- 8:Relation géométrique entre les veines de quartz et/ou calcite et les zones de cisaillement.

Les veines sont impliquées dans la déformation ductile et se trouvent engagées dans le minéral massif.

La déformation interne ductile des rubans de sulfures et des corps massifs est bien marquée dans le gisement de Hajjar. Cela est notamment dû à la forte teneur en pyrrhotite dans le minerai.

Associé au plissement, la schistosité S1 de plan axial est marquée par un aplatissement des sulfures dans le plan XY avec des réfractons et un épaississement des charnières. Les sections minces perpendiculaires aux plans XY ne permettent pas de caractériser une direction d'étirement X préférentielle par rapport aux dimensions 3D des microlentilles de sulfure. Par conséquent, l'ellipsoïde des lentilles sulfurées est principalement oblate et le régime de la déformation est proche de l'aplatissement pur. Avec plus de précision, les différences de comportements rhéologiques des sulfures sont exprimés le long de la S1, la pyrrhotite se comportant beaucoup plus ductilement que la sphalérite, qui présente une réponse à la fois «ductile» et cassante. Fréquemment, les microlentilles de sulfures présentent une morphologie en «forme de X» ou en «chromosome» (Fig. V- 9A, B). La sphalérite allongée entourée de pyrrhotite dans une matrice silicatée et schistosée (Fig. V- 9A) suggèrent des effets conjugués de plissements, de recristallisations et de contrastes rhéologiques pour expliquer cette morphologie «X». Comme mentionnée ci-dessus, cette morphologie particulière «en forme de X» se rencontre également à plus grande échelle, dans les zones de bord et au sommet des corps minéralisés massifs (Fig. V- 4 et Fig. V- 9B).

Dans de nombreux endroits à Hajjar, les corps de sulfures massifs présentent une fabrique planaire. Nous distinguons trois types de fabriques :

- i) une fabrique planaire parallèle à la schistosité S1 dans les roches-hôtes (Fig. V- 9B). Dans ce cas, la fabrique correspond à la pyrrhotite aplatis (avec diverses teneurs en chalcopryrite, sphalérite et galène), séparés par des lentilles allongées correspondant à des minéraux silicatés métamorphiques. L'assemblage métamorphique est représenté principalement par la chlorite et des micas blancs remplaçant les anciens blastes de biotites / andalousite (/ cordiérite ?). Ces tranches de silicate peuvent être très fines ou même absentes dans le minerai le plus enrichi. ;
- ii) les zones mylonitiques affectant les sulfures massifs faiblement déformés (Fig. V- 9D). Ces mylonites sont observables là où des couloirs à forte déformation croisent ou englobent des corps minéralisés. Dans les mylonites sulfurées, les structures de type C / S sont courantes (Fig. V- 9D). Les minéraux de pyrrhotite aplatis ont défini les plans S, tandis que les plans C sont définis par la sphalérite et la chalcopryrite finement cataclasées (Fig. V- 9D).

iii) la troisième fabrique planaire correspond à un rubanement minéralogique marquée par des alternances de rubans riches en sphalérite et d'autre pauvres (Fig. V- 9C). Un tel rubanement est soit parallèle à la schistosité S1, soit parallèle aux plans de stratification au mur des décollements, par exemple (Fig. V- 9C). La pyrrhotite est allongée sans jumelage mécanique systématique. La sphalérite ne montre pas d'étirement systématique et les grains de quartz sont allongés avec une extinction ondulante (Fig. V- 9C). Par conséquent, les parties respectives des processus syn- et diagénétiques contre les processus tectoniques reste encore incertaine pour expliquer la formation de ce rubanement

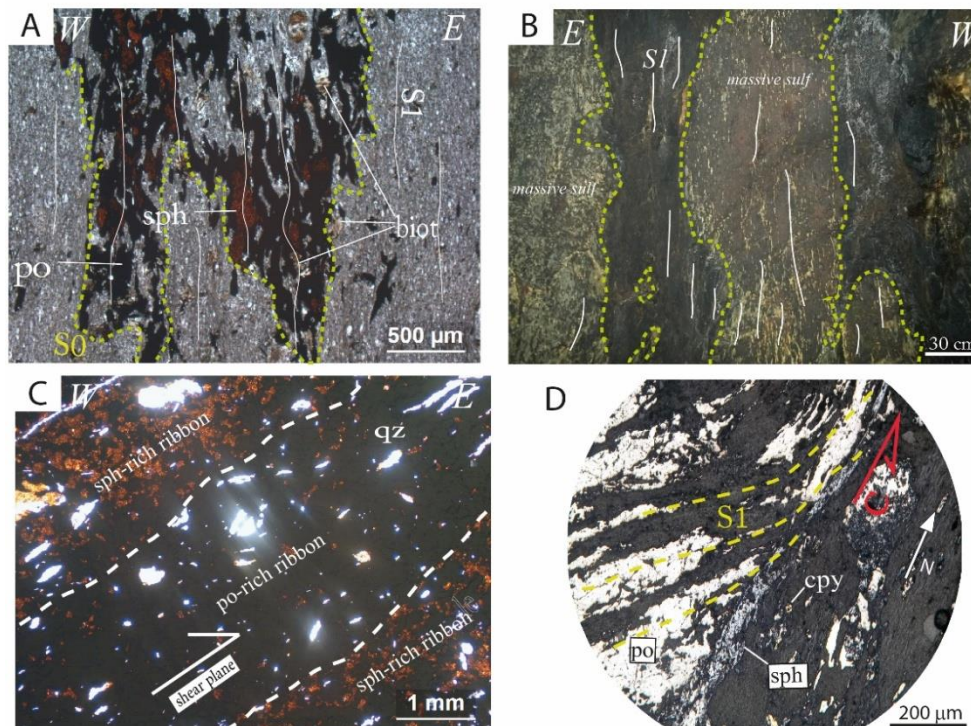


Fig. V- 9: Déformation et textures de sulfures du gisement.

A) : Micro-plit affectant un ruban riche en sphalérite et pyrrhotite (CEWD). La schistosité S1 de plan axial, est marqué par l'étirement des sulfures et les blastes de biotites allongés ; **B)** : Lentilles de sulfures massifs séparées par des tranches de roche-hôte fortement schistosée (sud du CP, niveau 500 m). Le corps minéralisé est allongé à l'intérieur parallèlement à la schistosité S1 **C)** : Rubanement et minéralogiques à l'intérieur d'un corps de sulfure massif dans le mur des zones de décollement. Notez l'étirement des grains de quartz **D)** : Lamelle mince, (LR) des mylonites de sulfure présentent des structures C / S typiques. À noter la concentration de la sphalérite dans les plans C.

V-2-TRAJECTOIRES ET CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION AUTOURS DES CORPS MINÉRALISÉS DE HAJJAR

V-2-1-Trajectoires de la déformation

Dans le corps principal (CP)

La carte des trajectoires de la schistosité (Fig. V- 4) établie dans le fond minier révèle les points suivants :

- la schistosité régionale majeure est de direction majeur NNE-SSW à fort pendage vers l'ouest. Elle change de direction et de pendage à l'approche du corps principal pour s'adapter à l'interface corps minéralisé-encaissant (Fig. V- 4) ;
- au sein du corps principal (CP) la schistosité est marquée par le rubanement minéral parallèle à l'interface corps encaissant. La schistosité de l'encaissant passe en continuité au rubanement minéral (Fig. V- 6) ;
- l'abondance des structures C /S subméridiennes inverses à vergence Est (Fig. V- 5);
- dans les niveaux inférieurs (460 m), la minéralisation du corps principal évolue plus au nord par rapport à la minéralisation des niveaux supérieurs. Dans ce niveau minier (460m), les trajectoires de schistosité subissent une virgation progressive du sud vers le nord conformément à la virgation dextre du corps minéralisé. Ceci, étant à proximité des cisaillements NE-SW. Ces derniers sont responsables de la torsion à l'échelle cartographique du corps principal (CPn) indiquant un engagement du corps dans la déformation ductile (Fig. V- 4).

Dans le corps Nord Est (CNE)

La schistosité régionale subverticale et de direction NNE au sud du gisement, change progressivement d'orientation au nord, pour devenir NE à ENE autour du corps NE. On note l'abondance des plans de cisaillement C/S N55°à composante dextre.

Cette schistosité épouse la forme du corps NE.

Dans le corps ouest et extrême ouest descendier (CWD et EWD)

La schistosité régionale étant subverticale et de direction majeure NNE, change progressivement de direction pour devenir NNW-SSE à l'Est du corps EWD (Fig. V- 4). Plus à l'ouest, elle dessine des bandes de cisaillements inverses à vergence ouest de direction NNW-SSE (Fig.VIII-5A).

V-2-1-Cinématique de la déformation dans les corps minéralisés.

Dans le gisement de Hajjar, la majorité des corps minéralisés ont une orientation subméridienne (CP, CWD et EWD) tandis que la partie nord du corps principal(CPn)(Niveaux 460-400-340 m) et le corps NE (CNE) (Fig. V- 4), sont orientés NE-SW. Nous pouvons schématiser leur forme en deux dimensions par une ellipse de déformation, dont le grand axe est subméridien sauf dans le cas des corps NE et CPn, où il est de direction NE-SW.

Les mouvements inverses sont enregistrés au sud du gisement (CP, CWD, CEWD) ils sont de direction NNE-SSW. Ces jeux inverses sont indiqués en plus des bandes de cisaillements, par les zones abritées dissymétriques et les structures en fleurs caractéristiques des zones de cisaillement.

Les mouvements cisailant dextres se rapportent aux failles de direction NE-SW, observable dans le corps NE et la partie nord du corps principal niveau 460 m (CPN)(Fig. V- 4). Le jeu ductile dextre se prolonge au niveau de l'encaissant par des failles cassantes qui affectent l'encaissant matérialisant ainsi la fin de ces mouvements dans des conditions fragiles. Au nord du gisement, à l'approche des couloirs de cisaillements (N55°), la schistosité subit une virgation progressive dextre de la même manière que la torsion cartographique ductile que subit le corps NE, à son approche. Cela indique que le déplacement le long de cette faille est donc au moins en partie contemporain ou légèrement tardif de la schistogénese. Les mouvements cassants dextres observés loin des corps minéralisés ne sont pas postérieurs aux jeux ductiles dextres à l'approche des corps. Cela indique que l'influence thermique des corps minéralisés affecte le comportement ductile des structures. Par contre, les mouvements senestres observés le long de cette faille, en allant vers l'ouest, indiquent une réactivation de ces cisaillements par une déformation tardive probablement tardi-hercynienne voir alpine.

Cas du corps principal

Le corps principal mis en place dans un contexte régional subméridien, marqué par les bandes de cisaillement inverse à vergence Est.

Le corps principal présente une morphologie extravasée dans les niveaux supérieurs avec un basculement qui s'accroît en allant vers la partie occidentale du corps (zone à plis couchés). Vers les niveaux inférieurs, il se referme. Cette morphologie du corps est, en fait, la conséquence de la déformation ductile qui se manifeste par les structures en fleurs et par l'évolution depuis l'extrados (niveaux miniers supérieurs) vers l'intrados des plis (niveaux miniers inférieurs)(Fig. V- 5).L'ellipse de déformation en deux dimensions établies pour le

corps principal présente un grand axe formant un angle très faible avec les plans de cisaillement NNE-SSW qui bordent le corps principal. (Fig. V- 10).

Cas du corps extrême ouest descenderie (CEWD)

Le mécanisme de déformation observé dans cette zone est à dominance verticale. La morphologie en boudins symétriques confirme la dominance de la déformation par aplatissement. Ces cisaillements inverses se connectent aux cisaillements NE-SW dextres. Ces derniers constituent les limites de la méga zone de cisaillement de Hajjar.

Cas du Corps Nord Est (CNE)

Le corps Nord-Est s'inscrit dans un couloir de cisaillements dextres. Dans la partie sud du corps, l'étude des relations de l'ellipsoïde en deux dimensions de ce corps, avec la direction des cisaillements dextres montre une obliquité du grand axe de l'ellipsoïde avec la direction des cisaillements (Fig. V- 10). Au nord du corps NE, nous remarquons un parallélisme entre le grand axe de l'ellipsoïde, et les cisaillements. Le tout indique l'approche du contact du méga couloir de cisaillement de Hajjar plus au nord. (Fig. V- 10). La partie nord du corps principal (CPN) se retrouve dans une zone d'interférence entre les cisaillements subméridiens et les cisaillements NE-SW dextres.

V-3- CONCLUSION

L'analyse de la déformation progressive montre des stades allant des stades relativement peu déformés (cas du corps principal) jusqu'à des stades plus intenses (cas du corps NE et CEWD). Cette évolution traduit un réarrangement des corps minéralisés au cours de la déformation.

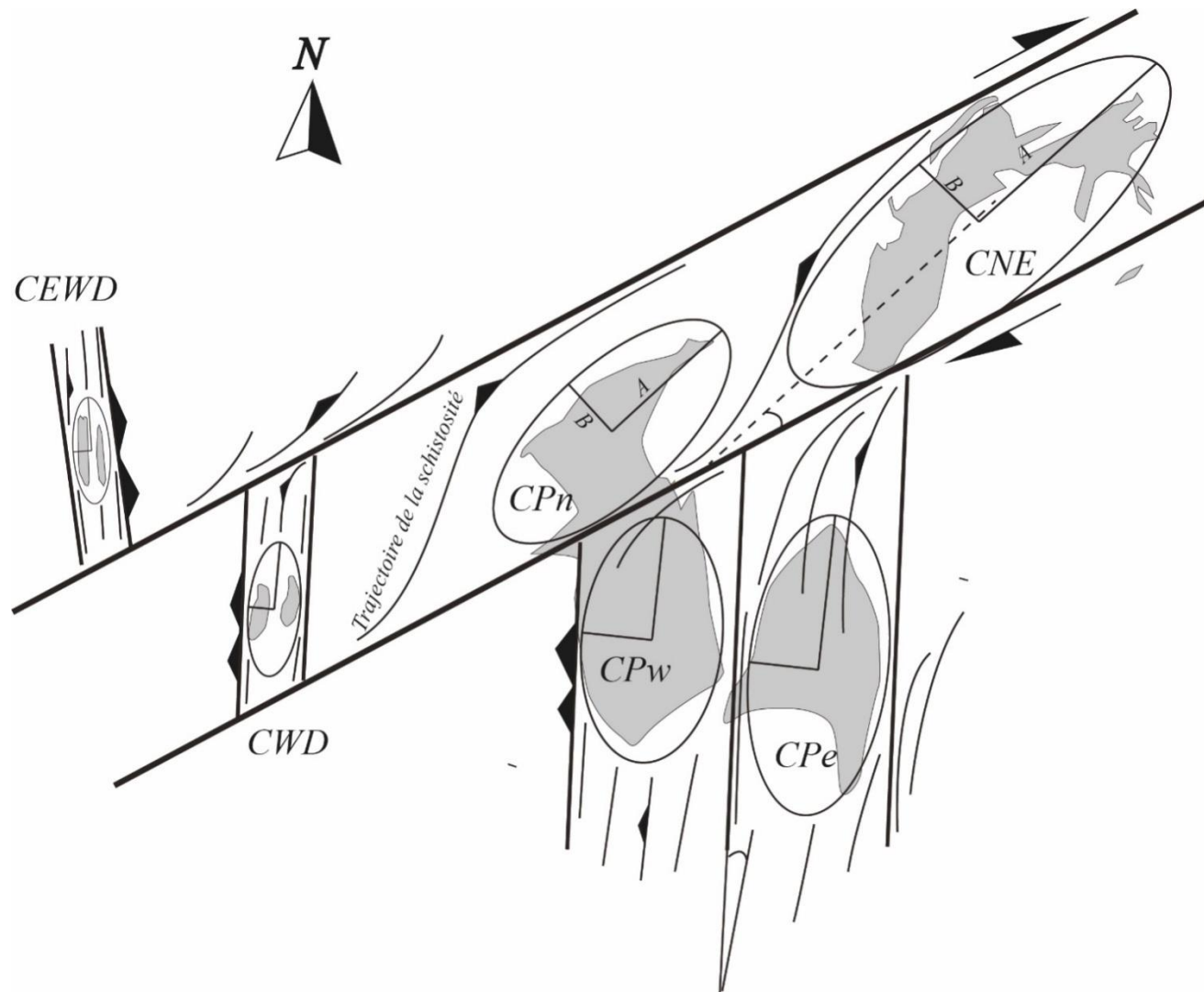


Fig. V- 10: Formes et orientations des corps minéralisés de Hajjar par rapport à la schistosité régionale et aux cisaillements N-S et NE-SW.

La morphologie en trois dimensions des corps minéralisés de Hajjar, montre que ces corps sont clairement sécants sur le plan de stratification. L'évolution des structures et microstructure tectonique montre l'existence d'un gradient de déformation à l'approche des corps minéralisés.

Les trajectoires de la S1 changent autour des corps minéralisés de Hajjar. C'est ainsi que le plan de la schistosité de direction régionale NNE-SSW souligne la forme des corps minéralisés. Le rubanement minéral intra corps est corrélable avec la schistosité dans l'encaissant. Les perturbations de la schistosité régionale apparaissent en liaison avec les cisaillements ductiles et contrôlent la morphologie actuelle des corps minéralisés. Les corps minéralisés modifient donc la direction et le pendage de la schistosité lorsque celle-ci s'adapte à l'interface encaissant-corps minéralisés.

L'existence d'un décrochement ductile hectométrique N55° dextre est responsable de la virgation cartographique des corps minéralisés (CNE, CPN) et de la schistosité. Cette virgation se retrouve à toutes les échelles d'observation. Des bandes de cisaillements ductiles accompagnent cette virgation.

La géométrie du plissement est fortement influencée par l'intensification de la déformation. Dans les zones les moins déformées, loin des corps minéralisés, nous observons des plis métriques ouverts. De plus, en s'approchant des couloirs de cisaillement NNE-SSW inverses et NE-SW dextres qui marquent l'interface encaissant-corps minéralisés, le style de plis suit nettement (plis semblables) traduisant la brusque augmentation de la déformation qui procède alors par des cisaillements subparallèles à la schistosité.

La même évolution de la géométrie de plissement est observée en profondeur (niveaux miniers inférieurs) par rapport aux niveaux miniers supérieurs où on passe des plis semblables (Niveaux miniers supérieurs), contrôlant une masse minérale d'épaisseur importante de l'ordre de 300 m d'épaisseur (CP, 520m), à des plis isoclinaux à vergence Est et/ou complètement transposés dans la schistosité (niveaux miniers 400m, 340m) avec une minéralisation en lentilles intrafoliales d'épaisseurs réduites d'ordre métrique (CP, 400 m, 340 m ; CWD et CEWD, 400 m, 340 m).

L'évolution dans le style de plissement s'accompagne d'une rotation des plans axiaux de direction initiale N-S à NNE-SSW passent progressivement à une direction NE-SW. Une telle rotation progressive des plans axiaux qui se fait conformément à la rotation des plans de schistosité et à la virgation ductile des corps minéralisés, et ce dans un contexte de déformation croissante.

CHAPITRE VI : GÎTOLOGIE ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE

INTRODUCTION

L'essentiel de ce chapitre est consacré à l'étude de la minéralisation sulfurée de Hajjar. Nous nous sommes d'abord attachés à présenter et à déterminer la position des corps minéralisés au sein de leur environnement local. Ensuite, la morphologie des passées minéralisées et leur contenu minéralogique ont été étudiés. L'étude structurale déjà établie sur le gisement nous permettra de comprendre les effets de la déformation ductile et cassante sur la minéralisation.

VI-1. DESCRIPTION DES CORPS MINERALISES

VI-1-1- L'amas sulfuré de Hajjar

Le gisement de Hajjar est considéré comme un VMS à pyrrhotite dominante (Haimeur, 1988 ; Hibti, 1993,2001), déformé pendant l'orogénèse hercynienne. Trois corps minéralisés y sont distingués : le corps principal (CP), le corps nord-est (CNE) et le corps Ouest descenderie (CWD). Le corps extrême ouest descenderie (EXWD), représente une partie du corps ouest descenderie.

La minéralisation est portée par les alternances grés-pélitiques plissées par la déformation D1 en un grand anticlinal. Cette structure est traversée par des failles et des cisaillements. Les levés structuraux de fond montrent que la majeure partie de la minéralisation est portée par les charnières et les flancs courts des plis. Elle se répartit en lentilles sulfurées parallèles avec la stratification au niveau des flancs longs et en masse et/ou lentilles sécantes sur la stratification au niveau des charnières et des flancs courts.

VI-1-1-1- Corps principal (CP)

Il correspond à la principale masse minérale économique. Ce corps occupe la charnière d'une mégastructure plicative de direction NNE-SSW. Dans les niveaux supérieurs (600m-580m-520m), la minéralisation présente des extensions importantes. Elle est répartie en lits, lentilles et boudins concordants avec la stratification. Cette disposition est caractéristique des zones des flancs longs des plis, et pour une grande part en amas avec des terminaisons en dents de scies parallèles à la schistosité régionale au niveau des charnières des plis.

Dans les niveaux inférieurs, l'extension minérale est réduite et l'essentiel de la minéralisation se présente sous forme filonienne et lenticulaire subparallèle à la schistosité régionale S1 et aux cisaillements

VI-1-1-2- Corps nord-est (CNE)

Il présente sur plan une direction N60, parallèle à la schistosité régionale. Il est beaucoup plus déformé que le corps principal avec notamment une minéralisation d'allure filonienne qui s'enracine vers le nord dans les niveaux inférieurs. Cette minéralisation est limitée vers le nord par un contact anormal, correspondant en surface à un accident majeur de direction NE à ENE-WSW.

VI-1-1-3- Corps ouest et extrême ouest descendrière (CWD, CEWD)

Ils se présentent sous forme de lentilles décamétriques intra-foliales, de sulfures massifs avec un axe d'allongement N170 à N-S.

VI-1-1-4- Conclusion

Il s'avère que l'architecture actuelle de la minéralisation de Hajjar résulte du modelage opéré par la déformation ductile et cassante. La minéralisation de Hajjar présente des extensions importantes dans les niveaux supérieurs. En revanche, elle semble être plus limitée dans les niveaux inférieurs.

VI-2- DIFFERENTS TYPE DE LA MINÉRALISATION

Les résultats présentés dans cette partie sont déduits des observations faites sur la minéralisation intersectée par les travaux miniers.

VI-2-1- Passées minéralisées et relation géométrique avec l'encaissant

Dans les zones les moins déformées, à priori les flancs longs des plis, où on peut aisément observer les plans de stratification, la minéralisation est sous forme de lits centimétriques à métriques qui alternent avec des passées de l'encaissant constitué essentiellement par des shales noirs séricito-chloriteux, une alternance grés-pélitiques à réticulum de sulfures. Ces niveaux minéralisés apparaissent concordants avec la S0. Nous pouvons alors distinguer le mur de la minéralisation qui présente un contact normal avec l'encaissant. Le toit qui semble concordant avec la S0 est en fait un contact anormal (plans de cisaillement).

Dans les zones les plus déformées notamment les charnières et les flancs courts des plis, la minéralisation est sous forme massive ou filonienne sécante sur la stratification. Sur la base

des observations faites dans le fond minier et sur les carottes, nous avons distingué quatre types morphologiques de la minéralisation.

Minéralisation disséminée

Il s'agit d'une minéralisation d'intérêt économique mineur. Elle se présente sous forme de tâches millimétriques isolées ou groupées en minuscules agrégats qui ponctuent diverses formations. La minéralisation est composée essentiellement de pyrrhotite. (Fig. VI- 1).

Minéralisation litée

Ce type morphologique se rencontre au niveau des flancs longs des structures plicatives et dans les zones les moins déformées. Il s'agit d'interlits millimétriques à pluricentimétriques de sulfures. Ils sont souvent déformés et alignés suivant les plans de la schistosité S1 (Fig. VI- 2C).

Ces lits sont constitués essentiellement de pyrrhotite (phase dominante, 80 %), de pyrite, plus rarement de chalcopryrite et sphalérite. Ce type morphologique est fréquent dans l'encaissant gréseux (poreux). Il peut prendre des extensions verticales plurimétriques, Il évolue verticalement et latéralement à des minéralisations massives à structure rubanée.

Minerai massif à structure rubanée

Nous distinguons deux types :

Minéralisation massive à rubanement stratiforme et à pyrrhotite dominante

Elle se présente sous forme de passées minéralisées de puissance métrique. Cette minéralisation est formée essentiellement par une pyrrhotite stratiforme qui constitue le fond du minerai en association avec des rubans de sphalérite, chalcopryrite et galène (Fig. VI- 3 et Fig. VI- 8A1). En plus de cet assemblage, apparaît une association hydrothermale à chlorite, biotite et quartz. Nous y avons distingué deux facies : un premier pyrrhotitique presque dépourvu de minéraux de Zn, Cu, Pb et un second pyrrhotitique polymétallique riche en Zn, Cu, Pb et encadré par des micas blancs et chlorites hydrothermaux.

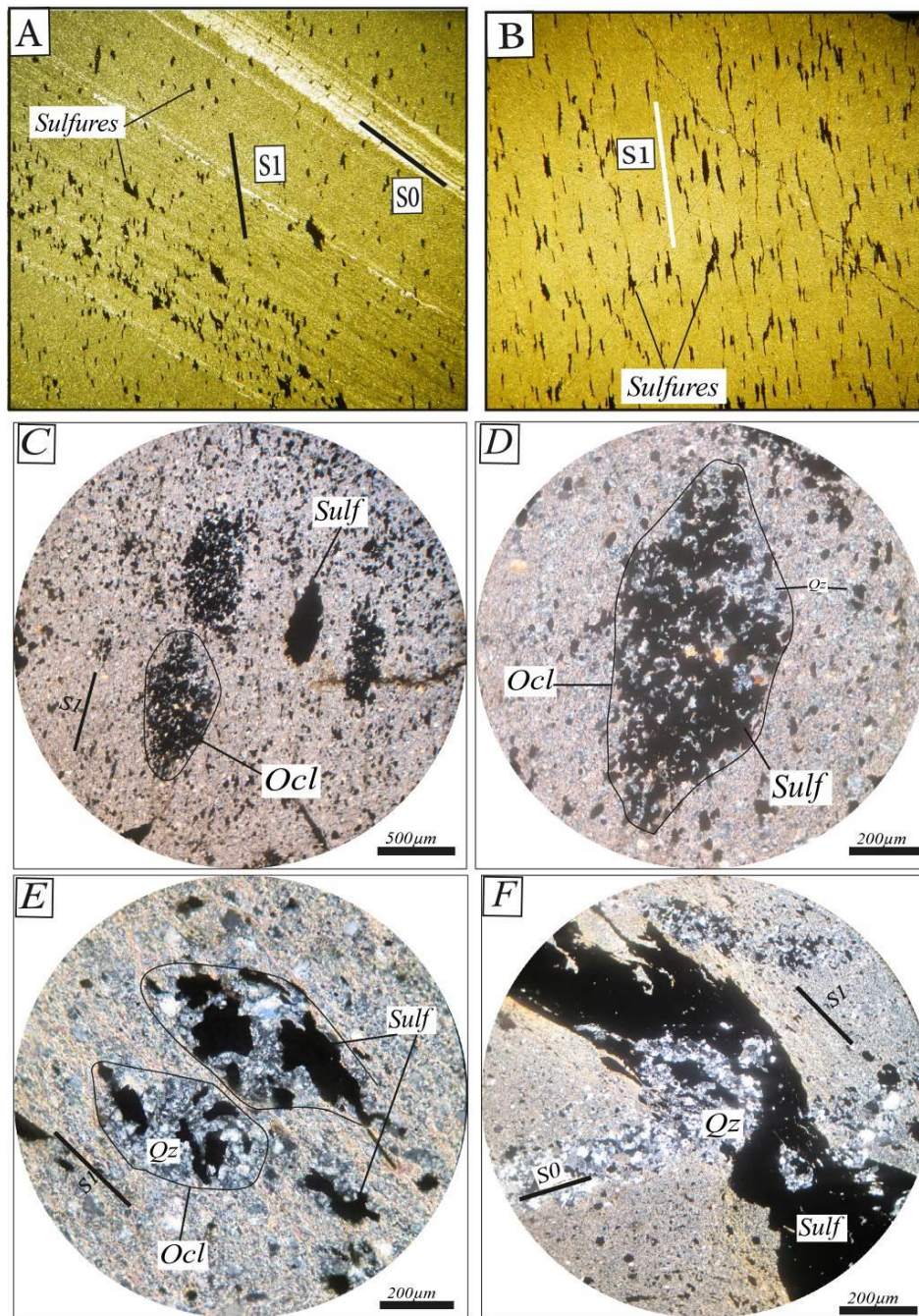


Fig. VI- 1: Aspect microscopique de la minéralisation disséminée de Hajjar.

Ocelle (Ocl) à remplissage de quartz et sulfures ; **A**): Sulfures disséminés orientés suivant les plans de schistosité (S1) sécants sur les plans de stratification (S0) ; **B**): Sulfures disséminés et allongés suivant les plans de S1 ; **C, D, E**) : Sulfures en dissémination dans l'éncaissant gréso-pélique. Notez que les sulfures et le quartz recristallisé remplissent les ocelles (Ocl); **F** : Sulfures allongées suivant les plans de S1 sécants sur les niveaux à quartz marquant La stratification. Notez les sulfures qui englobent le quartz.

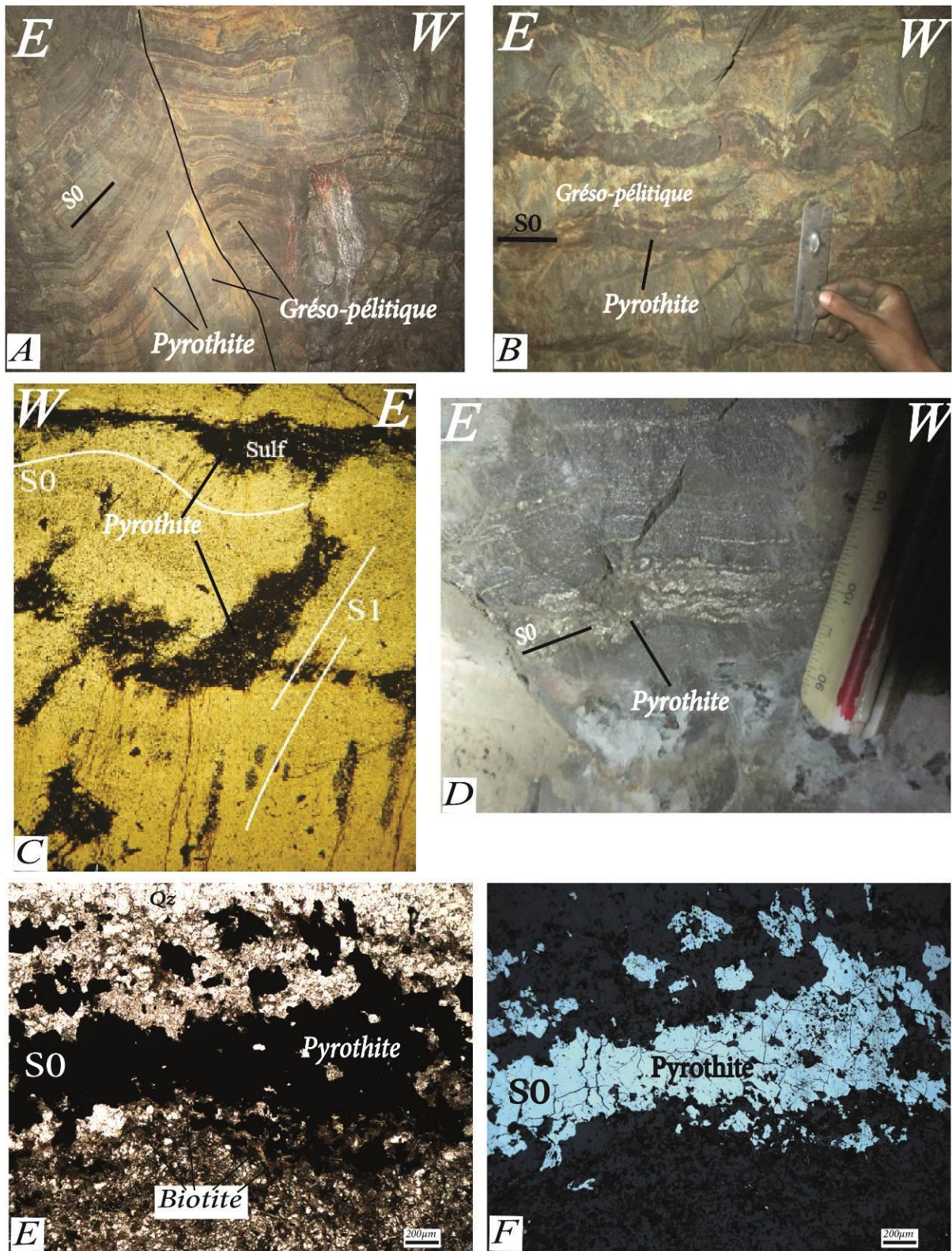


Fig. VI- 2: Planche photographique de la minéralisation stratiforme litée (A, B, C, D) et microscopique (E, F)
notez que la pyrrhotite domine le contenu minéralogique de ce type morphologique de minéralisation.

Minéralisation massive sécante à rubanement tectonique

Il s'agit d'une minéralisation très importante du point de vue économique et sécante sur la stratification. Elle s'agence sous forme de rubans parallèles à la schistosité S1. Ces derniers sont composés essentiellement de pyrrhotite, sphalérite, chalcoppyrite et galène. Ce type morphologique évolue dans les zones les plus déformées en une minéralisation filonienne, le cas le plus démonstratif et celui du corps NE (CNE) (Fig. VI- 4A).

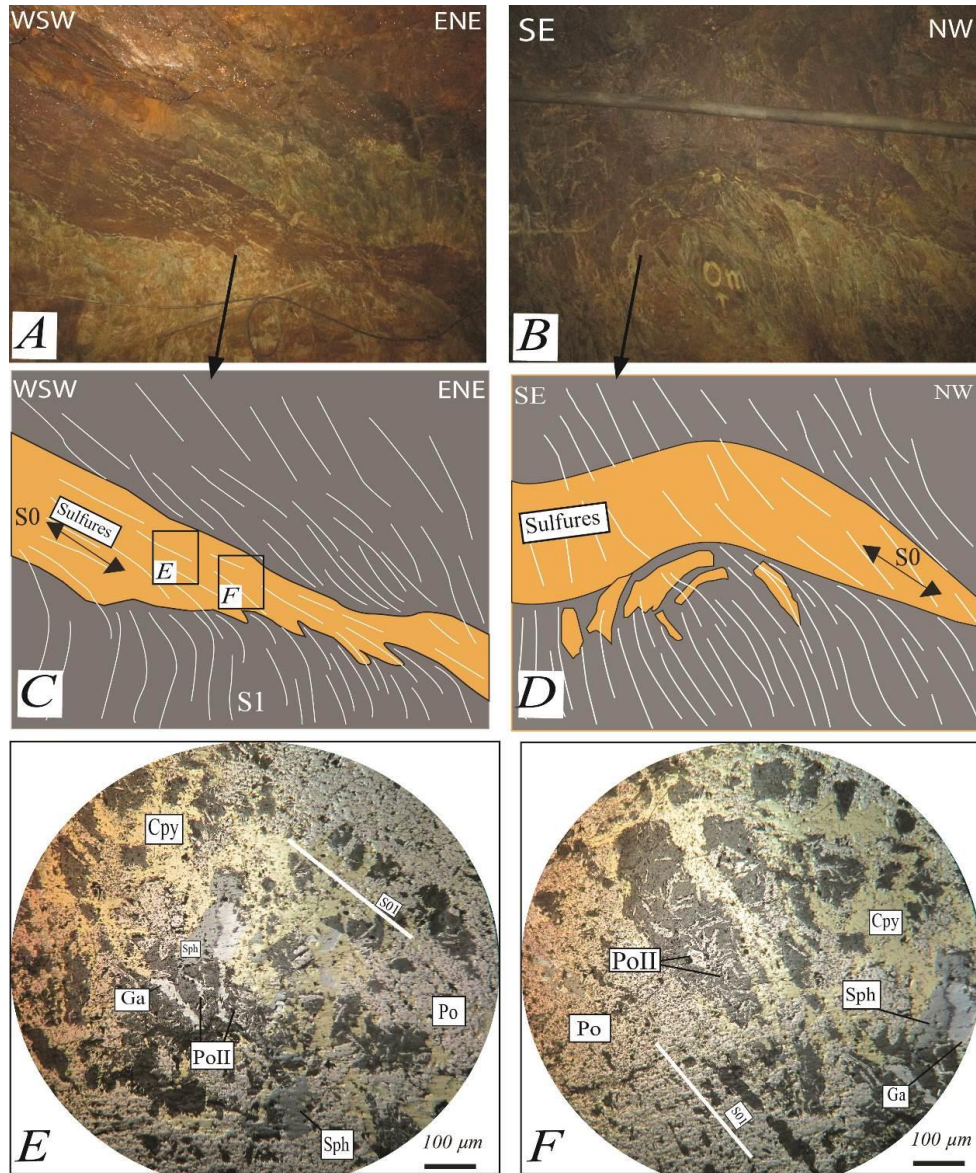


Fig. VI- 3: Photos macroscopiques et microscopiques de la minéralisation massive concordante avec la stratification (Cp, 340m).

Notez la réfraction de la schistosité au contact encaissant-minéralisation (**A**).
E, F : photos microscopiques de la minéralisation à pyrrhotite (Po), chalcoppyrite (Cpy), sphalérite (Sph) et galène (Ga). Notez la pyrrhotite recristallisée en baguette (PoII)

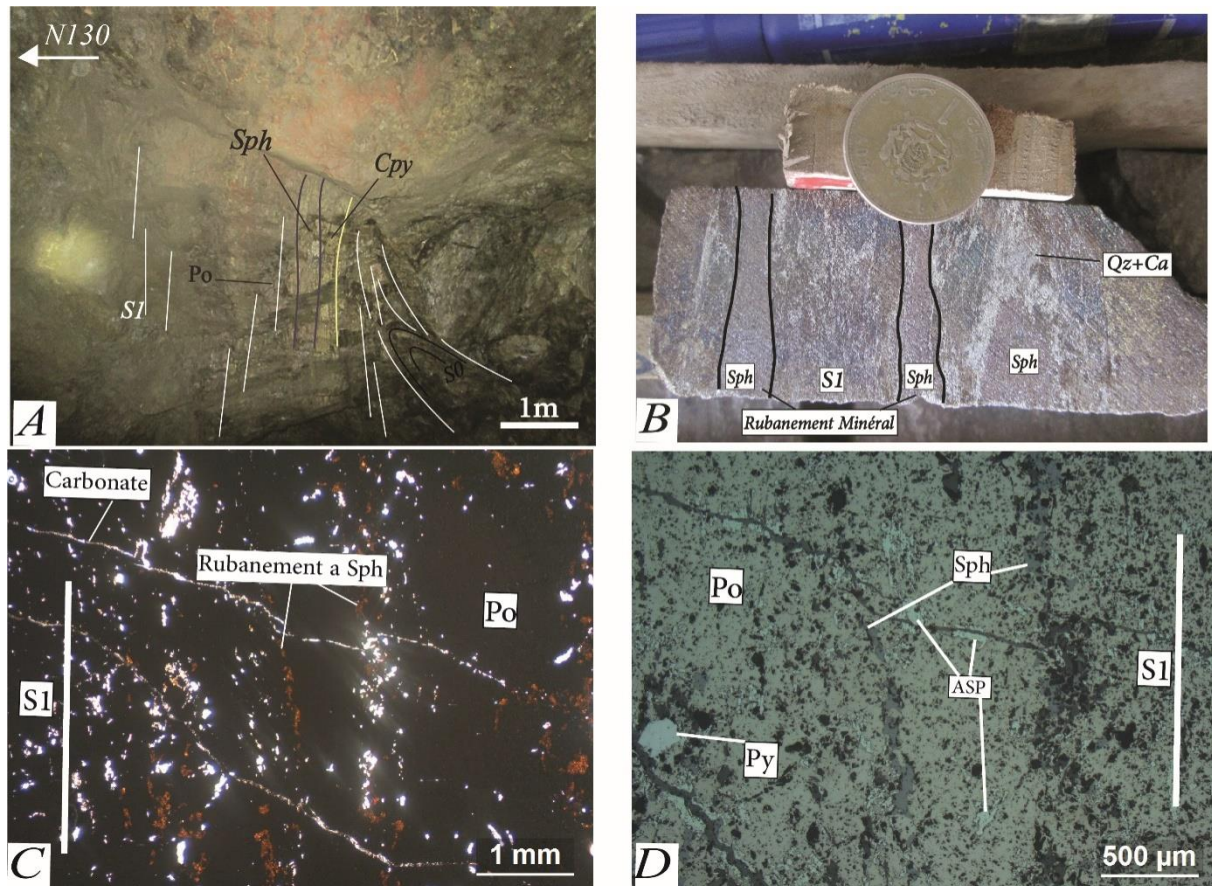


Fig. VI- 4: La minéralisation massive sécante sur la stratification (S0) et à rubanement tectonique.

