Université Sidi Mohamed ben Abdellah
Faculté des Sciences Dhar Mehraz-Fès
Département de Géologie

B.P. : 1796 Fès-Atlas

UFR : « Géologie des Ressources Minérales »
Discipline : « Sciences de la Terre, Pétrologie »
Spécialité : *Métallogénie*

Thèse présentée en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR

Par

Addi AZZA

Géologie et métallogénie des minéralisations à or et antimoine du Jbel Haouanite (Haut Atlas oriental, Maroc)

Soutenue publiquement le Samedi 20 Juillet 2019 devant le jury composé de :

Hassan SAHBI	Président	PES, Président de l'Université Moulay Ismail, Meknès
Abdellah BOUSHABA	Directeur de thèse	PES, Faculté des Sciences Dhar Mehraz, Fès
Amina WAFIK	Rapporteur	PES, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech
Raouf JEBRANE	Rapporteur	PES, Faculté des Sciences et Techniques, Fès
Abdallah MOUTTAQI	Rapporteur	PES, Secrétaire Général de l'ONHYM
Nassreddine BAALI	Examinateur	PES, Faculté des Sciences Dhar Mehraz, Fès
Ali MOUKADIRI	Examinateur	PES, Faculté des Sciences Dhar Mehraz, Fès

« Je cherche quelque sentier qui conduise à des vérités nouvelles, et je demande qu'on ne considère cet essai que comme les pas chancelants d'un homme qui se hasarde de pénétrer dans un pays inconnu à la lueur de quelques étoiles. »

D. Dolomieu (30 janvier 1791)

RESUME

Les minéralisations à or et antimoine de Jbel Haouanite (Haut Atlas oriental, Maroc) sont encaissées par les structures tectoniques portées par des formations ordovico-siluriennes.

Les études réalisées ont permis de noter que les formations sont affectées par plusieurs phases tectoniques. D'abord, une première phase post-silurienne, antérieure à l'intrusion magmatique, se traduisant par des plis P1 et induisant une schistosité S_1. Ensuite, une deuxième phase affectant les roches magmatiques et se manifestant par des plis P2 et une schistosité S_2. Enfin, une troisième phase avec des plis P3 et une schistosité de fracture S_3. Au voisinage des roches magmatiques, les schistes sont tachetés avec une schistosité de crénulation. Concernant la tectonique cassante, le secteur est lardé de fractures dont certaines sont à remplissage de quartz, d'autres à quartz et carbonates et d'autres encore à antimoine et or. Outre les structures faillées et bréchifiées encaissant les minéralisations, le secteur a connu une tectonique polyphasée avec des charriages post siluriens et une tectonique NW-SE post minéralisation.

Concernant le magmatisme, le secteur de Jbel Haouanite a connu au moins deux intrusions dont la première est antérieure à la deuxième phase de plissement alors que l'autre lui est postérieure. Cette dernière a été déterminée comme étant une rhyodacite.

Les études minéralogiques, tant au microscope optique qu'au MEB, ont permis de constater que la minéralisation aurifère est postérieure à la minéralisation antimonifère. L'or se présente soit en grains, soit dans des fissures ou associé à la valentinite. La paragenèse minérale comporte l'or natif, la stibine, la valentinite, la stibiconite, ainsi que les sulfosels d'antimoine et de plomb.

Le traitement statistique par ACP des analyses chimiques a permis de noter l'absence de corrélation entre l'or et les autres éléments. Par contre, une corrélation peut être notée, particulièrement, entre l'antimoine et le plomb.

La projection des résultats analytiques sur les différents diagrammes nous permet de conclure que les minéralisations aurifères s'apparentent au type « orogénique mésothermal » tardi-hercynien.

Une comparaison avec certains gisements à antimoine et or a permis de noter une similitude avec les minéralisations de la mine de La Lucette (Massif armoricain français) qui seraient en relation avec un magmatisme mafique. Pour les minéralisations de Jbel Tazekka (Moyen Atlas, Maroc), plusieurs types existeraient et particulièrement le type « périgranitique », ce qui est différent de Jbel Haouanite où les intrusions magmatiques n'avaient pas joué de rôle, du moins pour les concentrations actuelles.

Mots clefs : Or, Stibine, Schistes, Grésopélites, Rhyodacites, Hercynien, Ordovicien, Silurien, Tectonique polyphasée, Gondwana, Haut Atlas oriental, Maroc.

ABSTRACT

The gold and antimony mineralizations of Jbel Haouanite (Eastern High Atlas, Morocco) are hosted by tectonic structures carried by Ordovico-Silurian formations.

Studies have shown that formations are affected by several tectonic phases. A first post-Silurian phase, prior to the magmatic intrusion, resulting in folds P1 and inducing schistosity S1. Then, a second phase affecting the magmatic rocks and manifested by folds P2 and schistosity S2. Finally, a third phase with P3 folds and S3 fracture schistosity.

In the vicinity of magmatic rocks, shales are spotted with crenulation schistosity. With regard to brittle tectonics, the sector is larded with fractures, some of which are filled with quartz, others with quartz and carbonates and others with antimony and gold. In addition to the faulty and brecciated structures hosting the mineralization, the area has experienced polyphase tectonics with post-Silurian thrustings and post-mineralization NW-SE tectonics.

Concerning the magmatism, the area of Jbel Haouanite has known at least two intrusions, the first of which is prior to the second phase of folding while the other is later. The latter was determined to be a rhyodacite.

Mineralogical studies, using optical microscopy and SEM, have shown that gold mineralization is posterior to antimoniferous mineralization. Gold occurs either in grains or in cracks or associated with valentinite. Mineral paragenesis includes native gold, stibnite, valentinite, stibiconite, as well as antimony and lead sulfosalts.

The statistical processing by PCR of the chemical analyzes made it possible to note the absence of correlation between the gold and the other elements. On the other hand, a correlation can be noted, particularly, between antimony and lead.

The projection of the analytical results on the different diagrams allows us to conclude that the auriferous mineralizations are similar to the late-Hercynian "mesothermal orogenic" type.

A comparison with some deposits with antimony and gold allows us to note a strong similarity with the mineralizations of the mine of La Lucette (French Armorican Massif) which would be in relation with a mafic magmatism. For the mineralization of Jbel Tazekka (Middle Atlas, Morocco), several types exist and particularly the "perigranitic" type which is different from Jbel Haouanite where the magmatic intrusions had not played a role, at least for the current concentrations.

Keywords: Gold, Stibnite, Shales, Gresopelites, Rhyodacites, Hercynian, Ordovician, Silurian, Polyphase Tectonics, Gondwana, Eastern High Atlas, Morocco.

AVANT PROPOS

L'idée de réaliser un travail de synthèse et de prospective sur l'or au Maroc a toujours taraudé les géologues miniers nationaux. L'idée allait prendre de l'intérêt en 1997 (plus de vingt ans !) quand, suite à l'étude du PDM (Plan de Développement Minier), un consortium canadien avait soumis à la Direction des Mines une proposition pour la réalisation d'une étude sur la « métallogénie de l'or au Maroc ». Mme Amina Benkhadra, alors directeur des Mines au Ministère de l'Energie et des Mines, avait jugé la proposition très intéressante mais nous l'avions jugée onéreuse et elle m'avait demandé si nous pouvions la réaliser avec nos propres moyens. J'avais jugé l'idée fort intéressante et constituait un défi que je voulais relever. Toutefois, des réticences au niveau de la Direction de la Géologie (dont je relevais à l'époque), avaient fait qu'il fallait abandonner ce rêve intellectuel.

C'est ainsi que naquit, en 2007, l'idée de réaliser ce travail dans le cadre d'une thèse de doctorat à l'Université Sidi Mohamed Ben Abdallah, Faculté des Sciences Dhar Mehraz, Fès, sous la direction du professeur Abdellah Boushaba. Certes, le travail ne répondra que partiellement au souhait initial mais, je l'espère, aura l'avantage de constituer un jalon et une pierre dans l'édification du projet.

REMERCIEMENTS

Lors de la préparation de ce travail, j'ai pu bénéficier de l'appui inconditionnel et désintéressé d'un grand nombre de collègues et amis, qui ont bien voulu mettre à ma disposition leur documentation souvent inédite, voire personnelle.

Ainsi, je voudrais remercier Monsieur le Président de l'Université Sidi Mohamed Ben Abdallah et Monsieur le Doyen de la Faculté des Sciences Dhar Mehraz, qui ont bien voulu accepter que ce travail soit réalisé au sein de cet établissement.

Je remercie M. Abdellah Boushaba qui, sans lui, et en toute sincérité, ce travail n'aurait jamais vu le jour. Je voudrais lui dire tout simplement « merci Abdellah, à toi, à ton épouse et à tes enfants ». Tu as été plus qu'un encadrant ou un collègue. Tu étais un ami sincère et les portes de ta maison m'ont toujours été ouvertes. Je te remercie pour toute la peine que tu t'es donnée pour que ce travail puisse aboutir.

Je remercie Monsieur le Professeur Hassan Sahbi, Président de l'Université Moulay Ismail de Meknès pour l'honneur qu'il me fait en président le jury de cette thèse.

Je remercie Mme le Professeur Amina Wafik et MM. les Professeurs Nassreddine Baali, Raouf Jebrane, Ali Moukadiri et Abdallah Mouttaqi, pour avoir accepté d'examiner ce travail et de siéger au sein du jury de cette thèse.

Je remercie Mme Amina Benkhadra, Directeur Général de l'ONHYM et ex-Ministre de l'Energie et des Mines ainsi que M. Abdelkader Amara, ex-Ministre de l'Energie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement, pour leurs encouragements lors de la réalisation du présent travail.

Je remercie M. El Arabi Hilali, Ex-Directeur de la Géologie, pour tous ses encouragements et son appui depuis l'obtention de mon diplôme d'ingénieur de l'ENIM en 1978 et qui m'avait orienté vers la géologie minière dès mon affection au Ministère en 1980, après l'obtention de mon diplôme de l'ENSG de Nancy.

Je remercie M. Saad Soulaimani, professeur à l'ENSMR de Rabat, pour le traitement géostatistique des données analytiques et M. Ali Bahmad, géologue à la SNED, pour le traitement stéréographique des données structurales.

Je remercie M. Abdelhak Alansari, professeur à la Faculté Semlalia de Marrakech, qui a bien voulu me remettre des sections polies qu'il avait confectionnées au niveau de la mine ainsi que M. Mohamed Charroud, Professeur à la FST de Fès, pour les discussions fort intéressantes que nous avions eues autour de la géologie de ces contrées.

Je remercie M. Houari M. Rachid, professeur à la faculté des sciences d'Oujda, pour les discussions fructueuses que nous avions et durant lesquelles il m'a fait bénéficier de sa connaissance de la plaine de Tamlalt. Aimablement, il a bien voulu me remettre sa documentation. Cela m'a touché et je lui en suis reconnaissant.

Lors de mes missions de terrain à Tamlalt, j'ai pu apprécier la disponibilité de Monsieur Sidi Mohammed Mamoun, Directeur Provincial du Département de l'Energie et des Mines à Bouarfa qui n'avait jamais ménagé aucun effort pour faciliter mes séjours et mes déplacements

dans la région. Je le remercie pour son amabilité et sa gentillesse et pour tous ces moments passés ensemble sur le terrain et pour nos discussions qui ne se terminaient souvent que tard le soir.

Je voudrais aussi remercier tous les opérateurs miniers, et particulièrement leurs services géologiques, qui m'avaient toujours soutenu et ont mis leurs documentations, souvent personnelle ou inédite, à ma disposition. Je voudrais accorder une mention spéciale à mes amis de l'ONHYM et de MANAGEM, et plus spécialement MM. Mouttaqi, Chaib et Maacha, pour les riches discussions autour des différentes thématiques de la géologie minière.

Je n'oublierais pas de remercier les responsables et les techniciens de l'ONHYM et de MANAGEM pour leur appui analytique et pour la confection des lames minces et des sections polies.

Je remercie tous mes amis et anciens collègues du Département de l'Energie et des Mines, avec qui j'ai partagé plein de réflexions. Que de contrées parcourues ensemble et que de souvenirs ! Une pensée particulière pour MM. André Ovtracht et Paul Huvelin qui étaient les premiers à guider mes pas dans le domaine de la métallogénie. Que leurs âmes reposent en paix.

Je remercie tous mes collègues et ami(e)s des universités et des écoles d'ingénieurs, tant nationales qu'étrangères, dont un grand nombre parmi eux ont partagé avec moi l'amour de la géologie et le plaisir des missions sur le terrain. Et que mes autres amis, non géologues, trouvent ici l'expression de mon amitié.

Je voudrais aussi remercier mon ami Abdelhak Hamdaoui, « Ouinoumrdoul », et toute sa famille pour leur sympathie et la chaleur de l'accueil qu'ils m'ont toujours réservé.

Je ne finirais pas sans une pensée pour mes défunts parents, qu'Allah les ait en sa sainte miséricorde, pour mon frère (sans qui, je n'aurais peut-être jamais poursuivi mes études) et ma sœur et leurs conjoints.

Une tendre pensée pour mes enfants Ali et Mouna, pour mes neveux et nièces et leurs enfants, ma belle-fille, mes beaux-parents et, bien évidemment, mes petits-enfants Oubey, Layane et Hafsa, jeunes bourgeons et fleurons d'une autre génération qui se marrent quand on leur dit que papi est un étudiant, presque comme vous.

Enfin, que Wafia, mon épouse, trouve ici l'expression de mes sentiments et de ma reconnaissance pour avoir contribué et fait aboutir ce travail que je dédie à Nadia et Fatiha, deux grandes dames avec un grand cœur. Elles avaient tenu, chacune en son temps, à le voir aboutir mais elles sont parties, toutes les deux, sans en prendre connaissance ! Que leurs âmes reposent en paix !