A) : Mineralisation du corps Nord-Est (CNE) niveaux 400m montrant un rubanement tectonique à pyrrhotite (Po), sphalérite (Sph) et chalcopyrite (Cpy). **B)** : minerais du corps principal (sondage FGC 256) indiquant le rubanement tectonique composé essentiellement de sphalérite (Sph). **C, D)** : minerais massifs à texture rubanée (rubanement tectonique). Notez le développement de l'arsénopyrite dans les microfractures affectant le minerai.

VI-2-2- Relations entre les différents types morphologiques

Les deux premiers types morphologiques (minéralisation disséminée et litée avec le sous-type « minéralisation massive à rubanement stratiforme et à pyrrhotite dominante », présentent une relation spatiale verticale. La minéralisation disséminée se retrouve souvent au mur et/ou au toit de la minéralisation litée, alors que cette dernière évolue verticalement à des passées de minerai massif à rubanement stratiforme (Fig. VI- 5).

Le sous-type « minéralisation massive sécante à rubanement tectonique » semble avoir une certaine indépendance vis-à-vis des autres types.

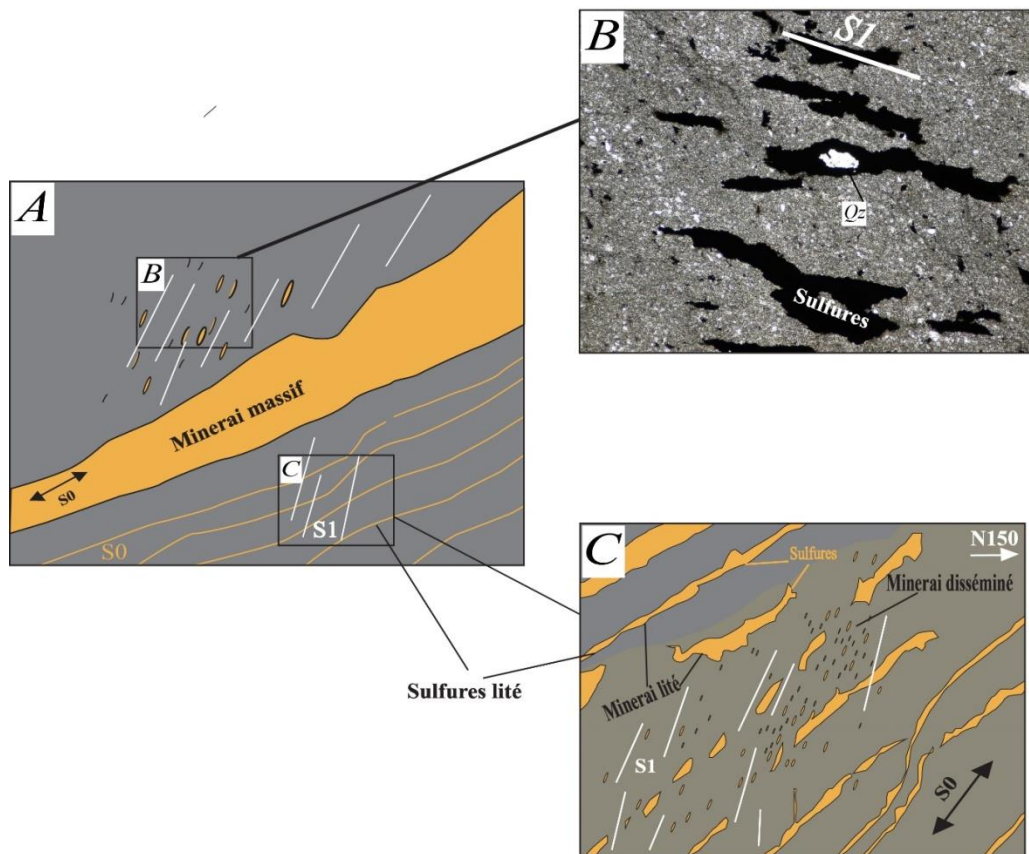


Fig. VI- 5: Relation entre les différents types morphologiques.

A) : lentille sulfurée stratiforme ; **B)** : Toit de la lentille sulfurée présentant une minéralisation disséminée parallèle à S1 ; **C)** : Mur de la lentille sulfurée qui présente une minéralisation litée et disséminée.

VI-3- DESCRIPTION DE LA MINÉRALISATION STRATIFORME ET LA MINÉRALISATION SECANTE SUR LA S0

VI-3-1- Minéralisation stratiforme à pyrrhotite dominante, située dans les flancs longs des structures plicatives

La minéralisation stratiforme est sous forme de lits centimétriques à métriques représentées essentiellement par la pyrrhotite. Cette dernière flue dans les plans de la schistosité par l'effet de la déformation synmétamorphe, alors que la chalcopyrite se concentre le long des plans (S0) et cela malgré son comportement réputé comme plus ductile que la pyrrhotite (Kelly et Clark, 1975). En fait, la chalcopyrite se met en place dans les plans de S0 dessinant ainsi une masse stratoïde (Fig. VI- 6A), d'autres chalcopyrites poussent perpendiculairement à la S01 (Fig. VI- 7F).

Ce litage interstratifié de sulfures est bien marqué dans les niveaux gréseux (poreux), où le quartz néoformé est mis en place dans les plans de S0 suite à des mouvements inverses sur la stratification (Fig. VI- 6).

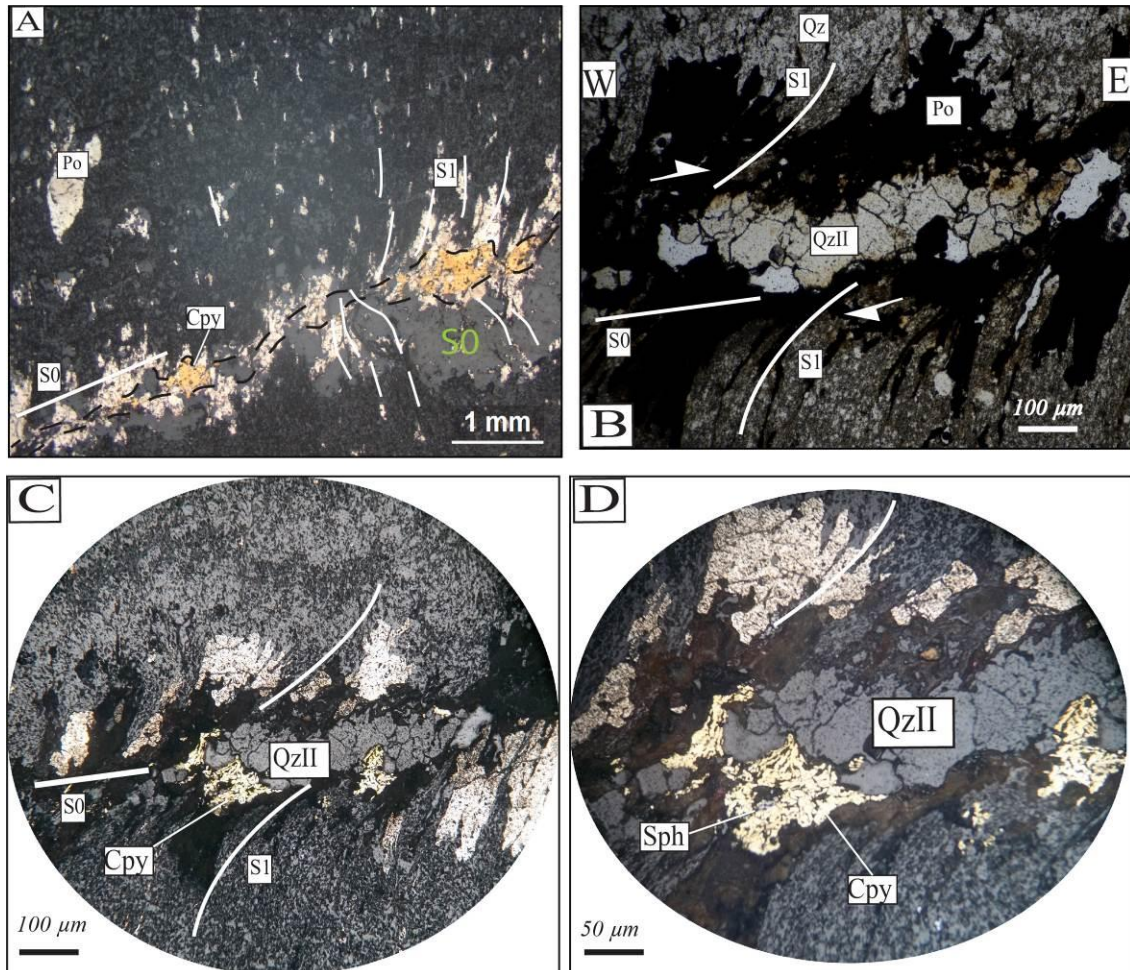


Fig. VI- 6: Micros photos de la pyrrhotite stratiforme et de la chalcopyrite distribuée selon la S0. Notez l'association chalcopyrite et quartz néoformé (C, D).

La figure (Fig. VI- 8) montre des niveaux laminaires centimétriques de sulfures, qui passent verticalement à une lentille minéralisée d'épaisseur métrique. L'observation d'une lame polie faite dans la partie basale de la lentille minéralisée, montre clairement cette évolution d'épaisseur. La roche contient des néoblastes de muscovite et de biotite chloritisée intimement associée aux sulfures, le tout baigne dans un fond sombre chloritisé. Le quartz est presque absent. Ce qui laisse penser que la roche initiale (protolithe) est une roche « basique » complètement chloritisée (Fig. VI- 8B2). Des roches semblables ont été observées dans les Jebilets centrales où l'hydrothermalisme en relation avec un fluide riche en Fe a complètement transformé des gabbros en chloritoschistes (Essaifi, 1995).

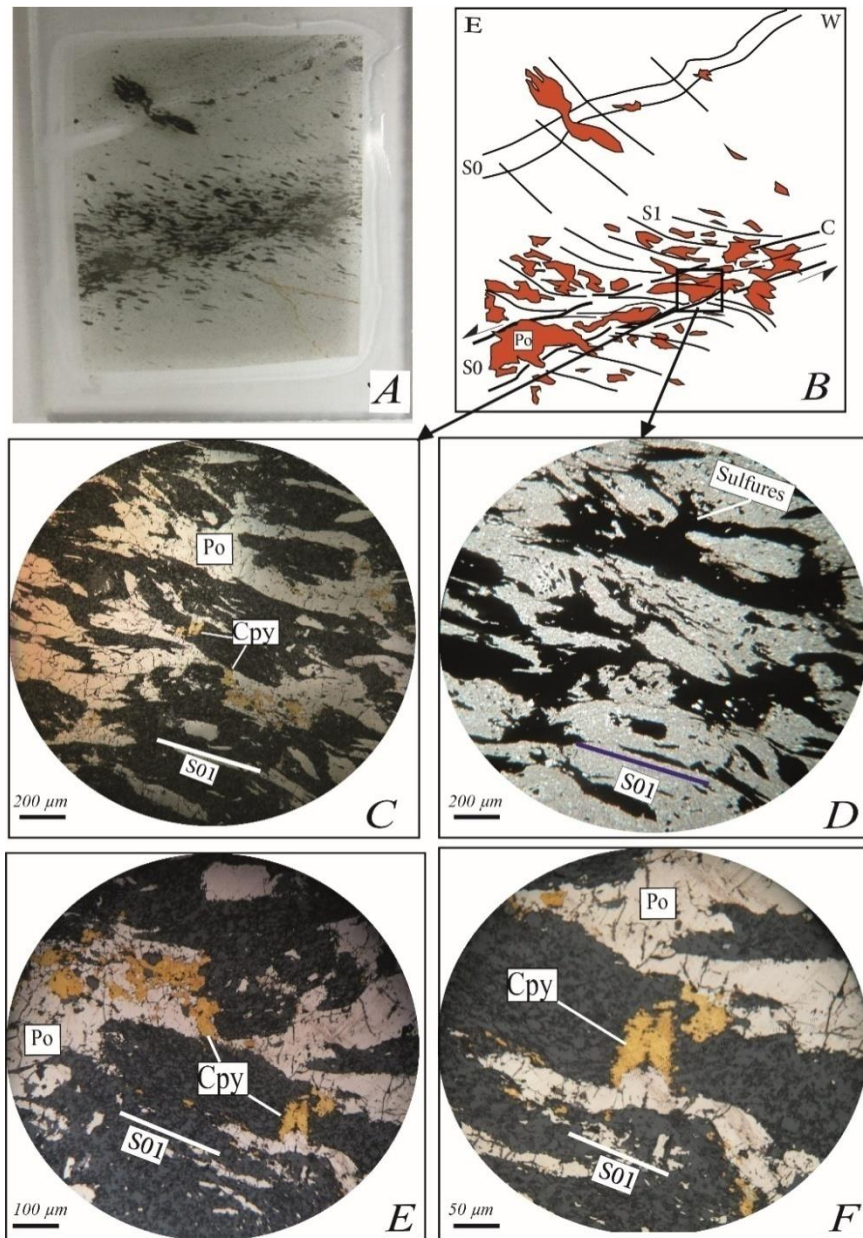


Fig. VI- 7: Photos et croquis de lame minces **A, B**) et microscopiques (**C-F**) de la pyrrhotite concentrée dans la stratification S0.

Notez que la stratification est complètement transformée en cisaillement à jeu inverse (Plan vertical) avec mise en place et concentration de la chalcopyrite dans les plans de déformation (C/S).

L'évolution croissante d'épaisseur des lits sulfurés est accompagnée par l'abondance des muscovites et chlorites hydrothermales de grandes tailles. Ces micas se concentrent autour des sulfures sans orientations préférentielles (Fig. VI- 8B2, B3). Ils se développent surtout au contact de la minéralisation. On note aussi un apport tardif en carbonate ferrique (sidérite).

Le mur de la minéralisation montre des plans S0 transformés en fentes à pyrrhotite avec des blastes néoformés de muscovite (phengite) et chlorite (biotite chloritisée) hydrothermal, intimement associé aux sulfures. (Fig. VI- 8B2, B3).

Le contact supérieur de cette lentille sulfurée est un contact anormal qui correspond à une « shear-zone » mylonitique associée à un jeu chevauchant qui serait la cause de l'ouverture de cette lentille minéralisée (Fig. VI- 8C).

Le minerai massif contenu dans cette lentille minéralisée montre :

- un rubanement minéral parallèle à la S01 et au mouvement cisailant. Elle est composée par des microlentilles de pyrrhotite sous forme de baguettes (Po II) (Fig. VI- 8 A2) et de la chalcopryrite, la sphalérite et la galène. Ces lentilles baignent dans un fond pyrrhotitique (PoI) déformé (Fig. VI- 8A2). D'autres sphalérites montrent un caractère plus tardif en remplissant les interstices entre la pyrrhotite, et se trouvent concentrées autour des fractures parallèles à la S01 et au cisaillement (Fig. VI- 8A3, A4).
- La présence d'un rubanement stratiforme à sphalérite et pyrrhotite. Le quartz grossier se développe dans les rubans à sphalérite. (Fig. VI- 8A1).
- le rubanement minéral présente un pendage faible vers l'ouest à WNW.

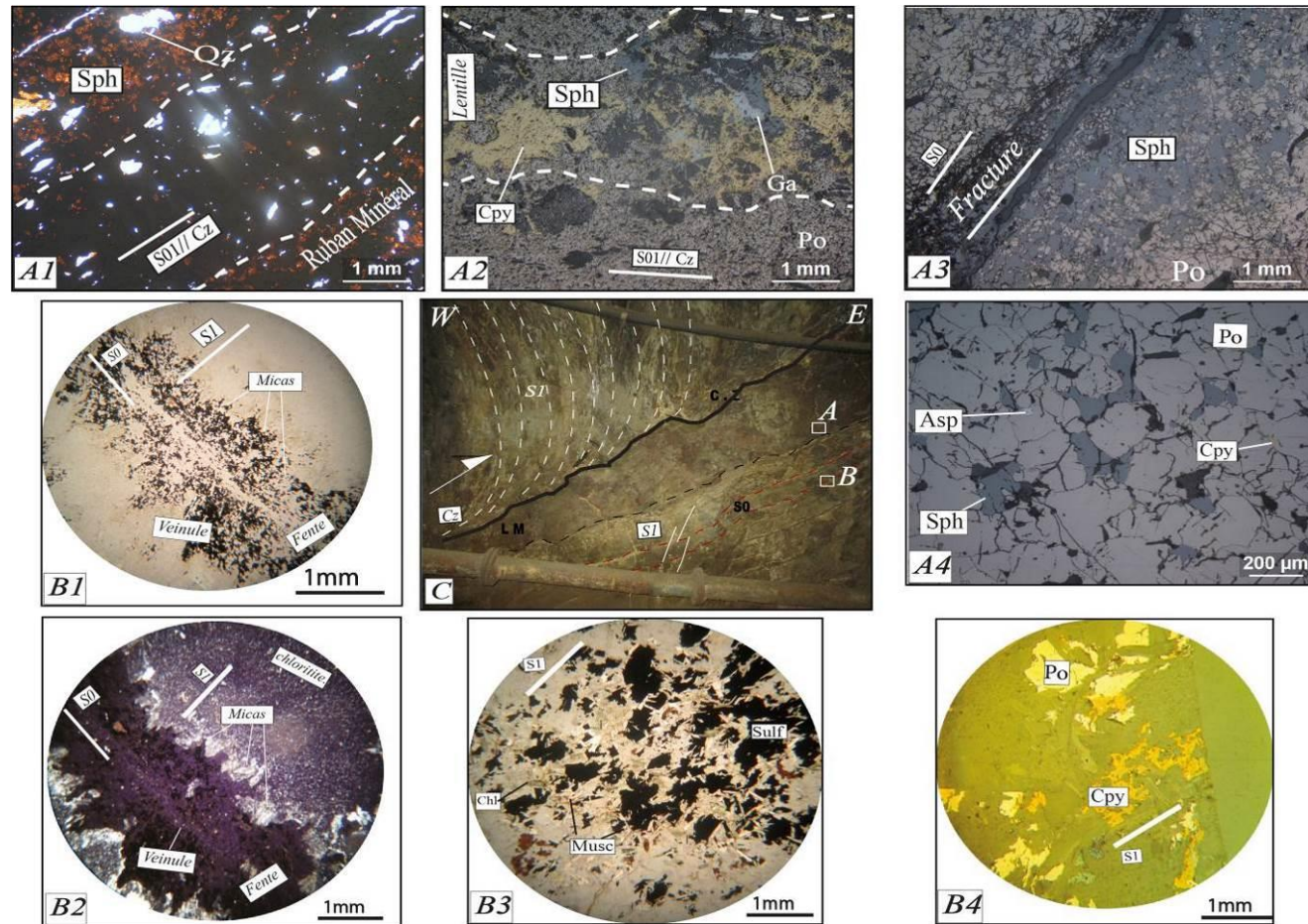


Fig. VI- 8: Planche photographique d'une lentille sulfurée stratiforme avec front de chevauchement (Corps principal Niveau 600m-580m) montrant le rôle de la déformation tangentielle sur la concentration minérale des lentilles stratiformes

A et B) : Emplacement des lames. Asp : Arsénopyrite ; Sph : Sphalérite ;Po : Pyrrhotite ; Cpy : Chalcopyrite ;Musc : Muscovite ; Ga : Galène S01//CZ : Plan de S01 parallèle au front de chevauchement (Cisaillement).

VI-3-2- Minéralisation sécante riche en Zn, Cu, Pb à rubanement tectonique, concentrée dans les charnières et les flancs courts des plis

Les minéralisations du gisement de Hajjar sont en relation spatiale avec des zones de charnières des plis cartographiques (Fig. IV-26, p. 94). Par l'effet de la déformation majeure, la minéralisation se concentre dans les charnières de plis (Saddle Reef) (Fig. VI- 10A, B). Le continuum de la déformation engendre des failles inverses et une mobilisation du quartz vers les vides intra charnières. Ces charnières de plis sont affectées par des couloirs de cisaillement où la minéralisation primaire est remobilisée et accompagnée de circulations de fluide syncinématique riche en silice. Ces couloirs de cisaillement sont le siège de néoformations à quartz, micas hydrothermaux statiques (chlorite, phengite et biotite) et une paragenèse à Po, Zn, Cu, Pb, Asp. Le tout recrystallise sous forme de rubans parallèles aux plans C/S de la déformation régionale (rubanement tectonique) (Fig. VI- 9D).

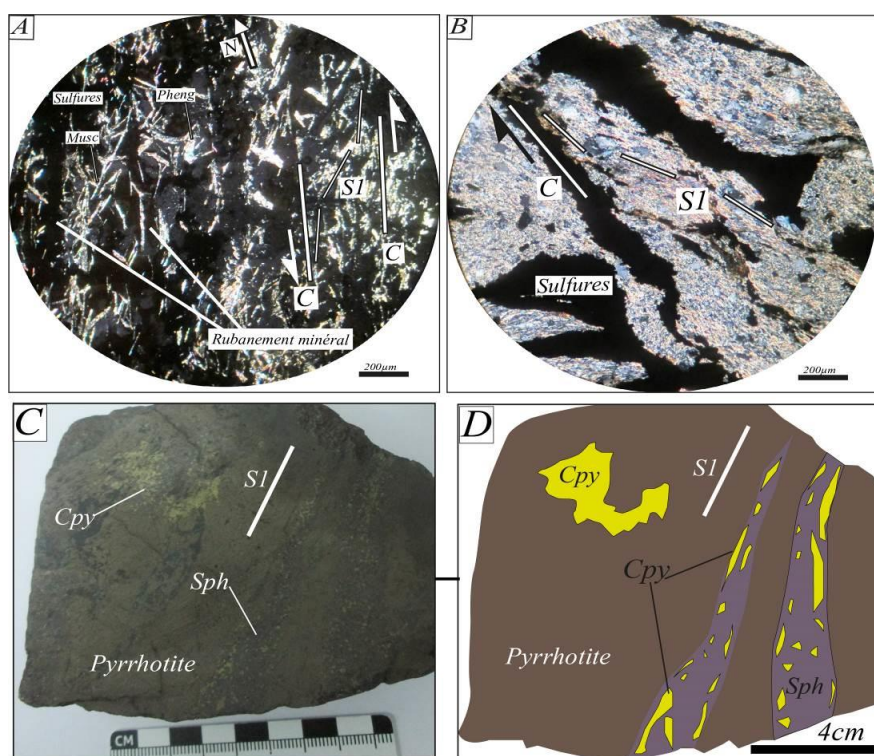


Fig. VI- 9: Planche photo macroscopiques et microscopiques montrant la distribution de la minéralisation suivant les plans de déformation (C/S).

A, B) Minéralisation dessinant les plans de cisaillements ; **C, D)** Minéralisation pyrrhotitique avec la chalcopyrite et sphalérite distribuées suivant la schistosité S1 et des traces de la chalcopyrite plissotée (le micropli dessiné par la chalcopyrite admet la S1 comme plan axial

Le cas le plus représentatif est celui du corps NE (niveaux 520 m, 460 m, 400 m, 340 m) qui se trouve en plein cœur de la zone de cisaillement de Hajjar. Il s'agit des charnières de plis transposées et reprises dans des couloirs de cisaillements ductiles, dextres, limitrophes d'une minéralisation rubanée de même direction (Fig. VI- 10A, C). Le pendage NW à NNW de ces structures ductiles explique parfaitement l'évolution de la minéralisation en profondeur vers le NNW.

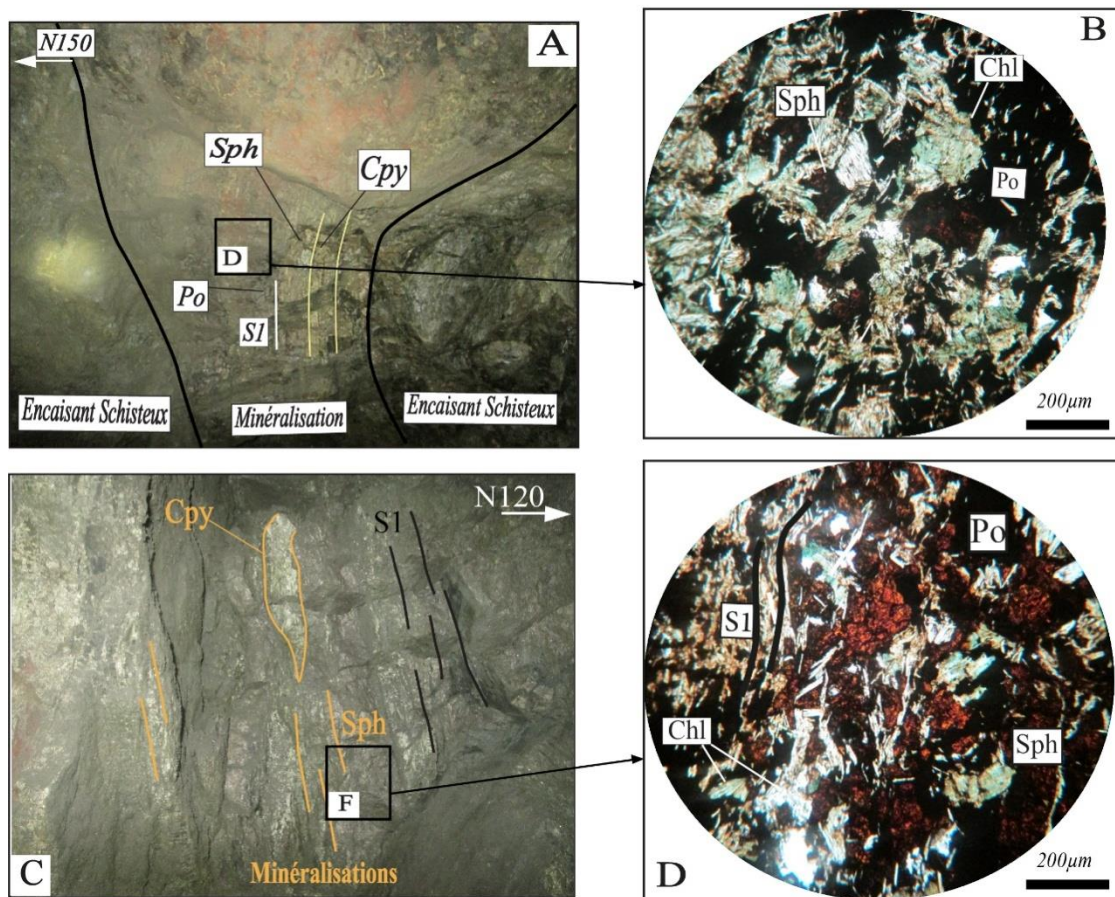


Fig. VI- 10:Photos macro et microscopiques de la minéralisation à rubanement minéral tectonique (Niveau 400m, CNE)

Notez les chlorites hydrothermales (biotites chloritisées) qui poussent sur les sulfures (Po, Sph)

Dans les couloirs d'aplatissement où le chevauchement n'est pas observé, la S0 est marquée par des rubans riches en sulfures entièrement surimprimée par la schistosité S1 qui porte une linéation d'étirement N-S horizontale (Fig. VI- 11A). Au fur et à mesure que la déformation augmente, la couleur de la roche se change en une teinte très sombre et noire. À l'ouest, un corps sulfuré massif est exploité (CEWD). Ce corps n'est pas continu car il est composé de plusieurs lentilles de sulfure massives distinctes alignées parallèlement à S1. La terminaison des lentilles de sulfure est ondulée en raison de la présence de rubans de sulfure

ou de la roches-hôtes plissées. Cette morphologie de la lentille sulfurée est fréquemment observée dans l'ensemble de la mine. Ces lentilles intègrent des fragments de roches-hôtes dans leurs terminaisons (Fig. VI- 11). Les veines centimétriques à décimétriques sont abondantes le long du couloir à fortes déformation (Fig. VI- 11). Localement, les extrémités des lentilles en sulfure massif présentent des veines triangulaires (ou «saddle reef») en position de «triple jonction» par rapport à la foliation (Fig. VI- 11). Ce type de veine est constitué d'un assemblage polymétallique associé à du quartz, avec des veinules de sphalérite et de galène néoformées et le de la pyrrhotite remplacée par de la pyrite vermiculaire (Fig. VI- 11B, C).

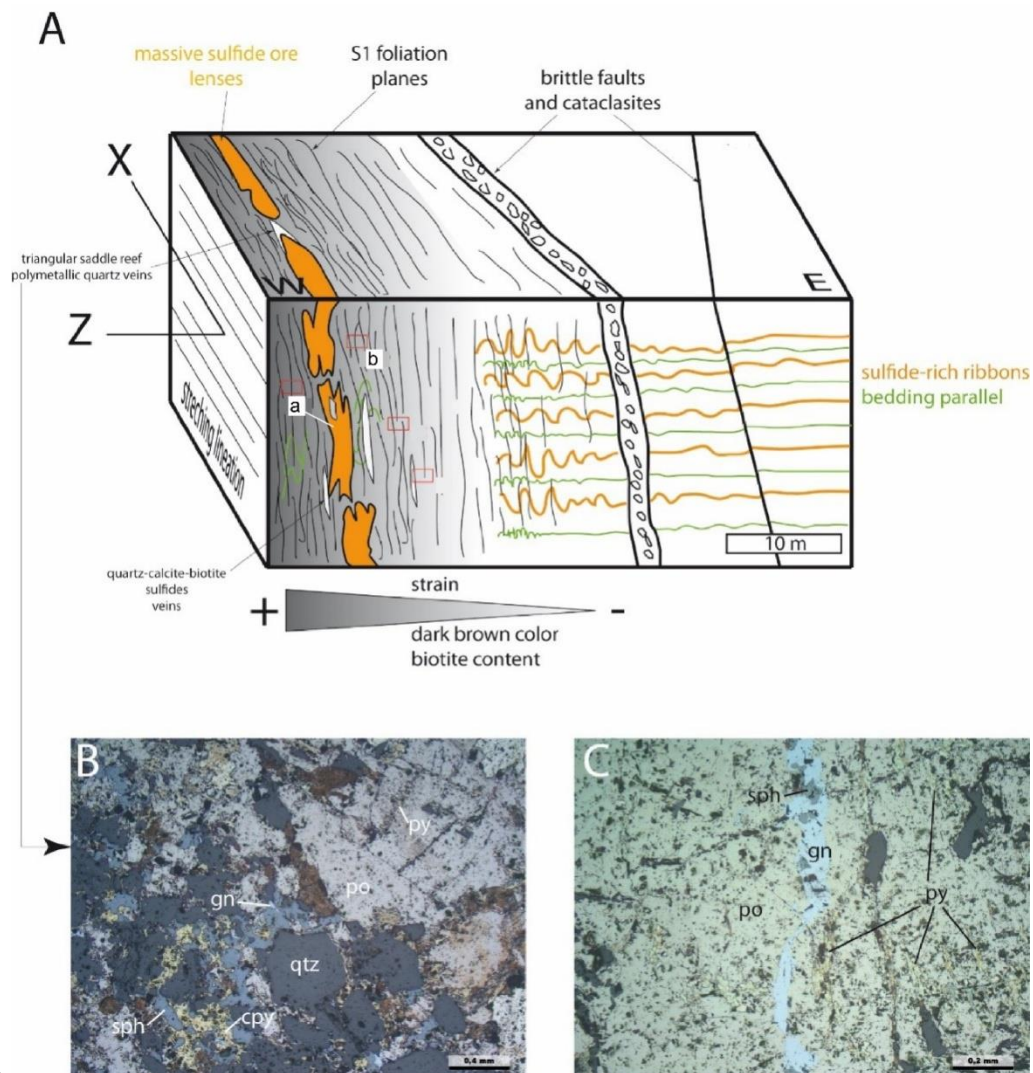


Fig. VI- 11: Le corps extrême ouest descenderie (CEWD), un couloir « d'aplatissement » typique. (Admou et *al.*, 2018).

A) croquis 3D du CEWD. Les corps minéralisés massifs exploités correspondent à des lentilles d'échelle métrique alignées dans une zone très déformée marquée par une schistosité intense dans l'encaissant à forte teneur en biotite et en sulfures. X et Z sont respectivement les

axes long et court de l'ellipsoïde de déformation **B, C**) Photographies en coupe mince des veines triangulaires développées à la terminaison des lentilles minéralisées (LR). La veine est principalement remplie de quartz associé à un assemblage polymétallique. La pyrrhotite est remplacée par la pyrite le long des fissures (**B et C**) et les veinules de sphalérite / galène ($\pm$ chalcopryrite) recoupent les anciens grains de pyrrhotite et d'arsénopyrite (non représentés). (a et b) : emplacement des lames minces de la figure Fig. VI- 12).

Ces lentilles de sulfure massif sont constituées par : i) un ensemble composé de pyrrhotite, sphalérite et galène concentré dans les charnières des microplis (Fig. VI- 12b1) ; ii) un rubanement minéral tectonique fin évoluant vers des rubans plus importants dans des zones hydrothermales à quartz, carbonates et micas blancs (Fig. VI- 12a2) ; iii) les rubans de sphalérite sont parallèles à la schistosité S1 et sont accompagnés de veines à quartz et arsénopyrite, l'ensemble baignant dans un fond de pyrrhotite (Fig. VI- 12a1,a2) ; iv) dans les zones où la S1 est moins développée apparaissent des nodules qui contiennent de la biotite grossière en tâches avec du quartz, et sulfures néoformés (Po, Sph) (Fig. VI- 12b2).

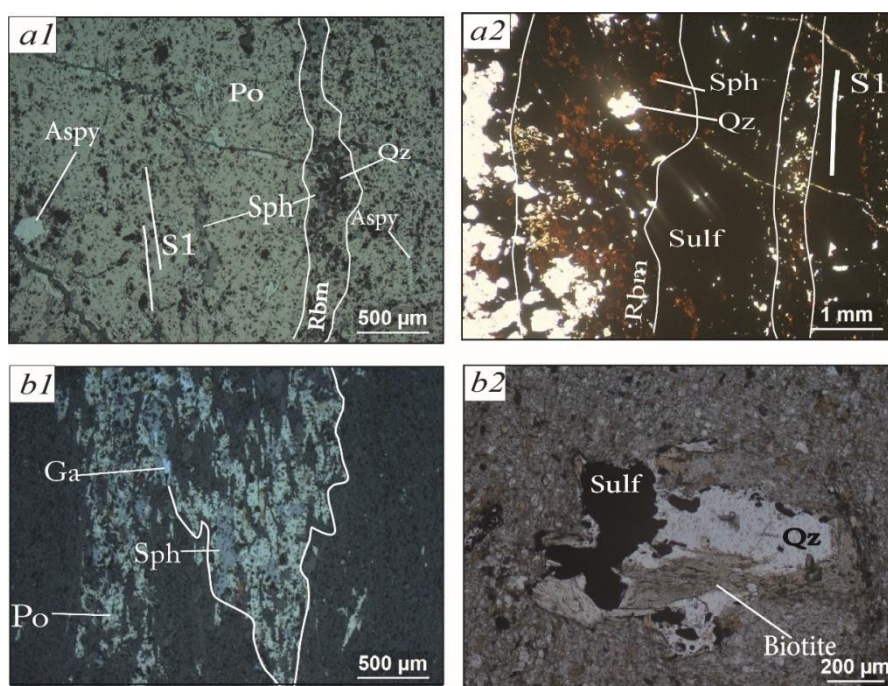


Fig. VI- 12: Micro photos des lames minces a et b de la figure Fig. VI- 11, montrant la minéralisation du corps extrême ouest descendie et de son encaissant. (Rbm : rubanement).

VI-5- MINERALOGIE

La déformation se traduit à l'échelle microscopique par le rubanement minéral composé essentiellement par la pyrrhotite, la sphalérite, la chalcopryrite, la galène et la pyrite, et par la transposition des sulfures dans les plans de déformation. Chacune de ces phases minérales présente un comportement différent vis-à-vis de la déformation.

VI-5-1- Description des principales phases minéralogiques

Pyrrhotite

La pyrrhotite constitue le principal composant de la plupart des minerais étudiés. Dans le minerai massif, le moins déformé (lits sulfurés), elle apparaît sous forme de plages allant jusqu'à 2 mm, ou bien sous forme de microplages noyées dans les autres phases sulfurées.

Dans les zones de cisaillements ductiles, la pyrrhotite est aplatie et allongée dans les plans de la schistosité S1. Elle peut également se présenter en inclusions dans les plages de pyrite (Planche 1, B, C ; Planche 2, B).

Parfois, elle se trouve disséminée dans l'encaissant sous forme de microlentilles ou de mouches. Dans ce cas, elle est sous forme de cristaux automorphes à sub- automorphes. Généralement, ces tâches sont orientées suivant la schistosité (S1), mais dans certains échantillons, elles ne présentent pas d'orientation préférentielle. Elles sont dans ce cas enrichies dans des veines à quartz (Planche 3, A, B). Des pyrrhotites plus tardives occupent les fractures.

La pyrrhotite se comporte ductilement vis-à-vis de la déformation, en effet on note :

le fluage mécanique de la pyrrhotite à partir d'une S0 vers les plans de S1 (Planche 2, A).

- la pyrrhotite est plissotée de la même manière que l'encaissant schisteux. Elle est la seule phase minérale à présenter ces traces de déformation (Fig. VI- 12B5, B6 ; Planche 5, D).

- la néoformation d'une nouvelle génération de pyrrhotite sous forme de baguettes et plages assurant le remplissage des vides créés pendant la déformation syn- et post métamorphique.

Pyrite

Elle constitue la phase mineure de la paragenèse minérale. Elle est dans la majorité des cas associée à la pyrrhotite (Planche 1, A, B, C ; Planche 2, A, B, C). Il s'agit d'une pyrite

précoce fracturée, qui présente un comportement fragile contrairement à la pyrrhotite. C'est ainsi qu'elle tend à garder son allongement parallèle aux plans de stratification (Planche 2, A).

. Tardivement, la pyrite, de taille millimétrique, cristallise et remplit les vides au niveau des charnières des plis, et les failles

Sphalérite

La sphalérite constitue la phase minérale la plus abondante après la pyrrhotite. Elle contient des inclusions de chalcopryrite (Planche 6, B). Dans le minerai rubané, la sphalérite se présente sous forme de lits millimétriques orientés dans les plans de la schistosité (S1)(Fig. VI- 9C, D) et parallèle à ceux de la pyrrhotite et de la galène. Parfois, elle se présente sous forme de plages millimétriques riches en micro-inclusions de chalcopryrite, de pyrrhotite et de galène.

Dans les zones de cisaillement, la sphalérite s'associe à la chalcopryrite suivant les plans de déformation préférentiellement dans les microcharnières (Fig. VI- 12B5, B6).

La sphalérite synschisteuse (S1), se présente en fins cristaux recristallisés dans les points triples relatifs aux grands cristaux de pyrrhotite ainsi que dans les ombres de pression en association avec des blastes de biotite hydrothermale (Fig. VI- 12B1 ; Planche 4, A).

Elle se présente le long des plans C /S et se concentre dans les charnières des plis. A ce niveau, elle dessine un rubanement d'épaisseur croissant vers des zones de dépôts hydrothermaux (Qz néoformé, blastes de biotite et chlorite) (Fig. VI- 8A1, B3).

La sphalérite tardive colmate les microfractures affectant les cristaux précoces de pyrite et de pyrrhotite. Elle imprègne cette dernière et reste souvent associée au remplissage des veines quartzo-carbonatées (Planche 4, C, D).

Chalcopryrite

Elle se présente en inclusions dans la pyrrhotite et la sphalérite. Elle cristallise également dans les fractures qui affectent la pyrrhotite et la pyrite.

La chalcopryrite dessine rarement des microplis admettant la S1 comme plan axial (Fig. VI- 9C, D). La chalcopryrite se concentre plutôt en microplages dans les charnières des microplis ou dans leurs extrémités (Planche 5, D). Elle est parfois concentrée avec la pyrrhotite au niveau des plans de stratification. Dans ce cas, nous constatons que sous l'effet de la déformation, seule la pyrrhotite flue dans les plans de S1, la chalcopryrite, quant à elle, reste concentrée le long des plans de S0, cela pourrait suggérer que la chalcopryrite se met en place de façon synchronématique dans les plans de S0 (Planche 5, A, B, C).

La chalcopryrite tardive occupe les fractures et les interstices et assure souvent la connexion entre deux plages de pyrrhotite par le biais de microfractures.

Galène

Elle est plus fréquente dans le minerai polymétallique massif à submassif (Planche 6, C). Elle demeure néanmoins peu représentée par rapport à la pyrrhotite et la sphalérite. Elle se développe parfois sous forme de grandes plages.

Elle présente aussi un développement interstitiel. La galène est souvent associée à la sphalérite dans des veines carbonatées (Planche 4, C, D).

Arsénopyrite

Elle est moins fréquente par rapport aux autres phases. Le plus souvent, elle se présente sous forme des cristaux automorphes à subautomorphes, parfois associées à la pyrrhotite, la sphalérite et la chalcopryrite) (Planche 7, C, D), et parfois en dissémination dans l'encaissant (Planche 7, B). L'arsénopyrite se présente sous forme d'inclusions dans la pyrrhotite et la pyrite (Planche 7, A).

VI-6- Conclusion

La minéralisation de Hajjar se présente selon divers types, allant des minéralisations disséminées et litées à une minéralisation massive à texture rubanée. Deux types de rubanement minéral sont à noter : i) un premier stratiforme caractéristique des zones où l'intensité des phénomènes de remobilisation est minimale (zone des flancs longs) composée essentiellement de pyrrhotite et quelques traces de sphalérite, chalcopryrite, et galène ; ii) un second tectonique riche en sphalérite, chalcopryrite et galène, qui caractérise les zones les plus déformées (têtes de plis et les couloirs de cisaillements).

Les contrastes rhéologiques initiaux jouent donc un rôle majeur dans la localisation multi échelle de la déformation ; i) ce fluage et la schistosité sont concomitants de circulation de fluides chauds responsables de la blastèse de biotite, de muscovite (phengite), mais également de sulfures néoformés à As, Cu et Zn. Fluage mécanique et croissance hydrothermale sont responsables d'une remobilisation et redistribution drastique des métaux selon les plans S1; ii) charnières de plis et chevauchement ductile « collectent » les sulfures par fluage et drainage des fluides et finissent par former des lentilles et boudins massifs intrafoliaux métriques à décamétriques qui montrent un rubanement minéralogique parallèle à S1.

Les relations texturales entre les différentes phases sulfurées a permis d'établir la succession paragenétique du minerai de Hajjar (Fig. VI- 13). En effet, le stade précoce est caractérisé par la précipitation de la pyrrhotite, la pyrite, l'arsénopyrite, la sphalérite et la galène.

La phase syncinématique constitue l'événement concentrateur majeur. Il est matérialisé par la dissolution et la recristallisation de la paragenèse précoce à pyrrhotite, pyrite, sphalérite, galène, et chalcoppyrite. C'est pendant cette phase qu'il y a enrichissement en Zn.

La phase post-cinématique est également caractérisée par la néoformation de sulfures tardifs, à savoir la chalcoppyrite, la pyrite et quelques traces de sphalérite. Ces derniers sont souvent néoformés au sein des microfractures affectant les sulfures des phases antérieures.

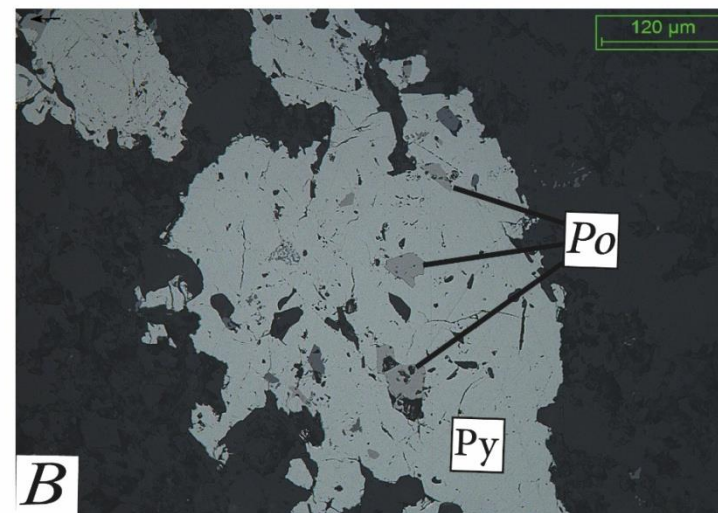
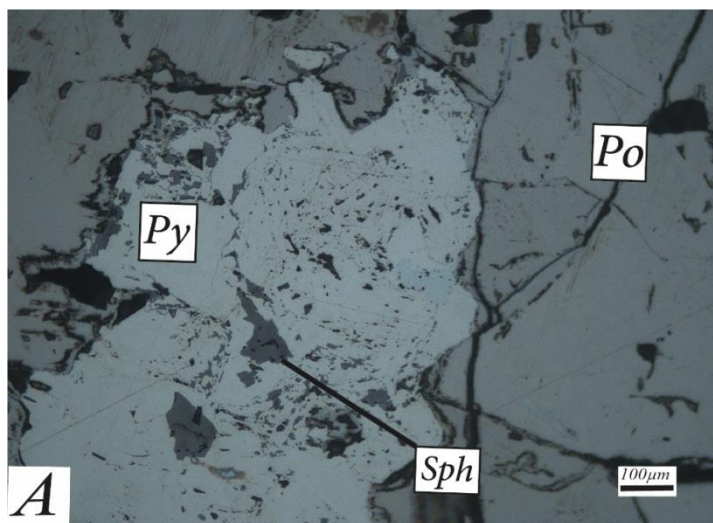
<i>Pragenèses</i>	<i>Anté-cinématique</i>	<i>Syn-cinématique</i>	<i>Post-cinématique</i>
<i>Pyrrhotite</i>			
<i>Pyrite</i>			
<i>Sphalérite</i>			
<i>Galène</i>			
<i>Chalcoppyrite</i>			
<i>Arsénopyrite</i>			

Fig. VI- 13: Succession paragenétique du gisement de Hajjar

Planche 1: Minéralogie des sulfures de Hajjar

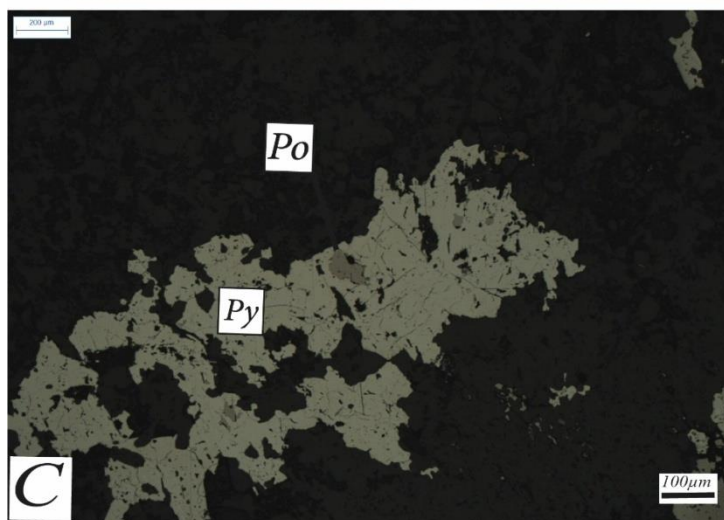
Photos A :

Remplacement de la pyrite par la pyrrhotite (corps principal 580m). Pyrite en inclusion dans la pyrrhotite. Notez le contact entre la pyrrhotite et la pyrite.



Photos B, C :

Inclusion de pyrrhotite dans la pyrite (corps principal 580m)



Photos D :

Inclusion d'arsénopyrite dans la pyrite (corps principal 520m).

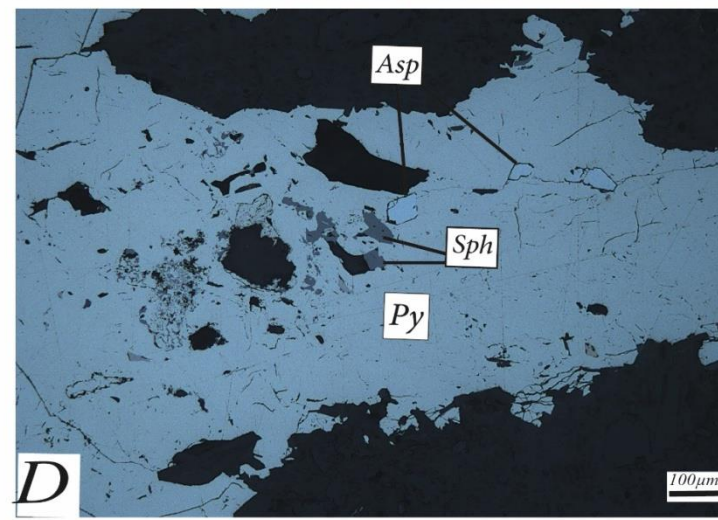


Planche 2:Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A : Association pyrrhotite - pyrite. Notez l'étirement de la pyrrhotite suivant les plans de S1 alors que la distribution de la pyrite est conforme aux plans S0, traduisant ainsi la différence de comportement des deux sulfures vis-à-vis la déformation (corps principal 580m).

Photos B : Pyrrhotite en inclusions dans la pyrite (corps principal 400m).

Photos C : Pyrite avec des zones à sphalérite en inclusions dans la pyrrhotite indiquant une syncristallisation de la sphalérite et la pyrite (corps principal 460m).

Photos D : Recristallisation de la pyrite en cube parfait (corps principal 400m)

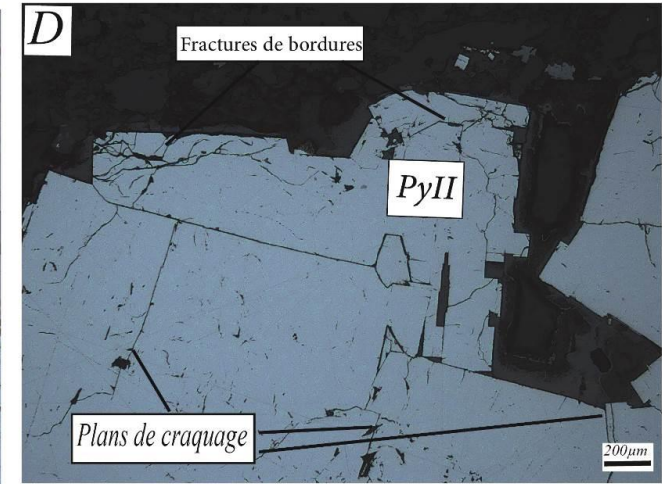
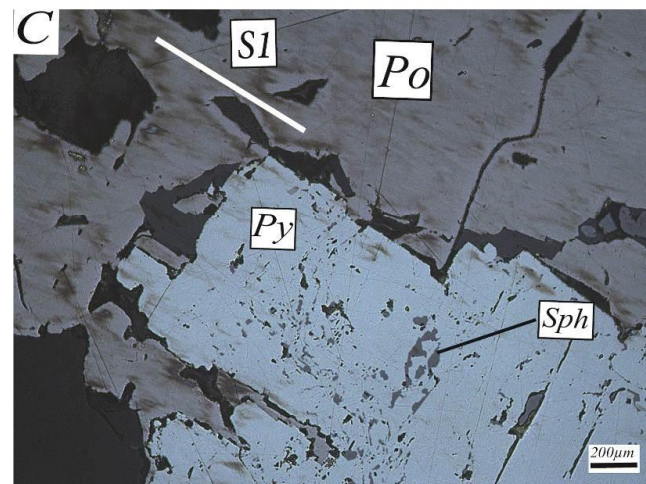
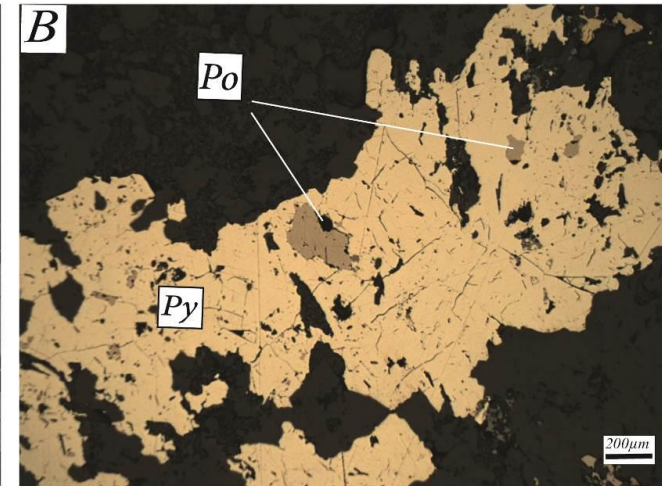
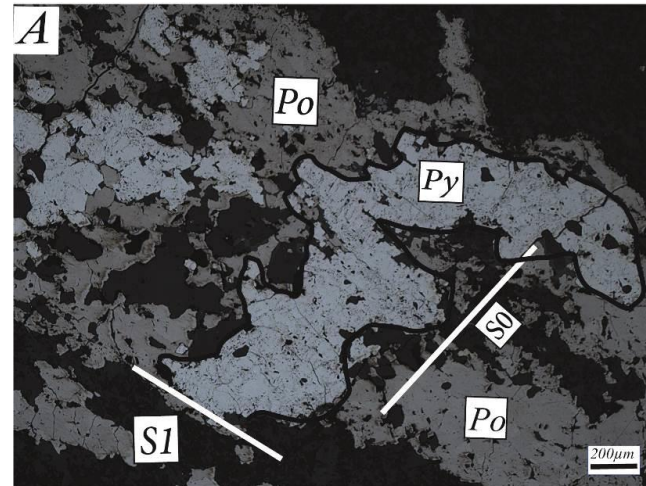


Planche 3:Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A, B :

Sphalérite et pyrrhotite dans une veine à quartz. Notez qu'en dehors de la veine, il n'y a que la pyrrhotite sous forme étirée suivant les plans de S1.

Photos C, D :

Association pyrite et sphalérite. Notez que la sphalérite contourne les bordures de la pyrite.

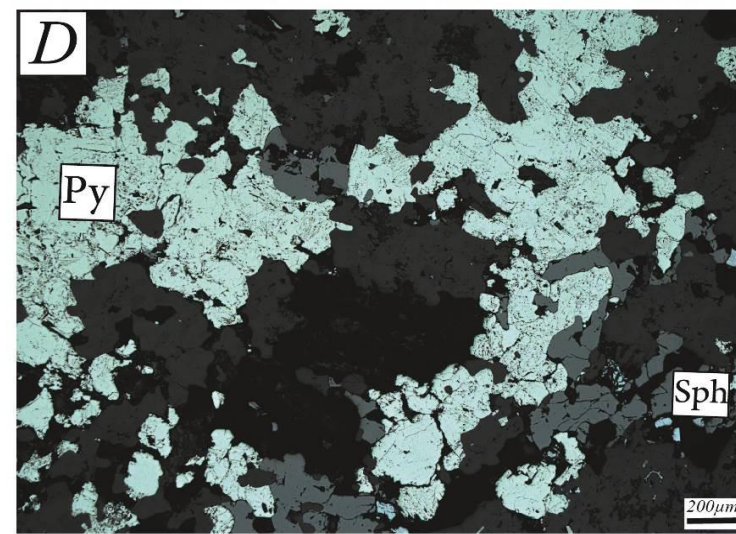
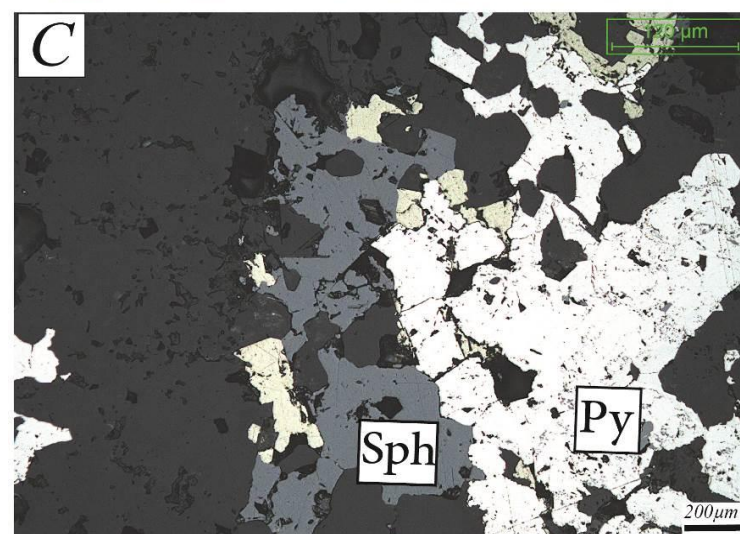
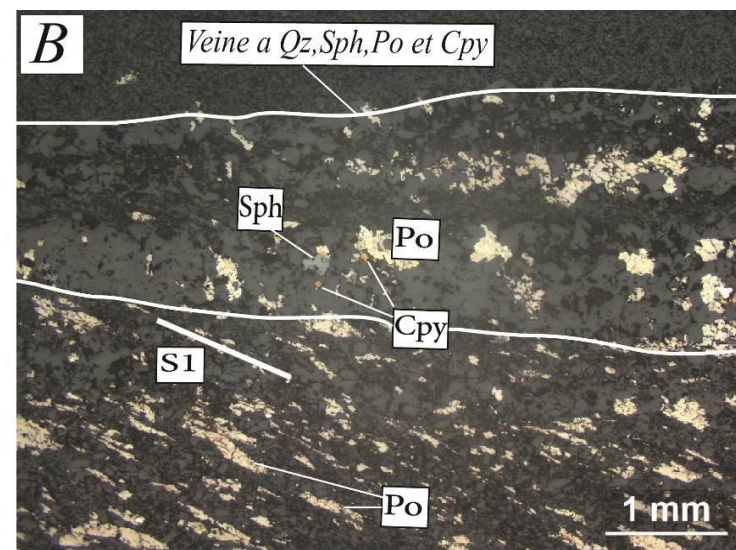
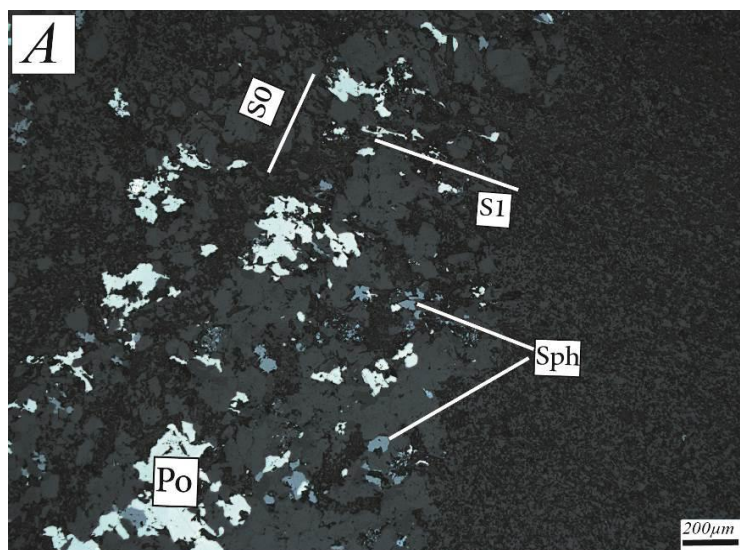
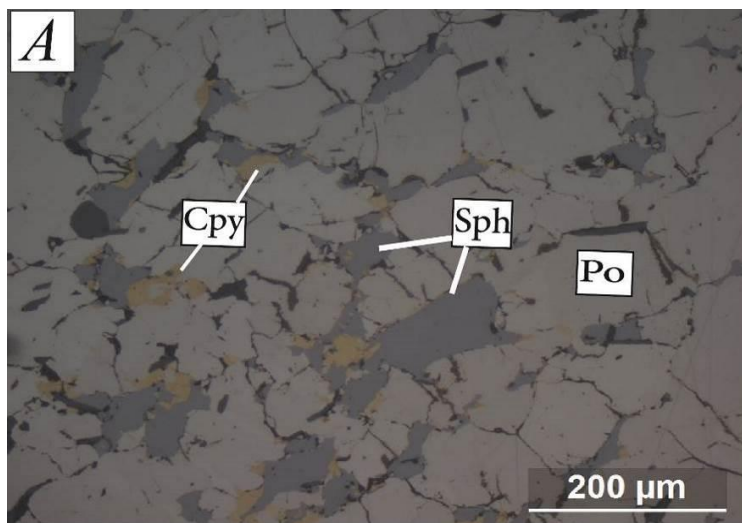
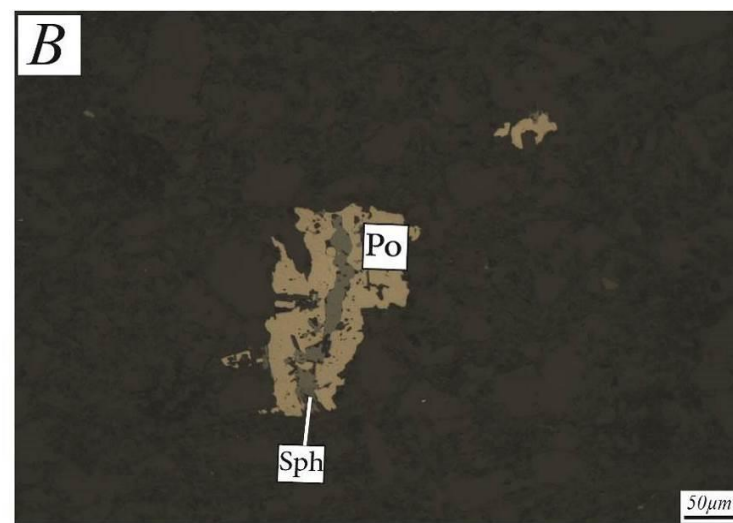


Planche 4: Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A : Minerai massif concordant avec la stratification, avec de la sphalérite et de la chalcoppyrite remplissant les interstices entre la pyrrhotite (corps principal 580m).



Photos B : Fracture à sphalérite affectant la pyrrhotite (microamas) (corps principal 460m).



Photos C, D : Veine carbonatée à sphalérite galène, chalcoppyrite et pyrite (corps principal 600m)

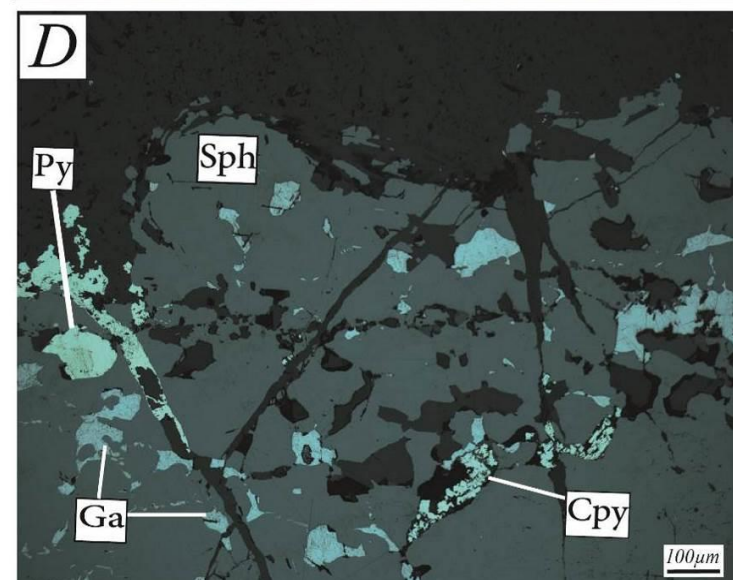
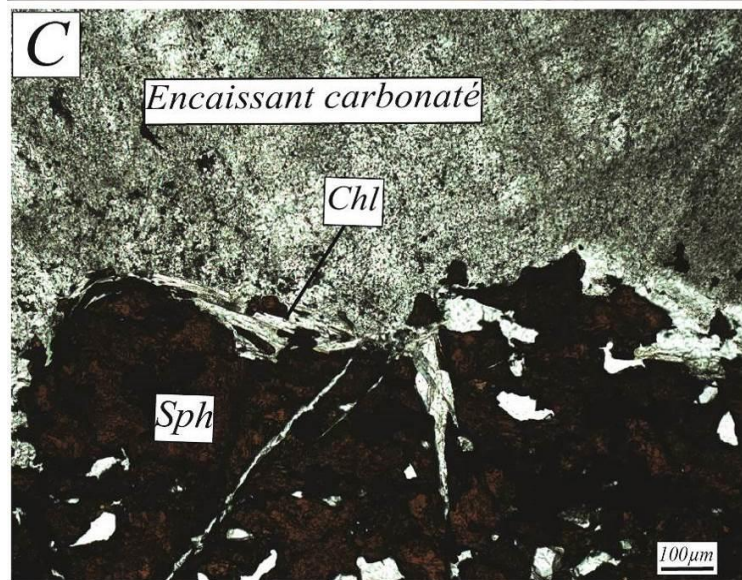


Planche 5:Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A, B, C :

Association de la pyrrhotite (précoce) et de chalcopyrite dans les plans de stratification. Notez le fluage et le départ de la pyrrhotite à partir de la S0, vers les plans de S1, alors que la chalcopyrite suit les plans de la stratification S0 (corps principal 580m).

Photos D : Concentration de la chalcopyrite dans les zones de charnière où la pyrrhotite est plissotée (corps principal 580m)

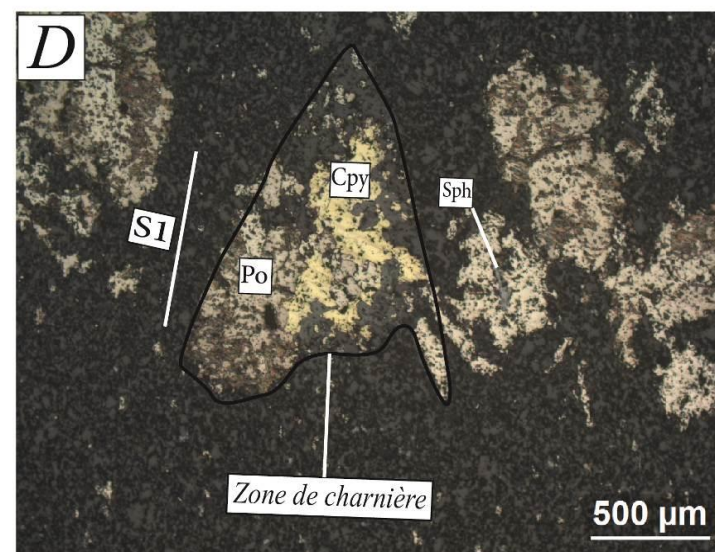
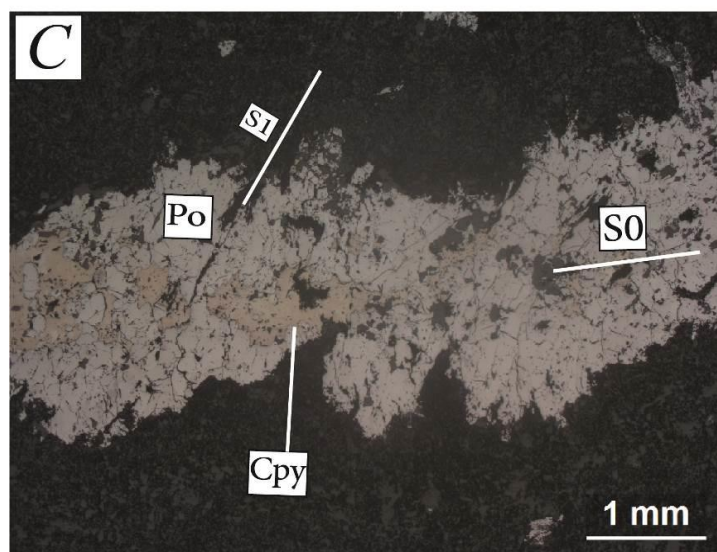
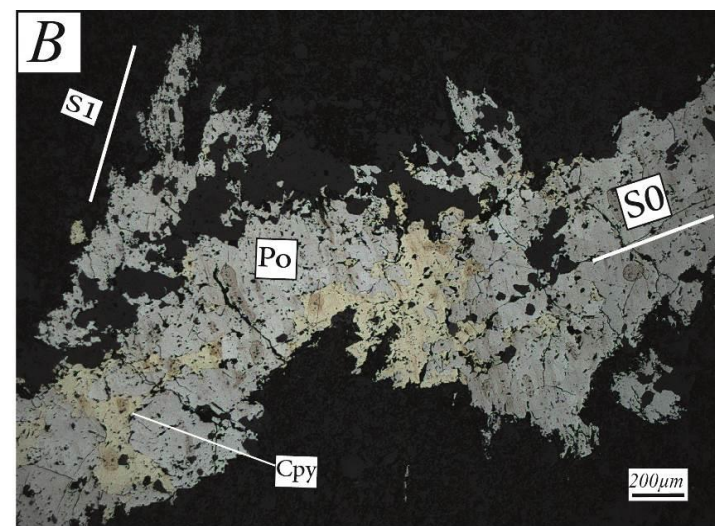
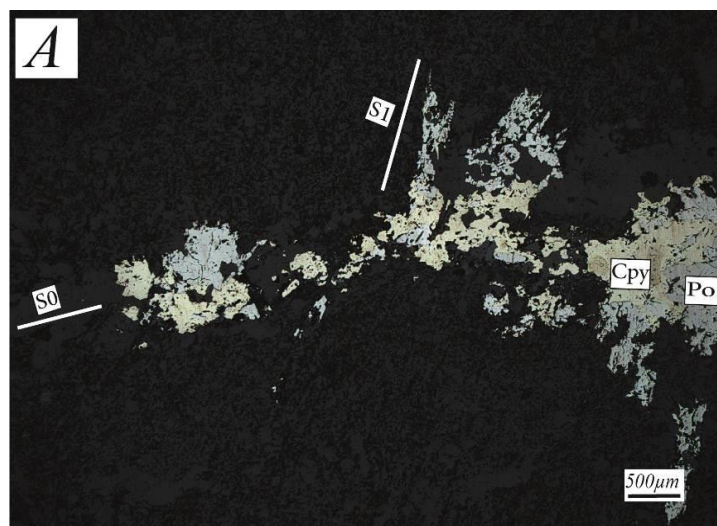


Planche 6: Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A : Association chalcoppyrite et arsénopyrite de forme losangiques (corps principal 400m).

Photos B : Plage de sphalérite riche en inclusions de chalcoppyrite témoignant d'une syncroissance de la sphalérite et la chalcoppyrite (corps principal 400m).

Photos C : Plage de galène tordue et déformée (corps principal 400m).

Photos D : Minerai à dominance pyrrhotitique. La sphalérite et la chalcoppyrite occupent les fissures affectant la pyrrhotite (corps principal 400m).

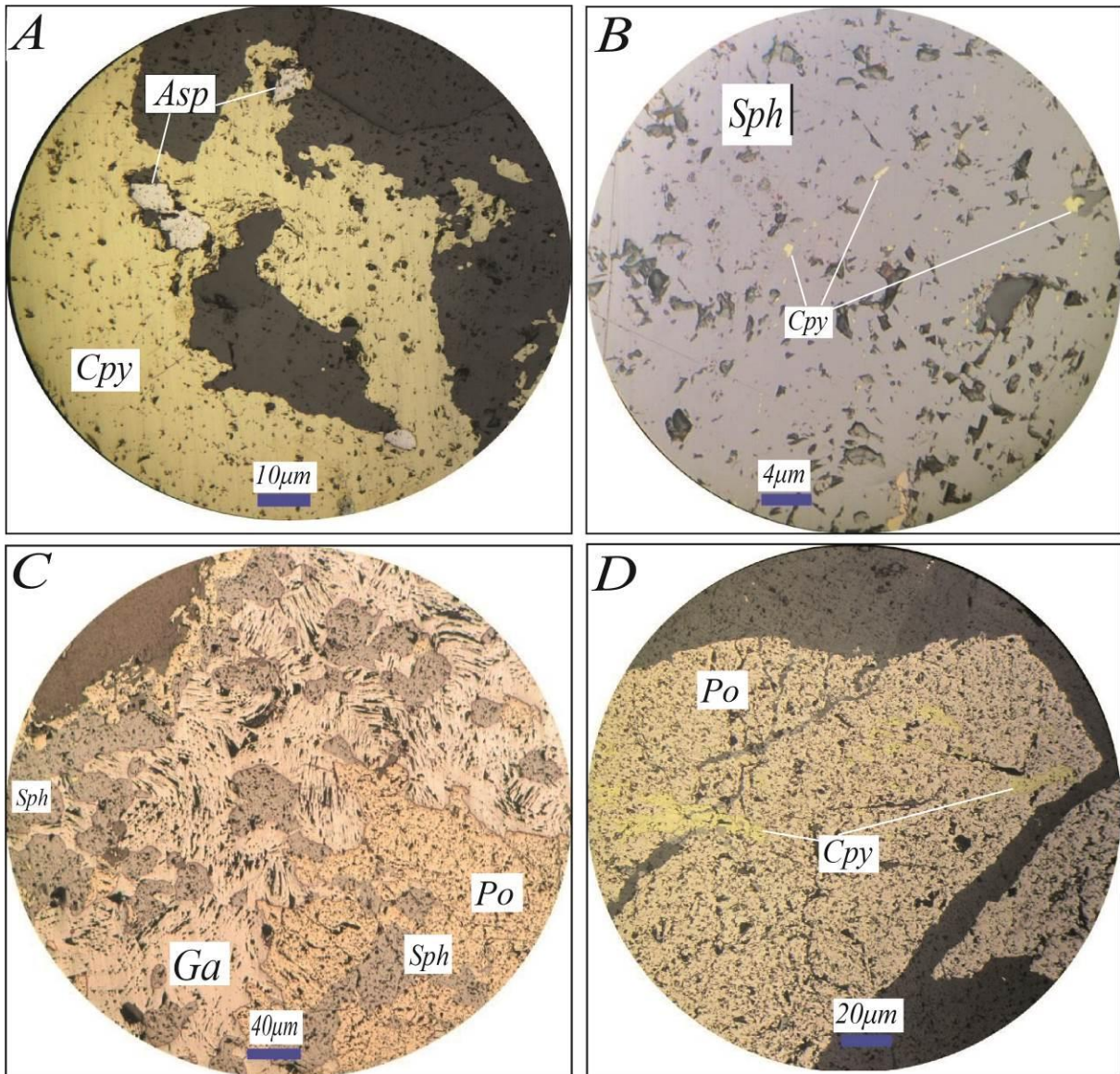
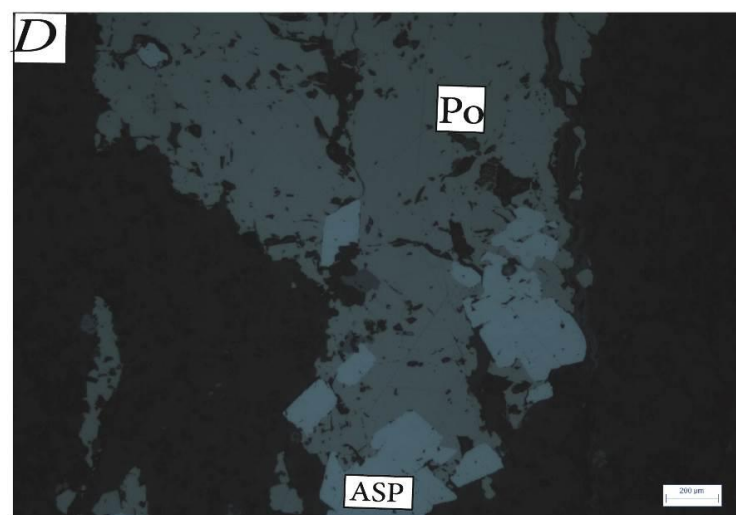
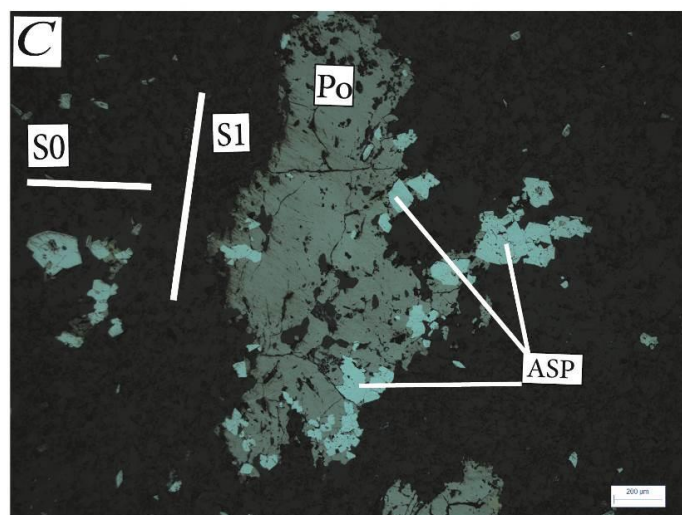
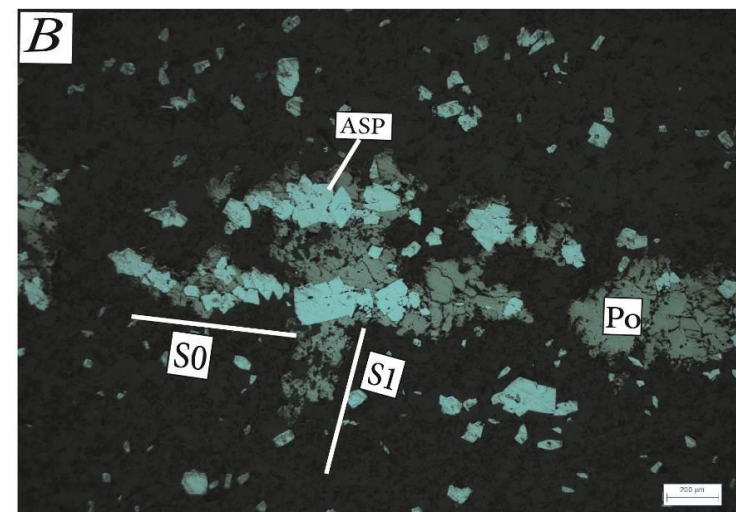
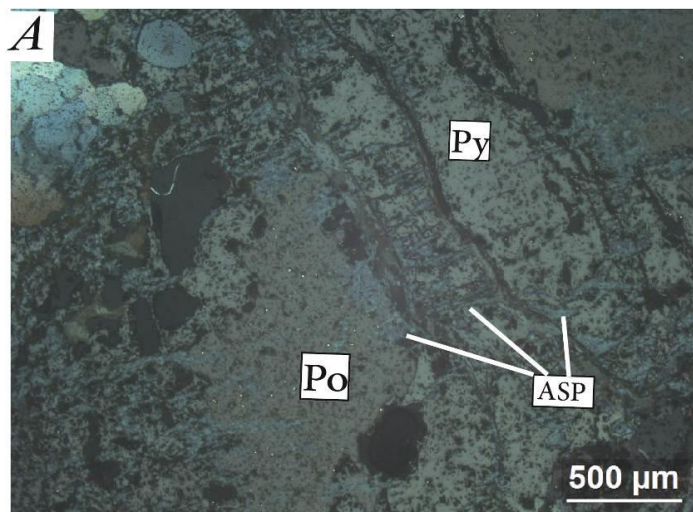


Planche 7: Minéralogie des sulfures de Hajjar

Photos A : Minerai massif à pyrite et pyrrhotite (corps principal 560m).

Photos B : Association de la pyrrhotite et arsénopyrite. Notez que l'arsénopyrite marque la S0 et la pyrrhotite flux à partir de la S0 vers la S1 (corps principal 560m).

Photos C, D : Micro amas de pyrrhotite allongée suivant la S1 qui englobe l'arsénopyrite (corps principal 560m)



VI-7- ALTERATION HYDROTHERMALE

Introduction

Les altérations hydrothermales représentent un métasomatisme résultant d'une interaction chimique entre la roche encaissante et le fluide hydrothermal. L'extension de l'altération hydrothermale peut-être locale, contrôlée par des fractures (drains des fluides hydrothermaux), ou régionale contrôlée par la perméabilité des roches encaissantes (Beaudoin, 2006).

L'altération hydrothermale est un phénomène commun dans une grande variété des gisements. Le type des altérations hydrothermales est fonction de la nature du fluide hydrothermal, ainsi que de la composition minéralogique initiale de la roche traversée par ces fluides.

VI-7-1- Types des altérations hydrothermales

Les altérations hydrothermales au niveau du gisement de Hajjar sont essentiellement la chloritisation et la séricitisation, qui caractérisent respectivement le mur et le toit de la minéralisation, en plus des phénomènes de silicification et carbonatation.

Chloritisation

Ce type d'altération est matérialisé par l'abondance de la chlorite. Elle est très développée dans les faciès fortement hydrothermalisés.