TABLE DE MATIERES

		Page
	Introduction générale	
	Présentation du travail	2
	Méthodes d'études	3
i-	**Cadre géologique du Tamlalt**	4
	i-1- Historique des recherches	4
	i-2- Stratigraphie régionale	5
	i-3- Magmatisme	13
	i-4- Cadre structural	14
	Conclusion	17
ii-	**Principales minéralisations régionales**	18
	ii - 1 - Les minéralisations barytiques de Zelmou	19
	ii - 2- Les minéralisations manganésifères de Bouarfa	20
	ii - 3- Les minéralisations de Menhouhou	23
	Conclusion	26
I-	**PREMIERE PARTIE : Etude des minéralisations du Jbel Haouanite**	27
	I-1- Cadre géologique	28
	I-2- Gîtologie des minéralisations à or et antimoine	74
	I-3- Géochimie et minéralogie	77
	I-4- Cadre métallogénique et typologie	101
	Conclusion	109
II-	**DEUXIEME PARTIE : Les minéralisations de Jbel Tazekka et de la Lucette**	111
	II - 1- Les minéralisations de Jbel Tazekka	112
	II -2- Les minéralisations de La Lucette (Massif armoricain, France)	116
III-	**TROISIEME PARTIE : Discussion et conclusions générales**	121
	III – 1- Discussion	122
	III – 2- Modèle génétique	123
	III – 3 - Conclusions générales	125
IV-	**Perspectives**	128
BIBLIOGRAPHIE		129

ANNEXES 138

1	Principaux habitus de l'or
2	Photographies de lames minces
3	Cartes de géophysique aéroportée du secteur de Jbel Haouanite
4	Analyses en composantes principales
5	Liste des minéralisations de Tamlalt
6	L'antimoine dans le monde
7	L'or dans le monde et au Maroc

Liste des figures

N°	Figure	Page
1	Carte de situation de la plaine de Tamlalet	4
2	Extrait de la carte géologique de Jbel Lakhdar Ouest	6
3	Colonne lithostratratigraphique synthétique du Protérozoïque et coupe de Jbel Tioua	7
4	Colonne lithosttigraphique synthétique de la plaine de Tamlalet	9
5	Calcaire à lydiennes du Dévonien	11
6	Carte structurale de Tamlalt	14
7	Coupe structurale synthétique à travers la boutonnière de Tamlalt	15
8	Carte des minéralisations de la plaine de Tamlalt	18
9	Colonne stratigraphique et filon principal de Zelmou	19
10	Carte géologique simplifiée du secteur de Bouarfa	20
11	Colonne stratigraphique du secteur de Bouarfa	21
12	Coupes géologiques du gisement de Bouarfa	22
13	Carte géologique du secteur de Menhouhou	23
14	Répartition des zones d'altérations à Menhouhou	24-25
15	Modèle génétique proposé par Pelleter	26
16	Carte de situation de Jbel Haouanite	28
17	Schéma structural de Tamlalt	29
18	Image interprétative litho-structurale du secteur de Jbel Haouanite	30
19	Colonne lithostratigraphique de la série cambro-ordovicienne	32
20	Les unités structurales de la mine de Jbel Haouanite	34
21	Carte lithostratigraphique de Jbel Haouanite	35
22	Schistes siluriens (a, b, c)	36-37
23	Lame mince de schiste	37
24	Schistes avec plissement de la schistosité et structures en C/S	38
25	Lames minces montrant les micro-organismes	39
26	Schistes tachetés	40
27	Schistes à andalousite	40
28	Affleurement avec des figures sédimentaires	41
29	Formation avec oxydes de fer	41
30	Formations récentes au niveau du Jbel Haouanite	42
31	Roche magmatique avec enclaves schisteuses	43
32	Photographies montrant la roche magmatique schistosée et plissée	44
33	Roche magmatique gneissifiée avec des cristaux de quartz écrasés et arrondis avec cisaillement en C/S	45
34	Lames minces de la roche magmatique montrant les feldspaths altérés	45

N°	Figure	Page
35	Photographies montrant du quartz étiré	46
36	Lames minces de la roche magmatique	47
37	Roche magmatique avec enclave schisteuse	48
38	Digitation de l'intrusion magmatique au sein des schistes et cornéennes	48
39	Représentation des données de la roche magmatique sur le diagramme T.A.S.	49
40	Schéma structural du secteur Jbel Haouanite- Ain Lorak	50
41	Coupes sériées à travers Jbel Haouanite et Ain Lorak	51
42	Photo satellite du secteur Ouest de Jbel Haouanite	52-53
43	Plissement P1	54
44	Plis P2 de la phase D2	55
45	Lames minces indiquant la S_{0-1} et la S_2 avec recristallisation du quartz en ombre de croissance	56
46	Lame mince de schistes affectés par P2 (avec des filonnets de quartz plissés et d'autres tardifs se surimposant à S2)	56
47	Roche magmatique avec enclave schisteuse	57
48	Pli P3 affectant un niveau gréseux	57
49	Plis en chevrons, associé à D3	58
50	P2 et P3 marqués sur des barres gréseuses	58
51	Image « Landsat » du « fossé de Tamlalet	59
52	Image satellitaire (Google) montrant l'allure arquée des structures	60
53	Ecaille ordovicienne chevauchant le Silurien	61
54	Structure plissée et écaillée	61
55	Charriages	62
56	Broyage à la base de la nappe	63
57	Faille au niveau de la galerie	64
58	Tectonique tardive affectant la zone minéralisée	64
59	Stries et crochons affectant la caisse minéralisée	65
60	Miroirs de faille avec stries et crochons	65
61	Fentes ouvertes à quartz	66
62	Fentes de tension	67
63	Différentes générations de filons de quartz	69
64	Chronologie de filonnets de quartz	70
65	Filonnets à quartz-carbonates torsadés et schistosés	71
66	Lame mince montrant un filonnet de quartz carbonates, sécant sur la S0-1 et affecté par la S3	72
67	Projection stéréographique	73
68	Plan des travaux miniers de Jbel Haouanite	74
69	Parement nord de la galerie	75-76
70	Diffractogrammes X indiquant la nature des minéraux	78

N°	Figure	Page
71	Photographies au MEB	80
72	Spectres MEB des échantillons analysés	81
73	Image IRTF du polymère propre et du polymère à Au nonocomposite	82
74	Sections polies montrant les différents habitus de l'or	83
75	Diagrammes de Roubaix	85
76	Solubilité de l'or en fonction de la température et du pH en milieu sulfuré	87
77	Schéma montrant les différents fluides intervenant lors de la genèse des gisements aurifères	88
78	Choix des axes ACP	94
79	Diagramme F1-F2	95
80	Biplot F1-F2 pour l'ensemble des éléments analysés	96
81	F2 en fonction de F1	98
82	F4 en fonction de F1	98
83	F6 en fonction de F1	99
84	Diagrammes F2-F4, F2-F6 et F4-F6	100
85	Position des minéralisations de jbel Haouanite dans le diagramme de Poulsen et al. (2000)	103
86	Relation tectonique – minéralisations	105
87	Cycles magmatiques et hydrothermaux du Maroc	107
88	Disposition des gisements aurifères dans leur cadre géodynamique et tectonomagmatique	108
89	Stibine cisaillée	109
90	Carte géologique simplifiée du Tazekka	112
91	Carte géologique et principales exploitations du secteur de Boujaada	113
92	Les gisements du Massif Armoricain français	116
93	Carte géologique de la Lucette	117
94	Champ filonien de La Lucette	118
95	Bloc diagramme indiquant le cadre géodynamique des minéralisations aurifères de Jbel Haouanite	124
96	Les minéralisations de Jbel Haouanite en relation avec les principales provinces aurifères orogéniques du Paléozoïque autour du Gondwana	127

Liste des tableaux

N°	Tableau	Page
1	Teneurs des différentes entités en certains éléments	89
2	Tableau donnant les résultats des analyses du minerai	89
3	Nature pétrographique des échantillons analysés	90
4	Résultats analytiques pour certains éléments	91
5	Matrice de corrélation	93
6	Tableau comparatif des différents types métallogéniques des gisements aurifères	104
7	Tableau comparatif des minéralisations de Jbel Haouanite, Jbel Tazekka et La Lucette	126

LISTE DES ABREVIATIONS

(Nous avons utilisé les symboles recommandés par l'IUGS, version Web 01-02-07)

Andalousite	And
Apatite	Ap
Biotite	Bt
Calcite	Cal
Chlorite	Chl
Dolomite	Dol
Feldspath	Fsp
Hématite	Hem
Illite	Ill
Feldspath potassique	Kfs
Mica	Mca
Muscovite	Ms
Oxydes	Ox
Plagioclase	Pl
Séricite	Ser
Sidérite	Sd
Stibine	Stb
Tourmaline	Tur
Valentinite	Val

Introduction générale

Présentation du travail et méthodes d'études

Cadre géologique du Tamlalt

Historique des recherches

Stratigraphie régionale

Magmatisme

Cadre structural

Conclusion

Minéralisations régionales

Les minéralisations barytiques de Zelmou

Les minéralisations manganésifères de Bouarfa

Les minéralisations de Menhouhou

Conclusion

Introduction générale

Présentation du travail

D'un point de vue de géologie économique, le Maroc n'a pas la réputation d'être un pays aurifère. Certes, plusieurs indices et gîtes sont connus ici et là et ont fait l'objet de recherches géologiques, voire d'exploitation plus ou moins sporadique (Azza, 2000), mais il n'en reste pas moins qu'aucun « gisement de taille mondiale » (quelques millions d'onces) n'a été (ou pas encore été) découvert. Tout l'espoir vient du fait que la géologie du Maroc est riche et diversifiée avec des formations de tous genres et de tous âges et est similaire en plusieurs points à celle de certains pays ayant une réputation d'être producteurs d'or.

D'ailleurs, il y a lieu de rappeler que l'étude relative au Plan de Développement Minier, réalisée par le Ministère de l'Energie et des Mines en 1997, avait conclu que : «*la plus surprenante faiblesse est peut-être la sous-exploration de l'or, étant donné son grand intérêt pour les investisseurs miniers internationaux, ainsi que son potentiel élevé dans plusieurs régions du Maroc...* ».

Parmi les gisements ayant fait l'objet d'exploitation, on peut citer Tiouit dans le Saghro oriental, Bou Azzer dans l'Anti-Atlas central (où l'or est un sous-produit du cobalt-nickel), Iouriren dans l'Anti-Atlas occidental, Seksaoua dans le Haut Atlas paléozoïque mais aussi le gîte de Jbel Haouanite, dans la plaine de Tamlalet, région de Bouarfa, objet du présent travail. Les minéralisations à or et antimoine qui y sont exploitées n'ont jamais été étudiées dans leur cadre régional ni rapprochées des minéralisations similaires connues tant au Maroc que de par le monde. Pourtant, d'autres indices à or et antimoine sont connues au Maroc et particulièrement dans le massif de Tazekka et dans le Rif. D'un autre côté, un autre indice aurifère est connu dans la plaine de Tamlalt (indice de Menhouhou). Il a donc été jugé opportun de procéder à une étude géologique du gîte de Jbel Haouanite et de le rapprocher des minéralisations à paragenèses similaires connues ailleurs.

Par le passé, et concernant la plaine de Tamlalt, les études minières ont été axées essentiellement sur les principales mines que sont le manganèse de Bouarfa, la barytine de Zelmou et le cuivre aurifère de Menhouhou. Les autres indices et occurrences n'ont été étudiés que de manière sommaire dans le cadre d'études régionales.

A notre connaissance, les principaux travaux « académiques » réalisés dans le secteur sont ceux de Sharp (1981), Baba (1985), Hoepffner (1987), Bolata (1995), Khoukhi (2002), Houari (2003) et Pelleter (2007).

Concernant la cartographie géologique, et outre les petites échelles du 1/1.000.000 (qui couvre l'ensemble du territoire national) et du 1/500.000 (couvrant la partie nord du pays), la zone a été cartographiée au 1/200.000 par Du Dresnay (1976) et au 1/50.000 par Milhi et al (2003).

Les principales études gîtologiques, ou d'exploration minière, sont dues aux géologues du Service des Gîtes Minéraux (relevant du Ministère chargé des mines), du BRPM (actuel ONHYM) et de la société Ahad (exploitant le gîte objet du présent travail). Toutefois, seules deux études de synthèse ont été réalisées au niveau de la boutonnière : l'une, avec un inventaire systématique des indices, qui avait été réalisée en 1977 par Rajlich et Lomoz pour le compte du Service Régional de la Géologie d'Oujda alors que la deuxième concerne les minéralisations plombo-zincifères associées aux terrains jurassiques limitrophes (Azza, 1982).

Le but du présent travail est de procéder à l'étude géologique et métallogénique des minéralisations à antimoine et or de Jbel Haouanite. Après une analyse bibliographique, et tenant compte de nos résultats, nous tenterons, d'abord, d'attribuer un modèle génétique aux minéralisations de Jbel Haouanite. Ensuite, nous procéderons à une comparaison de ce gisement à d'autres gîtes et gisements à antimoine et or (cas de la mine de la Lucette, dans le massif armoricain français et de Jbel Tazekka au Maroc) et nous tirerons une conclusion globale.

Méthodes et matériels

Pour la réalisation du présent travail, nous nous sommes basés essentiellement sur nos levés de terrain.

Les échantillons prélevés ont été analysés par ICP dans les laboratoires de REMINEX, de l'ONHYM et « Chemex Labs » (Nevada, USA).

Les lames minces et les sections polies ont été confectionnées dans les ateliers de l'ONHYM et leur étude a été réalisée par microscopie optique et par MEB.

La diffractométrie X a été réalisée moyennant le diffractomètre « X'PERT » de Johannesburg en Afrique du Sud. Leur interprétation a été effectuée par QEMSCAN.

I - CADRE GEOLOGIQUE DE TAMLALT

Dans la présente partie, seront abordées la géologie régionale et les principales minéralisations connues dans la région.

i - Cadre géologique de Tamlalt

La plaine de Tamlalt fait partie de la meseta orientale marocaine (fig. 1). Elle est limitée au Nord par la chaine bordière nord-atlasique et, au Sud, par la ride sud. Elle a fait l'objet de plusieurs travaux géologiques dont en particulier des levés géologiques au 1/200.000 par Du Dresnay (1965, 1976) et au 1/50.000 par Milhi et al. (2003).