On distingue deux types de chlorites :

- le premier : représenté par des chlorites de petites tailles déformées, qui dessinent une trame schistosée attestant leur caractère précoc. Il s'agit d'une chlorite de couleur verte claire en LN, et bleue violacée en L.P. Nous l'interprétons comme d'origine exhalative, en relation génétique avec la minéralisation primaire (Planche 8). Dans la minéralisation du corps principal niveau (400 m), nous avons observé à l'échelle microscopique des lambeaux d'encaissant chloritisés et schistosés. Ils sont bréchifiés par la minéralisation à savoir la sphalérite la chalcopryrite et la pyrrhotite (Fig. VI-14).
- le second type correspond à des chlorites de grandes tailles. Elles sont syn. à post schistositées. Dans la plupart des cas, ces chlorites sont issues de la chloritisation des

biotites, ces dernières commençant à se transformer en chlorite au contact immédiat des sulfures (Planche 10, B).

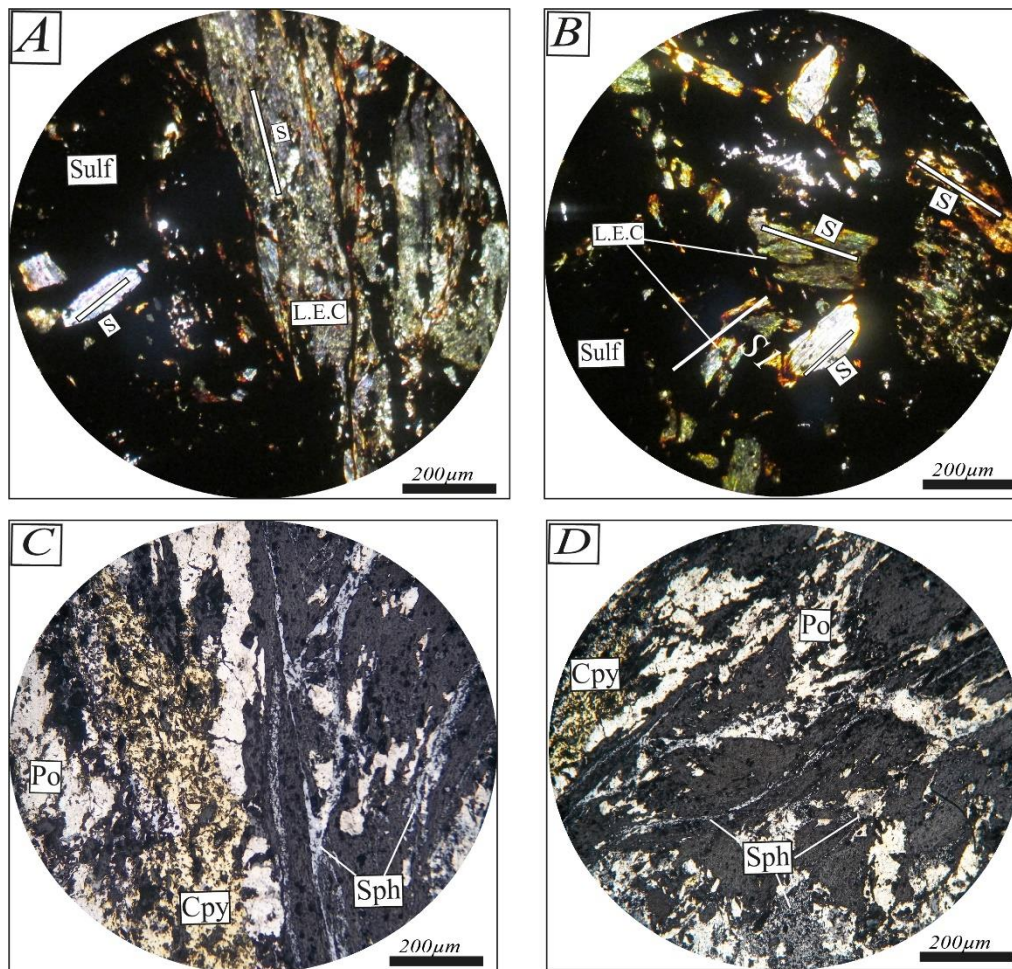


Fig. VI- 14: Planche microphotographiques de la minéralisation bréchifiant l'encaissant schistosée et chloritisé

A, B) : minéralisation cimentant des éléments d'encaissant schistosé et chloritisé (LPA). ; **(C, D)** : Photo microscopiques en L.R montrant une mylonite de sulfures. Notez l'enrichissement de la sphalémie (Sph) dans les plans C (E). (L.E.C) : Élément d'encaissant schistosé et chloritisé

Ce type de chlorite est présent sous forme de cristaux d'une taille de 40 µm à texture radiaire et/ou éventail associés aux sulfures (Planche 9). Le sens de croissance de ce type de chlorite montre qu'elles sont postérieures aux sulfures. Ces textures pourraient résulter du remplissage des vides (tâche de métamorphisme ou de remplacement) créés lors de la déformation.

Les chlorites vues dans les minerais à rubanement tectonique et celles trouvées dans la minéralisation concordante avec la stratification (Front de chevauchement) montrent les

caractéristiques d'un objet syn à tardi cinématique. Ceci suggère qu'un fluide a circulé dès le début de la phase majeure jusqu'aux stades tardifs.

La biotite s'hydrate en vermiculite ou en chlorite, souvent avec des recristallisations du Ti sous forme de microcristaux de rutile.

Silicification

C'est un phénomène observé fréquemment notamment à l'approche de la minéralisation et au sein de cette dernière. Il se matérialise par une silicification des faciès. Elle est plus développée dans les fractures ou microfractures où la circulation des fluides hydrothermaux est facile (Planche 11). Microscopiquement, cette altération est matérialisée par des gros cristaux de quartz néoformé. Il existe dans le gisement de Hajjar deux expressions de la silicification une première pervasive présentée par des fins cristaux de quartz en microamas dans le faciès carbonaté (Planche 11A), et une deuxième fissurale comme par exemple la Planche 11B.

Séricitisation

Les séricites sont très abondantes dans tous les échantillons étudiés. Ce minéral se présente soit sous forme de fines paillettes (altération des feldspaths), soit sous forme de bandes allongées suivant la schistosité (S1) dans les roches déformées, moulant les cristaux de quartz néoformé et parfois les sulfures.

Carbonatation

Elle apparaît relativement tardive par rapport à la silicification, elle se manifeste par le développement des cristaux de calcite subautomorphe dans l'encaissant.

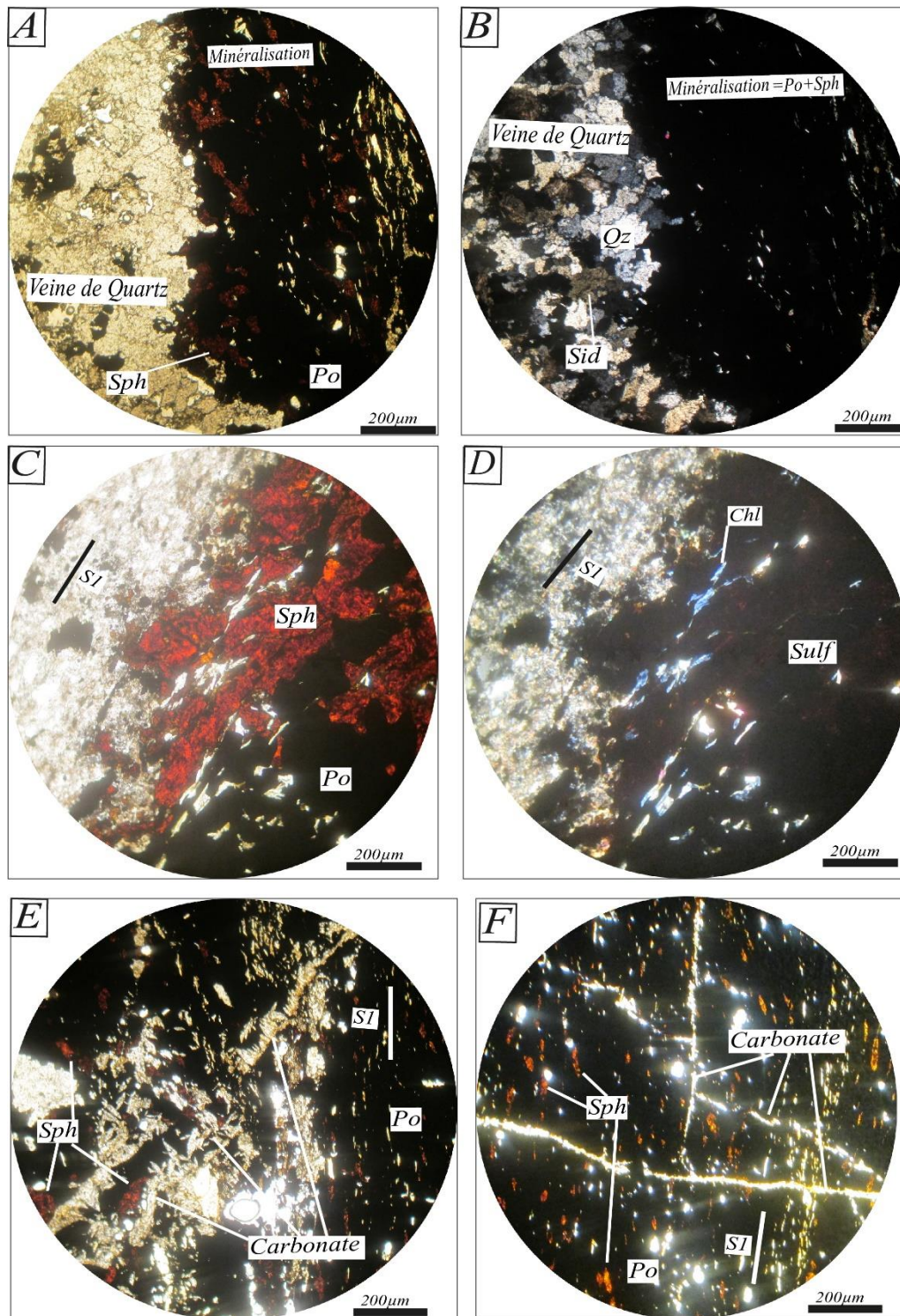


Fig. VI- 15: Photomicrographies de la minéralisation aux épontes d'une veine de quartz (A ; B), et au contact de l'encaissant grés pélicite (C ; D). Veines de carbonates tardives recoupant la minéralisation massive. (E, F)

Au contact de la minéralisation, la calcite se transforme en sidérite par enrichissement en fer (Fig. VI- 15A, B). La carbonatation est intimement associée au fluide minéralisateur notamment une relation avec la sphalérite et la galène (Fig. VI- 15A, B). D'autres veines plus

tardives recoupent la minéralisation et les filonnets de quartz. Dans ce cas de figure, nous notons parfois un enrichissement en sphalérite et galène.

En veine d'altération : La calcite est présente dans les fractures, qui recoupent la minéralisation, ce qui constitue un indicateur de leur cristallisation tardive vers la fin du processus hydrothermal (Fig. VI- 15E, F). Les plus grandes quantités de calcite cristallisent dans les fentes associées aux zones de cisaillement NE-SW.

VI-7-2-Conclusion

Les données acquises sur la répartition des minéraux d'altération hydrothermale et (métamorphiques) du gisement de Hajjar nous ont permis de conclure que.

Le développement des chlorites dépend de deux fluides hydrothermaux séparés dans le temps. Il s'agit d'un fluide antéschisteux intimement associé à la pyrrhotite primaire, et un autre syn à post cinématique, à caractère ferrière très prononcée, qui montre une relation avec les carbonates ferrières, la minéralisation (Zn, Cu, Pb) et les phénomènes de silicification.

Nous soulignons également une association des biotites hydrothermales chloritisées et de la phengite avec la minéralisation et leur absence dans les faciès régionaux.

VI-8- ÉVOLUTION DE L'ALTERATION ASSOCIEE A LA DEFORMATION

Dans les zones les moins déformées, (flancs longs des structures plicatives) où la minéralisation présente une concordance avec la stratification on note à l'approche des lentilles minéralisées une abondance des minéraux secondaires hydratés à savoir la muscovite et la chlorite issue de la déstabilisation des biotites. Au fur et à mesure qu'on s'approche de l'interface minéralisation-encaissant, nous constatons l'abondance des muscovites, puis une diminution au profit de la chlorite. Les fluides minéralisateurs empruntent les plans de stratification, et les transforment en fentes, où la chlorite et la muscovite hydrothermale cristallisent dans les bordures de la stratification (Fig. VI- 8B2). Ce fluide par la suite, s'infiltre dans l'encaissant et dépose la minéralisation à base de pyrrhotite, chalcopryrite et sphalérite sous forme de dissémination en remplissant des vides créés par la déformation : ou/et par la rétro-morphose des tâches de métamorphisme de contact. Les micas hydrothermaux cristallisent alors autour de ces sulfures sous forme des textures radiaires et en éventails. Dans les zones les plus déformées les minéraux d'altération sont essentiellement la chlorite et la phengite.

Le fluide minéralisateur empreinte la schistosité et les plans de cisaillements et remplit les ocelles laissés par rétro-morphose des tâches de métamorphisme de contact. La sphalérite cristallise alors sur une forme carrée (probablement une ancienne andalousite), la forme étirée de la sphalérite à son extrémité indique sa mise en place par le bia de la schistosité (Fig. IV-C, D, p. 126).

Tardivement ces fluides arrivent à bréchifier l'encaissant chloritisé (Chlorite précoce exhalative à teinte bleu violacé). Les clastes de l'encaissant montrent une S1 interne fossilisée et présentant, d'un claste à l'autre, des directions aléatoires (postériorité du fluide par rapport à la schistosité) indiquant ainsi que le fluide minéralisateur a continué de s'injecter depuis les phases majeures jusqu'aux stades tardi-cinématiques.

Vu les relations et le comportement vis-à-vis des plans de déformation, ces minéraux d'altération ne peuvent être considérés comme des objets anté-tectoniques, ils sont plutôt syn à tardi cinématique.

La présence de minéraux d'hydrothermalisme presque identiques, dans les zones à forte déformation ou peu déformées, montre que la source de ces minéraux n'est pas en fonction des roches dont elles dérivent, mais elle est plutôt à rechercher dans des fluides qui se sont injectés et qui ont contrôlé la composition chimique des roches au voisinage de la minéralisation, il s'agit alors d'une déformation assistée par un fluide minéralisateur

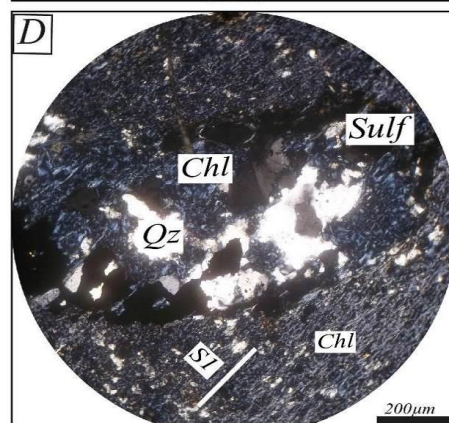
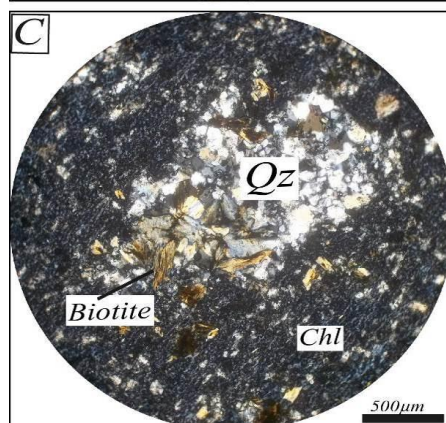
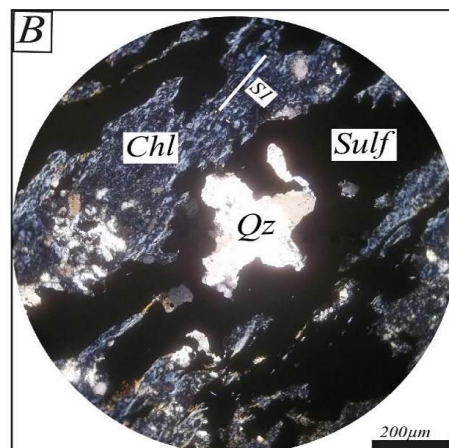
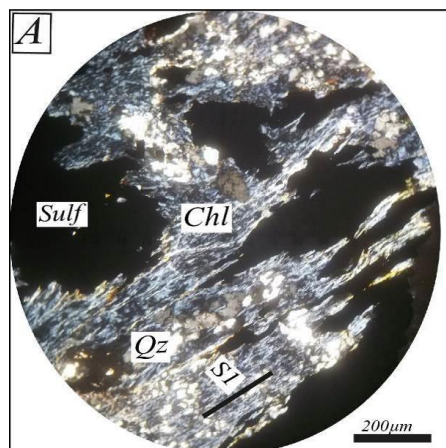
Le rôle de la déformation est marqué par l'augmentation de l'intensité de l'altération hydrothermale. En se rapprochant des zones de cisaillement, le développement des chlorites et des phengites indique que le fluide s'est focalisé dans ces zones de cisaillement, le syntectonisme des minéraux d'altération, qui cristallisent aussi bien dans les zones déformées que dans les fentes de tension qui leurs sont associés, montre une relation intime entre la déformation et la circulation des fluides.

La différence entre les chlorites exhalatives (Teinte bleue violacée) anté cinématiques, en relation avec la minéralisation primaire pyrrhotitique, et la chlorite hydrothermale (Teinte grisâtre) syn à tardi-cinématique, caractéristiques des zones des cisaillements et de la minéralisation économique (Cu-Zn-Pb), ainsi que la forte relation de la minéralisation avec les zones de cisaillement, indiquent que la genèse de la minéralisation économique de Hajjar, et la formation des zones de cisaillement résultent de l'activité d'un même fluide hydrothermale.

Planche 8: Aspect microscopique des exhalites associées à la minéralisation de Hajjar

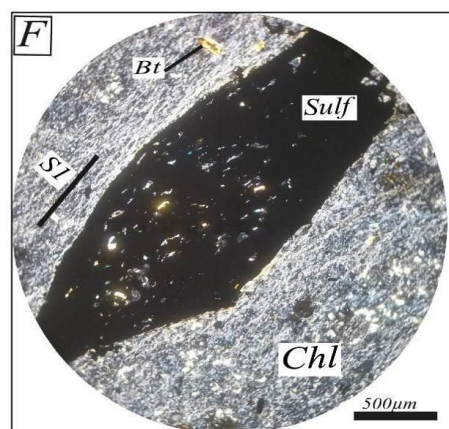
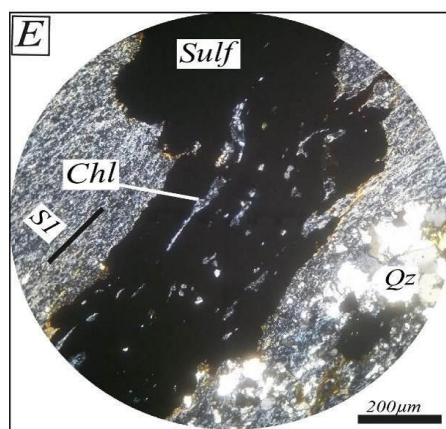
Photos A :

Chloritite déformée à sulfures (niveau minier 580m au sud du corps principal). Notez que la plupart des sulfures sont orientés suivant les plans de S1, néanmoins quelques tâches de sulfures « recourent » la schistosité S1.



Photos B :

Chloritite plus sulfures avec du quartz néoformé de grandes tailles associée par les sulfures (corps principal 580m).



Photos C :

Chloritite à poche de quartz et biotite.

Photos D :

Chloritite à poche de quartz, chlorite remaniée et sulfures (corps principal 580m).

Photos E, F:

Sulfures englobant des éléments de chlorite (bleu violacé), le tout atteste d'une globale déformation. Ceci est un argument permettant de considérer ces chlorites comme associées à l'altération hydrothermale liée à une minéralisation précoce (corps principal 580m).

Planche 9: Aspect microscopique des chlorites hydrothermales (biotite chloritisée) syn à post cinématique associée à la minéralisation de Hajjar.

Photos A, B, C, D : Minerai massif du corps NE (CNE,400m) Niveau 400m avec des chlorites hydrothermales (teinte grisâtre a verdâtre) syn à post cinématique intimement associées aux sulfures (sphalérite, pyrrhotite). Notez que ces chlorites ne sont pas conformes à la direction de la schistosité régionale (S1).

Photos E, F : mise en évidence de la relation spatiale entre la sphalérite, galène et les chlorites hydrothermales syn à post cinématique.

« Superposition de la lumière réfléchie et transmise ». Notez le sens de croissance des chlorites qui pousse sur les sulfures (corps Nord-Est « CNE » 400m)(cf. p192).

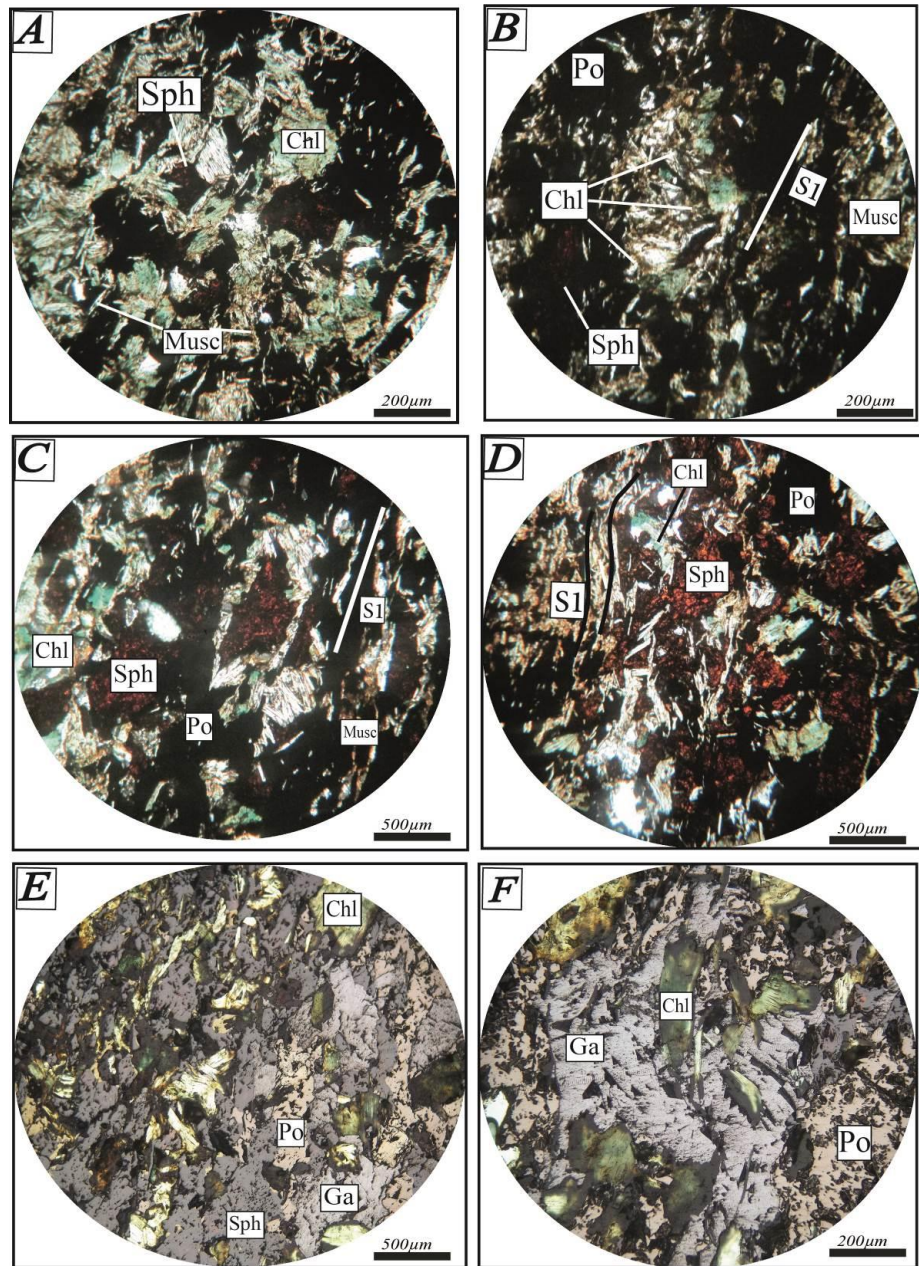


Planche 10: Aspect microscopique de la chlorite et la phengite au contact des sulfures.

Photos A, B : Développement de la phengite au contact immédiat des sulfures (corps principal 520m)

Photos C :

Phengite au contact immédiat des sulfures (corps principal 520m)

Photos D :

Trame de phengite (PhgI) orientée suivant la schistosité régionale S1, et d'autres phengites (PhgII) statiques de grande taille post-cinématique sécante sur la S1 (corps extrême ouest descenderie 400m)

Photos E, F :

Ensemble sulfures et phengite déformé (corps extrême ouest descenderie 400m).

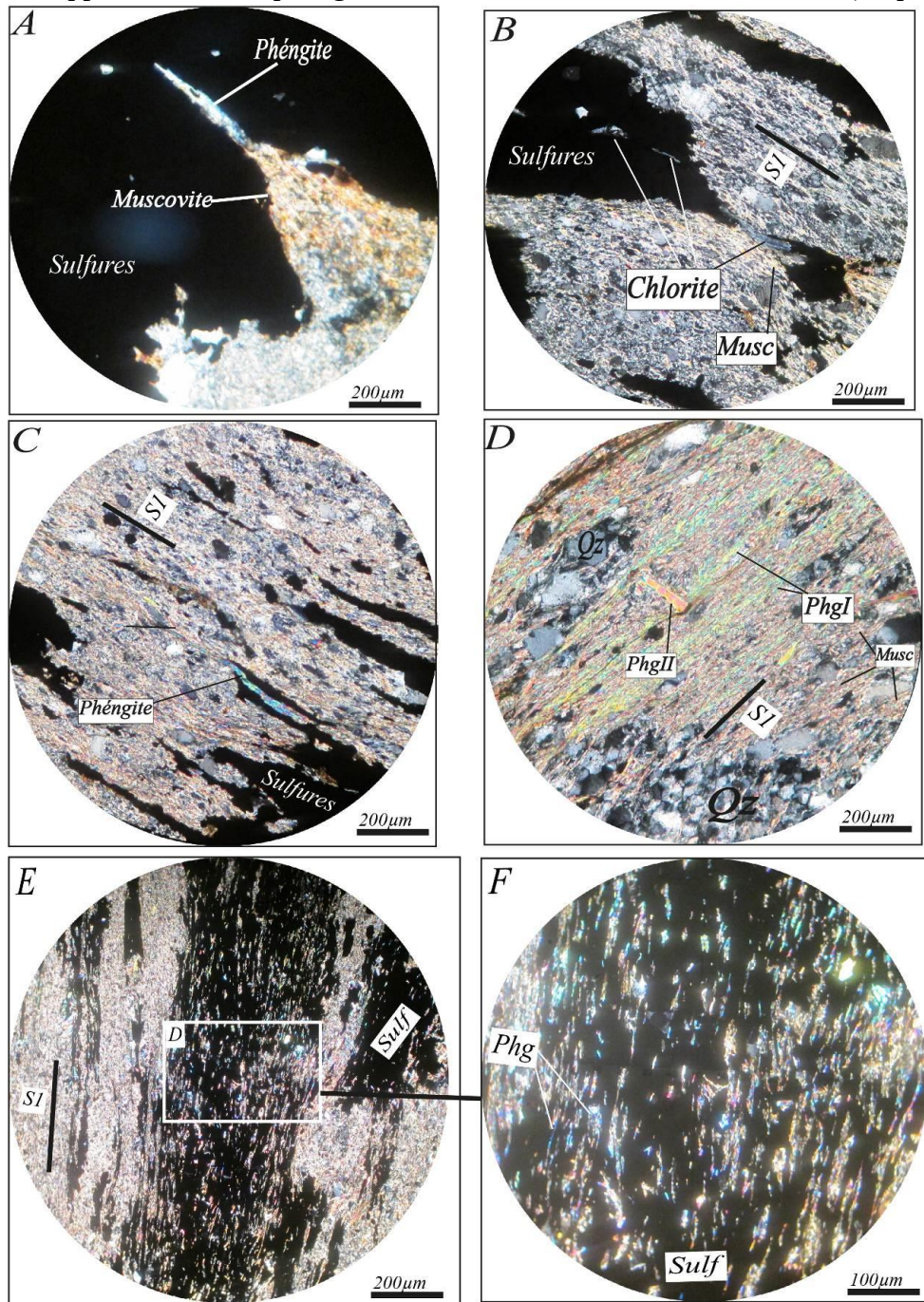


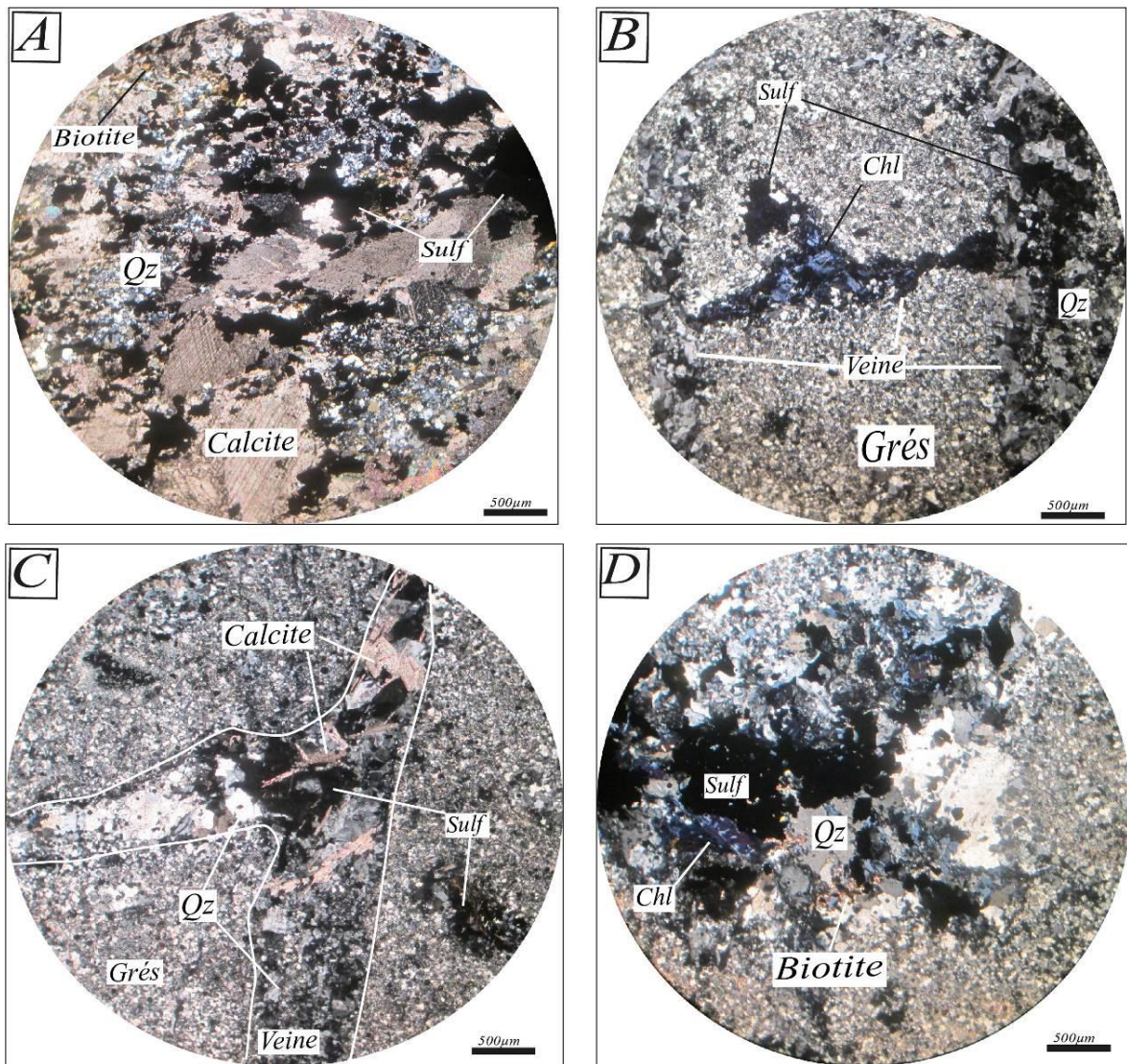
Planche 11: Aspect microscopique de la carbonatation et la silicification

Photos A : Silicification pervasive en fins cristaux de quartz dans le faciès carbonaté. Notez la mise en place des sulfures avec le quartz dans les interstices des carbonates (corps principal, 600m).

Photos B : L'intersection de deux types de fissures, un premier à quartz et sulfures et le second à chlorites et sulfures. Ce constat montre l'existence de sulfures post-déformation (corps principal, 600m).

Photos C : Veines de quartz, sulfures (Po) et carbonates dans un encaissant gréseux (corps principal, 600m).

Photos D : Silicification, chloritisation et des traces de biotites accompagnées des sulfures (corps principal, 600).



CHAPITRES VII : SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS

VII-1- MODÈLE STRUCTURAL DU GISEMENT DE HAJJAR

VII-1-1- Le gisement de Hajjar et le bloc de N'Fis: une seule schistosité(pas deux)

Le gisement de Hajjar est affecté par un seul plan XY d'aplatissement qui est proche de la verticale et dont les directions vont de N0 à N45. Les cartes des trajectoires de S1 montrent que la déformation n'est pas homogène à l'échelle de la mine. Dans les couloirs à forte déformation, ce plan XY correspond à une schistosité S1 pénétrative, alors que dans les zones les moins déformées, la S1 est moins pénétrative, et de type plan axial des plis. L'encaissant et les corps sulfurés présentent les mêmes assemblages métamorphiques silicatés qui présentent soit une texture granoblastique « statique » lorsque la déformation est faible (c.-à-d. faiblement développée dans la schistosité), soit des caractéristiques pré à syn-tectoniques lorsque la schistosité est fortement exprimée. La texture, les formes des biotites et d'andalousites ($\pm$ cordiérite suspectée) sont typiques du métamorphisme de "contact" HT / BP des faciès de cornéennes. L'assemblage syntectonique est composé de quartz + chlorite + micas blancs ($\pm$ calcite) et remplace partiellement les anciennes biotites et andalousite.

De même, les données de surface du bloc N'Fis montrent la présence d'un seul plan XY subverticalorienté N130. Ce plan d'aplatissement est une schistosité pénétrative sécante sur les axes des plis P1. Les biotites du métamorphisme de contact sont allongées parallèlement à la schistosité comme la pyrrhotite.

Par conséquent, ces données impliquent que le VMS de Hajjar et le bloc N'Fis sont affectés par une seule schistosité qui est synchrone d'un métamorphisme de contact de HT / BP. Ceci n'est pas conforme aux travaux antérieurs dans lesquels : i) Deux plans de schistosités ont été identifiés interprétés comme deux événements tectoniques successifs ayant des directions de raccourcissement horizontal et subverticales (Hibti, 1993 ; 2001) ; ii) Les blastes de biotite sont post-tectoniques dans le dernier événement de déformation (Hibti et Marignac, 2011).

Les plans fragiles de direction N20-30 affectant la surface du bloc N'Fis ne peuvent être liées à la schistosité ductile pénétrative N0-30 observée dans la mine Hajjar. De plus, aucune observation directe d'une schistosité précoce n'a été faite dans les galeries de Hajjar au cours de notre étude.

VII-1-2-Le gisement de Hajjar est situé dans un couloir de cisaillement d'échelle régionale

La conséquence directe du résultat précédent est la formation d'une virgation importante de la schistosité. Nos données structurales de surface (ex. affleurements de Tiferouine) et des cartes structurales souterraines dans les travaux miniers de Hajjar confirment pleinement l'apparition à Hajjar d'une importante zone de cisaillement - transpressive de direction ENE-WSW.

Nous avons identifié différents types de couloirs de cisaillement à forte déformation (voir schéma 2D sur la Figure Fig. VII- 1): i) Les couloirs de direction N à NNE correspondent soit à des couloirs inverses caractérisés par une déformation tangentielle ou des couloirs d'aplatissement caractérisés par une schistosité serrée et pénétrative avec une linéation d'étirement horizontale et un jeu cisailant dextre local; ii) Les couloirs de direction NE à ENE correspondent à des cisaillements dextres verticaux. L'orientation des deux couloirs connectés est compatible avec un jeu dextre des cisaillements N60-70 (Fig. VII- 1). Les couloirs subverticaux inverses NNE-SSW indiquent que la zone de cisaillement Hajjar est transpressive. Ce résultat est tout à fait compatible avec les travaux antérieurs portant sur la Meseta occidentale dans lesquels la tectonique cisailante dextre dominante a été identifiée pendant l'orogénèse varisque (Dias *et al.*, 2011). Cependant, à cet endroit, près de la mine Hajjar, une telle zone de cisaillement d'échelle régionale n'a pas encore été reconnue et constitue une caractéristique structurale clé des Guemassa.

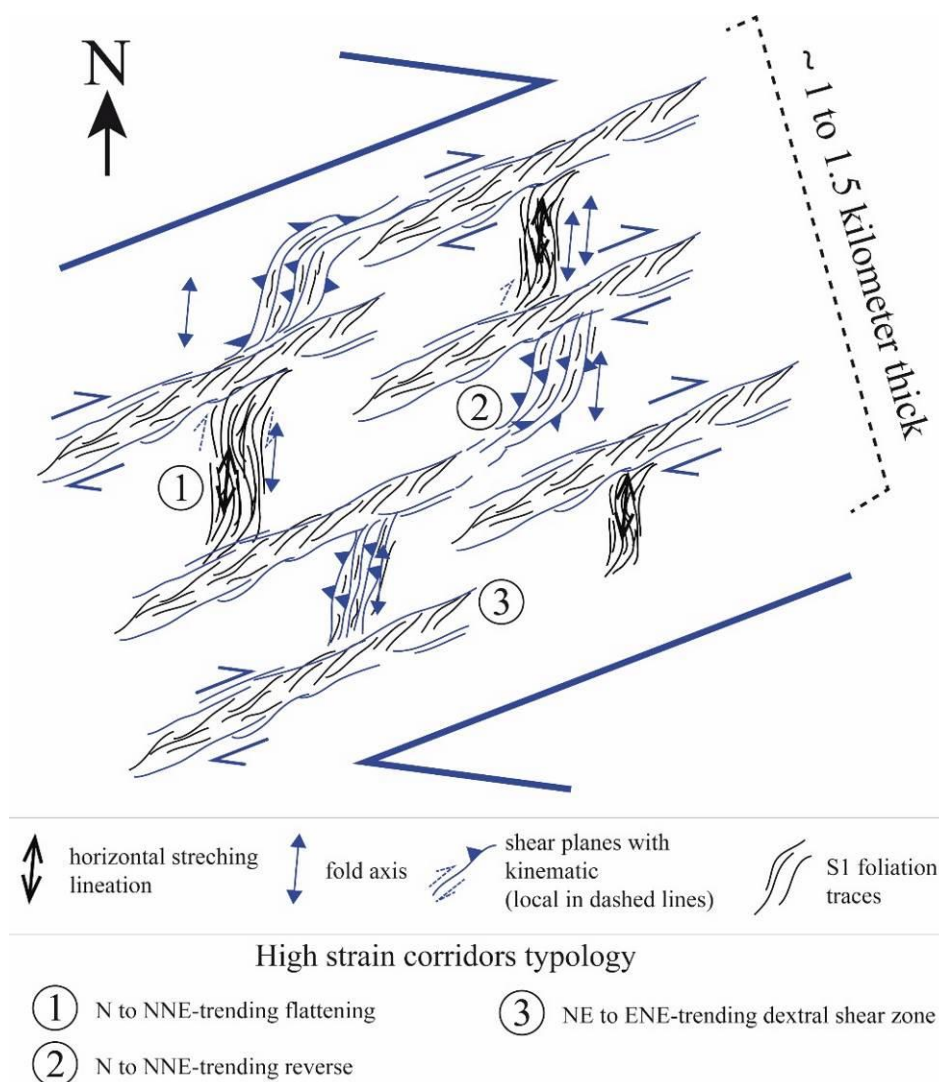


Fig. VII- 1: Modèle cartographique simplifié et conceptuel de la déformation dans la zone de cisaillement transpressive de Hajjar (voir le texte pour explications)(Admou *et al.*,2018).

Les plans de cisaillement du gisement de Hajjar présentent des caractéristiques à la fois ductiles et cassantes. Les derniers mouvements fragiles recoupent et décalent la schistosité S1. Des blastes de biotite avec des ombres de pression asymétriques remplies de l'assemblage de chlorite et de micas blancs, plaident pour une prédominance de cisaillement simple après le pic thermique du métamorphisme de contact syn / post HT / BP. Les conditions métamorphiques rétrogrades au cours du cisaillement simple sont attestées, entre autres, par la cataclase de la sphalérite et de la chalcopryrite dans les zones mylonitiques affectant les sulfures massifs. Par conséquent, la zone de cisaillement de Hajjar enregistre des incréments de cisaillement simples pendant et après le développement de la schistosité S1 généralisée.

De nombreux plans de cisaillement présentent une composante cisailante inverse oblique, attestée soit par le décollement et les plis de détachement associés, soit par les

structures en fleurs positives. Par conséquent, la zone de cisaillement de Hajjar est transpressive.

Enfin, la réactivation fragile atlasique d'une telle zone de cisaillement hercynienne ne peut être exclue, puisque la faille de Hajjar constitue le prolongement Nord-Est de la faille d'Imin Tanout. Cette dernière avec la faille de Tizi N'Test constituent les limites du Haut Atlas occidental (Fig. IV-, p 127).

VII-1-3-Déformation et remobilisation du minéral

La remobilisation ductile a la capacité de former des couches surenrichies et/ou surépaissies des portions de la minéralisation (B. Marshall, et L.B. Gilligan, 1992). Les zones de concentration comprennent les zones de charnière et les zones de cisaillement ductile.

La distinction entre une minéralisation primaire issue de la « transposition » et de celles canalisées par les chevauchements alimente le débat sur la remobilisation contre la mise en place syntectonique du minéral.

L'interaction dynamique entre la déformation ductile et le transfert des fluides minéralisateurs peut produire des paragenèses complexes et des microstructures qui sont indiscernables de ceux décrits pour la mise en place syntectonique (B. Marshall, et L.B. Gilligan, 1992).

Comme reconnu dans des études antérieures (Hibti et Marignac, 2011), nos données confirment que la minéralisation de Hajjar est fortement déformée et métamorphisée. Elle est affectée par le plissement, la schistosité et les bandes mylonitiques dans une zone de cisaillement d'échelle régionale. Les structures sous forme de rubans riches en pyrrhotite précèdent clairement la déformation et le métamorphisme de contact HT / BP. La minéralisation primaire syn- ou digénétique est ensuite fortement affectée par la déformation. A l'échelle métrique, nous présentons des preuves d'épaississement tectonique dans la zone de charnière des plis. La terminaison ondulée des lentilles des sulfures massifs à l'échelle métrique parallèlement à la S1 suggère que ces lentilles ont probablement été épaissies par plissement avant d'être aplaties dans le plan S1 XY. Ce mécanisme est renforcé par la "plasticité" élevée de la pyrrhotite.

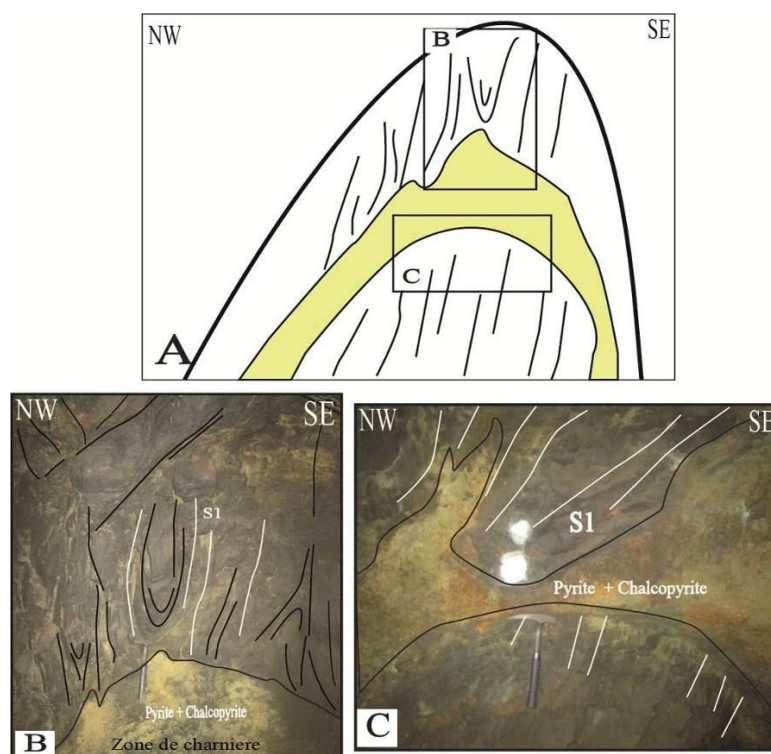


Fig. VII - 2: Concentration de la minéralisation à pyrite et chalcopyrite dans les « zones de dissolutions » intra charnière (Saddle Reef)

Le métamorphisme HT / BP pré à syntectonique favorise grandement le comportement ductile et la recristallisation des sulfures, y compris la chalcopyrite et la sphalérite. Ceci est observable à l'échelle de la lame mince, où l'épaississement tectonique induit une recristallisation de la sphalérite, conduisant à un début de "banding" de rubans riches en sphalérite parallèle à S1. Nous suggérons qu'à Hajjar, un tel surépaississement et « remobilisation » à l'état solide soit étendu à plus grande échelle.

La « remobilisation » du stock de métal primaire par les fluides (au sens du processus faisant intervenir un fluide et de la remobilisation chimique, (Gilligan et Marshal, 1987) est également exprimée à Hajjar. Bien que la quantification du bilan de masse des métaux ne soit pas à la portée de cette étude, les veines polymétalliques plaident pour une telle remobilisation hydrothermale assistée par un fluide pendant la déformation. En particulier, dans les zones d'ombres aux extrémités des lentilles de sulfures massifs sont le témoin d'une telle remobilisation. En effet, ce type de veines à assemblage polymétallique associé au quartz, aux veinules de sphalérite et de galène nouvellement formées et en remplacement de la pyrrhotite par la pyrite vermiculaire sont similaires aux « piercement veins » décrits par les auteurs dans des VMS déformées (Pedersen, 1980 ; Maiden *et al*, 1986 ; Gilligan et Marshal, 1987 ; Plimer, 1987). Les fluides métamorphiques libérés au cours du métamorphisme de contact

prograde, associés à des fluides magmatiques chauds provenant de corps granitiques plus profonds, sont supposés pouvoir concentrer les métaux dans des zones de moindre pression sous forme de veines à point triples lors des derniers stades de déformation (Gilligan et Marshal, 1987). Le remaniement chimique assisté par fluide d'un VMS primaire est courant dans de nombreux contextes métamorphiques autres que les conditions métamorphiques HT / BP (Gu *et al.*, 2007).

La présence des phénomènes d'altération hydrothermale (chloritisation des biotites), qu'il soit dans les zones peu déformées ou très déformées, prouve que ces minéraux ne sont pas issus des phénomènes métamorphiques, mais plutôt d'un hydrothermalisme syn à tardi cinématique, en relation probable avec un batholite caché. Cela est indiqué par les indices de métamorphisme de contact à savoir les « cornéennes » et tâches de cordiérite et andalousite. La postériorité d'une partie des sulfures par rapport aux taches de métamorphisme de contact se manifeste par le remplissage des vides laissés par rétro-morphose des cordiérites et/ou andalousites par les sulfures.

La déformation synschisteuse a donc été identifiée comme un facteur d'enrichissement potentiel d'une minéralisation économique « syngénétique » subconcordante à la stratification. Nous rappelons également qu'en plus de la minéralisation syngénétique, il existe une minéralisation épigénétique. Ceci nous conduit à envisager une liaison avec le métamorphisme périplutoïque connu dans les Guemassa, Jebilets et le Haut Atlas occidental. Le granite supposé enfoui peut exister au Sud-Est du gisement. Puisque dans cette partie du gisement, nous avons relevé la présence de cornéennes. De même l'emplacement du gisement de Hajjar dans l'alignement cartographique des granitoïdes hercyniens n'irait pas à l'encontre de cette hypothèse.

Ne nous savons pas si le stock métal économique provient du granite lui-même, mais nous pouvons penser que le granite a joué un rôle métallogénique, en produisant une anomalie thermique capable de remobiliser les ions métalliques et de provoquer leur migration vers les pièges structuraux.

La déformation ductile joue donc un double rôle d'enrichissement ; un premier qui permet le « remaniement » de la minéralisation syngénétique in situ, et un deuxième qui contrôle le flux des fluides syn à tardi-cinématique et les concentre particulièrement dans les zones de charnière.

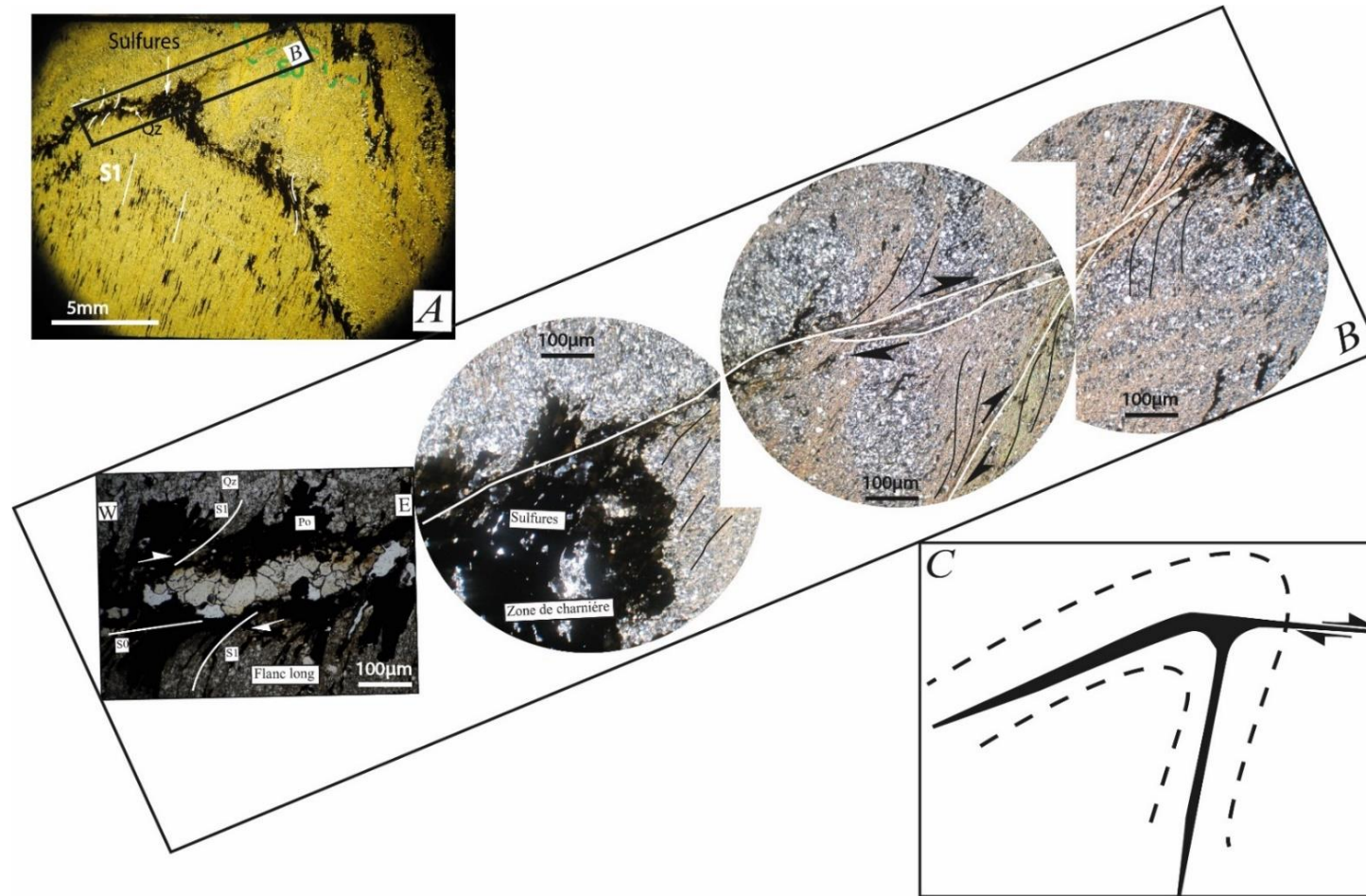


Fig. VII - 3: Illustration microscopique des zones de charnières (Saddle Reef) déformées et minéralisées
 (A) : lame mince montrant la minéralisation dans les plans de stratification (S0), dans les charnières ; (B) : lames minces indiquant les mouvements inverses sur la stratification avec le quartz néoformé ; (C) : Schéma interprétatif montrant le rôle du plissement et la fracturation associée dans le contrôle de la mise en place de la minéralisation

Contrairement aux zones déformées ductilement, l'espace résultant de la déformation cataclasitique pourrait fournir des conduits pour le transport de fluide et l'espace pour la précipitation des métaux,

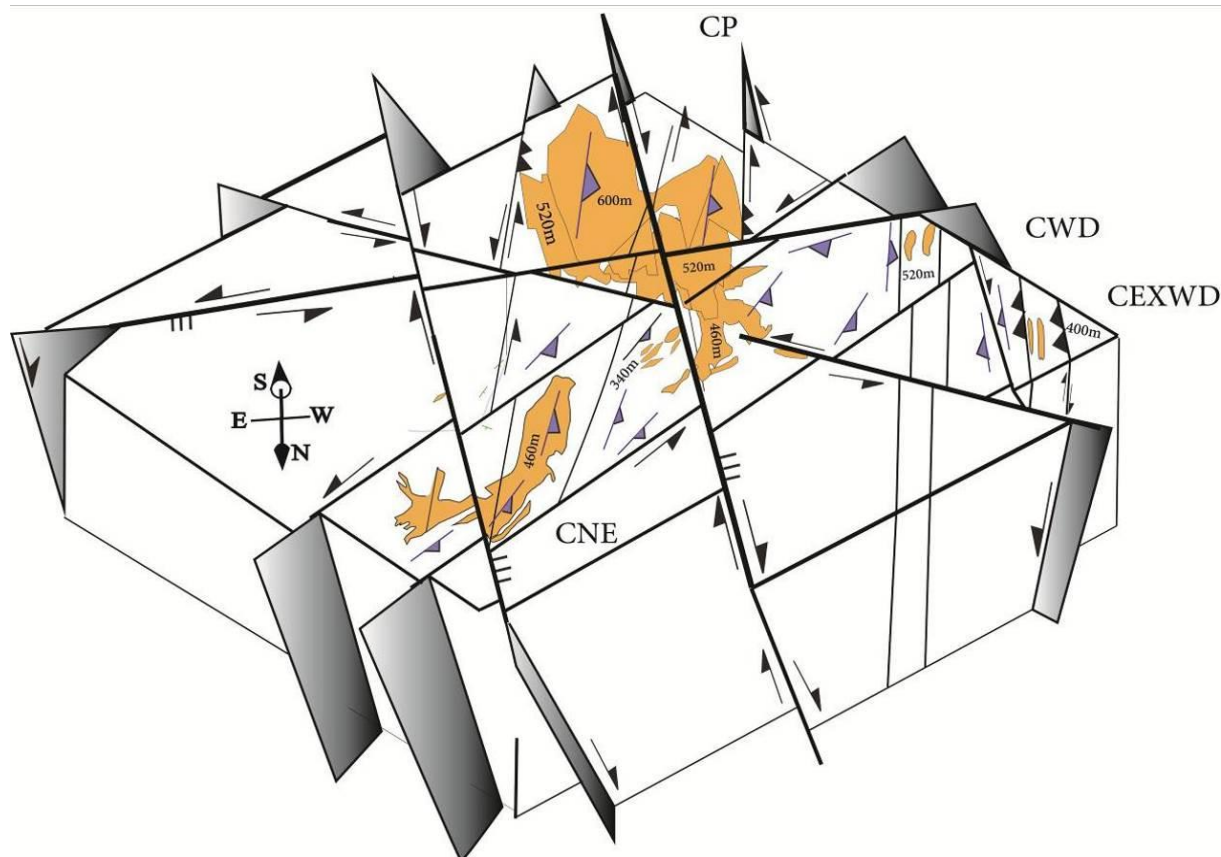


Fig. VII - 4 : Bloc diagramme des failles majeures affectant le gisement de Hajjar avec projection des différents niveaux miniers

La cinématique des différentes structures faillées montre que la distribution finale des corps minéralisés est fortement contrôlée par la tectonique cassante (Fig. VII - 4) Cette dernière en plus de l'hydrothermalisme a permis, la remobilisation et l'effondrement en escalier de la minéralisation en profondeur vers le nord.

VII-1-4- Vers un modèle tectono-métamorphique pour les VMS des Jebilet et Guemassa

Ces interprétations doivent être discutées en fonction des âges et des évolutions tectono-métamorphiques établies pour les massifs de Guemassa et Jebilet, deux massifs portant les plus grandes VMS du Maroc.

Tout d'abord, des structures syn-sédimentaires et une déformation de sédiments mous ont été identifiées dans le bloc N'Fis et dans la minéralisation de Hajjar (Hibti, 1993). De

telles structures sont bien connues dans la formation du syn-rift viséen de Sarhlef dans le massif de Jebilet et correspondent à des instabilités de pente lors de l'ouverture du bassin de Jebilet de 370 à 325 Ma (événement transtensif D0 de Delchini, 2018). Au début de cette sédimentation, le bassin a connu un important magmatisme bimodal et calco-alcalin conduisant à de nombreuses intrusions dans les sédiments. En conséquence, le gradient thermique est très élevé (Delchini, 2018) et la minéralisation primaire de sulfures massifs s'est produite dans des séquences volcano-sédimentaires (Fig. VII - 5A). La morphologie initiale de ces bassins n'est pas déterminée dans le massif de Guemassa contrairement au Jebilet où les bassins sont interprétés comme des systèmes de « pull apart » avec des failles normales de direction NNE-SSW associés à des failles de direction N70E (Aarab et Beauchamp, 1987). Il est probable que les zones de cisaillement de Guemassa et de Hajjar ont agi comme des failles senestres au cours de cette période du Carbonifère inférieur (Fig. VII - 5A), associées à des failles de direction N-S à NNE-SSW normale qui ont permis la formation de bassins subsidants. (Fig. VII - 5A). Cependant, ce système pourrait contrôler la distribution initiale des VMS. Des travaux plus détaillés sont nécessaires pour préciser les géométries du bassin du Carbonifère précoce dans le massif de Guemassa.

Deuxièmement, la datation absolue des biotites Hajjar liées au métamorphisme de l'aurole thermique a été réalisée par Watanabe (2002) et donne un âge 301 Ma ($^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$). Cet âge et l'assemblage métamorphique associé HT / BP sont compatibles avec le métamorphisme M2b rapporté dans le massif de Jebilet (Delchini *et al.*, 2016 ; Delchini, 2018). En d'autres termes, la schistosité S1 et le métamorphisme HT / BP que nous documentons à Hajjar et dans le bloc du N'Fis du massif de Guemassa sont structuralement similaires à l'événement tectono-métamorphique D2b décrit dans le massif de Jebilet au nord.

Il convient de noter que cet événement thermique ne se limite pas à la mine de Hajjar, car il a été tracé par la méthode de spectroscopie Raman de la géothermométrie carbonée (RSCM) dans tout le bloc du N'Fis (Delchini *et al.*, 2015). Dans le Jebilet comme dans les massifs de Guemassa, cet événement thermique aurait été la conséquence d'intrusions plutoniques cachées. Nos données suggèrent un métamorphisme de "contact" HT / BP assisté par des fluides. Par conséquent, l'advection de fluides chauds issus de la fente et/ou de la dévolatilisation métamorphique pourrait également expliquer en partie la grande ampleur de ce métamorphisme HP / BP observé dans la Guemassa et les Jebilets vers 300 Ma. Cette anomalie thermique régionale est représentée sur la figure Fig. VII - 5B. Aucune schistosité antérieure n'a été observée dans le bloc de N'Fis ni dans la mine Hajjar, ce qui suggère que l'événement D2a / M2a identifié par Delchini (2018) dans les Jebilets n'est pas exprimé dans

le massif de Guemassa. Ceci est en accord avec le fait que le D2a / M2a, qui atteint le faciès des amphibolites grenat-staurotide, est peu représenté vers le nord dans le Jebilet et plus exprimé dans le massif du Rehamna. Ainsi, la schistosité S1 caractérisée dans cette étude correspond à la schistosité S2b identifiée dans le massif de Jebilet vers le nord par Delchini *et al.*, (2016). Les biotites liées au métamorphisme de HT / BP ne sont pas post cinématiques comme proposé par Hibti (1993). Elles sont pré à syn-cinématiques, ce qui implique que la déformation s'est produite pendant le pic du métamorphisme de "contact" HT / BP (Fig. VII - 5B). Sur la base de la relation entre les blastes de biotite et la déformation, nous suggérons qu'au cours du pic de HT, la déformation était principalement coaxiale avant de passer à un régime non coaxial global.

Troisièmement, au début du Permien, l'événement D2 identifié dans le Jebilet a abouti à des zones de cisaillement régionales conjuguées transpressives, orientées N70 et N160 avec respectivement un sens de cisaillement dextre et senestre (Delchini, 2018). Cela a conduit à développer une "structuration florale" à l'échelle régionale du massif de Jebilet. Cette localisation de la contrainte le long des zones de cisaillement semble légèrement postérieure au métamorphisme de contact HT / BP. Nos données sur le massif de Guemassa sont totalement compatibles avec ce scénario (Fig. VII - 5C). La zone de cisaillement régionale de Hajjar que nous avons reconnue dans cette étude semble être l'une des zones de cisaillement dextre responsables d'une grande virgation des principaux plans de schistosité. Comme dans le Jebilet et ailleurs (meseta hercynienne), cette zone de cisaillement correspond à une localisation progressive de la déformation au cours du métamorphisme rétrograde après la fin de l'événement D2. Enfin comme proposé par Dias et al, (2011), les zones de cisaillement senestres WNW-ESE comme la faille de Lalla Takerkoust (Fig. VII - 5C) ont accentué et ont induit la virgation de la schistosité S1 conduisant à l'orientation WNW "anarchique" de la schistosité observée à travers le bloc N'Fis.

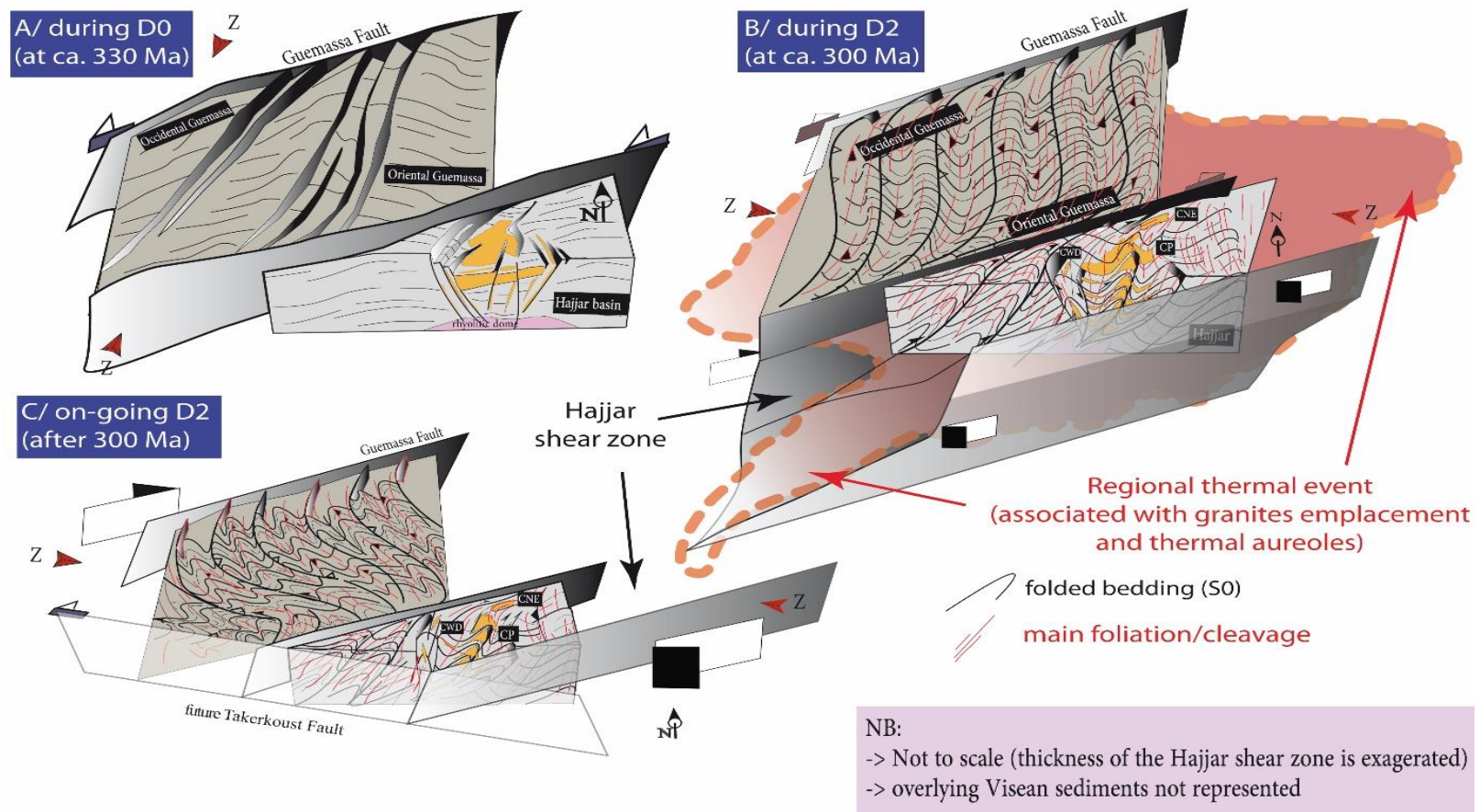


Fig. VII - 5: Modèle tectonométamorphique de la zone de cisaillement de Hajjar (Admou et al., 2018)

Le nom des événements tectoniques (D0, D2) correspond aux événements tectoniques récemment établis pour le Jebilet par Delchini (2018). D1 n'a pas été identifié dans cette étude. Voir le texte pour des explications.

VII-2- DISCUSSION SUR LES ZONES RICHES DU GISEMENT DE HAJJAR

L'étude des différentes phases minérales et des processus hydrothermaux accompagnant les corps minéralisés et leurs relations avec la déformation montre que :

- 1) Les zones riches en termes économiques (Pb, Cu, Zn) correspondent aux zones les plus déformées à savoir les têtes de plis et les couloirs de cisaillements. Dans ce cas, la minéralisation est souvent exprimée sous forme de rubans tectoniques (Fig. VII - 6).
- 2) Dans les zones les moins déformées là où l'intensité des phénomènes de remobilisation est minimale, la pyrrhotite est omniprésente sous forme de lits interstratifiés dans l'encaissant. Cette pyrrhotite est le plus souvent transposée dans les plans de la schistosité S1. La sphalérite chalcopryrite et galène sont moins représentés, par rapport aux zones les plus déformées, ils se mettent en place suivant les plans de la stratification S0, ou présentent un caractère statique en relation avec les chlorites (chloritisation des biotites) tardi cinématique (Fig. VII - 6).

Ces différences d'abondance en métaux de base, vis-à-vis la localisation structurale conduit à l'interrogation suivante, s'agit-il :

1. D'une remobilisation durant un épisode de déformation et métamorphisme, auquel cas la source des métaux (Zn, Pb et Cu) présents dans ces zones riches serait dans une minéralisation précoce de type VMS.
2. De l'introduction dans les zones riches de métaux provenant d'une source autre que la minéralisation précoce.
3. Des deux processus, la part de chacun d'eux restant à évaluer.

Ce qui est clair à Hajjar c'est que les chlorites en grandes plages marquent probablement la circulation de fluides tardifs. Malheureusement, nous ne sommes pas en mesure de comparer les teneurs en métaux entre les corps disséminés non économiques et les zones riches, car si les disséminations contiennent peu de sphalérite, galène et chalcopryrite, elles contiennent aussi peu de pyrrhotite par rapport à ce que l'on observe dans le minerai. Pour cette raison, il faudrait plutôt comparer les rapports sphalérite/pyrrhotite, galène/pyrrhotite et chalcopryrite/pyrrhotite. De plus, même si ces rapports étaient plus élevés dans les zones riches, cela ne permettrait pas de choisir une des trois alternatives puisque cette observation ne permettrait pas d'exclure une remobilisation d'une minéralisation précoce.

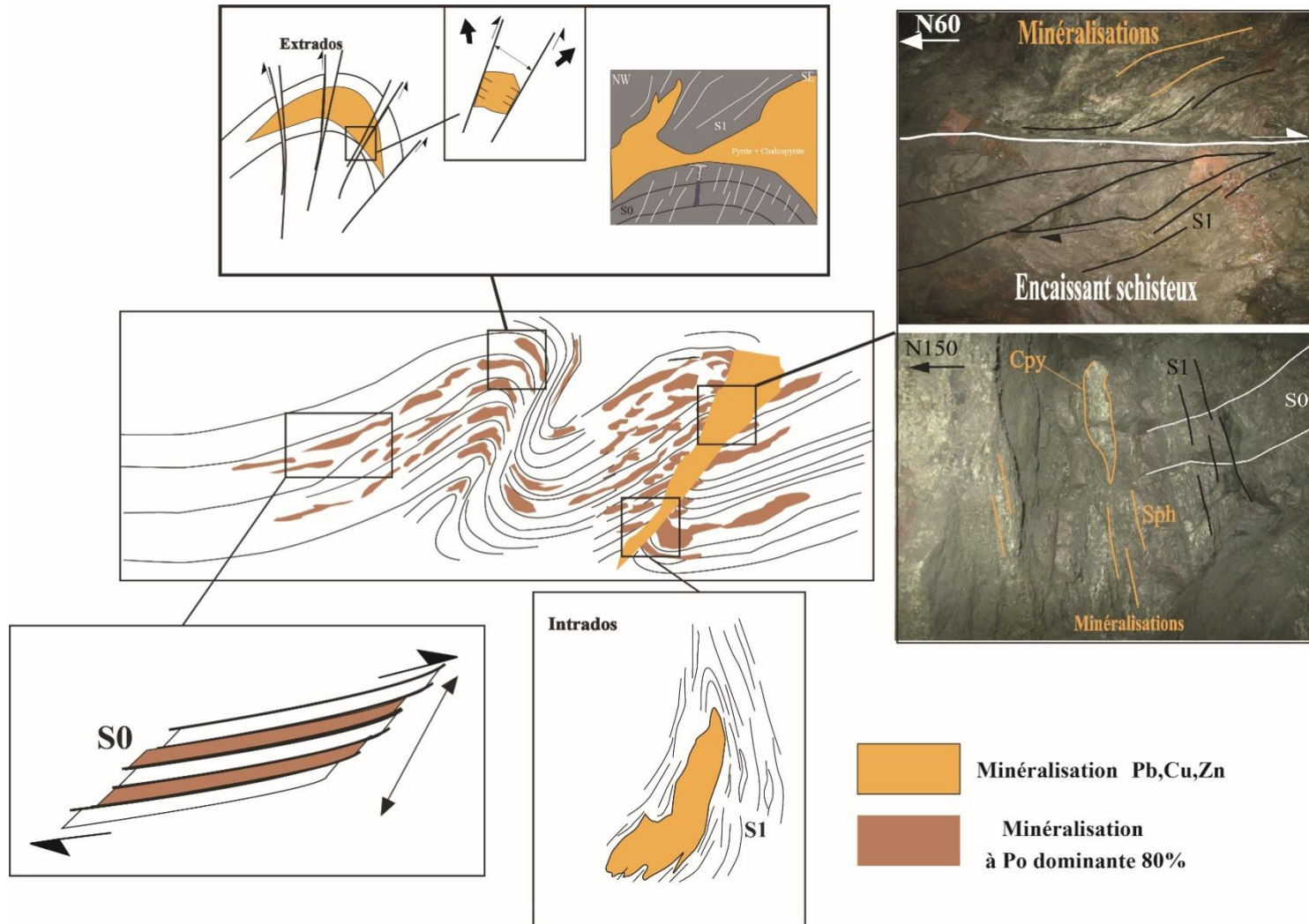


Fig. VII - 6:Schéma interprétatifs relatant différents types morphologiques des corps minéralisés et leur situation structurale par rapport aux structures plicatives majeures

Le calcul d'un bilan selon la méthode de Ferry et Grant permettrait de quantifier un éventuel enrichissement, mais, pour la même raison que précédemment, ne permettrait pas d'apporter une réponse décisive au débat.

Trancher entre les trois alternatives ou évaluer les parts respectives d'une remobilisation et d'un apport extérieur nécessite d'estimer les sources des métaux piégés dans les zones riches et la minéralisation précoce.

A ce sujet, à l'heure actuelle et à propos de Hajjar, nous ne pouvons que constater l'existence d'une minéralisation précoce, celle de fluides tardifs et de zones riches.

VII-3- SUGGESTIONS POUR LA RECHERCHE DEL'EXTENSIONS DE LA MINÉRALISATION

Dans cette partie, des propositions seront faites pour la poursuite d'études permettant d'apporter des éléments susceptibles de prolonger la réflexion sur l'origine des métaux des zones riches.

Des zones cibles pouvant encaisser des corps minéralisés sont :

- La zone d'intersection de l'accident de Hajjar (N70) et l'accident au nord du corps Nord-Est « CNE » (N55) (Fig. VII - 7 et Fig. VII - 8). Si c'est le cas le corps minéralisé aura une direction NE-SW, et un pendage fort vers le NNW qui pourrait être reconnu par une série de sondages (surface) dirigés vers le SE.
- L'étude structurale du fond minier de Hajjar nous a permis de déterminer une disposition des corps minéralisés en structure en fleur positive, déversée vers l'Est. En prenant en considération le mouvement dextre enregistré sur l'accident NNW-SSE qui limite la partie Est du corps principal, et aussi l'accentuation du déversement des structures en allant vers l'Est. Un potentiel corps minéralisé pourrait être concentré dans la charnière d'une mégastructure plicative de direction NNE-SSE. Des sondages de direction ESE (Fig. VII - 7 et Fig. VII - 8) devraient viser la zone délimitée par les coordonnées suivantes : X : [247500 -247650]. Y : [89000-89100] (tranche [620m -520m])
- L'extension aval du corps NE (CNE) pourrait être dans la zone à cordonnée : (X : [247300-247500] et Y : [89450-89550] (sondage de direction SE ; tranche [400m-260m]).

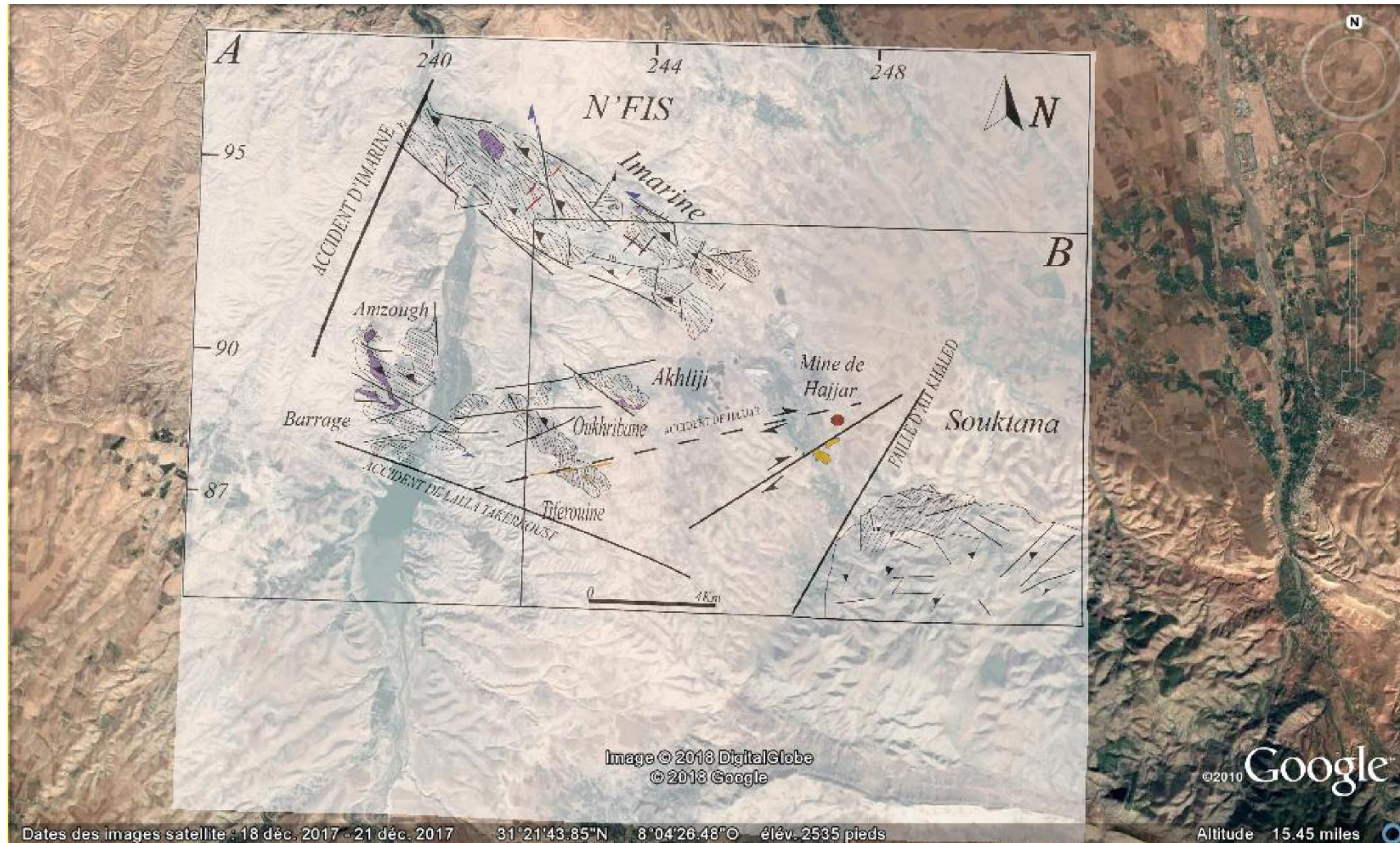


Fig. VII - 7:Projection de la carte structurale du N'Fis (les corps minéralisés de Hajjar inclus par projection en surface) et de Souktana sur l'image satellitaire (google earth).

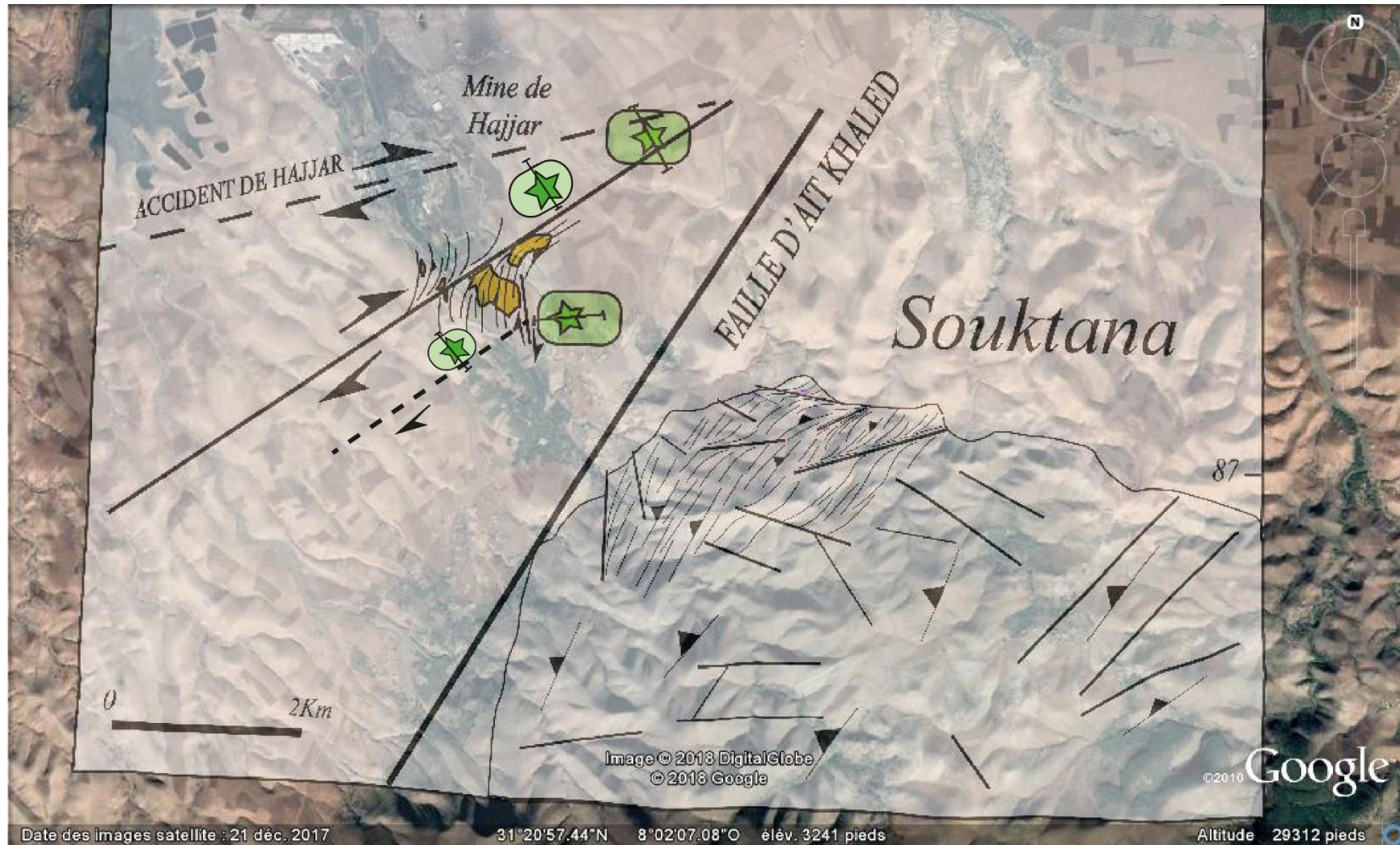


Fig. VII - 8: Zoom sur le gisement de Hajjar et Souktana. Indication en étoile verte de la zone à potentiel économique (éventuelle corps minéralisés)

CHAPITRE VIII : CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

VIII-1- APPORTS DE CE TRAVAIL

Le VMS de Hajjar est encaissé dans des terrains d'origine volcanosédimentaire composés de pélites, de grès et de lentilles et barres calcaires intrudés par des sills et dykes felique et basique. Les principaux corps volcaniques correspondent aux dômes rhyolitiques.