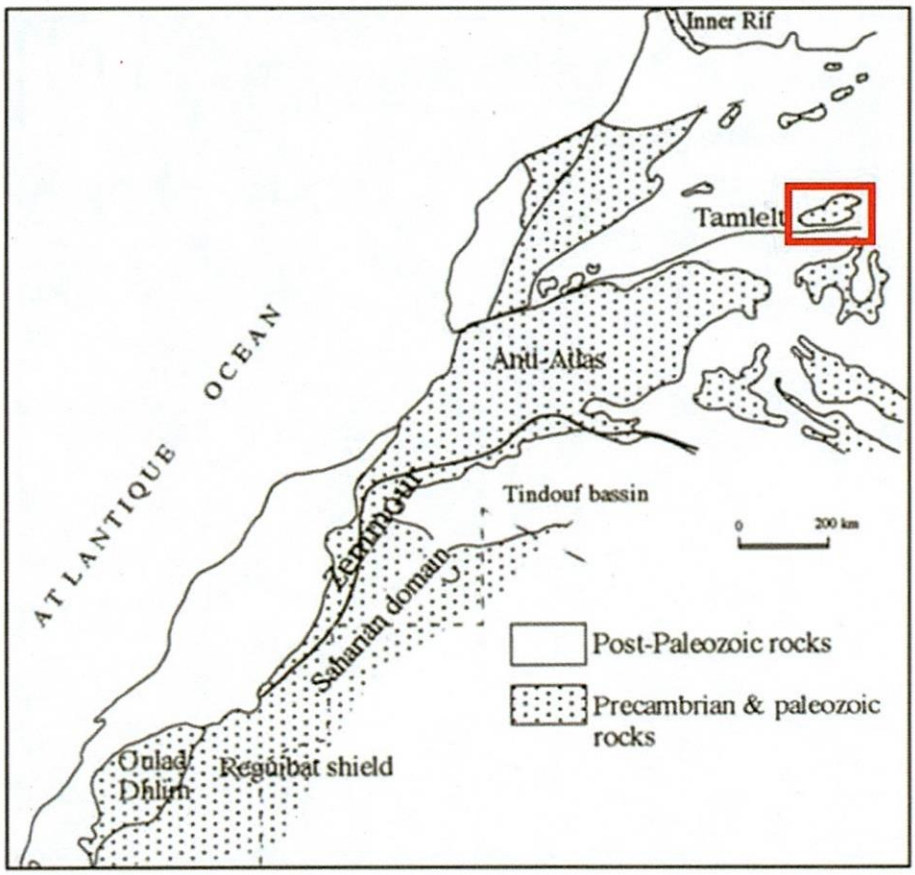


Fig. 1 : Situation de la plaine de Tamlalet (in Houari, 2003)

i-1- Historique des recherches

Selon Willefert (1997), le Tamlalt a été décrit par De Colomb et Marès en 1856 mais que leurs travaux ne furent publiés qu'en 1872. Pour Boutib (2000) et Alansari (2008), les premiers travaux remonteraient à 1903 avec les travaux de Launay et Doutte qui auraient été les premiers à signaler les minéralisations antimonifères dans la région.

Toutefois, les références bibliographiques qu'il nous a été possible de consulter ne remontent qu'à 1911, avec les travaux de Rey qui signalait le « Gothlandien » dans la région.

D'ailleurs, c'est à Rey que l'on doit la première « coupe géologique » et la datation des formations siluriennes grâce à des graptolites, où domine le genre *Monograptus*, et trouvés dans des schistes verts lustrés lesquels constituent une série avec des bancs de quartzites blancs.

En 1913, Dolle décrira les mêmes terrains en se basant, là aussi, sur les graptolites.

Signalons que, à la même période, certaines formations ont été décrites et attribuées à des étages qui seront revus par la suite. C'est le cas du Dévonien, décrit par Savornin (1924) comme étant « *schisteux et gréseux* » avec « *des grauwackes, des grès rouges parfois et du calcaire* ». Il s'avèrera plus tard que la seule formation du Dévonien affleurant dans la région est un lambeau de calcaire à lydiennes noires (Du Dresnay et Lafuste, 1960 ; Milhi et al ; 2010).

Du point de vue structural, Hoepffner (1987) subdivise la boutonnière en deux domaines avec, au Nord, un domaine à structure polyphasée et, au Sud, un domaine à structure plus simple et monophasée. Houari (2003), quant à lui, subdivise aussi la plaine en deux domaines mais il distingue un domaine nord et un domaine centro-méridional. Il rapproche les dépôts du domaine nord de la meseta alors que, selon lui, les dépôts du domaine centro-méridional seraient plutôt à rapprocher de l'Anti-Atlas. De même, Houari (2003) juge que l'évolution tectonométamorphique des deux domaines est contrastée. Pour l'auteur, le domaine nord aurait subi une déformation éovarisque reprise par une phase plus modérée attribuée au Namuro-Westpahlien. Par contre, dans le domaine centro-méridional, seule la phase namuro-westphalienne se serait exprimée. Ce qui l'avait conduit à proposer deux mégazones de cisaillement.

Concernant les minéralisations antimonifères, leur étude gîtologique débute en 1972 et 1973 avec les travaux de Blanc et seront inventoriées par Kosakevitch et Vasquez Lopez (1973). Toutefois, ce ne sera qu'après les travaux de Vasquez Lopez en 1974 et la découverte de l'or que l'indice de Jbel Haouanite prendra de l'importance.

i-2- Stratigraphie régionale

Quoique, dans la zone étudiée, seuls affleurent les terrains attribués à l'Ordovicien–Silurien, nous donnerons un bref aperçu sur la géologie de la plaine, dans sa globalité en nous inspirant particulièrement des travaux de Houari (2003), de Pelleter (2007) et de la carte de Jbel Lakhdar ouest au 1/50.000 de Milhi et al. (2003) (fig. 2).

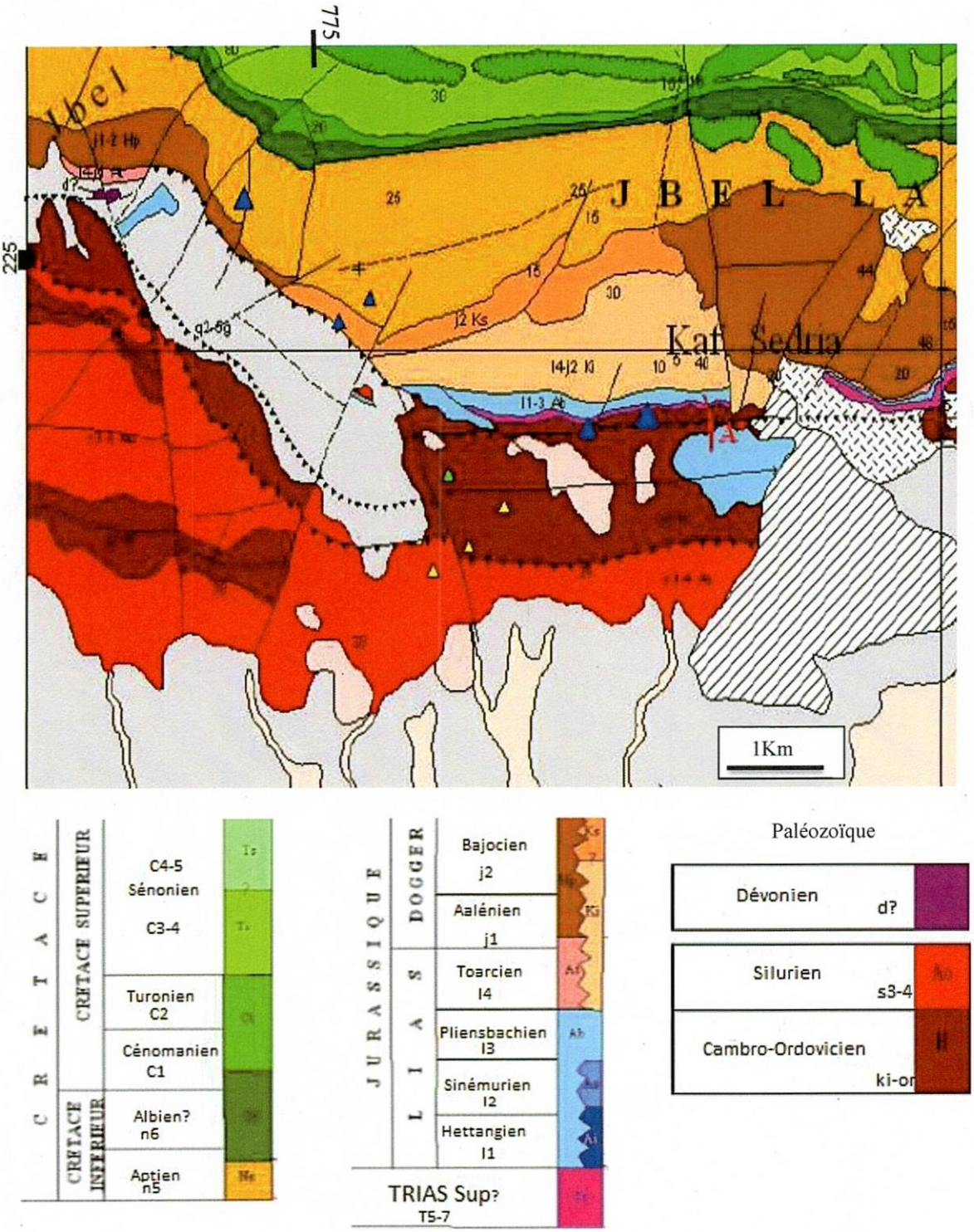


Fig.2 : Extrait de la carte géologique de Jbel Lakhder Ouest (Milhi et al., 2003)

I-2-1 Le Protérozoïque

Selon Du Dresnay (1976), les terrains les plus anciens remonteraient au Protérozoïque supérieur et affleurent essentiellement au Sud de la plaine à Menhouhou, Ain Chair et Boussalem.

La coupe réalisée par Choubert et al. (1950) à Jbel Tioua (fig. 3), et dont les terrains sont attribués au Protérozoïque, comporterait trois membres :

- une formation inférieure, dénommée « formation volcano-détritique inférieure », avec des rhyolites, des schistes, des conglomérats ainsi que des grès et blocs de calcaires ;
- une formation médiane avec des calcaires à concrétions ferrugineuses ;
- enfin, une formation supérieure avec des calcaires, en bancs et corps, souvent lenticulaires.

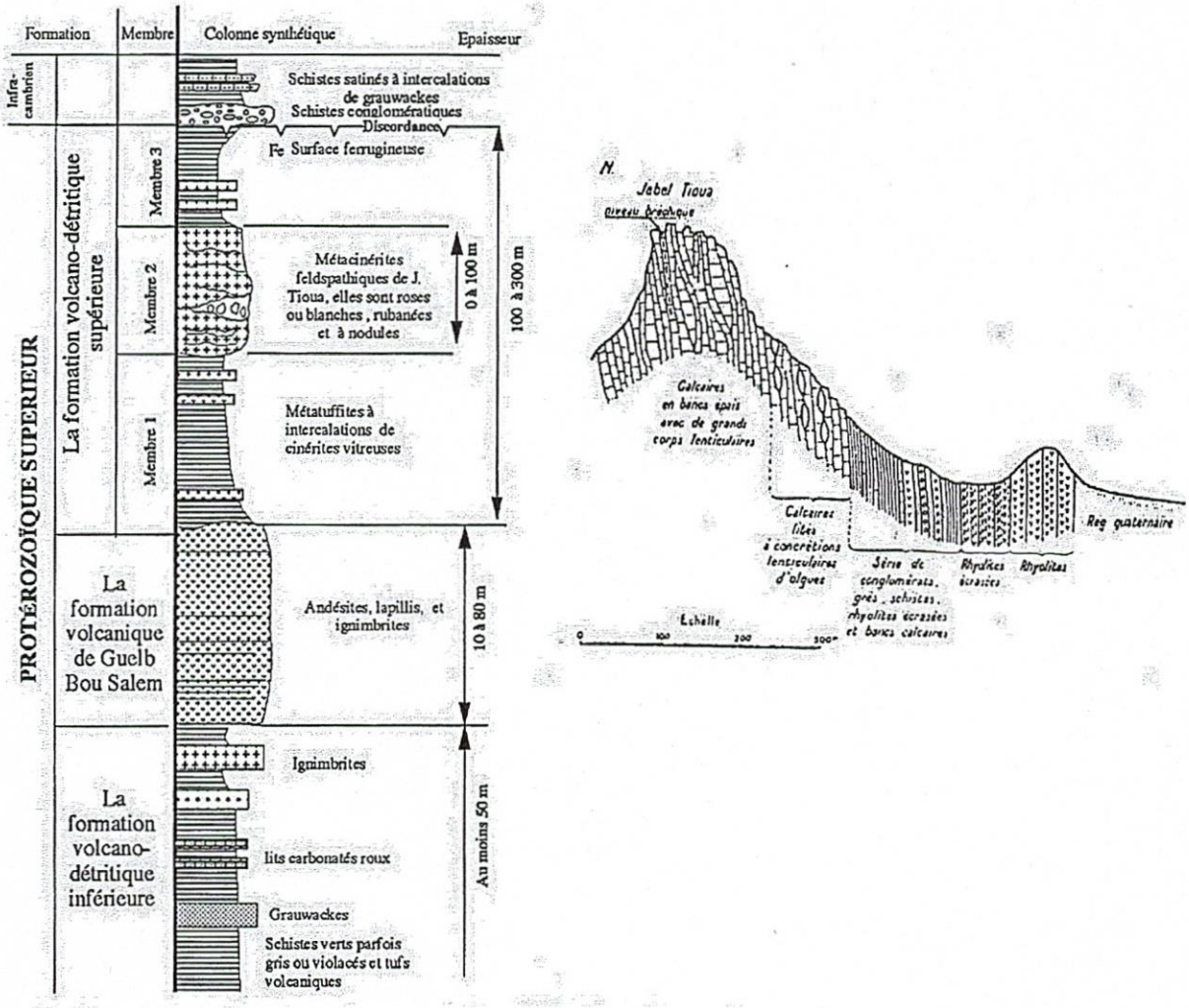


Fig. 3 : Colonne lithostratratigraphique synthétique du Protérozoïque et coupe de Jbel Tioua

(Choubert et al., 1950, in Houari, 2003)

Par contre, la formation de Boussalem est essentiellement volcanique avec des andésites, des lapillis et des ignimbrites.

Ces ensembles sont séparés de l'Infracambrien par un hardground ferrugineux marquant la fin d'une série à métatuffites et métacinérites.

De même, Pouit et Jouravsky (1965) décrivent, dans le cadre de l'étude des minéralisations manganésifères de Bou-Arfa, un socle qu'ils qualifient « *d'au moins paléozoïque* » et qui est constitué de quartzites et de schistes à muscovite et chlorite contenant du feldspath, de l'apatite et de la tourmaline. Selon ces auteurs, la série renfermerait des éléments d'origine probablement volcanique mais l'ensemble aurait subi un épi- métamorphisme.

Dans la notice de la carte géologique de la région de Bou-Arfa, Du Dresnay (1965) rappelle la difficulté de dater les séries stratigraphiques de la région au vu de la complexité de la tectonique qui a affecté les séries. C'est ainsi que l'auteur se limite à ne rapporter au Précambrien II (?) que « *les schistes satinés métamorphiques* ».

Dans sa synthèse bibliographique, Houari (2003) signale que le Protérozoïque comporte une succession de roches volcaniques et sédimentaires avec une intercalation de rhyolites corrélables avec le PIII de l'Anti-Atlas.

Ceci étant, il y a lieu de signaler qu'aucune étude géochronologique n'est venue préciser l'âge de ces formations avant Pelleter (2007) qui, dans le cadre de l'étude du gisement aurifère de Menhouhou, précise cet âge par la méthode U/Pb. C'est ainsi que les métatuffites de Boussalem ont été attribuées à l'Ediacarien avec un âge moyen de 569±8 Ma. Quant aux rhyolites sommitales, correspondant à la série sur laquelle reposent les calcaires et dolomies du Cambrien, elles ont donné un âge de 544±10 Ma.

i-2-2- Le Paléozoïque

La limite entre le Protérozoïque et le Paléozoïque (fig. 4) serait marquée par une formation infracambrienne calcaréo-dolomitique dont l'épaisseur varie entre 70 et 250 m (Pelleter, 2007, Pelleter et al., 2008).

a) Le Cambro-Ordovicien

Historiquement, les terrains non datés avaient été attribués au Cambro-Ordovicien. Ce terme regroupe, pour certains auteurs, toutes les formations schisto-quartzitiques situées sous les formations à graptolites du Silurien. Ces terrains affleurent le long de la bordure sud de la chaîne bordière nord et dans la région de Haouanite, Aïn Lorak ainsi que dans la partie sud de la boutonnière où ils ont été décrits particulièrement par Bolata (1995) et Khoukhi (2002).

La tectonique polyphasée, ayant affecté les différentes formations, a perturbé les séries et rendu complexe toute datation, d'autant plus que les fossiles sont quasiment inexistants. Souvent, l'orientation de «la pile » lithostratigraphique est dérangée et il devient impossible d'en définir le sommet ou la base.

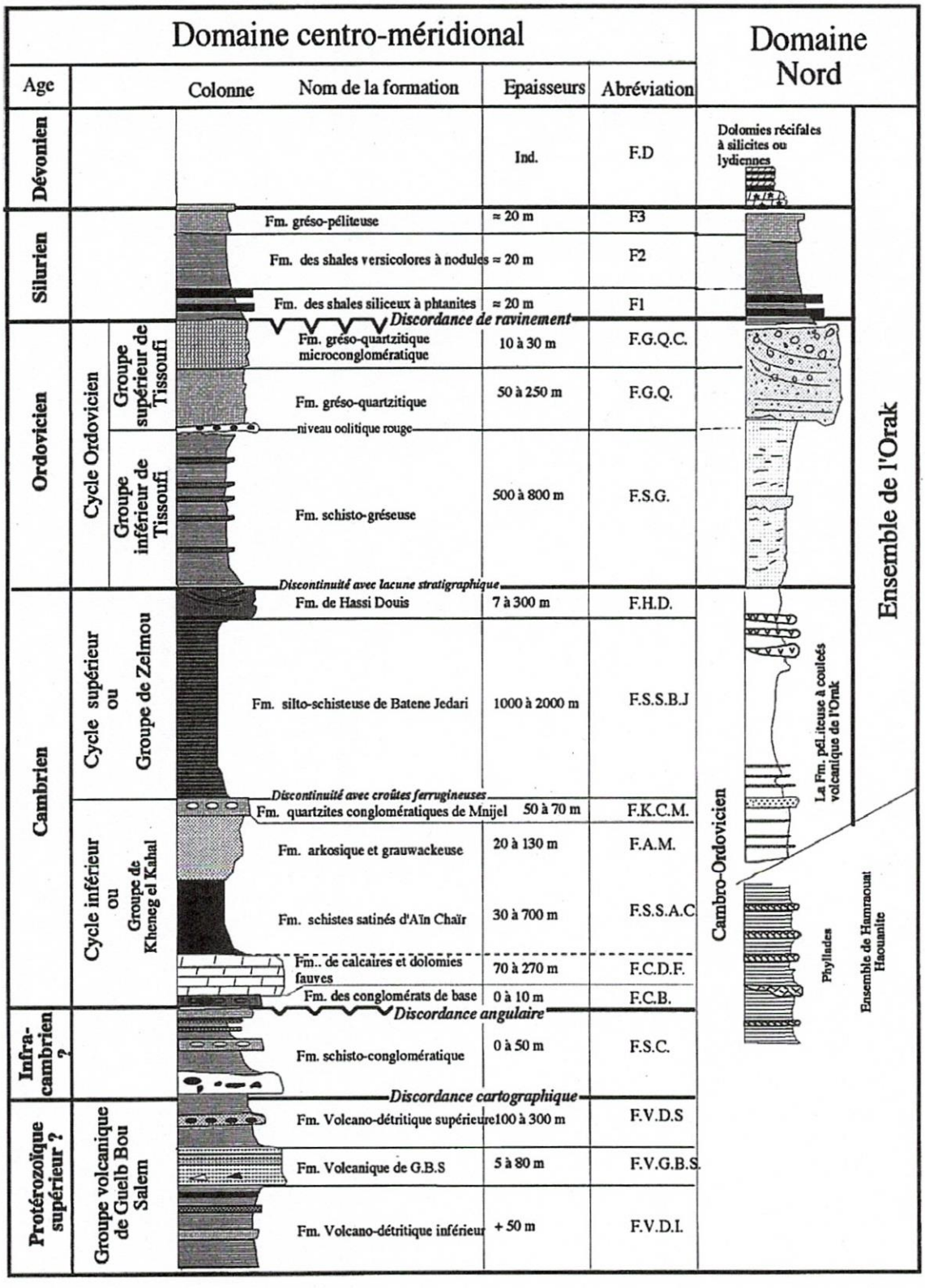


Fig. 4 : Colonne lithosttigraphique synthétique de la plaine de Tamlalet (in Houari, 2003)

Toutefois, localement, certains auteurs ont tenté de s'appuyer sur des analyses structurales et des approches par similitude de faciès pour distinguer les formations cambriennes de celles rattachées à l'Ordovicien. C'est ainsi que Milhi et al. (2010) attribuent les formations « cambro-ordoviciennes » de la partie nord de la plaine au Cambrien inférieur à moyen, par similitude de faciès avec les terrains décrits par El Kochri (1981) dans la boutonnière de Mouguer. De plus, pour ces auteurs, le caractère à la fois clastique et volcano-sédimentaire de ces séries, la présence de métabasites et l'épaisseur importante des schistes verts rappellent les formations de Khneg El Kahal et Batene Jedari attribuées au Cambrien par Houari (2003).

Ainsi, dans la zone nord, ces auteurs découpent la formation, dénommée « la Hamada », en trois parties :

- une partie inférieure comprenant des phyllades, de couleur verte à violacée, et des roches volcaniques et volcano-sédimentaires ;
- une partie médiane constituée de phyllades, de quartzo-phyllades et d'intercalations de coulées basiques à amphibolites ;
- une partie sommitale avec des psammites, des grès et des quartzites micro-conglomératiques. La limite supérieure de la formation correspond à l'arrêt de la sédimentation micro-conglomératique de l'Ordovicien et l'arrivée des phtanites siluriennes.

Pour Khoukhi (2002), la série est composée de quartzo-phyllades verdâtres et satinées avec des grauwackes et du matériel volcano-sédimentaire interstratifés.

Pour Pelleter (2007), la base du Paléozoïque est constituée de pélites noires ou vertes, plus ou moins gréseuses et dont la puissance peut atteindre les 800m. Ces formations ont été datées par trilobites et attribuées au Cambrien moyen. L'Ordovicien comporterait des schistes gréseux, des argiles et des bancs quartzitiques et s'achève par des microconglomérats.

b) Le Silurien

Au-dessus de ces formations cambro-ordoviciennes, repose le Silurien daté par graptolites (Du Dresnay et Wilfert ; 1960).

Plusieurs auteurs ont essayé de décrire tant bien que mal cette série mais la tectonique et les écaillages ont souvent donné lieu à des interprétations peu concordantes.

Ainsi, selon Houari (2003), une coupe aurait été réalisée par Negroni (1964) et Kergomard (1973) et dans laquelle ils décrivent un Silurien dont la puissance atteindrait

325m et comportant une série de schistes bariolés à Graptolites alternant avec des phtanites et reposant sur des quartzites gris stratifiés.

En essayant de relever la même coupe, Houari (2003) a décrit une colonne, qui, selon l'auteur, ne dépasse pas 125m. Elle comporte, à la base, des shales en plaquettes à passées siliceuses sous forme de phtanites noires et grises sur lesquelles reposent des shales ou schistes silteux versicolores et se terminant par des schistes à intercalations centimétriques à décimétriques de grès, quartzites et pélites.

De leur côté, Milhi et al. (2010), décrivent un Silurien composé de deux termes :

- un terme inférieur, attribué au Llandovery par Du Dresnay et Wilfert (1960) et qui repose sur les grès et quartzites micro-conglomératiques du Cambro-Ordovicien. Il est constitué de bancs phtanitiques noirs rubanés et plissés alternant avec des schistes silteux et micacés versicolores dont certains niveaux ont livré une faune riche en Graptolithes indiquant un âge silurien (Du Dresnay et Wilfert 1960). Selon ces auteurs, ce terme est daté du Llandovery ;
- un terme supérieur formé par des schistes violacés à rouges avec des passées quartzitiques qui abondent en montant dans la série et qui repose directement sur les niveaux à phtanites. Il a été daté du Wenlock et du Ludlow inférieur (Du Dresnay et Wilfert. 1960). Les auteurs estiment que sa puissance dépasserait les 100m, quoique les plissements tectoniques et l'érosion qui affectent tous les terrains paléozoïques ne permettent pas une estimation précise.

c) Le Dévonien

Un affleurement a été décrit par Du Dresnay et Lafuste (1960). Il s'agit de lambeaux, de très faible extension, de calcaire dolomitique de couleur marron-chocolat, organisé en bancs décimétriques à métriques souvent verticalisés avec des lydiennes noires (2-5 cm) indiquant la stratification (Fig. 5). Les affleurements sont repris dans un couloir de failles postérieures N7O à N8O et ne montrent ni plissement ni schistosité (Milhi et al. ; 2010).

Rappelons toutefois que Savornin (1924) avait décrit des schistes et grès avec des grauwackes et du calcaire qu'il avait attribués au Dévonien.

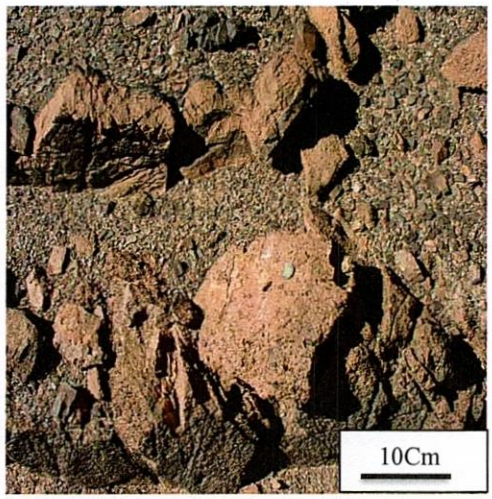


Fig.5 : Calcaire à lydiennes du Dévonien (in Milhi et al., 2010)

d) Le Carbonifère

Dans une étude réalisée pour le compte de la Société Ahad, M. Alansari (2008) a attribué certaines formations au Viséen. L'auteur décrit « *une couverture peu ou non déformée d'une manière pénétrative, voire parfois intacte et à structures sédimentaires bien conservées* ». Pour l'auteur, la série débuterait par « *des arénites* » (que les autres auteurs auraient prises pour des formations granitiques, selon l'auteur) et comportant « *des grès et quartzites à intercalations gréso-pélitiques, des faciès flyschoïdes carbonatés puis gréso-pélitiques* ». Pour l'attribution de la formation au Viséen, l'auteur se base sur « *le contraste de déformation* ». Il décrit une « *discordance angulaire reprise dans des déformations multiples y compris dans des chevauchements et des nappes* » et juge que c'est « *conforme à la géologie régionale de la Meseta orientale où le Carbonifère est discordant sur la chaîne éovarisque* » d'autant plus que « *les faciès flyschoïdes divers (carbonatés et gréso-pélitiques) évoquent justement les faciès du Carbonifère et notamment ceux du Viséen du Maroc, avec lesquels ils présentent une analogie très frappante* ».

i-2-3- Le Méso-cénozoïque

La plaine de Tamlalet est bordée tant au Nord qu'au Sud par les formations méso-cénozoïques avec, à la base, un Trias formé essentiellement par des affleurements de petits niveaux de calcaires discordants sur le Paléozoïque et suivis d'épaisses coulées basaltiques. Ces dernières sont surmontées par des niveaux fins d'argiles rouges en alternance avec des bancs dolomitiques (A. El Kochri, 1996).

Les formations jurassiques sont essentiellement carbonatées (Milhi et al., 2010) avec des passées détritiques rouges :

- le Lias est essentiellement carbonaté avec des ammonites et présente des horizons de condensation et des lacunes stratigraphiques ;
- le Dogger est caractérisé par une série marno-calcaire à marnes vertes se terminant par des faciès rouges typiques de la fosse atlasique et la série des Hauts Plateaux débutant par des niveaux calcaréo-dolomitiques, passant à des dépôts marneux et se terminant par des couches rouges (Bolata, 1995) ;
- le Jurassique terminal est connu localement par des gabbros et des dolérites intrusives dans les formations du Jurassique inférieur et moyen.

Les affleurements du Crétacé correspondent à des dépôts détritiques dominants attestant d'une époque d'émersion. Ils sont formés de calcaires gréseux et des argiles rouges renfermant du gypse (Du Dresnay, 1962).

Le Miocène n'est connu qu'au Sud du sillon sud-atlasique et correspond à des grès, conglomérats et calcaires.

Le Plio-Quaternaire constitue les recouvrements récents où le Pliocène est représenté par des conglomérats calcaires lacustres et des grès de piedmont alors que le Quaternaire correspond à des calcaires, grès et sables formant des cônes de déjection et des terrasses fluviatiles.

i-3- Magmatisme

Selon Milhi et al. (2010), plusieurs filons et dykes hercyniens et triasiques (microgranites, microgabbros, diabases) intrudent la série. Les microgranites sont peu altérés et composés de quartz, feldspath potassique (orthose) et de microcline. Les roches vertes, assez altérées, sont formées de microgabbros et de diabases. Elles présentent un fond microlithique cristallisé avec des minéraux d'épidote, de plagioclase, de pyroxène (augite) et de pyrite. Les dykes d'amphibolites sont peu abondants.

Houari (2003) décrit des roches effusives déformées par les phases D1et D2 et D3. Les roches décrites seraient de type basique montrant une texture microgrenue à microlithique avec des fantômes de pyroxènes ou d'amphiboles entre des lattes de plagioclases damouritisés et des trainées de biotite choritisée.