Ainsi, le domaine des Guemassa orientale est composé de deux ensembles : i) un ensemble basal à caractère volcanique et volcano-sédimentaire minéralisé ; ii) un ensemble sommital à caractère essentiellement carbonaté.

Le massif de Guemassa et le gisement de sulfures massifs de Hajjar ont été affectés par une seule schistosité S1 au cours d'un événement tectonique hercynien majeur d'âge Carbonifère supérieur-Permien inférieur. Cette schistosité est fortement affectée et déviée par les zones de cisaillement d'échelle régionale comme la zone de cisaillement transpressif de Hajjar N70. La cartographie structurale dans la mine de Hajjar montre que la zone de cisaillement de Hajjar est complexe et que les plans de cisaillements anastomosés sont combinés aux chevauchements et plissements.

L'encaissant et les corps sulfurés présentent les mêmes assemblages métamorphiques silicatés, qui présentent soit une texture granoblastique « statique » lorsque la déformation est faible soit des caractéristiques pré à syn-tectoniques lorsque la schistosité est fortement exprimée. La texture, les formes des biotites et d'andalousites ($\pm$ cordiérite suspectée) sont typiques du métamorphisme de contact HT / BP des faciès de cornéennes. L'assemblage syntectonique est composé de quartz + chlorite + micas blancs ($\pm$ calcite) et remplace partiellement les anciennes biotites et andalousites.

La déformation majeure est donc contemporaine, d'une grande anomalie thermique responsable du métamorphisme HT / BP. L'évolution tectono-métamorphique du segment hercynien oriental de Guemassa est hautement compatible avec l'évolution décrite pour le massif de Jebilet.

L'épaississement tectonique de la minéralisation est observé à l'échelle du mètre et doit être réexaminé à plus grande échelle. Les structures minéralisées stratiformes sous forme de rubans riches en pyrrhotite précèdent clairement la déformation et le métamorphisme de contact.

Le flux thermique élevé (granite suspecté) a favorisé la déformation des corps sulfurés massifs et la remobilisation par fluide dans la mine de Hajjar. Cette remobilisation a engendré des structures minéralisées riches en (Zn, Cu, Pb) présentant un rubanement tectonique. Ces

structures à rubanement tectonique constituent l'essentiel en termes économique de la minéralisation de Hajjar. La remobilisation hydrothermale assistée par un fluide pendant la déformation est appuyée par les veines triangulaires polymétalliques à l'extrémité des lentilles de sulfures massifs.

L'étude métallographique montre que le stade précoce est caractérisé par la précipitation de la pyrrhotite, pyrite, arsénopyrite, sphalérite et la galène, alors que le stade synkinématique constitue l'événement concentrateur majeur caractérisé par la dissolution et la recristallisation de la paragenèse précoce avec un enrichissement en Zn, Cu. Le stade tardif post-cinématique est responsable la néoformation de sulfures, à savoir la chalcopryrite, la pyrite et quelques traces de sphalérite.

L'ensemble de nos études débouche sur la proposition d'un modèle 3D tectono-métamorphique pour le VMS des Guemassa et des propositions pour rechercher des extensions de la minéralisation.

A la fin de notre travail, l'expérience montre qu'à tout gisement est associé au moins un problème récurrent. Celui de Hajjar était la nature des rubanements : héritage précoce pour les uns, tectonique pour les autres. La réponse apportée par ce travail est que les deux existent et que leur expression est fonction de la localisation de la zone observée dans les structures résultant de la déformation.

Si toutes les questions qui sont apparues au cours de ce travail n'ont pas pu recevoir de réponse, il n'en demeure pas moins que cette étude, menée en continu de l'échelle régionale à celle du microscope, a permis de définir, pour le gisement d'Hajjar, un cadre rénové dans lequel pourront éclore d'autres travaux indispensables à la compréhension de ce gisement.

VIII-2-PERSPECTIVES DE RECHERCHE

À l'issue de ce travail, des problèmes restent en suspens. Arrivé à ce stade, nous proposons une série d'études à mener pour améliorer la compréhension de ce type de gisement.

S'il est établi qu'une minéralisation précoce a été déformée et que des fluides syn à post déformation y ont circulé. Il apparaît donc nécessaire de réaliser une étude des inclusions fluides afin d'évaluer les conditions physico-chimiques de la déformation voir, à partir des isotopes stables, pour estimer l'origine des fluides distingués.

Il serait aussi intéressant d'affiner la comparaison des types de minéralisations distinguées. Cette tâche pourrait être menée en calculant des compositions minéralogiques

normatives en utilisant les données minières. En pratique, et en se basant sur les teneurs en Fe, S, Zn, Pb et Cu, il est possible, au prix de quelques hypothèses, de proposer une évaluation des teneurs en pyrrhotite, sphalérite, galène et chalcopryrite.

Un tel travail permettrait d'apprécier les différences de teneurs en métaux, ou mieux les rapports de teneurs des minéraux utiles sur la pyrrhotite, depuis la minéralisation disséminée jusqu'aux corps massifs.

Dans la même veine, des calculs de bilans chimiques selon les méthodes de Ferry et Grant entre la minéralisation disséminée et les corps massifs permettraient de mieux cerner, certes les échanges de matière, mais aussi l'influence de la déformation. Ce dernier objectif pouvant être atteint en comparant les valeurs du facteur de volume déduit des isocons (méthode de Grant) à celles obtenues à partir de l'analyse de la déformation.

L'effet de la déformation peut aussi être évalué à l'échelle des grains monominéraux. Pour mener à bien ce travail, nous pouvons envisager :

D'une part l'étude au microscope de ces grains après attaque de la section polie par des réactifs spécifiques à chaque minéral. Il est alors possible de mettre en évidence, si elles existent, des macles de déformation.

D'autre part, éventuellement, des techniques d'observation plus sophistiquées telles que l'EBSD.

Enfin, pour tenter d'estimer la source des métaux piégés dans les zones riches, nous pourrions envisager une étude des isotopes stables de Fe, Zn et Cu dans les différents types de minéralisations distinguées lors de cette étude.

Toutes ces études n'auraient de sens que si elles étaient menées sur des échantillons soigneusement replacés dans l'histoire du gisement, histoire déduite des travaux menés au cours de cette thèse. Cette remarque est aussi une autre façon de signifier que les travaux relatés dans ce travail de recherche constituent un cadre favorable à des développements ultérieurs ; en tout cas, nous l'espérons.

En particulier, en référence à l'évaluation des contributions relatives d'une part, d'une remobilisation physico-chimique d'une minéralisation précoce et d'autre part de celle d'un apport extérieur, à l'origine des métaux présents dans les zones riches, nous pouvons espérer que les résultats obtenus fournissent un faisceau d'arguments permettant de mieux estimer le poids des deux alternatives.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Aarab E. M. & Beauchamp J. (1987). Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentaires. Implications géodynamiques. *CR Acad. Sci. Paris*, **304**, 169–174.
- Admou, S. Branquet, Y. Badra, L. Barbanson, L. Outhounjite, M. Khalifa, A. Zouhair, M. Maacha, L. (2018). The Hajjar Regional Transpressive Shear Zone (Guemassa Massif, Morocco): Consequences on the Deformation of the Base-Metal Massive Sulfide Ore. *Minerals*, **8**, 435.
- Ait Brahim L. & Tahiri A. (1996). Rotation horaire des contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc central. *In* : F. Medina editor, Le Permien et le Trias du Maroc, état des connaissances, pp. 87–98. PUMAG, Marrakech, Maroc, pp. 87–98.
- Allary A., Lavenue A. & Ribeyrolles M. (1976). Étude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et mém. serv. Géol.*, Maroc, vol. **261**, 169 p.

B

- Baouch S. (1984). Etude des ignimbrites et roches associées du massif de Tiricht (Haut-Atlas occidental). *Thèse de 3^{ème} Cycle*, université de Nancy I.
- Barrie C.D., Boyle A.P. & Cook N.J. & Prior D.J. (2010). Pyrite deformation textures in the massive sulfide ore deposits of the Norwegian Caledonides. *Tectonophysics*, **483** (3-4): 269-286.
- Barrie C.D., Boyle A.P. & Prior, D.J. (2007). An analysis of the microstructures developed in experimentally deformed polycrystalline pyrite and minor sulphide phases using electron backscatter diffraction. *Journal of Structural Geology*, **29** (9): 1494-1511.
- Barrie C.D., Peare M.A. & Boyle A.P. (2011). Reconstructing the pyrite deformation mechanism map. *Ore Geology Reviews*, **39** (4): 265-276.
- Barrie, C.T., and Hannington, M.D. (1997). Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock compositions. *In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. GAC-MAC short course, May 17-18, Ottawa p 1-12.
- Barrie, C.T., and Hannington, M.D. (1999). Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition, *in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology*, v. **8**, p. 2-10.
- Baudin T. Schoch J., Andries D., & Chévremont P. , Youbi N., Razin P., Hoepffner C., MICHARD A., Roger J. & Chihani E.M. (2004). Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Skhour des Rehamna, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, vol. **435**.

Références bibliographiques

- Baudin T., Chévremont P., Razin P., Youbi N., Andries D., Hoepffner C., Thiéblemont D., Chihani E.M. & Tegye M. (2004). Carte Géologique du Maroc au 1/50 000 : Feuille de Skhour des Rehamna – Mémoire explicatif. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, vol. **435bis**, 114 p.
- Beauchamp J., Izart A. & Piqué, A. (1991). Les bassins d'avant pays de la chaîne hercynienne au carbonifère inférieur. *Canadian Journal of Earth Science*, **28** : 2024-2041.
- Beaudoin G. (2006). Gîtologie et métallogénie. Manuel de cours de l'Université de Laval (Québec).
- Beaudoin G. & Therrien R. (1999). Sources and drains: major controls of hydrothermal fluid flow in the Kokanee Range, British Columbia, Canada. *Geology*, **27** : 883–886
- Ben Aissi I. (2008). Contribution à l'étude gîtologique des amas sulfurés polymétalliques de Draa Sfar et de Koudiat Aïcha : comparaison avec les gisements de Ben Slimane et de Kettara (Jebilet centrales, Maroc Hercynien). *Thèse Doct. Univ. Cadi Ayyad*, Marrakech, 334 p.
- Benharref M. (1991). Le précambrien de la boutonnière d'El Kelaa des M'Gouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Pétrographie et structures de l'ensemble. Implications lithostratigraphiques et géodynamiques. Thèse 3ème cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 270 pp.
- Bernard A.J. (1985). Analyses des carottes minéralisées des sondages de Douar El Hajar en vue de la valorisation des minerais. Mission de A.J. BERNARD (4-11 juin 1985). Rapport BRPM, inédit.
- Bernard A.J. & Haïmeur J. (1986). Analyse des carottes minéralisées des sondages de Douar El Hajar. Mission de A.J. BERNARD (4-11 juin 1985). Rapport BRPM, inédit.
- Bernard A. J., Maier O. W. (1988). Aperçus sur les amas sulfurés massifs des hercynides Marocaines. *Mineralium Deposita*, **23** : 104-114.
- Bordonaro M. (1983). Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotite de Kettara. (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Strasbourg*.
- Bouabdalli M. (1989). Tectonique et sédimentologique dans un bassin orogénique : le sillon viséen d'Azrou et Khnéfra (Est du massif hercynien central du Maroc). *Thèse de Doct ès Science, Univ. Strasbourg*, 262 p.
- Boummane M.H. (1987). Les déformations hercyniennes superposées dans le Sud de la Méséta marocaine l'exemple des séries paléozoïques du Horst de Guemassa (Haouz de Marrakech). *Thèse de 3ème cycle, Université de Marrakech*, 212 pp.
- Bucher K. & Frey M. (2002). Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Springer-Verlag editor*, **7th edn**: 341 pp

C

- Cawood P. A., & Hawkesworth C. J. (2013). Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. *In: G. R. T. Jenkin, P. A. J. Lusty, I. McDonald, M. P. Smith, A. J. Boyce, and J. J. Wilkinson editor : Ore Deposits in an Evolving Earth. Geological Society of London*, **393**: 9-21.
- Charlot R., Rhalib M. & Tisserant D. (1973). Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tifl et (Maroc occidental). *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, **249**, pp:55-58
- Clark B.R. & Kelly, W.C. (1976). Experimental deformation of common sulfide minerals. *In: Strens R.G.J. (Ed.), the Physics and Chemistry of Minerals and Rocks. Wiley, New York, N.Y*, pp. 51–70.
- Clark B.R. & Kelly, W.C. (1973). Sulfide deformation studies: Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerites to 20,000 Bars and 500°C. *Economic Geology*, V, **68**: 332-352.
- Cook N. J., Halls C. & Boyle, A. P. (1993). Deformation and metamorphism of massive sulfides at Sulitjelma Norway. *Mineralogical Magazine*, **57**: 67–81.
- Craig J. R., & Vokes F. M. (1992). Ore mineralogy of the Appalachian-Caledonian statabound sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, 77-123.

D

- Dechow E. & Jensen M. L. (1965). Sulfur isotopes of some central African sulfide deposits. *Economic Geology*, **60** : 894-941.
- Delchini S. (2018). Etude tectono-thermique d'un segment orogénique varisque à histoire géologique complexe : analyse structurale, géochronologique et thermique du massif des Jebilet, de l'extension à la compression. *Thèse de doctorat, Uni. Orléans*.
- Delchini S., Lahfid A., Plunder A. & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, **256**: 1-12.
- Dias R., Hadani M., Leal Machado I., Adnane N., Hendaq Y., Madih K., Matos C. (2011). Variscan structural evolution of the western High Atlas and the Haouz plain (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, **61** : 331-342.
- Diot H. (1989). Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. *Thèse, université de Toulouse*, 182 p.
- Dipple G.M. & Ferry J.M. (1992). Metasomatism and fluid flow in dutile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **112**: 149-164.
- Doblas M., Oyarzun R., Lopez-Ruiz J., Cebria J.M., Youbi N., Mahecha V., Lago M., Pocovi A. & Cabanis, B. (1998). Permo-Carboniferous volcanism in Europe and

northwest Africa: a superplume exhaust valve in the centre of Pangaea, *J. Afr. Earth Sci.*, **26** (1), 89–99.

E

- Eddebba A. (1989). Etude sédimentologique et structurale du Carbonifère inférieur de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech (Foudrar et Souktana). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad*. Marrakech, 96 p.
- Eddebi A., Saquaque A., Kersit M. & Chbihi, A. (1993). L'amas sulfuré de Hajjar (Guemessa, Maroc). *Chronique de la Recherche Minière*, 531-532, pp. 45-54.
- El Aouli, E. (1989). Contribution à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique du magmatisme dévono-dinantien dans le massif de Guemassa (Méséta marocaine – Haouz de Marrakech). *Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Marrakech*, 132 p.
- El Hassani A. (1990). La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc : chaîne « calédonienne » des Sehoul et plate-forme nord-mésétienne. *Thèse, université de Strasbourg*, 207 p.
- El Wartiti M., Broutin J., Freytet P., Larhrib M. & Toutin- Morin N. (1990). Continental deposits in Permian basins of the Mesetian Morocco, Geodynamic history. *J. Afr. Earth Sci.*, **10** (1/2) : 361–368.
- Errami A. (2001). Evolution tardi-hercynienne et alpine des bassins du Paléozoïque supérieur de la bordure sud-occidentale du Massif ancien du Haut Atlas : rôle des inversions tectoniques. *Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat*, 226p.
- Essaifi A. (1995). Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : l'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). *Mémoires Géosciences, Rennes* n° **66**, 340p.
- Essaifi A., Lagarde J.L. & Capdevila R. (2001). Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, **32**: 335–350.
- Essaifi A. & Lagarde J.-L. (1990). Reconnaissance de corps granitiques syntectoniques dans les séries magmatiques « préorogéniques » des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc), Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série II*, **310** : 67–73.
- Essaifi A., Potrel A., Capdevila, R. & Lagarde, J.L. (2003). Datation U–Pb : âge de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (chaîne varisque, Maroc). Implications géodynamiques. *C. R. Geoscience*, **335**: 193–203.
- Etheridge M., Wall V. & Vernon R. (1983). The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, **1** : 205-226.
- Eulry M. & Lagarde J.L. (1982). Etude comparative de deux concentrations uranifères péritholiques. Arguments en faveur d'une origine supergène: l'exemple des

Références bibliographiques

granites du Mont Lozère (Cévennes, France) et du Zaër (Plateau Central, Maroc). *9ème Réunion. Annuelle des Sciences de la Terre*, Paris, p.235.

F

- Fabre J. (1971). Structure de l'Algérie saharienne. Eléments pour une carte tectonique. *Bull. Serv. Géol., Algérie (nlle ser.)*, V. **41**, pp : 161-185.
- Flenec J. C., Fournier M., Hmeurras M. & Ouakib K. (1986). Draa Sfar (Jebilet) : un amas sulfuré à pyrrhotite centré sur un appariel volcanique. Compilation des travaux antérieurs, cartographie de surface et interprétation. Rapport BRGM, 30p.
- Franklin J.M. (1996). Volcanic-associated massive sulphide base metals. *In: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., (eds.): Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, **8**: 158-183.
- Franklin J.M., Lydon J.W. & Sangster D.F. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **75**: 485-627.

G

- Gaillet J-L. (1986). La tectonique du Dévonien-dinantien du Haouz occidental et l'hypothèse d'une transformante varisque au sud de la Méséta marocaine. *Sci. Géol. Bull.*, **39**(4): 361-370.
- Galley A.G., Hannington M.D. & Jonasson I.R. (2007). A Volcanogenic massive sulphide deposits. In Goodfellow W.D. A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods: Geological Association of Canada. *Mineral Deposits of Canada editor*, Special Publication, **5**: 141-161.
- Gasquet D., Stussi J.M. & Nachit H. (1996). Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bull. Soc. Géol. France*, **167**(4): 517–528.
- Gibson H.L. & Watkinson D.H. (1990). Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec. *In: Rive, M., Verpaalst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., eds., The northwestern Quebec polymetallic belt—A summary of 60 years of mining exploration: Canadian Institute of Mining and Metallurgy Transactions special volume*, p. 119–132.
- Gilligan L.B. & Marshall B. (1987). Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geology Reviews*, Vol. **2**, pp 205-229.
- Graf J. & Skinner B. (1970). Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite. *Economic Geology*, **65**(2) : 206-215.

Références bibliographiques

- Gratier J.P. (1984). La déformation des roches par dissolution /cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. *Thèse Sciences*, Université scientifique et médicale de Grenoble, 315 p.
- Gros et al. (1986). Evolution dynamique de l'ensemble des Guemassa. Recherche de structures précoces pouvant guider les minéralisations sulfurées. *Rapport BRPM, inédit*.
- Gu L., Zheng Y., Tang X., Zaw K., Della-Pasqua F., Yang F. & Wang X. (2007). Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, NE China. *Ore Geology Reviews*, **30** (1): 1-29.

H

- Haack U & Zimmermann, H.D. (1996). Retrograde mineral reactions: a heat source in the continental crust. *Geologische Rundschau*, **85** :1-137.
- Haimmeur J. (1988). Contribution à l'étude de l'environnement volcano-sédimentaire et du minerai de Douar Lahjar (Guemassa, Maroc), lithologie, paléo-volcanisme, géochimie et métallogénie. *Thèse 3ème cycle*, E. N. S. G. Nancy, 151 p.
- Haimeur, J. (1998). Litho-stratigraphie, géochimie et métallogénie de l'environnement volcanosédimentaire de l'amas sulfuré de Douar Lahjar (Guemassa, Maroc). *Bull. Inst. Sci, Rabat*, n°21: 15-30.
- Hannington M.D., Galley A.G., Herzig P.M. & Petersen, S.(1998). Comparison of the TAG mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 158*, College Station, TX, p. 389-415.
- Hanson R.B. (1997). Hydrodynamics of regional metamorphism due to continental collision. *Economic Geol.* **92** : 880–891.
- Hibti M. (1993). L'amas sulfuré de Hajjar, contexte géologique de mise en place et déformations superposées (Haouz de Marrakech, méseta sudoccidentale, Maroc). *Thèse de 3ème cycle, Univ. Marrakech*, 301p.
- Hibti M. (2001). Les amas sulfurés des Guemassa et des Jebilet (Meseta Sud-Occidentale, Maroc) : Temoins de l'hydrothermalisme précoce dans le bassin mesetien. *Thèse de Docteur d'Etat Es-Sciences. Univ. Marrakech*, 301 p.
- Hibti M., Bouabdelli M., Mouttaqi A. & Sagon, J.P. (1999). L'effet du métamorphisme sur les minéralisations sulfurées de la province hercynienne (Meseta sud-occidentale, Maroc). Exemple des gisements sulfurés de Hajjar et Kettara. *Chronique de la Recherche Minière*, **536–537** : 23–37.
- Hibti M., Marignac C. (2001). The Hajjar deposit of Guemassa (SW Meseta, Morocco): a metamorphosed syn-sedimentary massive sulfide ore body of the Iberian type of volcano-sedimentary massive sulfide deposits. *In: Piestrzynski, A. Editor, Mineral*

Références bibliographiques

- Deposits at the Beginning of the 21st Century*: Society of Economic Geologists-Society for Geology Applied to Mineral Deposit, pp. 281-284
- Hoepffner C. (1987). La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse Sciences, Université Strasbourg*, France, 380 p.
- Hoepffner C., Houari M., Bouabdelli M. (2006). Tectonics of the North African Variscides (Morocco, Western Algeria), an outline. *In: Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O. & Michard, A. (eds). Recent Developments on the Maghreb Geodynamics*. Springer editor.
- Hutchinson C.S.(1983). Economic deposits and their tectonic setting. *John Wiley and Sons editor*, New York, 365 p.
- Huvelin P. (1977). Etude géologique et géochimique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Notes et Mem. Serv. Géol., Maroc, n° **232 bis**.
- Huvelin P. & Snoep J. P. (1965). Prospection des filons à pyrrhotine dans les Jebilet centrales (Maroc). *Mines Géol.* Rabat, n° **23**: 21-26.

I

- Ingebritsen S.E. & Manning C.E. (1999). Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, **27**: 1107–1110.

J

- Jamveit B. & Yardley B.W.D. (eds). (1997). Fluid Flow and Transport in Rocks: Mechanisms and Effects. *Chapman and Hall editor*, 319 p.
- Jebrak M., Marcoux E. (2008). Géologie des ressources minérales. Ministère des ressources naturelles et *de la faune* éditeur, Québec, 667 pp.

K

- Kelly W.C. & Clark B.R. (1975). Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite at 2000 bars and 500°C. *Economic Geology*, **70**: 431–453.
- Kerrick R. (1986). Fluid transport in lineaments. *Phil Trans Lond A* 317: 219–251
- Khattach, D. M. Robardet, H. Perroud, A Cambrian pole for the Moroccan Coastal Meseta. *Geophys. J. Int.*, **120** : 132–144.

L

- Lagarde J. (1985). Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viseenne de la Meseta Marocaine. *Hercynica*, **1** : 29–37.

Références bibliographiques

- Lagarde J.L. (1989). Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Meseta marocaine. *Mém. Doc. CAES*, Rennes, vol. **26**, 342 p.
- Lagarde J., Ait Ayad N., Ait Omar A., Chemsseddoha A. & Saquaque A. (1989). Les plutons granitiques tardi carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la Meseta marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309** (II) : 291–296.
- Lagarde J., & Choukroune P. (1982). Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jbilet (Maroc). *Bull. Soc. Geol. France*, **XXIV** (2) : 299–307.
- Lardeau M. (1987). Minéralogie et pétrogénèse du minerai sulfuré du gisement volcano-sédimentaire a Zn-Pb-Ba (Pb, Ag) de Chessy Les mines (Rhône). Application à l'étude des amas sulfurés métamorphisés. *Thèse d'Université, Orléans*, 189p.
- Large, R.R. (1992). Australian volcanic-Hosted Massive sulphide Deposits: Features, Styles, and Genetic Models. *Economic Geology*. Vol. **87** : 471-510.
- Laville E. (1981). Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7** : 303-312.
- Laville E. & Piqué A. (1991). La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **162** : 527-539.
- Leblanc M. (1993). Amas sulfuré formé par injection de sills dans des sédiments : Exemple de Hajar (Marrakech – Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. **316**, série II : 499 – 504.
- Lusty P.A.J., Goodenough, Kathryn M., Essaifi A. & Maacha L. (2015). Developing the lithotectonic framework and model for sulfide mineralization in the Jebilet Massif, Morocco: implications for regional exploration. *In: André-Mayer, A.S., Cathelineau, M., Muchez, Ph, Pirard, E., Sindern, S., (eds.) Mineral resources in a sustainable world. Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting. Nancy, France, Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)*, 1635-1638.

M

- Maier O.W., Mellal A. & El Hakkour A. (1986). Le gisement polymétallique hydrothermal sédimentaire de Douar Lahjar, Rapport BRPM, inédit.
- Maier O.W. & El Hakkour A. (1984). Les amas sulfurés volcano-sédimentaires des Jebilet centrales. *Journées Nationales du Soufre*, Rabat, les 11-12 octobre 1984.
- Marignac C., Diagana B., Cathelineau M., Boiron M.-C., Banks D., Fourcade S., Vallance, J. (2003). Remobilisation of base metals and gold by Variscan metamorphic fluids in

- the south Iberian pyrite belt: evidence from the Tharsis VMS deposit. *Chemical Geology*, **194**:143–165.
- Marshall B. & Gilligan L.B. (1987). An introduction to remobilisation: information from ore-body geometry and experimental considerations. *In: Marshall, B., Gilligan, L.B. (Eds.), Mechanical and Chemical (Re) mobilization of Metalliferous Mineralization. Ore Geology Review*, **2**:87–131.
- Marshall B., Gilligan L.B. (1993). Remobilization, syntectonic processes and massive sulfide deposits. *Ore Geology Review*, **8**:39–64.
- Marshall B. & Spry P.G. (1998). Discriminating between regional metamorphic remobilization and syntectonic emplacement in the genesis of massive sulfide ores. *In: Vokes, F. M., Marshall, B. & Spry, P. G. (eds) Metamorphic and Metamorphogenic Ore Deposits. Reviews in Economic Geology*, **11**:39–80.
- Mattauer M., Tapponnier P. & Proust F. (1977). Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, **XIX**, 3, 521-526.
- McCaig A. M. (1988). Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, **16** : 867-870.
- Medina F. (1994). Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique Central et de la collision Afrique- Europe. *Thèse Sciences, Univ. Mohammed V*, 260 p.
- Michard A. (1976). Éléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° **252**, 408 p.
- Michard A., Sadiqi O., Chalouane A. (2008). Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. *Advances in geographic information science. Springer*, 438 p.
- Mrini Z., Rafi A., Duthou J.L. & Vidal P. (1992). Chronologie Rb/Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc, conséquences. *Bull. Soc. Géol., France*, t. **163**, n°3, 281–291.

N

- N'Diaye I., Essaifi A., Dubois M., Lacroix B., Goodenough K. M. & Maacha, L. (2016). Fluid flow and polymetallic sulfide mineralization in the Kettara shear zone (Jebilet Massif, Variscan Belt, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, **119**: 17–37.

O

- Oftedahl C. (1958). A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, **80**: 1-19.
- Ouadjou A. (1997). Pétrographie, géochimie et structure des roches magmatiques antéscisteuses des massifs hercyniens des Guemassa et Souktana. *Thèse de 3ème cycle, Univ. Marrakech*, 164 p.

Références bibliographiques

Ouadjou A., Saquaque A., Bouabdelli M., Eddebi A., Raqiq H. (1996). Nouveaux arguments en faveur de l'existence d'un pluton granitique sous le domaine de N'Fis (Massif paléozoïque des Guemassa). *13ème Colloque des bassins sédimentaire Marocains*, Marrakech, Recueil des résumés, p.159.

Ouakib K. (1988). Reconnaissance géologique, géochimique et géophysique du massif paléozoïque des Guemassa (Haouz de Marrakech-Maroc). *Mémoire du Diplôme d'Etudes Spécialisées en Géosciences*, Université d'Orléans, 125 p.

P

Petit J-P. & Beauchamp J. (1986). Synsedimentary faulting and palaeocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology*, **33** : 817-829.

Piqué A. (1979). Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta nord-occidentale. *Sci. Géol. Mém.*, Strasbourg, **56**, 243 p.

Piqué A. (1994). Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. *Editions Pumag*, Marrakech, 284 pp.

Pique A. & Michard A. (1981). Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol., Bull*, **34** (2), pp: 135-146. Strasbourg.

Pique A. & Michard A. (1989). Moroccan hercynides, a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.*, **298**: 286-330.

Plimer I.R. (1987). Remobilization in high-grade metamorphic environments. *Ore Geology Reviews*, **2**:231—245.

Pohl W. (1992). Defining metamorphogenic mineral deposits-an introduction. *Mineralogy and Petrology*, **45**:145–152.

Pohl W. (2011). Economic geology: principles and practice. Metals, minerals, coal and hydrocarbons--introduction to formation and sustainable exploitation of mineral deposits. *Wiley-Blackwell* editor, 663p.

Poulsen H., Hannington M. (1995). Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits. *In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (Eds.). Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geology of Canada n°8, Decade of North America Geology (DNAG). Geological Society of America*, part.1, pp.83-196.

Q

Qarbous A. (2003). Evolution géodynamique du bassin triasique de la partie sud-orientale du Massif ancien du Haut Atlas occidental ; chronologie du réseau de failles du Tizi n'Test. *Thèse de Doctorat, Univ. Mohammed V- Rabat*, 166 p.

Références bibliographiques

Queen M., Heaman L.M., Hanes J.A., Archibald D.A. & Farrar E. (1996). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite and U-Pb perovskite dating of lamprophyre dykes from eastern Lake Superior region: evidence for a 1.14 Ga magmatic precursor to Midcontinental Rift volcanism. *Can. J. Earth Sci.* **33** : 958–965.

R

Raqiq H. (1997). Le bassin Carbonifère des Guemassa (Meseta Sud occidentale, Maroc) : lithostratigraphie, sédimentologie et évolution structurale. Thèse 3ème Cycle, Univ. Marrakech.

Reddy S.M. & Hough R.M. (2013). Microstructural evolution and trace element mobility in Witwatersrand pyrite. *Contrib Mineral Petrol*, **166**: 1269-1284.

Reynolds S. J., Spencer S. E., Laubach & Richard S. M. (1987). Mesozoic structural evolution of the Maria fold and thrust belt, west-central Arizona and southeastern California. *Geol.Soc.Am. Abstr.Programs*, **19**, p.818.

Roche E. (1950). Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° **80**, 435 p.

Routhier P. (1980). Où sont les métaux pour l'avenir ? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. *Éditions du BRGM, Mémoire N°105*, 410p.

S

Saadi M., Hilal, E.A., Bensaïd M., Boudda A. & Dahmani, M. (1985). Carte Géologique du Maroc, échelle 1/1000000. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° **260**.

Sáez R., Pascual E., Toscano M., Almodóvar G.R. (1999). The Iberian type of volcanosedimentary massive sulphide deposits. *Mineralium Deposita*. **34** : 549 570.

Saidi A. & Tahiri A. (2001). États de contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc hercynien. L'exemple des bassins des Jebilet et des Réhamna. *C. R. Géoscience*, **334** : 221–226.

Saidi M. (2001). Perturbation des contraintes hercyniennes le long des structures paléogéographiques dévono-carbonifères dans la Meseta occidentale marocaine. *Thèse université Mohamed-V, Rabat*, 287p.

Sangster D.F. & Scott S.D. (1976). Precambrian, strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. *In: K.H. Wolf editor. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, II, Regional studies and specific deposits*, **6**, 585p.

Sawkins F.J. (1976). Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments. *Journal of Geology*, **84**: 427-430

Références bibliographiques

- Solomon, M.(1976). Volcanic massive sulphide deposits and their host rocks – a review and an explanation. *In: WOLF K. editor, Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, **6**: 21-54.
- Souaré A. T. (1988). Contribution à l'étude des amas sulfurés du district des Jebilet centrales et de leurs altérations supergènes (chapeau de fer). Comparaison avec les minéralisations sulfurées d'Agouim (Haut Atlas, Maroc). *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Marrakech.
- Soulaimani A. (1991). L'évolution structurale des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech: Guemassa- N'fis (Maroc). *Thèse 3ème Cycle*, Université de Marrakech, 1991, 139pp.
- Stanton R.L. (1972). *Ore Petrology*. McGraw-Hill editor, 713p.

T

- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N. & Hoefs J.(2006). Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *J. Petrol.*, **47**: 1261–1315.
- Templeton A.S., Chamberlain C.P., Koons P.O. & Craw D. (1997). Stable isotopic evidence for mixing between metamorphic fluids and surfacerived waters during recent uplift of the Southern Alps, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **154**: 73–92.
- Tornos F.(2006). Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, **28**: 259-307.
- Tucker-Barrie C., Amelin Y. & Pascual E. (2002). U-Pb geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, **37**: 684-703.

U

- Ulrych J., Adamovic J., Krmíček L., Ackerman L. & Balogh K.(2014). Revision of Scheumann's classification of melilitic lamprophyres and related melilitic rocks in light of new analytical data. *J. Geosci.*, **59** (1) : 3–22.

V

- Van Den Bosch, J.W.H. (1971). Carte gravimétrique du Maroc au 1: 500 000 (en 7 feuilles) - Anomalie de Bouguer d=2,67.68. *Notes et mémoires du Service géologique du Maroc*, n°234.
- Vivallo W. & Rickard, D. (1990). Genesis of an Early Proterozoic zinc deposit in high-grade metamorphic terrane, Saxberget, Central Sweden. *Economic Geology*, **85**: 714– 736.
- Vokes F. M. (1969). A review of the metamorphism of sulfide deposits. *Earth-Science Reviews*, **5**: 99–143.

Vokes F. M. (2000). Ores and metamorphism: introduction and historical perspectives. Metamorphosed and Metamorphogenic Ore Deposits, Reviews. *Economic Geology*, **11**: 1–18.

Y

Yardley B.W.D., Gleeson S., Bruce S. & Banks, D. (2000). Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks. *J. Geochem. Explor.* **69–70** : 281–285.

Youbi N., Cabanis B., Chalot-Prat F. & Cailleux Y. (1995). Histoire volcano-tectonique du massif permien de Khénifra (Sud-Est du Maroc central). *Geodinamica Acta*, **8** (3):158–172.

Z

Zheng Y., Zhang L., Chen Y., Hollings P. & Chen H. (2013). Metamorphosed Pb–Zn–(Ag) ores of the Keketale VMS deposit, NW China: Evidence from ore textures fluid inclusions, geochronology and pyrite compositions. *Ore Geology Reviews*, **54** : 167–18.

Zouhry S. (1999). Étude métallogénique d'un amas sulfuré viséen à Zn Pb Cu : cas de Hajar, Guemassa, Maroc. *Thèse Ecole Polytechnique de Montréal*, Canada, 353p.

Zouine E.M. (1993). Géodynamique récente du Haut Atlas. Evolution de sa bordure septentrionale et du Moyen Atlas sudoccidental au cours du Cénozoïque. *Thèse Sciences*, Univ. Rabat, 308 p.

ANNEXE

Article

The Hajjar Regional Transpressive Shear Zone (Guemassa Massif, Morocco): Consequences on the Deformation of the Base-Metal Massive Sulfide Ore

Safouane Admou ^{1,2,*}, Yannick Branquet ^{2,3}, Lakhli Badra ¹, Luc Barbanson ², Mohamed Outhounjite ⁴, Abdelali Khalifa ⁴, Mohamed Zouhair ⁴ and Lhou Maacha ⁴

¹ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Moulay Ismaïl de Meknès, B.P. 11201 Zitoune Meknès, Morocco; badra_lakhli@yahoo.fr (L.B.)

² Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université Orléans, CNRS BRGM UMR7327, Campus Géosciences 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans, CEDEX 2, France; yannick.branquet@univ-orleans.fr (Y.B.); luc.barbanson@univ-orleans.fr (L.B.)

³ Géosciences Rennes (GR), Université de Rennes 1, CNRS UMR6118, Campus de Beaulieu, CS 74205, 35042 Rennes CEDEX, France

⁴ Groupe MANAGEM, Twin center, Tour A, BP 5199, Casablanca, Morocco; M.OUTHOUNJITE@managemgroup.com (M.O.); A.KHALIFA@managemgroup.com (A.K.); M.ZOUHAIR@managemgroup.com (M.Z.); L.MAACHA@managemgroup.com (L.M.)

* Correspondence: admou.safouane@gmail.com

Received: 30 June 2018; Accepted: 2 October 2018; Published: 7 October 2018



Abstract: The genesis of the base-metal massive sulfide deposits hosted within the Moroccan Hercynian Jebilet and Guemassa Massifs is still under debate. No consensus currently exists between the two models that have been proposed to explain the deposits, i.e., (1) syngenetic volcanogenic massive sulfide mineralization, and (2) synmetamorphic tectonic fluid-assisted epigenetic mineralization. Conversely, researchers agree that all Hercynian massive sulfide deposits in Morocco are deformed, even though 3D structural mapping at the deposit scale is still lacking. Therefore, while avoiding the use of a model-driven approach, the main aim of this contribution is to establish a first-order structural pattern and the controls of the Hajjar base metal deposit. We used a classical structural geology toolbox in surface and subsurface mining work to image finite strain at different levels. Our data demonstrate that: i) the Hajjar area is affected by a single foliation plane (not two) which developed during a single tectonic event encompassing a HT metamorphism. This syn-metamorphic deformation is not restricted to the Hajjar area, as it is widespread at the western Meseta scale, and it occurred during Late Carboniferous times; ii) the Hajjar ore deposit is hosted within a regional transpressive right-lateral NE-trending shear zone in which syn- to post-metamorphic ductile to brittle shear planes are responsible for significant inflexion (or virgation) of the foliation yielding an anastomosing pattern within the Hajjar shear zone. Again, this feature is not an exception, as various Late Carboniferous-Permian regional scale wrenching shear zones are recognized throughout the Hercynian Meseta orogenic segment. Finally, we present several lines of evidence emphasizing the role of deformation in terms of mechanical and fluid-assisted ore concentrations.

Keywords: Hajjar; shear zone; base metal massive sulfide deposits; structural control; remobilization

1. Introduction

Most Volcanogenic Massive Sulfide Deposits (VMSDs) are assumed to form within extensional and subsiding basins during both divergent and convergent plate tectonic settings (e.g., [1]). As a result,

in convergent settings leading to continental collision for instance, many VMSDs underwent deformation, burial, and metamorphism. During these transformations, syngenetic massive sulfide bodies (e.g., stratoid lenses, chimneys and stockworks) were reworked, and primary metallic bearing mineral assemblages may have been remobilized (e.g., either depleted or enriched). For this reason, the deformation and (re)mobilization of the primary sulfide concentration is a fundamental and economic matter which has been recognized and studied for a long time (e.g., [2–6]).

However, in spite of recent advances in modern textural (e.g., electron backscatter diffraction coupled to chemistry) and opaque mineral strain characterization (e.g., [7–10]), it still remains difficult for economic geologists dealing with deformed VMSD to decipher the respective parts of primary syngenetic vs. epigenetic mineralizing processes. As a result, metallogenic models of very large base metal concentrations all over the world are still ambiguous and under debate.