Lors du présent travail, nous avons pu relever la présence d'autres affleurements de roches magmatiques et d'écailles de « granitoïdes ». Nous reviendrons plus en détail sur ces formations.

De même, la prospection géophysique aéroportée, réalisée par la Direction de Géologie, révèle la présence, dans la partie nord de la plaine et au Sud de l'Accident Nord Atlasique, d'une anomalie magnétique (carte en annexe) et qui correspondrait à un

granite d'âge hercynien (aux alentours de 300 Ma) enfoui à une profondeur estimée à deux kilomètres (M. Manar, Direction de la Géologie, Com. Orale).

i-4- Cadre structural

Les structures géologiques de la partie orientale du Haut Atlas ont été abordées, en 1952, par Du Dresnay lors du Congrès Géologique d'Alger. En 1955, l'auteur décrira la tectonique du Jbel Haouanite et les accidents de J. Ourak et souligne la rencontre des directions hercyniennes de l'Anti-Atlas avec celles, alpines, du Haut Atlas.

Pour Piqué et Michard (1989), la boutonnière est délimitée au Nord par l'Accident Nord-Atlasique et au Sud par l'Accident Sud-Atlasique et qu'entre ces deux accidents majeurs, les terrais paléozoïques sont disloqués par un réseau de failles E-W, délimitant des ensembles structuraux, anastomosées avec des failles ESE-WNW et ENE-WSW. Pour Houari (2003) et Houari et Hoepffner (2000), ces accidents (fig. 6 et 7) se regroupent parfois pour donner des couloirs de cisaillement sub-équatoriaux. Pour ces auteurs, ces accidents ont rejoué durant la phase atlasique et on les retrouve dans la couverture mésozoïque. Un tel héritage a été décrit dans l'Anti-Atlas oriental et particulièrement dans le Tafilalet et le Saghro oriental (Azza et Makkoudi, 1996).

D'autres études (Hoepffner, 1987 ; Boutib, 2000 ; Houari et Hoepffner, 2000) ont décrit cette tectonique avec plusieurs phases de plissement :

- une phase bretonne avec deux épisodes D1 et D2 affectant la formation de Ain Lorak et induisant des plis P1 et P2 avec des schistosités de flux ;
- une phase post-westphalienne, D3, responsable des différentes structures décrochantes et induisant des plis P3 droits à légèrement déversés vers le Nord.

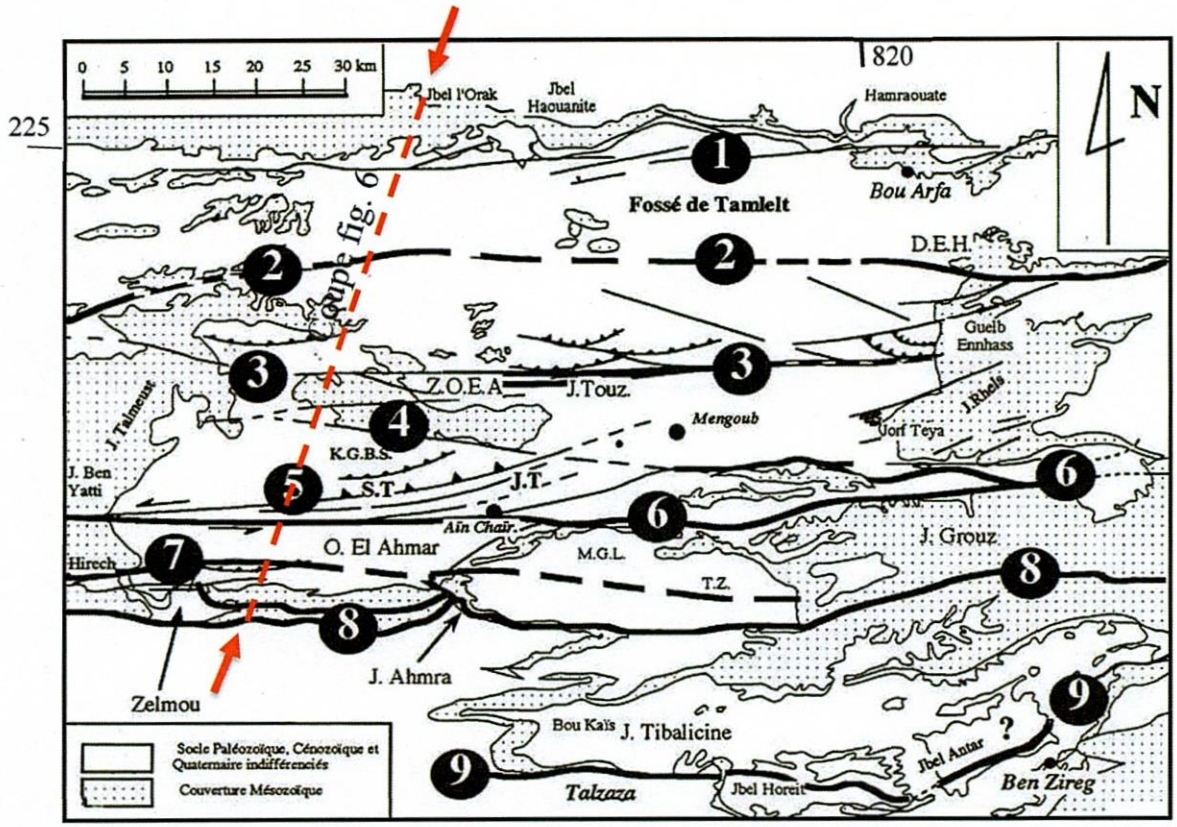


Fig. 6 : Carte structurale de Tamlalt (in Houari, 2003) et emplacement de la coupe (fig. 8)

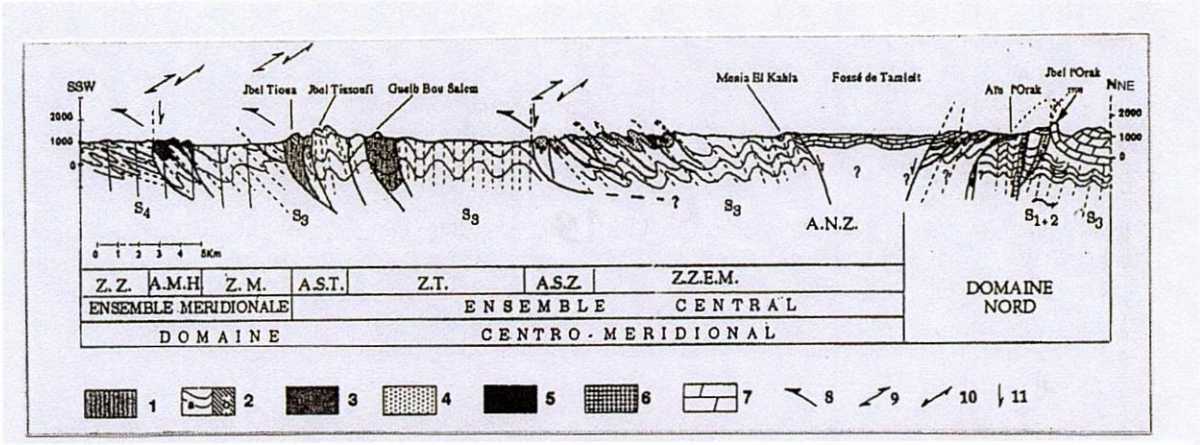


Fig. 7 : Coupe structurale synthétique à travers la boutonnière de Tamlelt (Hoepffner et Houari, 2000).
1 : Protérozïque ; 2 : Cambro-Ordovicien (a : schistes, b : dolomies et calcaires) ; 3 : Grès du Cambrien terminal ; 4 : Ordovicien ; 5 : Silurien ; 6 : microgranite ; 7 : Couverture post-paléozoïque ; 8 : Chevauchement post-plissement P3 ; 9 : Décrochement dextre post-plissement P3 ; 10 : Décrochement sénestre tardi-hercynien ; 11 : Effondrement quaternaire.
Z.Z. : Zone de Zelmou ; Z.M. : Zone de Mnijel ; Z.T. : Zone de Tissoufi ; Z.Z.E.M. : Zone de Zroug El Mengoub ; ANZ : Accident Nord Zroug ; ASZr : Accident Sud Zroug ; AST : Accident Sud Tissoufi ; AMH : Accident Machgoug El Hirech.

Selon Houari et Hoepffner (2000), les phases ductiles sont suivies par des dislocations tardi-hercyniennes qui engendrent des couloirs de cisaillement où les structures antérieures sont tordues en sigmoïdes. Notons, au passage, que les auteurs dissocient le

domaine nord, avec des accidents à vergence vers le Nord, du domaine sud avec des accidents à vergence vers le Sud. Entre les deux se trouve « le fossé de Tamlalt ».

Pour sa part, Alansari (2008), décrit plusieurs phases. Toutefois, avant d'aborder les phases décrites par l'auteur, il y a lieu de rappeler qu'il a décrit une discordance éovarisque séparant les formations ordovico-siluriennes de dépôts rattachés au Viséen probable. Dans ce sens, l'auteur propose cette chronologie :

1. une première déformation ductile éovarisque avec schistosité et plissement que l'auteur rattache à la phase D1 des autres auteurs ;
2. cette première phase est suivie d'un dépôt, sur discordance angulaire, de *« faciès détritiques gréseux et flyschoïdes probablement au Viséen* ». Lors de cette étape, il y aurait une instabilité tectonique entrainant des slumps et des glissements synsédimentaires. L'auteur rattache à cette étape ce qu'il a décrit comme étant « *des conglomérats détritiques et des faciès de dislocation molle* » qu'il aurait observés au niveau de Oued Aïchat ;
3. La troisième étape est la déformation varisque précoce avec des plis N-S. L'auteur assimile cette étape à la phase D2 connue dans la meseta orientale. Pour l'auteur, « *les chevauchements et la nappe précoce (replissé plus tard) de l'unité orientale a probable pris place au cours de cette étape* » ;
4. La quatrième étape correspond à la phase majeure varisque (D3), caractérisée par un raccourcissement subméridien induisant les grands plis E-W. Cette phase se caractérise aussi par les chevauchements vers le nord et des décrochements dextres NW-SE ;
5. Une cinquième étape caractérisée par des failles E-W décrochantes sénestres entrainant le découpage des structures précédentes. Pour l'auteur, cette phase peut être assimilée à la phase de transtension atlasique (prérifting et rifting) ;
6. Enfin, considérant les directions de raccourcissement de la couverture mésozoïque de la bordure nord du Haut Atlas oriental, l'auteur juge qu'une partie au moins des structures E-W pourraient être rattachées au serrage atlasique.

Pour Milhi et al (2010), la zone a connu une première déformation, ou phase bretonne, selon deux épisodes D1 et D2 qui affectent surtout la formation de Aïn Lorak. Ces épisodes se traduisent par des plis P1 et P2 et des schistosités. Les auteurs décrivent une autre phase de déformation, D3, post-westphalienne, responsable des mouvements décrochants et chevauchants, avec des plis P3, droits et légèrement déversés vers le Nord. Ces plis sont à grand rayon de courbure, avec une faible schistosité. Les auteurs signalent que la région de Haouanite-Aïn Lorak a été reprise par les « *jeux de l'accident nord-atlasique qui met les terrains paléozoïques en contact chevauchant sur le Mésozoïque* ».

Pour ces auteurs, cet accident, accompagné de failles décrochantes dextres N45 et N135, est responsable des structures plissées et déversées vers le Nord. Ils signalent que quelques failles restent encore actives jusqu'à l'Actuel. Ces auteurs rattachent l'effondrement de la plaine de Tamlalt à la faille qui limite la bordure sud de la chaîne bordière nord.

i-5- Conclusion

Au terme de cet aperçu, nous pouvons retenir que la plaine de Tamlalet est constituée de terrains du Protérozoïque supérieur volcano-détritique sur lesquelles reposent des terrains paléozoïques comportant des quartzites ordoviciens, des schistes gréseux ordovico-siluriens et des phtanites siluriennes. Au Nord de la plaine a été signalé un lambeau de calcaire rapporté au Dévonien. L'ensemble est entouré de terrains méso-cénozoïques, essentiellement carbonatés.

La plaine a connu une structuration par plusieurs phases tectoniques dont une phase éovarisque, une phase bretonne et une phase post-westphalienne. Ces différentes phases compressives se sont traduites par des plissements et des schistosités. De plus, une tectonique cassante affecte les différentes formations induisant des décrochements et des charriages.

Des intrusions magmatiques intrudent les formations où elles induisent un métamorphisme de contact à andalousite.

ii - Principales minéralisations régionales

La plaine de Tamlalet est riche en minéralisations d'origine et de nature variées (fig. 8). Un inventaire, avec une description des principaux indices, avait été établi en 1977 par Rajlich et Lomoz. Dans cet inventaire, les auteurs avaient dénombré et décrit 68 gîtes. Un tableau joint en annexe donne des indications sur les minéralisations de la plaine.

Toutefois, les principales minéralisations sont le gisement à barytine de Zelmou et le gisement de manganèse de Bouarfa. Les minéralisations plombifères décrites, quoique nombreuses, sont essentiellement associées à la couverture. Ceci dit, et étant donné son intérêt pour la présente étude nous donnerons aussi un bref aperçu sur le gisement à cuivre et or de Menhouhou qui a été découvert et décrit plus tardivement.

Concernant les minéralisations antimonifères, leur étude remonte au début des années 70 avec les travaux de Blanc (1972) mais ce ne sera qu'après les travaux de Vasquez Lopez en 1974 que le principal indice, objet du présent travail, prendra de l'importance, avec la signalisation de la présence de l'or.

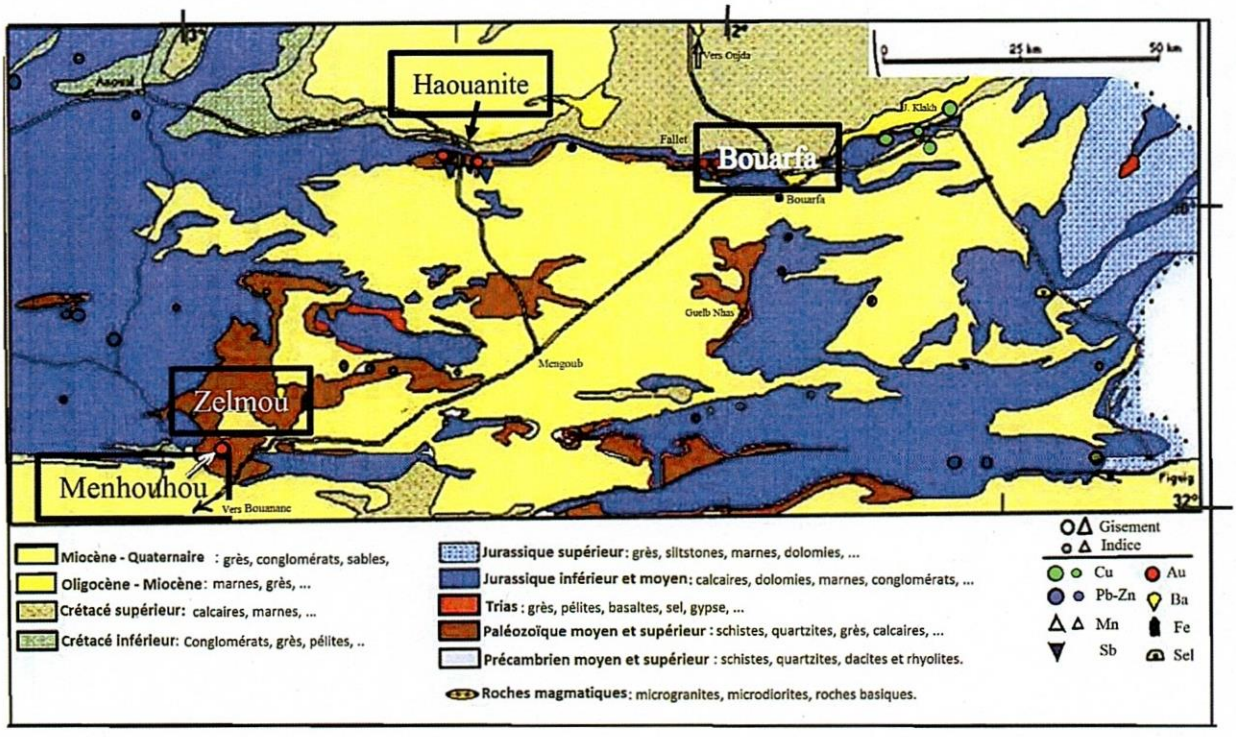
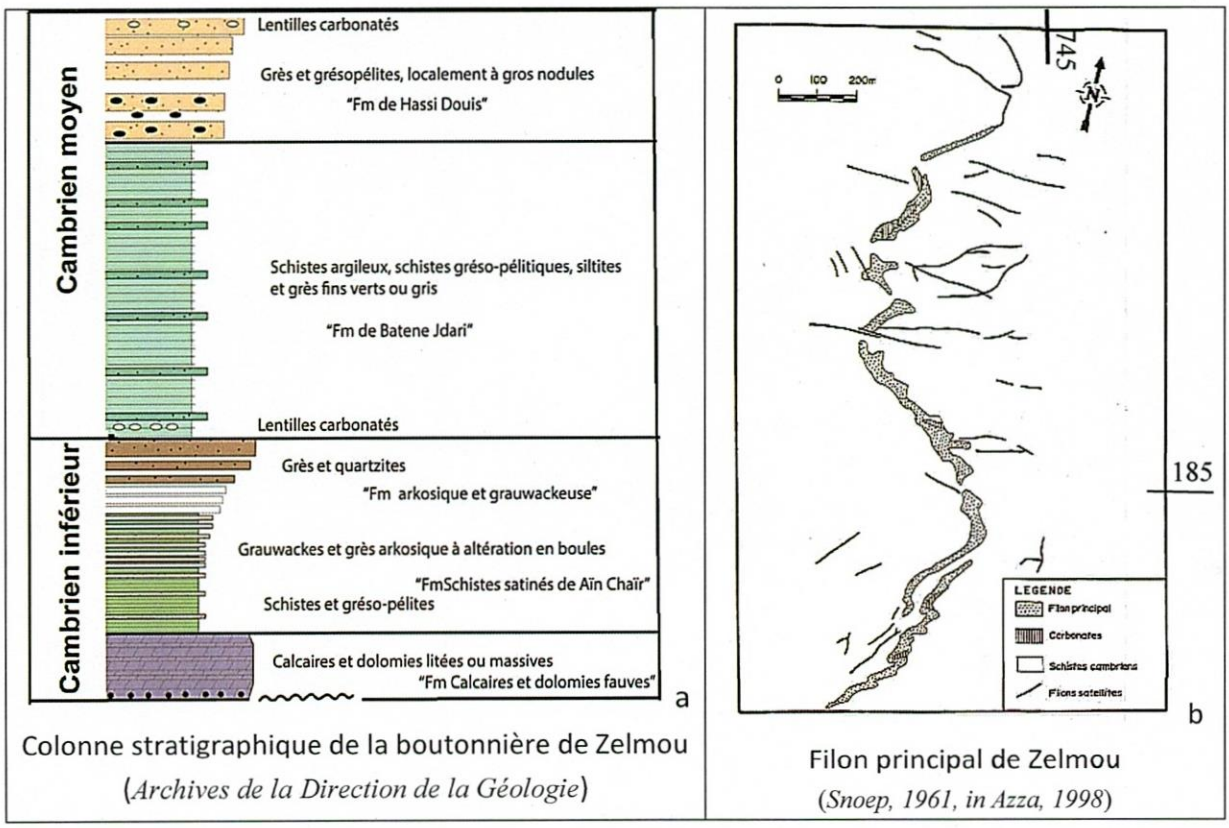


Fig. 8 : Carte des minéralisations de la plaine de Tamlalt (El Hakour, 2000, modifiée)

ii – 1- Les minéralisations barytiques de Zelmou

Le gisement de Zelmou se situe à environ 90 Km à l'Ouest de Bouarfa, en direction d'Errachidia.

Il s'agit d'un ensemble de filons encaissés dans des formations du Cambrien et comportant essentiellement des schistes et des grès (fig. 9 a) consistant en un filon principal (fig. 9), de direction N-S, sécant sur la stratification, et des filons tardifs E-W de moindre importance. Les minéralisations sont encaissées dans des formations schisteuses cambriennes avec des passées carbonatées (Bolata, 1995).



Colonne stratigraphique de la boutonnière de Zelmou (*Archives de la Direction de la Géologie*)

Filon principal de Zelmou (*Snoep, 1961, in Azza, 1998*)

Fig. 9 : Colonne stratigraphique (a) et filon principal de Zelmou (b)

Le filon principal a été reconnu sur environ 1,5 Km de long avec une puissance variant entre 6 et 20m (Snoep, 1961). Le secteur a connu au moins deux phases de plissement. Au niveau du filon principal, on peut noter une schistosité marquée par une foliation accentuée par des rubanements ferrugineux à quartz et mica blanc (Azza, 1998).

ii-2- Les minéralisations manganésifères de Bouarfa

Le gisement manganésifère se situe à quelques kilomètres au Nord de la ville de Bouarfa (fig. 10).

Les minéralisations ont été décrites par plusieurs auteurs. Un historique des recherches et des travaux a été établi par Rajlich P. et Lomoz M. (1977) et une synthèse assez complète a été publiée par Pouit G. et Jouravsky G. (1965). L'application de la géophysique à l'étude et l'exploration des gisements a fait l'objet de plusieurs travaux dont ceux de Wafik et al (2015) et Bahi et al. (2018).

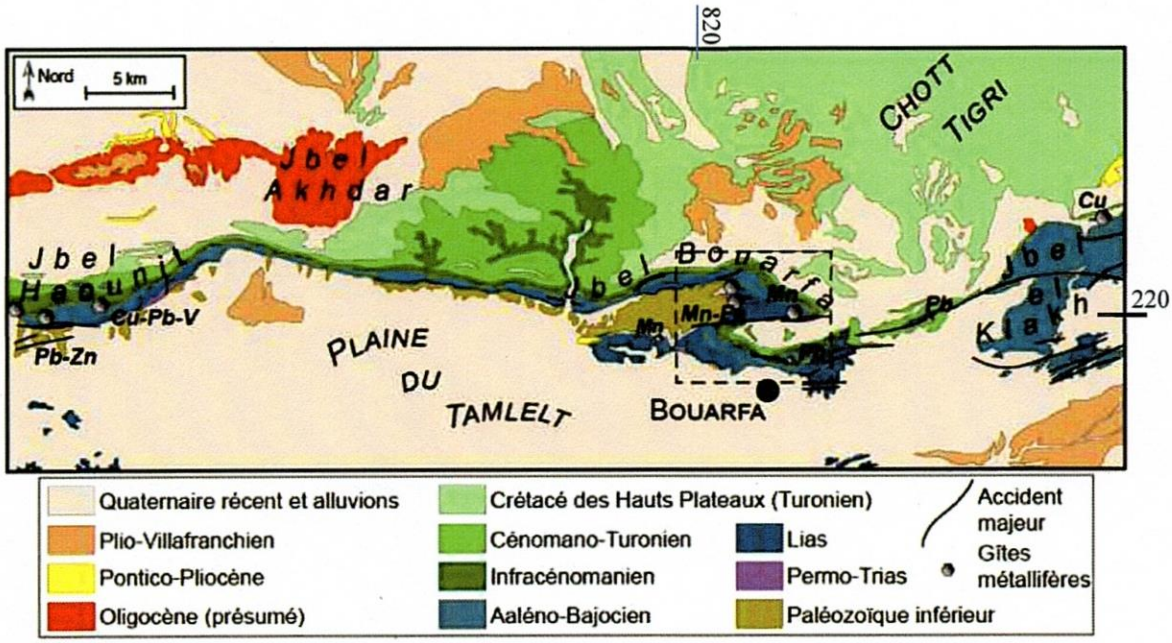


Fig. 10: Carte géologique simplifiée du secteur de Bouarfa (in Bahi et al., 2018)

Selon Pouit et Jouravsky (1965), la série calcaréo-dolomitique encaissant la minéralisation est formée, de la base au sommet :

- une première série argilo-carbonatée, parfois gypseuse;
- des bancs de calcaire et de dolomie chocolat;
- une deuxième série argilo-carbonatée avec au sommet le niveau-repère d'Hamarouet constitué de plusieurs lits minces d'oxydes de manganèse alternant avec des dolomies et des argiles ;
- le banc d'Hamarouet constitué de dolomie et de calcaire massifs renfermant la minéralisation en amas, exploité à Hamaraouet ;
- la série d'Aïn-Beida, une série rythmique de calcaire blancs ou rouges alternant avec des lits d'argiles micacées carbonatées d'égale épaisseur (30 cm) ; la minéralisation d'Aïn-Beida est à la base de la série et s'étend sur 1,2 km.

Un log plus complet est donné au niveau de la figure 11 ci-après.



Fig. 11 : Colonne stratigraphique du secteur de Bouarfa (in Bahi et al., 2018)

Le gisement manganésifère de Bouarfa est constitué de plusieurs niveaux minéralisés (fig. 12) comportant :

- des lits concordants à oxydes (niveau de Hamaraouet),
- une minéralisation de type « run » à Aïn Beida,
- une minéralisation de substitution en relation avec des failles et
- une minéralisation de substitution qui serait tardive.

Selon Pouit et Jouravsky (1965), la minéralisation de Hamaraouet serait synsédimentaire et liée à la transgression liasique alors que l'origine de la minéralisation de Aïn Beida poserait encore un problème.

Dans une étude de synthèse, Michard et Raddi (2011), considèrent que la minéralisation serait liée à un système de mini-grabens synsédimentaires sur la paléopente du bassin liasique, en bordure du haut-fond des Hauts Plateaux. Pour ces auteurs, la minéralisation serait tardive et les fluides « hydrothermaux » auraient lessivé le socle et seraient venu percoler dans les séries liasiques.

Pour Lafforgue et al. (2015), la minéralisation serait tardive et polygénique avec des remobilisations en relation, d'une part, avec la diagenèse au cours du Jurassique (inf. ? – Moyen) et, d'autre part, avec l'histoire géodynamique de la chaine atlasique (Mésozoïque et Cénozoïque).

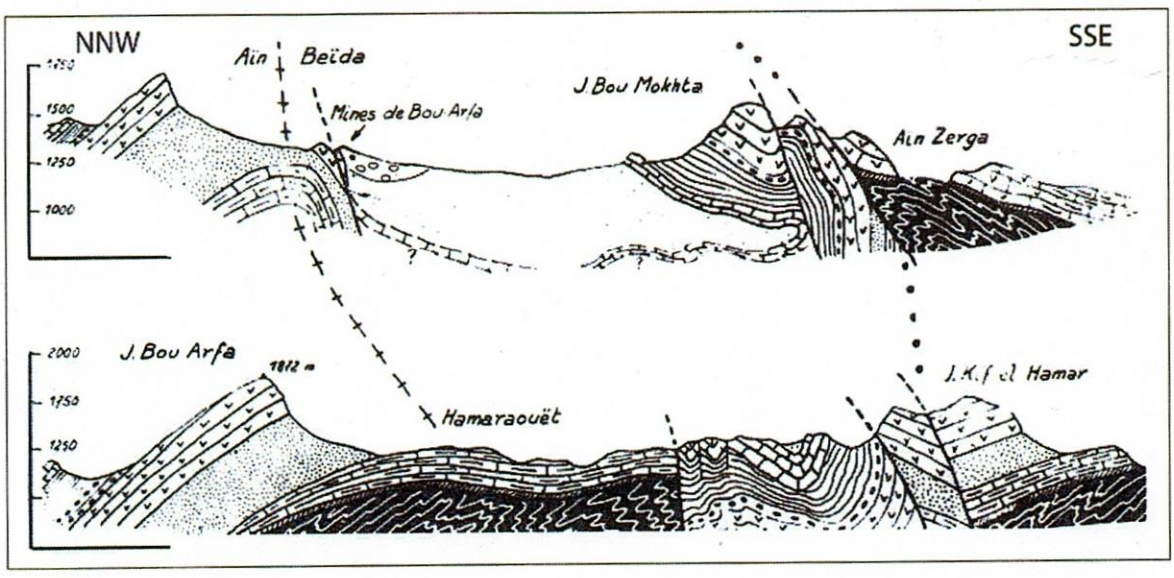


Fig. 12 : Coupes géologiques du gisement de Bouarfa (Du Dresnay, 1965, in : Michard et Raddi., 2011)

ii – 3- Les minéralisations de Menhouhou

Menhouhou est situé dans la région de Bouanane, pratiquement dans la zone extrême sud-ouest de la boutonnière.

Il s'agit d'un gîte de cuivre qui avait été développé initialement par les artisans, pour sa barytine, avant que l'ONHYM ne porte un intérêt aux placages de chalcopyrite que l'on rencontre dans les veines de quartz. L'exploration régionale aurait permis de déceler des anomalies aurifères associées à des formations volcaniques et volcano-sédimentaires (Houari et Aït Kassi, 2011).