Currently, the genesis of polymetallic base-metal massive sulfide deposits (MSD) from the western Meseta domain in Morocco are currently under debate. This debate is particularly relevant for MSD from the Central Jebilet unit (Figure 1), e.g., the Kettara, Draa Sfar, Koudiat Aïcha, and Lachach deposits. Many authors consider these MSD as metamorphosed and deformed primary VMS and/or sedimentary exhalative (SEDEX) deposits [11–17]; however, other authors argue for a fluid-assisted syn-metamorphic origin during the major Hercynian deformation event [18–22]. In contrast, the Hajjar MSD located in the Hercynian Guemassa Massif (Figure 1) is considered as a metamorphosed and deformed syngenetic VMS/SEDEX deposit [12,23–25]. Although Hajjar shares many similar geological and mineralogical features (e.g., predominance of pyrrhotite) with the Central Jebilet MSD to the north, the hypothesis of either an epigenetic or a syn-metamorphic origin has not yet been put forward.

Since the pioneering works of Hibti (1993) [23] on the Hajjar MSD, very few studies dealing with the structural controls of this ore deposit have been carried out and published in the international literature. However, on a larger scale, much thermal and geochronological data dealing with the tectono-magmatic evolution of the western segment of the Hercynian Meseta have been published [26–28]. Therefore, using data collected from new outcrops, the aim of this work is to complete the Hajjar MSD structural dataset and to re-evaluate the structural context and controls; this is a prerequisite to being able to have a potential syngenetic vs. syn-metamorphic debate, if required. Our approach is to perform structural mapping at each subsurface exploitation level, yielding a 3D view of the deformation pattern. This pattern is then compared to the structural map of the surface outcrops in the Guemassa Massif.

2. The Hajjar Geological and Ore Deposit Framework

The Hajjar MSD is located in the southern part of the Hercynian Occidental Meseta in Morocco, within the Guemassa Massif south of Marrakech (Figure 1). The Guemassa Massif is composed of metasediments, metavolcanites, and intrusions, all of which are Carboniferous in age (see [29–31] for a detailed description of the volcano-sedimentary series). Massive sulfide lenses (and scarce magnetite bodies) are found and exploited within this volcano-sedimentary sequence [12,23] and references therein). The Hajjar mineralization corresponds to sub-lenticular bodies of various sizes containing 50–75% vol. pyrrhotite, with sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, and arsenopyrite as the related major ore minerals. The tonnage is about 20 MT of ore with grades of 8% Zn, 2.3% Pb and 0.4–0.6% Cu [32]. The Hajjar MSD have been classified as an intermediate type between SEDEX and VMS deposits such as the Iberian Pyrite Belt giant deposits, within the “Guemassa-Jebilet” sub-type owing to its high content in pyrrhotite [25]. In the Hajjar MSD, the primary economic massive mineralization is assumed to form in a Visean basin in which an intense syn-sedimentary volcanism occurred [12,23,25]. Like the other MSD of the Occidental Meseta, the Hajjar MSD is strongly folded, faulted, and metamorphosed, which makes it difficult to recognize syngenetic/diagenetic structures and textures.

Based on the literature, the Guemassa rocks were deformed and metamorphosed during several tectonic/thermal events which affected the Guemassa Massif area [23]: i) a D0 syn-sedimentary event at

the Viséan-Namurian with slumps, intraformational breccias attesting to slope instabilities in the basin. These syn-sedimentary structures are encountered both within host rocks and sulfide mineralized bodies; ii) a D1 event corresponding to the incipient Hercynian deformation and responsible for a steep NW-SE foliation (S1) in the Oriental Guemassa associated with folding under regional greenschist facies metamorphic conditions. It should be noted that S1 cannot be observed clearly within the Hajjar MSD; iii) a D2 Hercynian tectono-thermal event with P2 folds and associated S2 planar cleavage oriented NE-SW under low-grade metamorphism with sericite. S2 is the predominant foliation observable in the Hajjar mine; and iv) finally, a post-kinematic thermal event, likely related to “hidden plutons”, responsible for the crystallization of static biotite porphyroblasts with cordierite and andalousite locally described at Hajjar. In this ore deposit, this thermal event has been dated using “hydrothermal” biotite at ca. 301 Ma [33]. Moreover, for Carboniferous times, the Guemassa Massif is affected by intense multiscale ductile to brittle faulting [34,35], with probable components of Atlasic reactivation during the Tertiary High Atlas orogen (the Guemassa Massif is 15 km to the north of the Atlasic thrusting front, Figure 1B). On a structural map (Figure 1B), these faults and shear zones cross-cut and delineated several blocks within the Guemassa Massif. In the Oriental Guemassa, in which the Hajjar mine is located, the N’Fis block appears to present a peculiar “anarchic” foliation orientation with respect to the bulk NNE-trend of the main Hercynian foliation in the western Meseta domain. These “anarchic” foliation orientations have been explained by deflection or virgations (here defined as a bulk inflexion of foliation plane trajectories) induced by conjugate shear zones during or shortly after a broad E-W-oriented D1 shortening [34,35]: the dominant and earlier shear zones are dextral and trend ENE–WSW (e.g., the Imi-In-Tanout Fault, the eastern branch of the Amizmiz Fault, and the Guemassa Fault, Figure 1B), whereas WNW–ESE-trending shear zones are sinistral, such as the Lalla Takerkoust Fault (Figure 1B). This “virgation model” is compatible with a W–E horizontal shortening, in contrast to Hibti’s hypothesis (1993) [23], which argued for a NE–SW horizontal shortening during the D1 event (cf. supra).

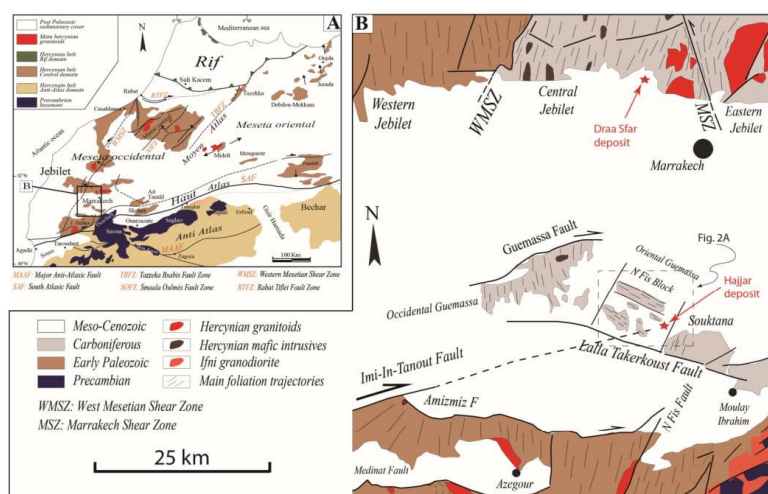


Figure 1. (A) Structural map of Morocco showing the major bounding-fault domains. The arrows indicate the sense of shear for the late Variscan structures (modified from Hoepffner et al., 2005 [36]); (B) Geological and structural map of the central domain of the Hercynian belt (from [35,37]). The main foliation trajectories in the Jebilet are reported from Essaifi, 1995 [18]). Within the Guemassa Massif, the Hajjar base metal deposit is located in the N’Fis block which presents an “anarchic” foliation orientation with respect to the bulk N to NNE trend reported in the Jebilet, Occidental Guemassa and western High Atlas Variscan Massifs.

The geology of the Guemassa Massif is similar to the Central Jebilet domain (Figure 1B). Both Massifs host the major MSD of the Occidental Meseta. Thus, recent advances in the tectono-metamorphic and magmatic history of the Jebilet [26,28] may help better constrain the Guemassa Massif evolution. Based on petro-structural data, new absolute dating and thermal investigations, these authors improve the time constraints and the succession of the deformational events as follows: i) from 370 to 325 Ma (D0 of Delchini, 2018 [26]), the Jebilet area was a basin filled with syn- to post-rift sediments (the Sarhlef and Teksmine formations, respectively) intruded by shallow sills and dykes and deeper plutonic laccoliths originating from a tholeiitic bimodal magmatism (e.g., the mafic/ultramafic Kettara and Sarhlef intrusions) and from a calc-alkaline magmatic suite (e.g., the Oulad-Ouasslam granodiorite) respectively; ii) from 325 to around 310 Ma, a first Hercynian event (D1) is marked by the emplacement of shallow thin skinned nappes with syn-sedimentary breccias. The internal strain is very low and no regional foliation/cleavage (S1) is reported; iii) from ca. 310 Ma to 280 Ma, the main Hercynian deformation (D2), which is polyphased and characterized by a first regional metamorphism (M2a), locally reaches the amphibolite facies (Grt-St) and a second HT/BP “contact” metamorphism in the syn-to post tectonic hornfels facies (M2b, biot + Crd + And) is associated with the leucogranite emplacement around 295 Ma. The successive foliations (S2a and S2b), sub-vertical and oriented N0/30, marked a homoaxial progressive and continual strain regime from a coaxial to a non-coaxial transpression with a broad horizontal NW-SE-trending shortening axis. Last, the D2 increments correspond to a right-lateral transpression accommodated and located along the vertical and conjugate ductile shear zones as the sinistral MSZ (Figure 1B). Therefore, the tectonic scenario proposed by Hibti (1993) [23] for the Guemassa which implies strain axis rotation between D1 and D2 and post-tectonic HT/LP metamorphism diverges from the one proposed by Delchini (2018) [26] for the Jebilet domain.

3. Surface Structural Data

The surface outcrops of the N’Fis block and Souktana Massif have been mapped and studied in terms of the strain analysis and micro-tectonics (Figures 2 and 3). The lithologies encountered are pelites alternating with sandy- to pure limestones intruded by felsic and basic sills and dykes (Figure 2). Major volcanic rock bodies correspond to rhyolitic domes and plugs.

Many outcrops of the Imarine Massif present soft-sediment deformation as slumps and convolutes (Figure 3A,B), suggesting slope instabilities within syn-rift sediments. These soft sediment structures are cross-cut by a sub-vertical foliation (S1) which is often oblique with respect to the axial plane of isoclinal folds (Figure 3B). This suggests that most isoclinal and disharmonic folds are slumps, and therefore, that they pre-date the development of the planar axial foliation. This S1 foliation is well-developed though the N’Fis block, with a sub-vertical dip and a NW-SE orientation (Figure 2). This widespread S1 planar fabric corresponds to a P1 axial planar cleavage (Figure 3C), and locally transposes the bedding planes (S0//S1, e.g., Figure 3D).

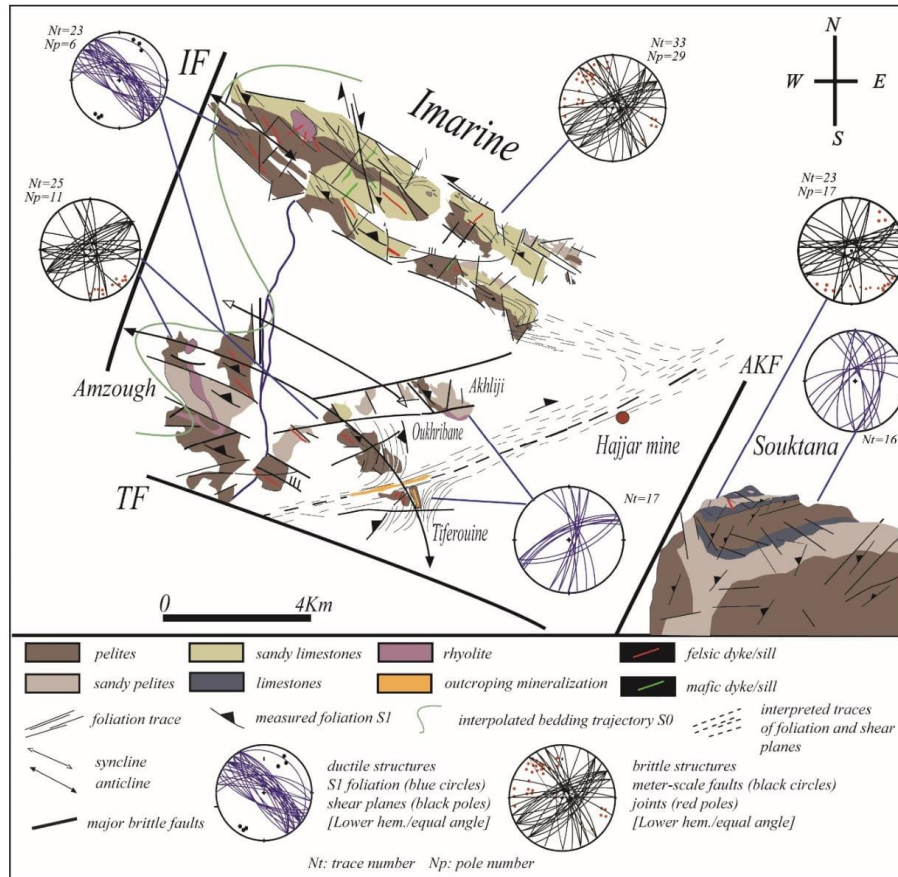


Figure 2. Geological map and surface structural data of the N'Fis block and the Souktana Massif. All of the sedimentary formations are Carboniferous in age and are affected by both metamorphism and deformation. IF: Imarine Fault; TF: Lala Takerkoust Fault; AKF: Ait Khaled Fault. The interpolation of the foliation/shear planes is also supported by sub-surface structural data from underground mine works (cf. *infra*). Note that the S1 trajectories depict a dextral drag fold against the ENE-trending Tiferouine mineralized body.

Locally, the NW-trending S1 is marked by elongated and aligned biotite porphyroblasts, parallel to the stretching of pyrrhotite grains (Figure 3D), suggesting a syn-tectonic growth of biotite. No stretching lineation has been observed in the N'Fis block. Decimeter-scale sinistral WNW to NW-trending vertical ductile shear planes, occurring sparsely and slightly oblique to S1, are responsible for the local deflection of the S1 planes in the Imarine outcrops (six observations plotted on the stereogram, Figure 2). Brittle faults and joints show a predominant NE-trending orientation with a sub-vertical dip (Figure 2). Due to unfavorable rock materials, the precise kinematics of brittle faults are difficult to establish, which enable the reconstruction of the paleo-stress using the right dihedral method, for instance. However, when it can be observed, the apparent map offsets of the NE-trending decimeter-scale faults indicate a dominant dextral sense of shear.

Finally, the Tiferouine outcrop (Figures 2 and 3E) shows a N70-trending gossan which corresponds to the weathered part of a magnetite-bearing body recognized at depth [12]. The supergene alteration appears to overprint an early cataclasite. Along and within the cataclased mineralized body, the S1 foliation orientation is strongly disturbed (Figure 3E), suggesting drag folding along a right-lateral N70-trending wrench fault (also, see Figure 2 for a map view of the drag folding in the Tiferouine area).

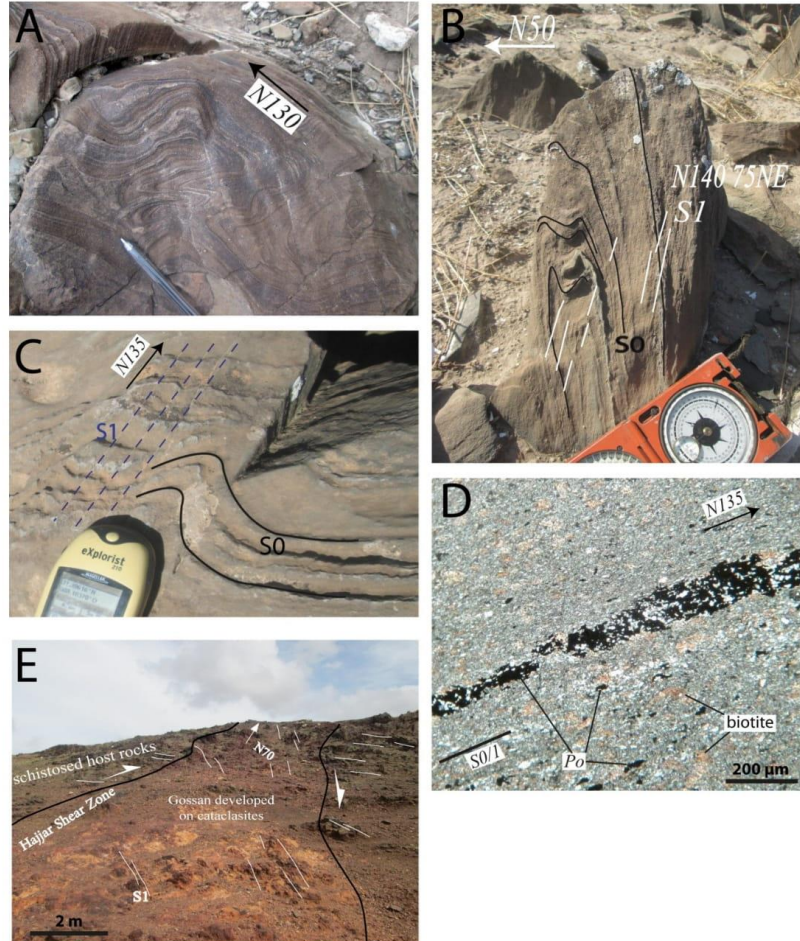


Figure 3. Structures observed in the outcrops. (A) syn-sedimentary and soft sediment deformation occurring as slumps and convolutes are widespread in the sandy limestones of the N'Fis block; (B) obliquity between the S1 foliation plane and recumbent fold axial plane suggests that some isoclinal folds are former slumps rather than P1 folds; (C) NW-trending S1 foliation plane developed within the P1 hinge zone; (D) thin sections (cross polars normal to foliation) of metapelite with sulfide ribbons (Po: pyrrhotite) from the N'Fis block. The bedding plane is transposed by the S1 foliation plane, the sulfide ribbon and patches disseminated in the matrix are flattened. Biotite porphyroblasts are elongated broadly parallel to the foliation plane; (E) mineralized Tiferouine body (see location in Figure 2) with an associated gossan inside an ENE-trending dextral shear zone evidenced by cataclasites and the re-orientation of S1.

4. Sub-Surface Structural Data from the Hajjar Deposit

Five mine levels have been mapped in the Hajjar deposit (Figure 4). Moreover, we selected two peculiar cross-sections along the galleries to present the meso-scale structures (Figures 5 and 6). The micro scale structure and texture data are summarized in Figures 7 and 8.

4.1. Strain Pattern and Meso-Scale Structures

Bedding, foliation, and shear planes have been reported at each exploitation level within either host rocks or mineralized bodies (Figure 5). Due to the exploitation, the mineralized bodies are not all accessible yet, and foliation data from Hibti (1993) [23] were used to interpolate the S1 trajectories. The micro petro-structural description of the foliation and shear planes are presented below in the following sections within both host rocks and ore.

The resulting maps show that in the Hajjar MSD, the S1 foliation is near vertical and trends from N0 to N45. With respect to the surface data from the N'Fis block (Figures 2 and 3), NW-oriented foliation has not been measured. The interpolation of the bedding trace emphasizes large-scale tight folding which affects both ore bodies and host rocks. The mineralized bodies have been mapped considering historical grade cut-offs for the exploitation. Geologically, the margins of the ore bodies are much less sharp than those shown on the maps provided in Figure 4. Despite this, the ore body morphologies are distributed among various shapes from a group of lensoid decametric bodies to multi-lobate and “dendritic” shapes (e.g., CP in Figure 4C). It is noteworthy that most of the lensoid decametric bodies, often distributed in clusters, are elongated parallel to the local foliation (e.g., CEWD, CWD, CP in Figure 4D,E).

The brittle deformation marked by fault offsets and joints makes it difficult to locally follow the ductile foliation and shear planes. This brittle deformation is marked by large cataclasite zones (thick lines in Figure 4) with different apparent kinematics that indicate complex and likely diachronous activities. Even though these polyphased cataclasite zones are very important for the continuation, exploration, and production of ore bodies, they require a specific structural study which is outside the scope of this paper which focuses on Variscan ductile strain.

Ductile strain is marked by foliated zones that are heterogeneously distributed, suggesting strain localization in corridors between less deformed areas (Figures 4, 5A and 6A). The strain pattern presents two types of high strain corridors (indicated in Figure 4B): N to NNE-trending and NE to ENE-trending strain corridors.

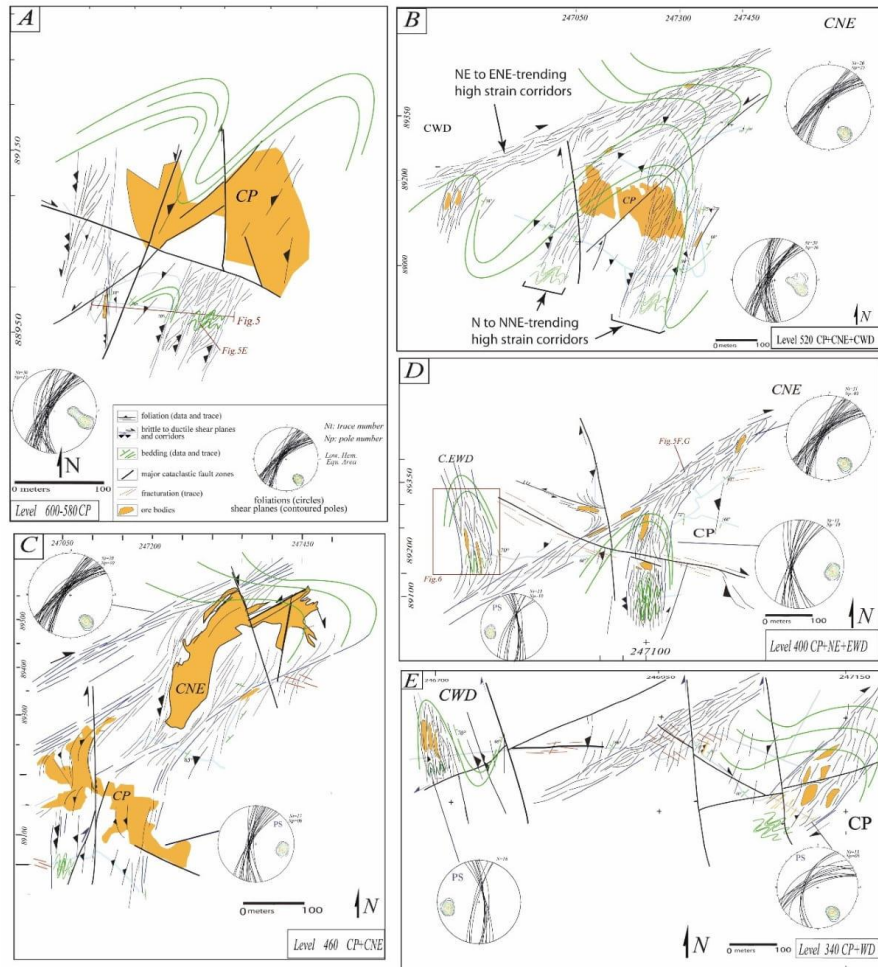


Figure 4. Structural maps of the five main exploitation levels (decreasing altitude from **A** to **E**) in the Hajjar mine. High strain corridors are marked by the development of dense foliation and shear planes. The light blue traces are galleries. The coordinates are taken from the mine's own system. Note that the scale is slightly different for each level. The following acronyms are used for the ore bodies (translated from French): CP = main body; CNE = north-eastern body; CWD = western body; CEWD = extreme western body. The CP ore body has been intensively exploited and some zones are no longer accessible, structural data from Hibti (1993) [23] were then added and carefully projected in these areas (see text for explanation).

4.2. The N to NNE-Trending High Strain Corridors

These corridors have been almost fully mapped at all exploitation levels (Figure 4). Two types of strain corridors can be distinguished: the first is characterized by dominant reverse shear planes and folds with an axial planar cleavage S1 (called a “reverse corridor” below, Figure 5A–E), whereas the second corresponds to the development of a strong and penetrative S1 foliation with horizontal

stretching lineation without the occurrence of reverse shear planes (called a “flattening corridor” below, Figure 6).

Within reverse corridors, shear planes present dominant reverse rather than strike-slip kinematics. In the map view (Figure 4), the obliquity between S1 and the shear planes, which seems to indicate a sinistral sense of shear, is an artifact as the strike-slip component which is low and dextral when it is observed. The noticeable meso-scale structures are: i) eastward verging thrusts and decollements, most of time using a weak pyrrhotite-rich layer/body as the sole, which is near-parallel to the bedding in the foot-wall (Figure 5A–C). The associated folds in the hanging-walls developed an axial-planar cleavage S1. Typical meter-scale detachment folds, with thickening of the sulfide-rich decollement level, are frequent (Figure 5C), which might explain the “corrugation” observed along the decollement plane (Figure 5B); ii) the high strain corridors are characterized by the development of an intense foliation associated with similar upright NS-oriented folds (Figure 5A and D) which are frequently in association with reverse shear bands responsible for “pop ups” (Figure 5E). Local evidence of the oblique-slip component is provided by oblique stria, the “pop ups” then corresponding to dextral positive flower structures (Figure 5E).

Within the flattening corridors where thrusting is not observed, bedding marked by sulfide-rich ribbons is fully overprinted by the S1 foliation which bears a horizontal NS stretching lineation (Figure 6A). With increasing strain, the rock color changes to a very dark and black tint. To the west, a massive sulfide body is exploited (CEWD). This body is not continuous as it is instead composed of several distinct massive sulfide lenses aligned parallel to S1. The termination of the sulfide lenses is wavy due to the occurrence of small-scale folds of sulfide ribbons or host rocks. This sulfide lens morphology is frequently observed throughout the mine (e.g., Figure 8D). Near the termination, these lenses integrate clasts of host rocks (Figure 6). Cm- to dm-thick veins are abundant along the high strain corridor (Figure 6A). Locally, tips of massive sulfide lenses present triangular veins (or “saddle reef”) at a “triple junction” position with respect to the foliation (Figure 6).

4.3. The NE to ENE-Trending High Strain Corridors

They are typical dextral shear zones, as indicated by drag folds in map view and obliquity between the near vertical S1 and the ductile shear planes (Figures 4 and 5F). The lineation is horizontal along the shear planes which often presents a graphitic/silvery mirror surface. The angle between S1 and the shear planes may be very low to null thus defining a mylonitic foliation locally (e.g., Figure 4C). These dextral shear planes, steeply dipping and trending NE to ENE (Figure 4), may present brittle characteristics as a gouge zone at the outcrop scale (Figure 5G). In the gallery, this type of high strain corridor is generally responsible for slope/wall instabilities, which makes access, oriented sampling, and structural data collection difficult, particularly where the strain corridors intersect large ore bodies (e.g., northern border of the CNE mineralized body, Figure 4C).

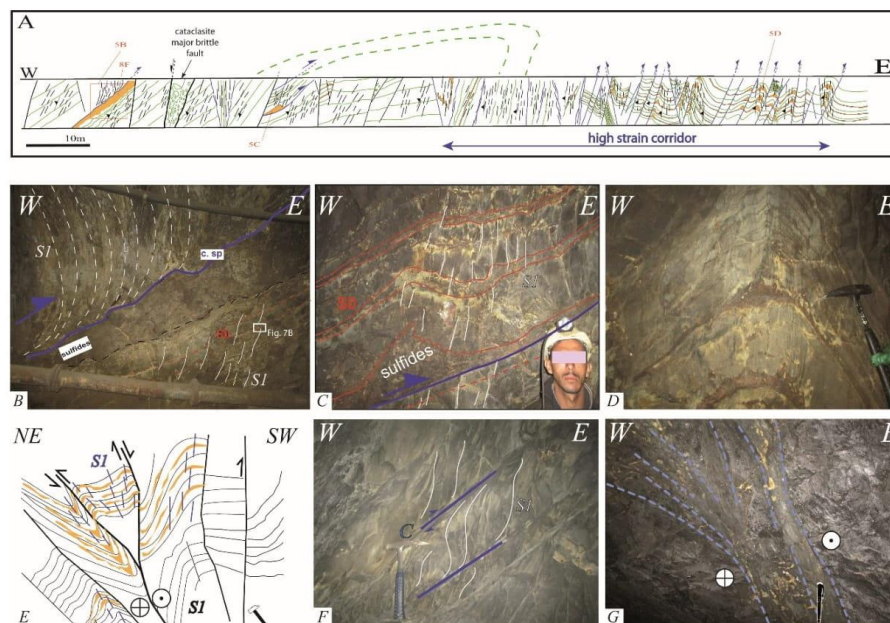


Figure 5. Structures and deformation of the Hajjar ore deposit. A to E are from the N to NNE-trending high strain “reverse” corridors; F and G are from the NE to ENE-trending high strain corridors. (A) Cross-section along the gallery from level 600-580 (see location in Figure 4A). S0 is shown in green, S1 is in black, the brittle to ductile shear planes are given in blue, the main massive sulfide bodies are shown in orange. The section is located within the footwall of the CP and is mainly composed of stratified gresio-pelites and tuffs with mm- to cm-thick sulfide ribbons (containing mostly pyrrhotite and pyrite with a small amount of chalcopyrite) with no economic interest. The intensity/spacing of the foliation and high frequency of the shear planes can be used to depict the high strain corridors. Most of the brittle to ductile shear planes have an apparent reverse component: (B) an east-verging thrust developed within a pyrrhotite-rich massive sulfide deposit acting as a decollement layer. In the hanging-wall, the bedding is not observed whereas the S1 cleavage is curved by top-to-the-east drag folding. Both massive sulfide wallrocks are corrugated (c. sp: corrugated shear plane); (C) Detachment fold above a pyrrhotite-rich sulfide layer thickened within the core of a disharmonic fold hinge. The S1 axial planar foliation is well-developed in the hanging-wall; (D) Upright similar fold with associated axial planar S1 cleavage. The pyrrhotite-rich red ribbons are extremely thinned in the limbs and thickened within the hinge zone; (E) Positive flower structure associated with similar drag folds and S1 cleavage (line drawing from level 600-580, Figure 4A). Along the N15E-trending faults, high dipping stria show that the reverse component is dominant relatively to the dextral strike-slip one; (F) Ductile dextral NE-trending near the vertical shear planes (C) and associated S1 foliation within a NE-trending right-lateral high strain corridor in meta-siltstones (location CNE area, Figure 4D); (G) ENE-trending steep dextral shear zones marked by foliated gouges and various branches (sense of shear is determined in the gallery roof, location in Figure 4D).

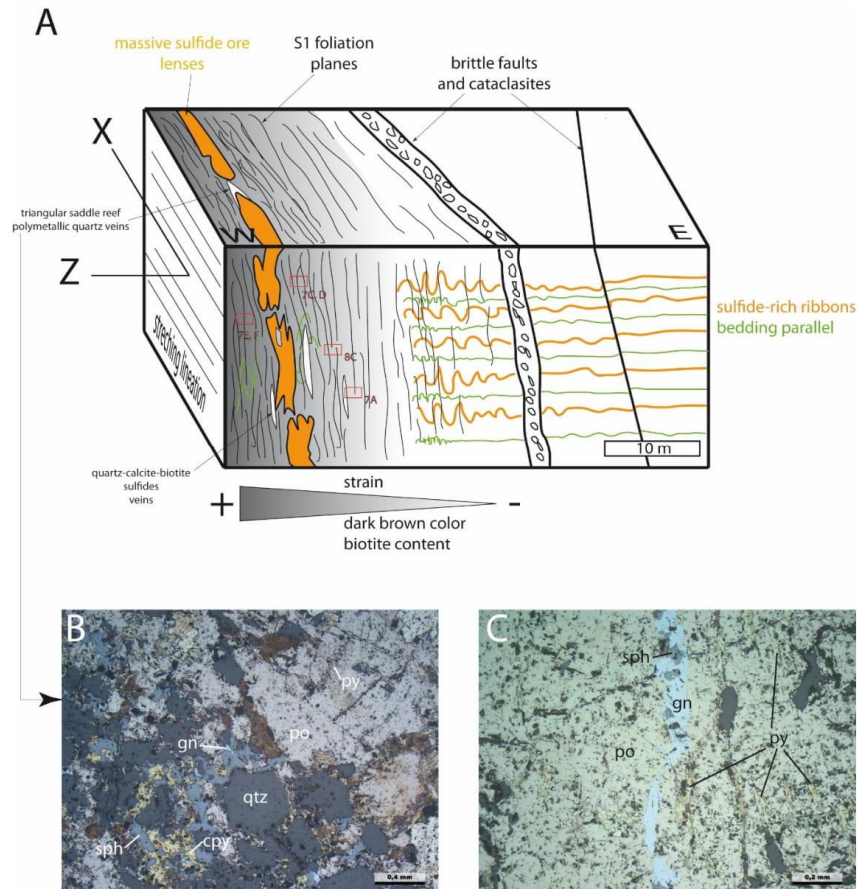


Figure 6. Outcrops of the extreme western body (CEWD) gallery, a typical N-trending “flattening” corridor. (A) 3D man-made sketch of the CEWD cross-section located in Figure 6A. The exploited massive ore bodies correspond to meter-scale lenses aligned within a high strain zone marked by an intense foliation in dark host rocks with high biotite and sulfide content. X and Z are the long and short axis of the strain ellipsoid respectively; (B,C) Thin-section photographs of the triangular veins developed at the massive ore lenses termination (RL). The vein is mainly filled with quartz associated with a polymetallic assemblage. Pyrrhotite is replaced by pyrite along cracks (B,C) and sphalerite/galena ($\pm$ chalcopyrite) veinlets crosscut the former pyrrhotite and arsenopyrite grains (not shown).

4.4. Microstructures and Textures in the Host Rocks

Oriented thin sections were taken from the Hajjar MSD, especially from the N to NNE-trending high strain corridors described above.

The primary lithologies and associated syn- or diagenetic hydrothermal halos have been metamorphosed and/or altered. This metamorphism appears to be better expressed in high strain corridors, i.e., when the S1 foliation planes are densely represented (e.g., Figure 6A). Two metamorphic assemblages can be distinguished in the metapelites. The first one is comprised of quartz + biotite + andalusite ($\pm$ calcite). (Figure 7A,C,D). Cordierite has not been observed, but the shape of some

porphyroblasts replaced by white mica aggregates indicate the presence of this mineral (e.g., Figure 8E). The second assemblage is made of quartz + chlorite + muscovite ($\pm$ carbonate). This last assemblage can also be observed in sandy-pelites with sulfide-rich ribbons, where it post-dates and locally replaces the biotites (Figure 7B). Foliation-parallel veinlets are filled with quartz and large biotite crystals associated with calcite in the geodic cavities (Figure 7A).

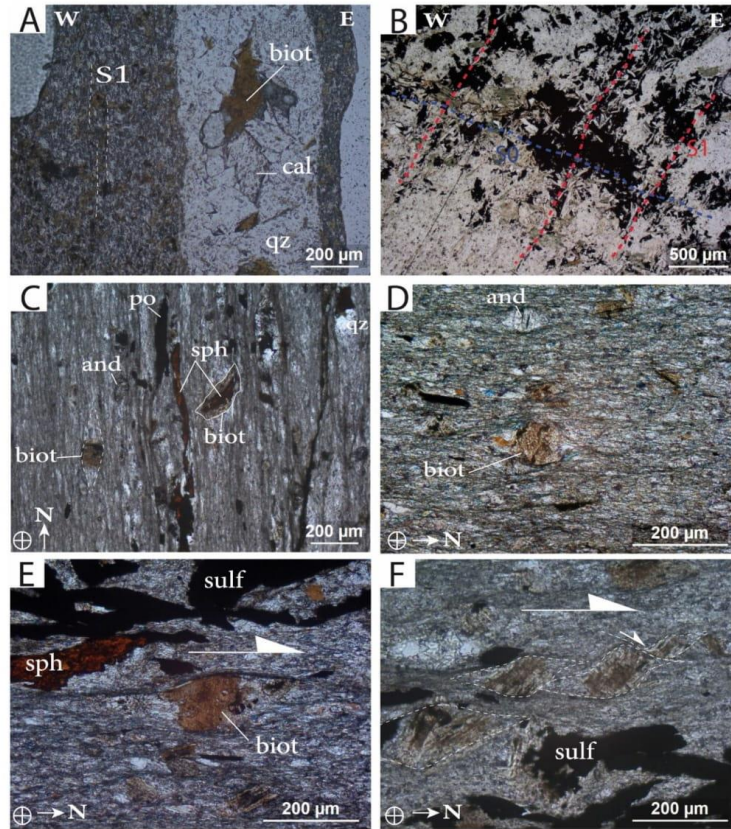


Figure 7. Thin section microphotographs of the S1 foliation and associated porphyroblasts within the Hajjar host rocks. A, C, D, E and F are from the flattening corridors; B is from the reverse corridors. (A) Quartz (qz), calcite (cal) and biotite (biot) vein parallel to the incipient S1 foliation, vertical section, see location in Figure 6, NAPL. The host rock presents a fine-grained granoblastic texture composed of biotite and andalousite grains with a local preferred orientation defining an incipient foliation plane; (B) Footwall of the thrust (see location in Figure 5) with the S₀ plane marked by sulfide-rich ribbons (in blue) and discrete S1 planes (in red) characterized by muscovite (white laths) crystallization (NAPL). Please note that the non-oriented biotite (i.e., “static”) porphyroblasts are replaced by chlorite (pale green); (C–F) Horizontal thin sections parallel to the stretching lineation showing the main foliation plane S1 marked by elongated sulfides (sulf) and particularly pyrrhotite (po) and sphalerite (sph); see location in Figure 6. Like the fine-grained foliation, the pressure shadows and caps around the andalousite (and) and biotite (biot) grains are composed of quartz, white micas, chlorite and local carbonates. In the high strain area, asymmetric pressure shadows around the biotite indicate a non-coaxial regime with a dextral sense of shear (E,F).

In areas where the foliation is weakly developed, biotite and andalousite porphyroblasts show a granoblastic “static” texture with a very subtle preferred orientation locally (Figure 7A). With increasing strain, biotite porphyroblasts are generally coarser and present a preferred orientation parallel to the fine-grained S1 foliation, a planar axial surface with micro-folds (Figure 8C). In high strain zones, pressure shadows and strain caps are found around some biotite and andalousite crystals (Figure 7C to F), whereas other biotite crystals remain nearly free of foliation deflection (e.g., a biotite crystal growing around a sphalerite core in Figure 7C). The pressure shadows are generally composed of quartz, muscovite, and chlorite, i.e., the same assemblage constituting the fine-grained foliation (Figure 7D,E). Asymmetric pressure shadows around biotite are common in flattening corridors attesting to a non-coaxial regime, at least locally (e.g., dextral in the CEWD outcrop, Figure 6, Figure 7E,F). Therefore, in high strain and non-coaxial zones, biotite crystals appear as pre-tectonic porphyroblasts, suggesting severe non-coaxial strain increments after the HT/LP metamorphism peak.

4.5. Microstructures and Textures in Sulfides

The internal ductile/plastic strain of the sulfide ribbons and bodies is widespread and high in the Hajjar MSD. This is particularly due to the high content of pyrrhotite within the ore.

Associated with folding, the S1 axial planar cleavage is marked by flattened sulfide ribbons within the XY plane with refractions and hinge thickening (Figure 8A,B). The preferred interpretation is that a refraction mechanism is responsible for this rather than a “bed to bed” flexural slip, because no shear planes have been observed in quartz (Figure 8B). Normal thin sections with XY planes cannot be used to characterize a preferred stretching X direction with respect to the 3D sulfide micro-lens dimensions. Therefore, the strain ellipsoid is mainly oblate and the strain regime is close to pure flattening. In greater detail, different rheological behaviors of the sulfides are expressed along S1, with pyrrhotite behaving much more plastically than chalcopyrite and sphalerite (Figure 8B), which present both a “ductile” and brittle response to the stress. Frequently, the sulfide micro-lenses present an “X-shape” or “chromosome-like” morphology (Figure 8A,C). The elongated sphalerite grains surrounded by pyrrhotite within a foliated silicate matrix (Figure 8C) suggest that the conjugate effects of folding, recrystallization, and rheological contrasts explain this “X” morphology. As mentioned above, this peculiar “X-shape” morphology is also encountered at a larger scale in the edge and tip areas of massive ore bodies (Figures 6 and 8D).