Le gîte aurifère de Menhouhou est encaissé par des formations volcano-sédimentaires attribuées au Néoprotérozoïque supérieur (Pelleter, 2007, Pelleter et al., 2008) et comportant (fig. 13) :

- à la base, une unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire, composée de métatuffites andésitiques, dans lesquelles s'intercalent de nombreuses intercalations de roches volcaniques ;
- une unité volcano-sédimentaire felsique inférieure consistant en une séquence de dacites et rhyodacites ;
- une unité volcano-sédimentaire felsique supérieure, composée de métatuffites rhyolitiques rubanées avec des intercalations ferrifères stratiformes assimilées à des « Banded Iron Formations ».

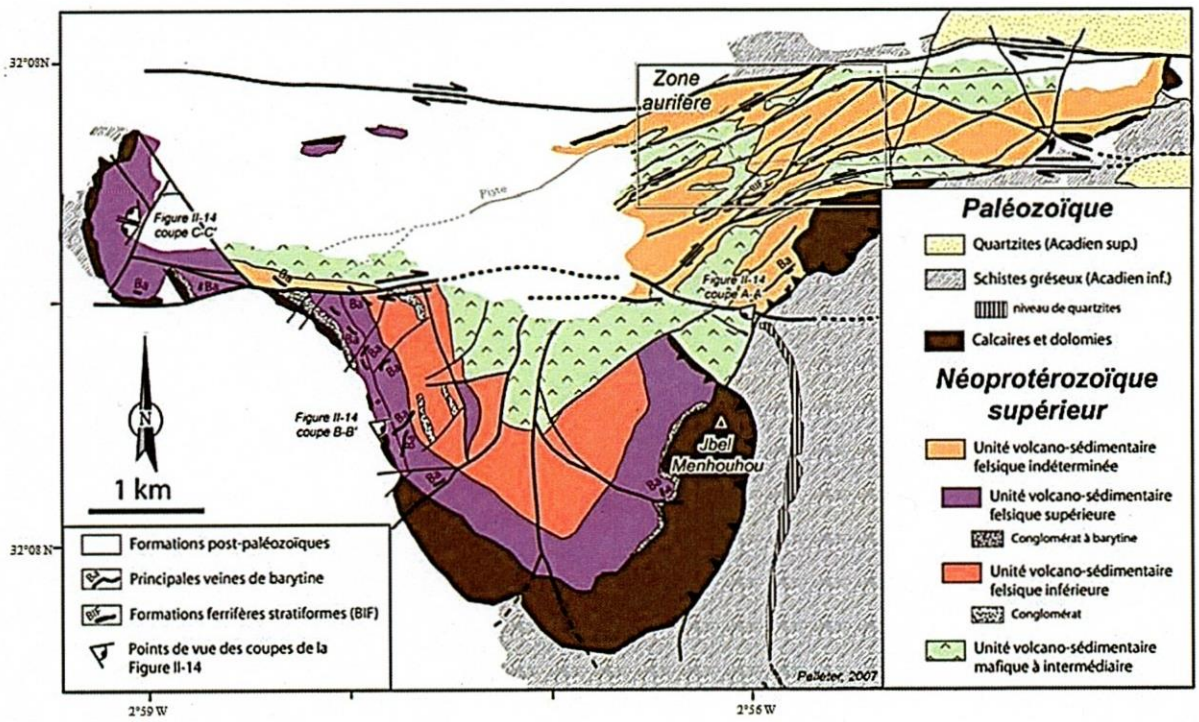
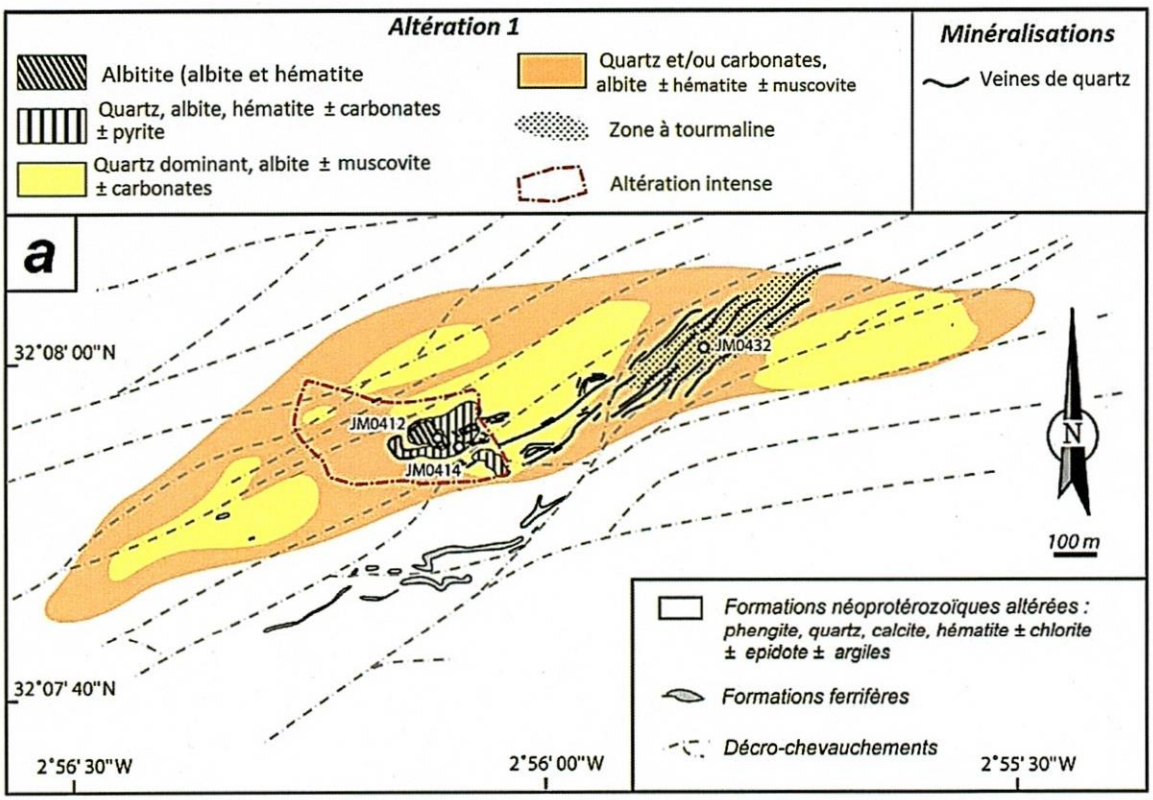


Fig.13 : Carte géologique du secteur de Menhouhou (Pelleter, 2007)

Pour Pelleter (2007), les minéralisations aurifères sont de deux générations et de deux types génétiques distincts (fig. 14) :

- d'abord, une première minéralisation de type « Iron Oxide Copper Gold Deposit » avec un enrichissement en Au, Cu, Fe, Co, Ni, Mo, As, Sb associée à une altération quartzo-phylliteuses des veines de quartz. Cette minéralisation avait été datée (U/Pb sur zircon) de 449±8 Ma et attribuée à l'Ordovicien supérieur avec, ultérieurement, une altération secondaire à goethite-malachite-barytine.
- Ensuite, une minéralisation de type « Shear Zone Related Gold Deposit » associée à des altérations argileuses et phylliteuses le long des décro-chevauchements et comportant de l'or libre et de la malachite. Cette génération a été datée ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des phengites associées à l'altération argileuse) de (293 ± 7 Ma) et attribuée au Stéphano-Autunien.



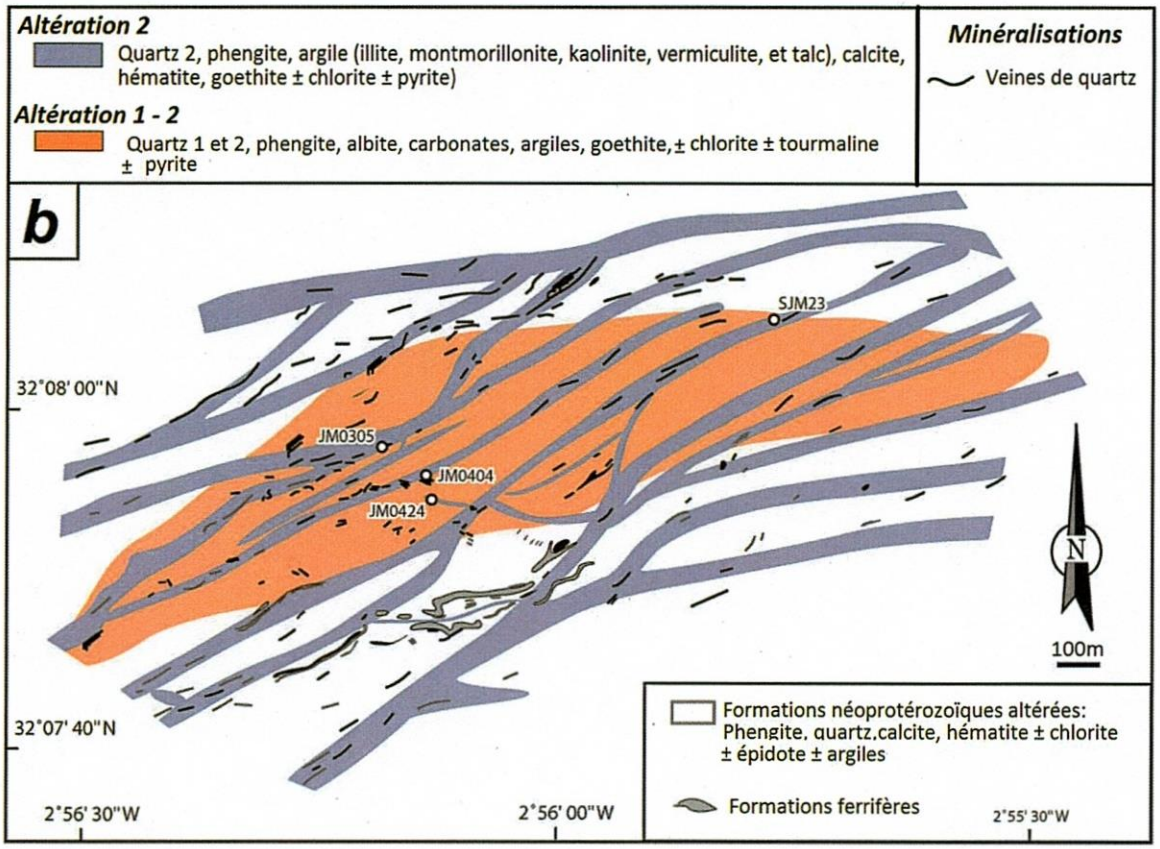


Fig.14 : Répartition des zones d'altérations à Menhouhou (Pelleter, 2007)
a : altération quartzo-phylteuse ; b : altération argilo-phylteuse

Dans ce cadre, Pelleter (2007) propose ce modèle génétique qu'il a résumé par les schémas suivants (fig. 15) :

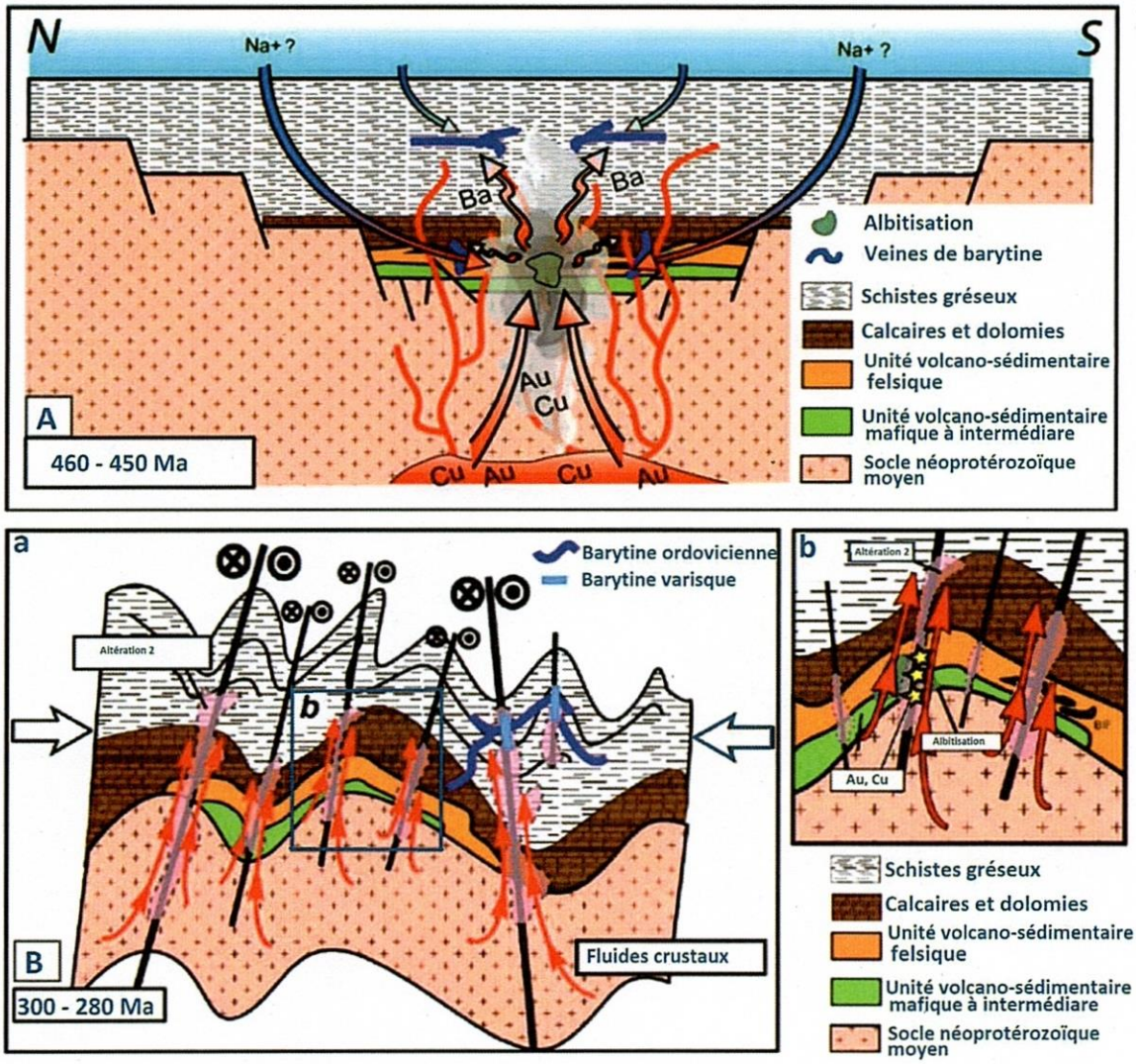


Fig. 15 : Modèle génétique proposé par Pelleter (2007): A : phase hydrothermale de l'Ordovicien supérieur ; B : Phase du décrochement du Sptéphano-Autunien (a : Coupe générale, b : détail)

Conclusion

La plaine de Tamlalet renferme un nombre important de minéralisations d'âge et de paragenèses différentes. Parmi lesquelles, les plus connues sont les minéralisations stratoïdes à manganèse qui sont encaissées par des formations liasiques, les minéralisations filoniennes à barytine, particulièrement à Zelmou où les filons sont encaissés dans des terrains cambriens et, enfin, les minéralisations à cuivre et or de Menhouhou et qui sont soit de type « Iron Oxyde Cupper Gold Deposit » et attribuées à l'Ordovicien, soit de type « shear zones » attribuées au Stéphano-Autunien.