In many places at the Hajjar MSD massive sulfide bodies present an internal planar fabric. Three types of fabrics can be distinguished: i) a planar fabric parallel to the S1 foliation within the host rocks (Figure 8D). In this case, the fabric corresponds to flattened pyrrhotite grains (with various chalcopyrite, sphalerite and galena contents), separated by elongated metamorphic silicate slices/lenses (Figure 8E). The metamorphic assemblage is represented by chlorite and white micas replacing former biotite/andalousite (/cordierite?) blasts (Figure 8E). These silicate slices can be very thin or even absent in the most enriched ore. It is noteworthy that the mechanical twinning of pyrrhotite is regularly distributed in a direction normal to the planar fabric, providing evidence for the tectonic origin of this foliation; ii) mylonitic zones affecting weakly deformed massive sulfides (Figure 8G). These mylonites can be observed where high strain corridors intersect or encompass mineralized bodies. C/S-type structures are common within the sulfide mylonites (Figure 8G). Flattened pyrrhotite grains define the S planes, whereas C planes present finely cataclased sphalerite and chalcopyrite in a foliated silicate gouge; iii) the third planar fabric corresponds to a mineralogical and textural banding marked by alternations of sphalerite-rich and sphalerite-poor ribbons (Figure 8F). For instance, this banding is either parallel to the S1 foliation in the wall rocks or parallel to the bedding planes in the footwall of decollement layers (Figures 5 and 8F). Pyrrhotite grains are elongated with no systematic mechanical twinning. Sphalerite does not show systematic elongation, and the quartz grains are elongated with undulose extinction (Figure 8F). Therefore, the respective part of the syngenetic and diagenetic vs. tectonic processes are still unclear, and cannot be used to explain this banding.

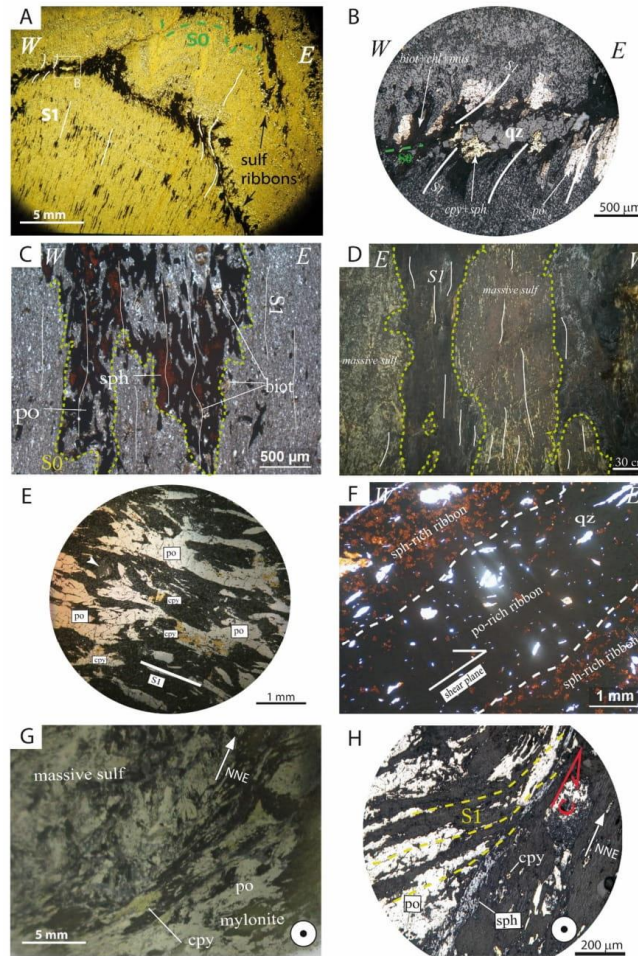


Figure 8. Deformation and textures of the sulfides in the Hajjar deposit. (A) The folding and associated S1 foliation of fine-grained sediments containing early sulfide-rich ribbons parallel to the bedding (S0). Note the cleavage refraction and thickening of the hinge zone due to the plastic behavior of pyrrhotite; (B) Details of A with pyrrhotite flowing along the stretching direction whereas the behavior of chalcocopyrite and sphalerite is less plastic. A metamorphic assemblage mainly composed of muscovite and chlorite ($\pm$ biotite) grows parallel to S1; (C) Micro-fold affecting a sphalerite and pyrrhotite-rich thin ribbon (CEWD, location in Figure 6A). The axial planar cleavage S1 is marked by the stretching of sulfides and elongated biotite blasts; (D) Massive sulfide lenses separated by strongly foliated host rock slices (south of CP, altitude 500 m). The ore bodies are internally banded parallel to the S1 foliation; (E) Texture of deformed pyrrhotite-rich massive sulfide (RL) parallel to the S1 foliation. The dark grey areas correspond to a muscovite/chlorite (replacing biotite locally) assemblage. Andalousite or cordierite porphyroblast ghosts are replaced by white micas (arrow); (F) textural and mineralogical banding within a massive sulfide body in the sole thrust (see location Figure 5A,B). Note the elongation of the quartz grains; (G) Massive sulfide sample affected by ductile shearing and mylonitization (SE part of the CP, level 400, the local name is “la bande Sud-Est”); (H) Details of G, thin section, RL. The sulfide mylonites present typical C/S structures. It should be noted that sphalerite appears to be “localized” in the C planes. The sample view from the bottom shows a dextral sense of shear.

5. Interpretation

5.1. Hajjar Mine and N'Fis Block: One Single Foliation (Not Two)

The rocks of the Hajjar mine are affected by one single flattening XY plane which is near vertical and trends from N0 to N45. The maps of the S1 trajectories (Figure 4) show that the deformation is not homogenous at the mine scale. In the high strain corridors, this XY plane corresponds to a S1 penetrative foliation overprinting the entire rock, whereas in less deformed areas, S1 is a slaty cleavage that is axial planar in similar folds. Host rocks and sulfide bodies present the same silicate metamorphic assemblages (Figures 7 and 8). With respect to this foliation, the qtz + biot and assemblage presents either a “static” granoblastic texture when the strain is low (i.e., weakly developed foliation, Figure 7A) or pre- to syn-tectonic features when the foliation is strongly expressed (Figures 7C to E, 8C). The texture, shapes, and aggregates of the biotite and andalousite ($\pm$ suspected cordierite) are typical of HT/LP “contact” metamorphism in the hornfels facies. The syn-tectonic assemblage is composed of quartz + chlorite + white micas ($\pm$ calcite) and partially replaced the former biotite and andalousite blasts (Figures 7B and 8E).

Similarly, surface data from the N'Fis block (Figures 2 and 3) show the occurrence of a single sub-vertical XY plane oriented N130. This flattening plane is a penetrative foliation secant to slumps (Figure 3B) and axial-planar to P1 folds (Figure 3C). Contact metamorphic biotite blasts are elongated parallel to the foliation and appear as flattened sulfide grains (Figure 3D).

Therefore, these data imply that the Hajjar MSD and the N'Fis block are affected by a single foliation which encompasses a HT/LP contact metamorphism. Although a single Variscan foliation was similarly recognized by Dias et al. (2011) [35] at the regional scale, our results disagree with the previously published works on the Hajjar mine/N'Fis area: i) first, two foliations were identified and consequently two successive tectonic events with sub-normal horizontal shortening directions were invoked [12,23]. In particular, the N20-30 dry joints affecting the N'Fis block at the surface (Figure 2) cannot be related to the N0-30 penetrative and ductile foliation observed in the Hajjar mine. Moreover, there has been no direct observation of an early foliation/cleavage in the Hajjar galleries during our study; ii) second, the biotite blasts were interpreted as post-tectonic with respect to the last deformation event [25].

5.2. The Hajjar Mine is Located within a Regional-Scale Shear Zone

The direct consequence of the previous result is the occurrence of a large foliation virgation from the Imarine outcrops to the Hajjar MSD (Figure 2). This virgation in the orogeny is typically caused by wrenching along regional shear zones. Our structural data from the surface (e.g., Tiferouine outcrops, Figures 2 and 3E) and from sub-surface structural maps (Figures 4 and 5) in the Hajjar underground mine fully support the occurrence of a major right-lateral ENE-trending transpressive shear zone at Hajjar.

The strain pattern on the maps show that shear planes are heterogeneously distributed as they are clustered within the shear corridors. Along a broad ENE direction, we identified various types of high strain corridors (see the 2D pattern in Figure 9): i) the N to NNE-trending corridors correspond to either reverse corridors characterized by thrusting and associated folding with a low amount of dextral oblique-slip (Figures 4 and 5A–E) or to flattening corridors characterized by a tight and penetrative foliation with horizontal stretching lineation and a local dextral sense of shear (Figures 6 and 7); ii) The NE to ENE-trending corridors correspond to unequivocal vertical dextral shear zones. The orientation of both strain corridors are connected and form an asymmetric 3D anastomosed pattern that is compatible with a bulk dextral sense of shear along a N60-70 direction (Figure 9). Reverse corridors with vertical thickening indicate that the Hajjar shear zone is transpressive. This result is fully in coherence with previous works dealing with the Western Meseta, in which dominant dextral strike-slip tectonics were clearly identified during the Variscan orogen [35]. However,

in the location near the Hajjar mine, a regional scale shear zone of this type has not been previously recognized and constitutes a key structural feature of the Guemassa Hercynian orogenic segment.

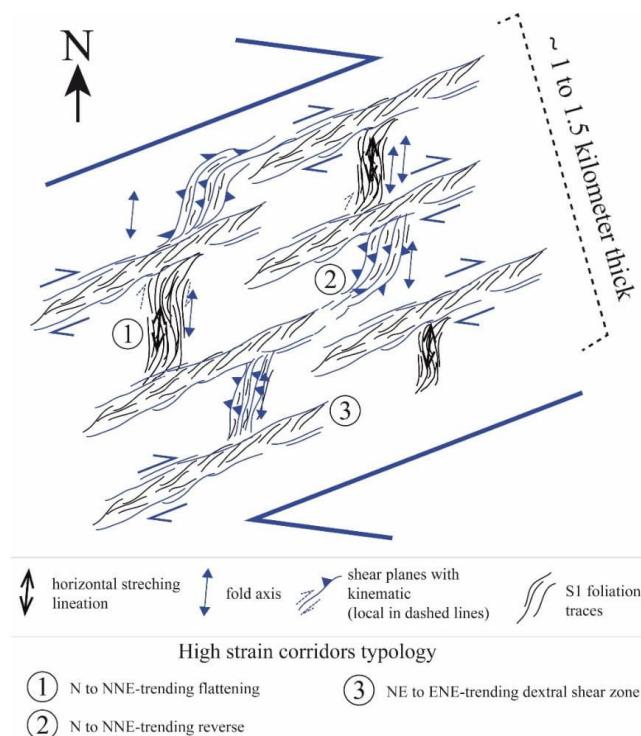


Figure 9. Simplified and conceptual map view model of the internal strain pattern within the Hajjar transpressive right-lateral shear zone (see text for explanation).

The shear planes of the Hajjar MSD present both ductile and brittle features (Figures 5 and 8G, H). The last brittle increments cross-cut and offset the former S1 foliation along the gouge zones (Figure 5G). Asymmetric biotite blasts with pressure shadows filled with the chlorite and white mica assemblage (Figure 7E,F) argue for simple shearing after the thermal peak of the HT/LP contact metamorphism. Lower or retrograde metamorphic conditions during simple shearing are also indicated via the cataclasis of sphalerite and chalcopryrite along the shear planes within mylonitic zones affecting massive sulfides (Figure 8H). Therefore, the Hajjar shear zone records simple shearing increments during and after the development of the widespread S1 foliation.

Last, the Atlasic brittle reactivation of this Hercynian shear zone cannot be ruled out, however it is still difficult to precisely depict this.

5.3. Ore Deformation and Remobilization

As recognized in previous studies [25], our data indicate that the Hajjar mineralization is strongly deformed and metamorphosed. It is affected by folding, foliation and mylonitic bands within a regional scale shear zone. Structures such as pyrrhotite-rich ribbons clearly pre-date the deformation and the HT/LP contact metamorphism (e.g., Figures 6 and 8A). The primary syn- or diagenetic mineralization is then strongly reworked by deformation. In particular, at the meter scale,

we present clear evidence of tectonic thickening within the fold hinge zone. The wavy termination of the metric-scale massive sulfide lenses parallel to S1 suggests that these lenses were likely thickened by folding before they were flattened within the XY plane of S1 (Figures 6 and 8D). This mechanism is enhanced by the high “plasticity” of pyrrhotite, which is by far the dominant sulfide at Hajjar. The pre-to syntectonic HT/LP metamorphism greatly favors the ductile behavior and recrystallization of sulfides including chalcopyrite and sphalerite. This is observable at the thin section scale, where the tectonic thickening induced the stress-oriented recrystallization of sphalerite, leading to an incipient “banding” of sphalerite-rich/sphalerite-poor slices parallel to S1 (Figure 8C). We suggest that, in Hajjar MSD, this solid-state thickening and remobilization are effective at a larger scale, but further modern textural and mineralogical studies are required in order to be able to investigate this point.

Remobilization of the primary metal stock by fluids (e.g., the fluid state processes and chemical remobilization described by Gilligan and Marshal (1987) [3] is also expressed in the Hajjar MSD. Even though the metal mass balance quantification is outside the scope of this study, the polymetallic veins argue for hydrothermal fluid-assisted remobilization during deformation. In particular, the polymetallic triangular veins at the tips of the massive sulfide lenses indicate such remobilization. This type of vein with a polymetallic assemblage associated with quartz, newly formed sphalerite and galena veinlets, and pyrrhotite replacement by vermicular pyrite (Figure 6B,C), is similar to the so-called “piercement veins” described by authors working on deformed MSD (e.g., [3,38–40]). It has been hypothesized that the metamorphic fluids liberated during the prograde HT/LP contact metamorphism (e.g., quartz veins with biotite in Figure 7A), combined with potential advective hot magmatic fluids exsolved from deeper granitic bodies, are able to chemically rework the primary sulfides and concentrate metals into dilatant sites as triple junction veins during the last increments of deformation [3]. Due to high reactive chemistry, the fluid-assisted chemical reworking of primary VMSD is common in many metamorphic contexts other than HT/LP metamorphic conditions (e.g., [41] and references therein).

6. Discussion: Toward an Integrated Tectono-Metamorphic Model for the MSD-Bearing Jebilet and Guemassa Massifs

These interpretations must be discussed in terms of the ages and tectono-metamorphic evolutions established for the Guemassa and Jebilet Massifs; both of these Massifs bear the major MSD in Morocco.

First, syn-sedimentary structures and soft sediment deformation have been identified in the N’Fis block (Figure 3A,B) and in the Hajjar mineralization [23]. These structures are well known within the Viséan Sarhlef syn-rift formation in the Jebilet Massif, and correspond to slope instabilities during the opening of the Jebilet basin from 370 to 325 Ma (the D0 transtensive event described by Delchini (2018) [26]). Coeval with this sedimentation, the basin underwent significant bimodal and calc-alkaline magmatism, leading to many intrusions within the sediments and the basement. Consequently, the thermal gradient is very high [26], and primary syn- to diagenetic massive sulfide mineralization occurred within the volcano-sedimentary sequences (Figure 10A). The initial morphology (e.g., normal fault locations and trends, depocenters, etc.) of these basins and sub-basins is not constrained in the Guemassa Massif contrary to the Jebilet Massif where the basins are interpreted as pull-apart systems with NNE-trending normal faults and associated N70E-trending left-lateral strike-slip faults [42]. Therefore, it is likely that the Guemassa Massif and the Hajjar shear zones acted as sinistral strike-slip faults during this Early Carboniferous period (Figure 10A), lateral N to NNE trending normal faults accommodating the formation of local subsiding basins such as the Hajjar one (Figure 10A). However, because it may control the initial MSD distribution, further detailed work is required to specify the Early Carboniferous basin geometries in the Guemassa Massif.

Second, absolute dating of the Hajjar biotites related to thermal aureole metamorphism has been performed by Watanabe (2002) [33] using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and yields an approximate age of ca. 301 Ma. This age and the associated HT/LP metamorphic assemblage are compatible with the M2b metamorphism reported in the Jebilet Massif [26,28]. In other words, the S1 foliation and HT/LP metamorphism that we document in the Hajjar MSD and in the N’Fis block within the Guemassa

Massif are structurally and temporally similar to the D2b tectono-metamorphic event described in the Jebilet Massif to the north (see the section on geological settings above and [26]). It is noteworthy that this thermal event is not restricted to the Hajjar mine, as it has been traced by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials geothermometry method (RSCM) throughout the whole N’Fis block [27]. In the Jebilet as in the Guemassa Massifs, it has been reported that this thermal event is the consequence of hidden plutonic intrusions. Our data suggests the presence of fluid-assisted HT/LP “contact” metamorphism (Figure 7A). Therefore, the vigorous advection of hot fluids exsolved from melts and/or which come from metamorphic devolatilization may also partly explain the large extent of this HP/LP metamorphism observed in the Guemassa and Jebilet Massifs close to 300 Ma. This regional thermal anomaly is represented in Figure 10B. No former foliation/cleavage has been observed in either the N’Fis block or in the Hajjar mine, suggesting that the D2a/M2a event identified by Delchini (2018) [26] in the Jebilet Massif is not expressed in the Guemassa Massif. This is in agreement with the fact that the D2a/M2a event, which reaches the garnet-staurolite amphibolite facies, is poorly represented in the Jebilet Massif, and better expressed northward in the Rehamna Massif. Thus, the S1 foliation/cleavage characterized in this study matches the S2b foliation identified in the Jebilet Massif to the north by Delchini et al. (2016) [28]. Biotites related to the HT/LP metamorphism are not post-kinematic, as proposed by Hibti (1993) [23]. They are pre- to syn-kinematic, which implies that deformation occurred during the peak of the HT/LP “contact” metamorphism (Figure 9B). Based on the biotite blasts vs. strain relationship, we suggest that during the HT peak, the deformation was predominantly coaxial before shifting to a bulk non-coaxial regime.

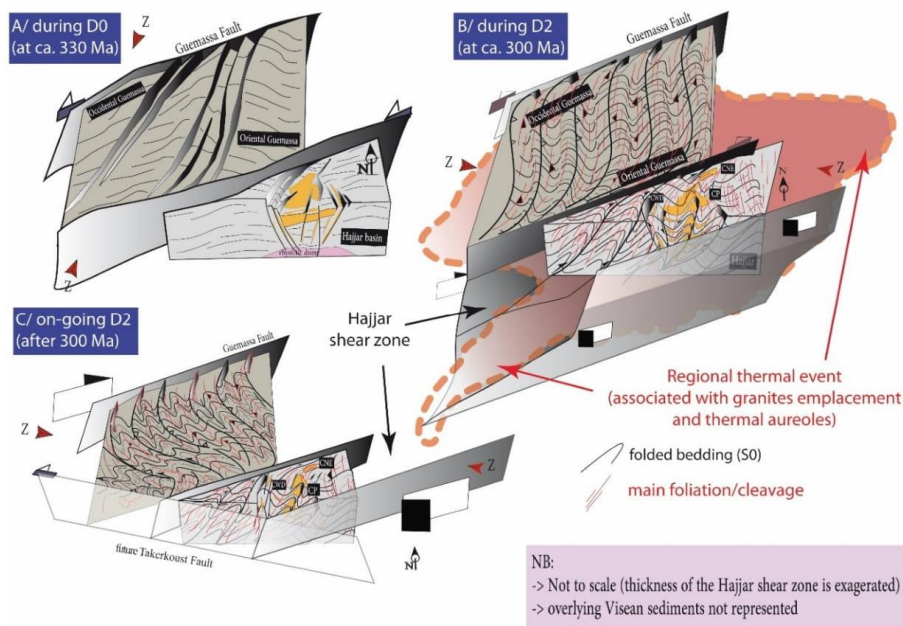


Figure 10. Tectono-metamorphic model of the Hajjar shear zone and associated MSD. The name of the tectonic events (D0, D2) corresponds to the tectonic events that have recently been established for the Jebilet Massif by Delchini (2018) [26]. D1 has not been identified in this study. See text for explanations.

Third, during the Early Permian, the D2 event identified in the Jebilet Massif ended with transpressive conjugate regional shear zones, oriented NE/ENE and SE/SSE with a dextral and sinistral (e.g., the MSZ, Figure 1) sense of shear respectively (i.e., the D2c event described by Delchini,

2018) [26]. This led to the development of a regional scale “flower structuration” of the Jebilet Massif. This strain localization along the shear zones appears to post-date the HT/LP contact metamorphism. Our data from the Guemassa Massif are fully compatible with this scenario (Figure 10C): the Hajjar regional shear zone we recognized in this study appears to be one of the dextral shear zones responsible for the large virgation of the main foliation planes. As observed in the Jebilet Massif, this shear zone corresponds to a progressive strain localization during the retrograde metamorphism when the D2 event ended. Last, as proposed by Dias et al. (2011) [35], conjugate WNW-ESE trending sinistral shear zones activated as the Lalla Takerkoust fault (Figure 10 C). This sinistral wrench zone accentuated and is responsible for the virgation of the S1 foliation, resulting in the “anarchic” WNW-orientation of the foliation observed through the N’Fis block.

7. Conclusion

The Guemassa Massif and the Hajjar base-metal massive sulfide deposit have been affected by a single foliation during a major Late Carboniferous-Early Permian Hercynian tectonic event. This foliation is strongly affected and deflected by regional scale shear zones such as the Hajjar N70-trending and right-lateral shear zone. Structural mapping in the Hajjar mine demonstrates that the Hajjar shear zone is complex with anastomosing shear plane patterns combined with thrusting and folding. This deformation is partially coeval, with a large thermal anomaly responsible for the HT/LP metamorphism. The tectono-metamorphic evolution of the Oriental Guemassa Hercynian segment is highly compatible with the evolution depicted for the Jebilet Massif. Strain under a high heat flux favored the deformation of the massive sulfides bodies which partly underwent fluid-assisted remobilization in the Hajjar mine. The tectonic thickening of the mineralization is observed at the meter scale, and must be re-examined at a larger scale.

Author Contributions: S.A. and Y.B. conceptualized both the study and the final model and wrote the original draft. L.B. (Lakhlifi Badra) and L.B. (Luc Barbanson) reviewed and edited the draft. M.O., A.K., M.Z., L.M. gave their validation, Funding acquisition and project administration.

Funding: The PhD thesis of S. Admou has been partly funded by the “Office Méditerranéen de la Jeunesse” through a partnership between Orleans University (France) and Moulay Ismael University (Meknès, Morocco).

Acknowledgments: We are grateful to S. Janiec from ISTO and X. Le Coz from Geosciences Rennes who performed high quality thin sections. Our discussion with S. Delchini was greatly appreciated. We thank the reviewers and specially R. Dias for very fruitful and constructive review. The Guest Editor A. Chauvet is also thanked for inviting us to submit our work.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Cawood, P.A.; Hawkesworth, C.J. Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. In *Ore Deposits in an Evolving Earth*; Jenkin, G.R.T., Lusty, P.A.J., McDonald, I., Smith, M.P., Boyce, A.J., Wilkinson, J.J., Eds.; Geological Society of London: London, UK, 2013; pp. 9–21.
2. Graf, J.; Skinner, B. Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite. *Econ. Geol.* **1970**, *65*, 206–215. [[CrossRef](#)]
3. Marshall, B.; Gilligan, L.B. An introduction to remobilisation: information from ore-body geometry and experimental considerations. *Ore Geol. Rev.* **1987**, *2*, 87–131.
4. Marshall, B.; Spry, P.G. Discriminating between regional metamorphic remobilization and syntectonic emplacement in the genesis of massive sulfide ores. *Rev. Econ. Geol.* **1998**, *11*, 39–80.
5. Marignac, C.; Diagana, B.; Cathelineau, M.; Boiron, M.-C.; Banks, D.; Fourcade, S.; Vallance, J. Remobilisation of base metals and gold by Variscan metamorphic fluids in the south Iberian pyrite belt: evidence from the Tharsis VMS deposit. *Chem. Geol.* **2003**, *194*, 143–165. [[CrossRef](#)]
6. Chauvet, A.; Onézime, J.; Charvet, J.; Barbanson, L.; Faure, M. Syn- to late-tectonic stockwork emplacement within the Spanish section of the Iberian pyrite belt: Structural, textural, and mineralogical constraints in the tharsis and la zarza areas. *Econ. Geol.* **2004**, *99*, 1781–1792. [[CrossRef](#)]

7. Barrie, C.D.; Boyle, A.P.; Prior, D.J. An analysis of the microstructures developed in experimentally deformed polycrystalline pyrite and minor sulphide phases using electron backscatter diffraction. *J. Struct. Geol.* **2007**, *29*, 1494–1511. [[CrossRef](#)]
8. Barrie, C.D.; Boyle, A.P.; Cook, N.J.; Prior, D.J. Pyrite deformation textures in the massive sulfide ore deposits of the Norwegian Caledonides. *Tectonophysics* **2010**, *483*, 269–286. [[CrossRef](#)]
9. Barrie, C.D.; Peare, M.A.; Boyle, A.P. Reconstructing the pyrite deformation mechanism map. *Ore Geol. Rev.* **2011**, *39*, 265–276. [[CrossRef](#)]
10. Reddy, S.M.; Hough, R.M. Microstructural evolution and trace element mobility in Witwatersrand pyrite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2013**, *166*, 1269–1284. [[CrossRef](#)]
11. Bernard, A.J.; Maier, O.W. Aperçus sur les amas sulfurés Massifs des hercynides Marocaines. *Miner. Depos.* **1988**, *23*, 104–114. [[CrossRef](#)]
12. Hibti, M. Les amas Sulfurés des Guemassa et des Jebilet (Meseta Sud-Occidentale, Maroc): Temoins de L'hydrothermalisme Précoce dans le Bassin Mesetien. Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 2001.
13. Belkabit, A.; Gibson, H.L.; Marcoux, E.; Lentz, D.; Rziqi, S. Geology and wall rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn–Pb–Cu massive sulphide deposit, Morocco. *Ore Geol. Rev.* **2008**, *33*, 280–306. [[CrossRef](#)]
14. Marcoux, E.; Belkabit, A.; Gibson, H.L.; Lentz, D.; Ruffet, G. Draa Sfar, Morocco: A Visean (331 Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. *Ore Geol. Rev.* **2008**, *33*, 307–328. [[CrossRef](#)]
15. Moreno, C.; Sáez, R.; González, F.; Almodóvar, G.; Toscano, M.; Playford, G.; Alansari, A.; Rziqi, S.; Bajddi, A. Age and depositional environment of the Draa Sfar massive sulfide deposit, Morocco. *Miner. Depos.* **2008**, *43*, 891–911. [[CrossRef](#)]
16. Ben aissi, I. Contribution à L'étude Géologique des Amas Sulfurés Polymétalliques de Draa Sfar et de Koudiat Aïcha: Comparaison avec les Gisements de Ben Slimane et de Kettara (Jebilet Centrales, Maroc Hercynien). Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 2008.
17. Lotfi, F.; Belkabit, A.; Brown, A.C.; Marcoux, E.; Brunet, S.; Maacha, L. Geology and Mineralogy of the Hercynian Koudiat Aïcha Polymetallic (Zn–Pb–Cu) Massive Sulfide Deposit, Central Jebilet, Morocco. *Explor. Min. Geol.* **2008**, *17*, 145–162. [[CrossRef](#)]
18. Essaifi, A. Relations entre Magmatisme-Déformation et altération Hydrothermale: L'exemple des Jebilet Centrales (Hercynien, Maroc). Ph.D Thesis, University of Rennes I, Rennes, France, 1995.
19. Essaifi, A.; Hibti, M. The hydrothermal system of Central Jebilet (Variscan Belt, Morocco): A genetic association between bimodal plutonism and massive sulphide deposits? *J. Afr. Earth Sci.* **2008**, *50*, 188–203. [[CrossRef](#)]
20. Essaifi, A.; Goodenough, K.M.; Lusty, P.A.J.; Outigua, A. Microstructural and Textural Evidence for Protracted Polymetallic Sulphide Mineralization in the Jebilet Massif (Variscan Belt of Morocco). *Min. Resour. Sustain. World* **2015**, *1–5*, 1603–1606.
21. Lusty, P.A.J.; Goodenough, K.M.; Essaifi, A.; Maacha, L. Developing the lithotectonic framework and model for sulfide mineralization in the Jebilet Massif, Morocco: implications for regional exploration. In *Mineral Resources in a Sustainable World, Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France, 24–27 August 2015*; André-Mayer, A.S., Cathelineau, M., Muchez, P., Pirard, E., Sindern, S., Eds.; Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA): Genève, Switzerland, 2015; pp. 1635–1638.
22. N'Diaye, I.; Essaifi, A.; Dubois, M.; Lacroix, B.; Goodenough, K.M.; Maacha, L. Fluid flow and polymetallic sulfide mineralization in the Kettara shear zone (Jebilet Massif, Variscan Belt, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* **2016**, *119*, 17–37. [[CrossRef](#)]
23. Hibti, M. L'amas Sulfuré de Hajjar, Contexte Géologique de mie en Place et Déformations Superposées (Haouz de Marrakech, Méséta Sudoccidentale, Maroc). Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 1993.
24. Zouhry, S. Étude Métalogénique D'un amas Sulfuré Viséen à Zn Pb Cu: cas de Hajar, Guemassa, Maroc. Ph.D Thesis, Ecole polytechnique de Montréal, Montréal, Canada, 1999.
25. Hibti, M.; Marignac, C. The Hajjar deposit of Guemassa (SW Meseta, Morocco): A metamorphosed syn-sedimentary massive sulfide ore body of the Iberian type of volcano-sedimentary massive sulfide deposits. In *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century, Proceedings of the Joint Sixth Biennial SGA-SEG Meeting, Krakow, Poland, 26–29 August 2001*; A.A. Balkema: Lisse, The Netherlands, 2001; pp. 281–284.

26. Delchini, S. Etude Tectono-Thermique D'un Segment Orogénique Varisque à Histoire Géologique Complexe: Analyse Structurale, Géochronologique et Thermique du Massif des Jebilet, de L'extension à la Compression. Ph.D Thesis, University of Orléans, Orléans, France, 2018.
27. Delchini, S.; Lahfid, A.; Ramboz, C.; Branquet, Y.; Maacha, L. New Peak Temperature Constraints using RSCM Geothermometry on the Hajjar Zn-Pb-Cu Mine and its Surroundings (Guemassa Massif, Morocco). In Proceedings of the 13th SGA Biennial Meeting, Nancy, France, 24–27 August 2015.
28. Delchini, S.; Lahfid, A.; Plunder, A.; Michard, A. Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet Massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos* **2016**, *256*, 1–12. [[CrossRef](#)]
29. Haimmeur, J. Contribution à L'étude de L'environnement Volcano-Sédimentaire et du Minéral de Douar Lahjar (Guemassa, Maroc), Lithologie, Paléo-Volcanisme, Géochimie et Métallogénie. Ph.D Thesis, École Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, France, 1988.
30. Raqiq, H. Le bassin Carbonifère des Guemassa (Meseta Sud occidentale, Maroc): Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution structurale. Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 1997.
31. Ouadjou, A. Pétrographie, Géochimie et Structure des Roches Magmatiques Antéschisteuses des Massifs Hercyniens des Guemassa et Souktana. Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 1997.
32. Ed Debi, A.; Saquaque, A.; Kersit, M.; Chbiti, A. L'amas sulfuré de Hajar (Guemassa, Maroc). *Chronique de la Recherche Minière* **1998**, *531–532*, 45–54.
33. Watanabe, Y. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic constraints on the timing of massive sulfide and vein-Type Pb-Zn mineralization in the Western Meseta of Morocco. *Econ. Geol.* **2002**, *97*, 147–157. [[CrossRef](#)]
34. Soulaïmani, A. L'évolution structurale des Massifs hercyniens du Haouz de Marrakech: Guemassa- N'fis (Maroc). Ph.D Thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco, 1991.
35. Dias, R.; Hadani, M.; Leal Machado, I.; Adnane, N.; Hendaq, Y.; Madih, K.; Matos, C. Variscan structural evolution of the western High Atlas and the Haouz plain (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* **2011**, *61*, 331–342. [[CrossRef](#)]
36. Hoepffner, C.; Soulaïmani, A.; Piqué, A. The Moroccan Hercynides. *J. Afr. Earth Sci.* **2005**, *43*, 144–165. [[CrossRef](#)]
37. Saadi, M.; Hilali, E.A.; Bensaïd, M.; Boudda, A.; Dahmani, M. Carte géologique du Maroc, échelle 1:1 000 000. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*. 1985. Available online: <https://geodata.mit.edu/catalog/mit-gfcc2renabn5c> (accessed on 6 October 2018).
38. Pedersen, F.D. Remobilization of the massive sulfide ore of the Black Angel Mine, central West Greenland. *Econ. Geol.* **1980**, *75*, 1022–1041. [[CrossRef](#)]
39. Maiden, K.J.; Chimimba, L.R.; Smalley, T.J. Cuspate ore-wall rock interfaces, piercement structures and the localization of some sulfide ores in deformed sulfide deposits. *Econ. Geol.* **1986**, *81*, 1464–1472. [[CrossRef](#)]
40. Plimer, I.R. Remobilization in high-grade metamorphic environments. *Ore Geol. Rev.* **1987**, *2*, 231–245. [[CrossRef](#)]
41. Gu, L.; Zheng, Y.; Tang, X.; Zaw, K.; Della-Pasque, F.; Wu, C.; Tian, Z.; Lu, J.; Li, X.; Yang, F.; et al. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, NE China. *Ore Geol. Rev.* **2007**, *30*, 1–29. [[CrossRef](#)]
42. Aarab, E.M.; Beauchamp, J. Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentaires. Implications géodynamiques. *CR Acad. Sci. Paris* **1987**, *304*, 169–174.



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Étude structurale et gîtologique du gisement de sulfures massifs à métaux de base de Hajjar : contribution à l'histoire tectono-métamorphique des Guemassa orientales, Maroc

Résumé :

Les gisements de sulfures massifs encaissés dans les massifs hercyniens marocains des Jebilet et Guemassa sont de type (VMS) déformés et métamorphisés. Il manque toutefois une évaluation de la contribution de cette déformation à leur structuration actuelle, et l'éventuel impact de celle-ci sur le plan économique et en termes d'exploration. Par conséquent, cette contribution vise principalement à définir le contexte structural de ces minéralisations, en vue d'en déduire un modèle structural relatif au VMS de Hajjar.

Le VMS de Hajjar, appartenant au domaine des Guemassa (Meseta occidentale). Il est encaissé dans des terrains d'origine volcanosédimentaire composés de pélites, de grès et de lentilles et barres calcaires intrudés par des sills et dykes felsique et basique. Les principaux corps volcaniques correspondent aux dômes rhyolitiques

Le gisement de Hajjar est composé de 3 corps minéralisés : le corps principal (CP), le corps Nord-Est (CNE) et les corps ouest et extrême ouest descendierie (CWD, CEWD). Le gisement de Hajjar est affecté par un seul plan XY d'aplatissement subvertical de directions N0 à N45. L'encaissant et les corps sulfurés présentent les mêmes assemblages métamorphiques silicatés, qui présentent soit une texture granoblastique « statique » lorsque la déformation est faible, soit des caractéristiques près à syn-tectoniques lorsque la schistosité est fortement exprimée. La texture, les formes des biotites et d'andalousites ($\pm$ cordiérite suspectée) sont typiques du métamorphisme de contact HT / BP des faciès de cornéennes. L'assemblage syntectonique est composé de quartz + chlorite + micas blancs ($\pm$ calcite), et remplace partiellement les anciennes biotites et andalousites. Les données de surface du bloc N'Fis montrent la présence d'un seul plan XY subvertical orienté N130. Les biotites du métamorphisme de contact sont allongées parallèlement à la schistosité. L'ensemble des données indiquent que le VMS de Hajjar et le bloc N'Fis sont affectés par une seule schistosité qui est synchrone d'un métamorphisme de contact de HT / BP. La virgation importante de la schistosité des affleurements d'Imarine au VMS de Hajjar est dû à une importante zone de cisaillement - transpressive de direction ENE-WSW. Près de la mine Hajjar, une telle zone de cisaillement à l'échelle régionale est reconnue pour la première fois, et constitue une caractéristique structurale-clé du district de Hajjar.

La minéralisation de Hajjar est fortement déformée et métamorphisée. Elle est affectée par le plissement, la schistosité et la mylonitisation dans un contexte cisailant. Les structures minéralisées stratiformes sous forme de rubans riches en pyrrhotite précèdent clairement la déformation et le métamorphisme de contact. D'autres structures minéralisées riches en (Zn, Cu, Pb) présentent un rubanement tectonique issu de la remobilisation par fluide de la minéralisation précoce. Le stade précoce est caractérisé par la précipitation de la pyrrhotite, pyrite, arsénopyrite, sphalérite et la galène, alors que le stade syncinématique constitue l'événement concentrateur majeur caractérisé par la dissolution et la recristallisation de la paragenèse précoce avec un enrichissement en Zn, Cu. Le stade tardif post-cinématique est responsable de la néoformation de sulfures, à savoir la chalcopyrite, la pyrite et quelques traces de sphalérite.

Nous avons mis en évidence un épaississement tectonique dans les zones de charnières. Le métamorphisme pré à syntectonique favorise le comportement ductile et la recristallisation des sulfures (Po, Cpy et Sph). Les veines triangulaires polymétalliques à l'extrémité des lentilles de sulfures massifs sont le témoin d'une remobilisation hydrothermale assistée par un fluide pendant la déformation. L'ensemble de nos études débouche sur la proposition d'un modèle 3D tectonométamorphique pour le VMS des Guemassa et des propositions pour rechercher des extensions de la minéralisation.

Mots clés : Hajjar, amas sulfurés, minéralisation (Pb, Cu et Zn), altération hydrothermale, zone de cisaillement, métamorphisme, contrôle structural

Structural and geological study of the Hajjar massive base metal sulfide deposit: contribution to the tectono-metamorphic history of Eastern Guemassa, Morocco

Abstract : The massive sulphide deposits hosted in the Moroccan Hercynian massifs of Jebilet and Guemassa are Volcanogenic Massive Sulfide (SMV), deformed and metamorphosed. However, an assessment of the contribution of this deformation to their current structure and the eventual impact on the economy and in terms of exploration is missing. Therefore, this contribution aims mainly to define the structural context of these mineralizations, in order to deduce a structural model relating to Hajjar's VMS.

The VMS of Hajjar, belonging to the domain of Guemassa (Western Meseta). It is hosted in volcanosedimentary terrain composed of pelites, sandstones and lentils and limestone bars intruded by felsic and basic sills and dykes. The main volcanic bodies correspond to the rhyolitic plugs.

The Hajjar deposit is composed of 3 mineralized bodies: main body (CP); north-eastern body (CNE); western body (CWD) and extreme western body (CEWD.). The Hajjar deposit is affected by a single XY plane of subvertical flattening of directions N0 to N45. The host rock and sulphide bodies have the same silicate metamorphic assemblages, which exhibit either a "static" granoblastic texture when the strain is low or pre to syn-tectonic features when the foliation is strongly expressed. The texture shapes, and aggregates of the biotite and andalousite ($\pm$ suspected cordierite) are typical of HT/LP "contact" metamorphism in the hornfels facies. The syn-tectonic assemblage is composed of quartz + chlorite + white micas ($\pm$ calcite) and partially replaced the former biotite and andalousite blasts. The data from the N'Fis block show the occurrence of a single sub-vertical XY plane oriented N130. The biotites of contact metamorphism are elongated parallel to the foliation. These data imply that the Hajjar MSD and the N'Fis block are affected by a single foliation which encompasses a HT/LP contact metamorphism. The significant inflexion of foliation from Imarine outcrops to Hajjar VMS is due to major right-lateral ENE-trending transpressive shear zone at Hajjar. Near the Hajjar mine, such a regional shear zone is recognized for the first time, and is a structural key feature of the Hajjar district.

The mineralization of Hajjar is strongly deformed and metamorphosed. It is affected by folding, foliation and mylonitic bands within a regional scale shear zone. Structures such as pyrrhotite-rich ribbons clearly pre-date the deformation and the HT/LP contact metamorphism. The early stage is characterized by the precipitation of pyrrhotite, pyrite, arsenopyrite, sphalerite, and galena, whereas the synkinematic stage constitutes major concentrator event characterized by the dissolution and recrystallization of early paragenesis with enrichment in Zn, Cu. The late post-kinematic stage is responsible for the neoformation of sulphides, namely chalcopyrite, pyrite and some traces of sphalerite.

We have demonstrated a tectonic thickening within the fold hinge zone. pre-syntectonic metamorphism favors ductile behavior and sulfide recrystallization (Po, Cpy, and Sph). The polymetallic veins argue for hydrothermal fluid-assisted remobilization during deformation. All of our studies lead to the proposal of a 3D tectono-metamorphic model for the VMS of Guemassa and proposals to search extensions of the mineralization.

Key words: Hajjar, massive sulphide, mineralization (Pb, Cu, and Zn), hydrothermal alteration, shear zone, metamorphism, and structural control.

**ISTO, 1A Rue de la Ferrollerie, 45100 Orléans, France/
3MIEM B.P. 11201 Zitoune Meknès, Maroc**