PREMIERE PARTIE : Etude des minéralisations du Jbel Haouanite

- **Cadre géologique**
- **Les minéralisations à or et antimoine de Jbel Haouanite**
- **Géochimie et minéralogie**
- **Cadre métallogénique et typologie**

I-1- Cadre géologique

Introduction

Le gîte de Jbel Haouanite se situe en bordure nord du Haut Atlas oriental, juste au sud des grands linéaments bordiers nord atlasiques. La minéralisation est encaissée dans des terrains attribués au « Paléozoïque » (fig. 16).

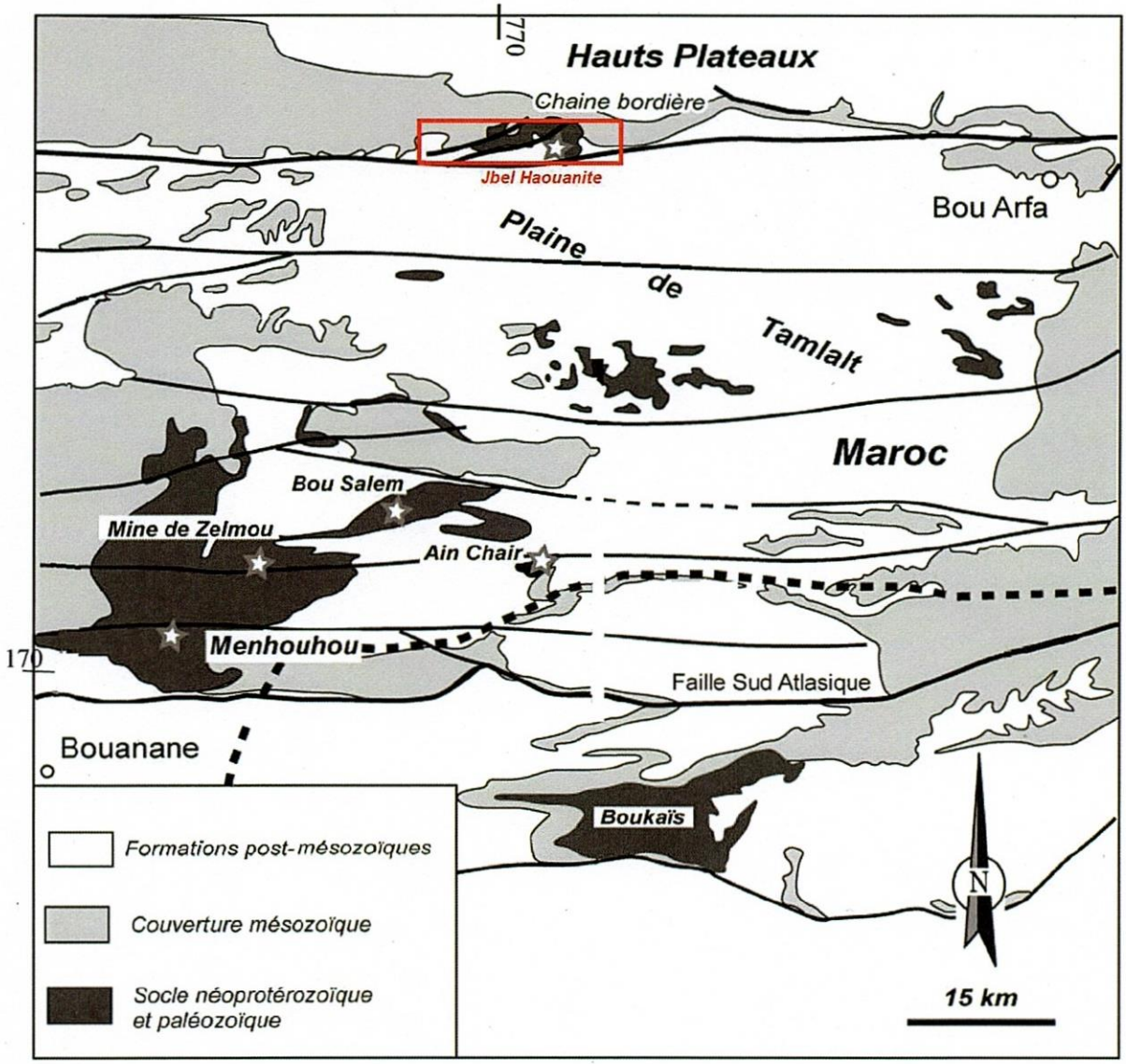


Fig. 16 : Carte de situation de Jbel Haouanite (Du Dresnay, 1965, simplifiée)

Cette position géographique rend le cadre structural complexe car il implique à la fois la tectonique atlasique et l'héritage de la tectonique hercynienne, voire antérieure.

De plus, le gîte se situe dans la partie nord de la plaine de Tamlalt (cadre sur la figure 17 ci-dessus) qui constitue un domaine structural que les anciens auteurs ne semblent pas avoir étudié en détail.

Pour les anciens auteurs, la plaine de Tamlalt a été abordée en tant que partie de chaine varisque de la meseta orientale. Pour ces auteurs, la chaîne aurait connu trois phases principales de déformation (fig. 17) :

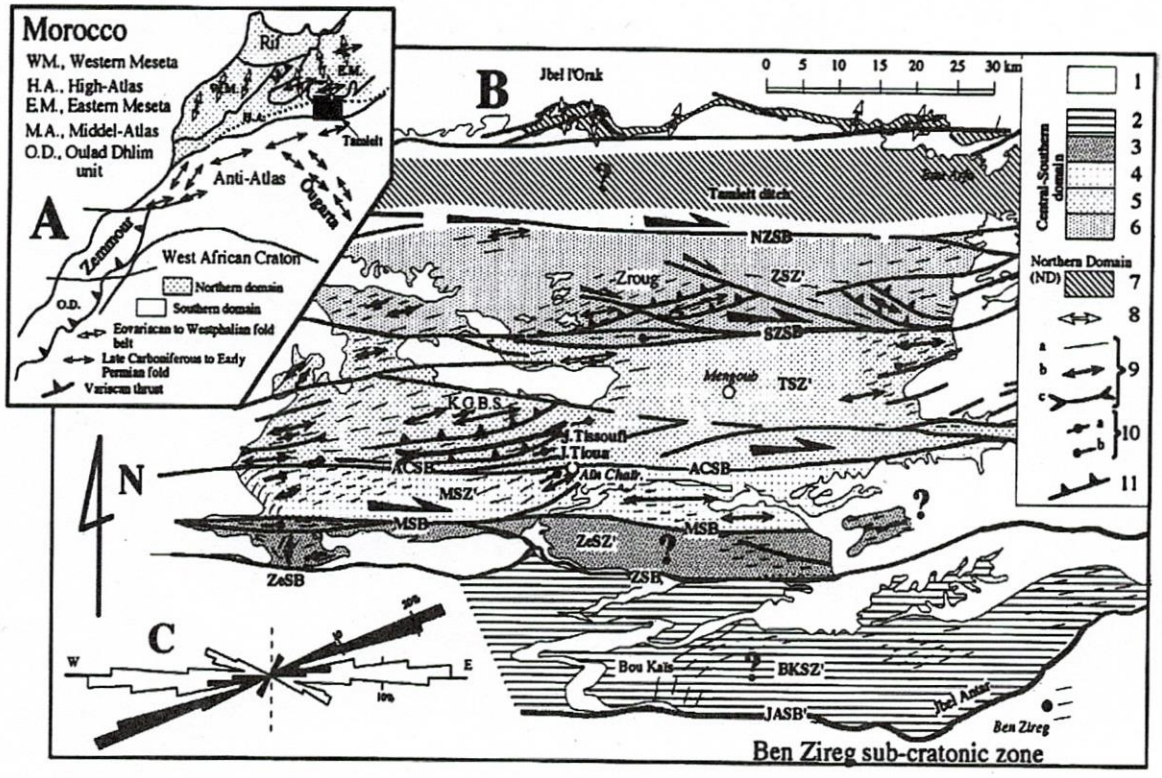


Fig. 17 : Schéma structural de la boutonnière de Tamlalt (in Houari et Hoepffner, 2003)

1: Couverture post-Paléozoïque ; 2 Bou Kais ; 3 : Zelmou ; 4 : Mnijel ; 5 : Tissoufi ; 6 : Zroug ; 7 : Domaine nord et Fossé de Tamlalt ; 8 : Plissements P1 et P2 ; 9a : Trajectoire de schistosité ; 9b : Axe d'ancticlinal ; 9C : axe de synclinal ; 10 : Linéation : (a) Subhorizontal, (b) : incliné ; 11 : ; Faille inverse ;

ACSB : Ain Chair Shear Band ; BKSZ : Bou kais Schear Zone ; JASB : Jbel Antr Shear Band ; J : Jbel Tissoufi ; KGBS : Koudiat Guelb Bou Salem ; MSB : Machgoug Shear Band ; MSZ' :Mnijel Shear Zone ; MZSB : Northern Zroug Shear Band ; ZeSB : Zelmou Shear Band ; SZSB : Southern Zroug Shear Band ; TSZ' : Tisoufi Shear Zone ; ZeSZ' ; Zelmou Shear Zone ; ZSZ' : Zroug: Shear Zone ; (C) : Relation angulaire entre l'azimut SB et l'azimut des schistosités et des axes de plis.

- une première phase D1, dite Eo-varisque, (datée à 368 -372 Ma par Clauer et al., 1980 ; et Huon et al., (1987)) donnant des plis couchés et un faible métamorphisme ;

– une deuxième déformation viséenne D2, (330 Ma, Huon et al., 1987) avec des chevauchements, des plis et une schistosité à vergence ouest ;

– des déformations tardi hercyniennes D3 (300 Ma, Huon et al., 1987) donnant des plis et des chevauchements à vergence nord.

Dans le même cadre, signalons que, pour Hoepffner et al. (2006), la meseta orientale, et particulièrement au niveau de la Moulouya, se caractérise par une phase orogénique compressive précoce, antérieure à l'orogénèse hercynienne, probablement d'âge Dévonien supérieur, et consistant en des déformations tangentielles, avec, notamment, la mise en place du granite de Midelt.

A ces déformations paléozoïques se superpose une déformation atlasique polyphasée, reconnaissable dans les terrains mésozoïques et cénozoïques de la bordure nord du Haut Atlas oriental et qui surplombent les terrains du permis Ahad.

a) Cadre géologique local

Pour l'établissement de cette géologie, nous nous sommes basés sur nos propres observations de terrain et sur les études antérieures et particulièrement les logs de sondages effectués par l'ONHYM à l'Est et à l'Ouest de la zone étudiée. De même, nous avons analysé les travaux faits par certains auteurs (Boutib, 2000 et Alansari, 2008) pour le compte de la société exploitant le gîte.

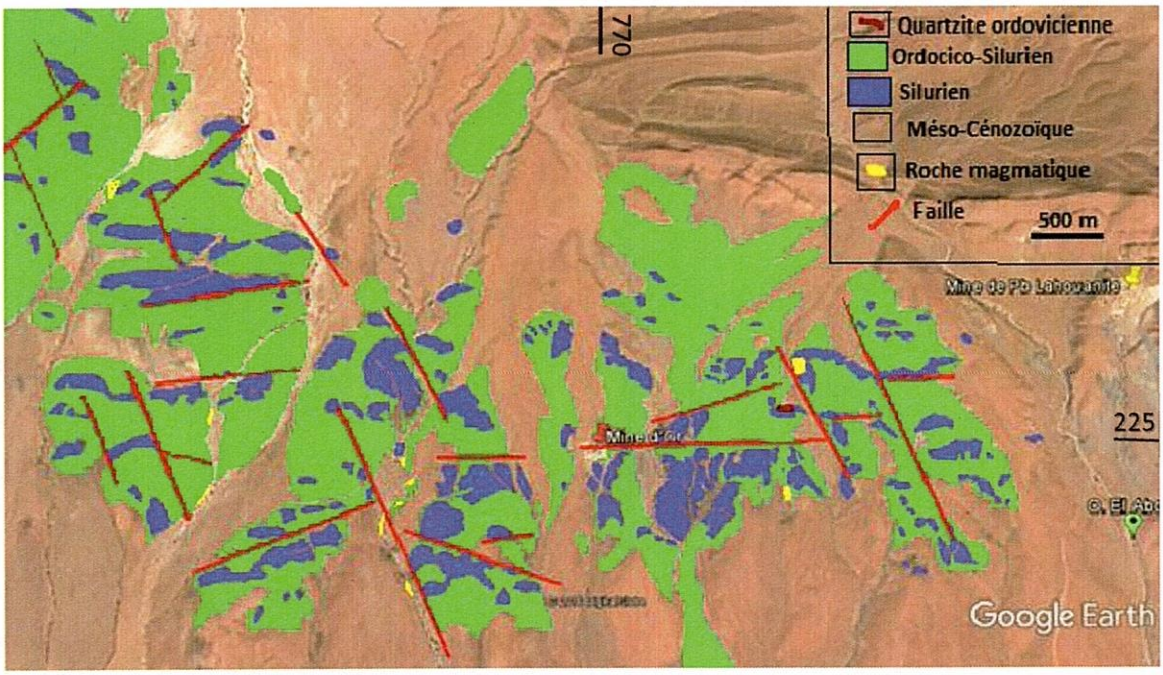


Fig. 18 : image interprétative litho-structurale du secteur de Jbel Haouanite

Signalons que, pour l'établissement de la carte litho-structurale (fig. 18), nous avons distingué les quartzites ordoviciennes et le cortège à phtanites du Silurien. Pour les autres faciès, nous les avons cartographiés sous la dénomination de l'Ordovico-Silurien.

Dans une étude du gîte, Sharp (1981) avait décrit la série comme comportant des schistes et des quartzites. Il précise toutefois que les schistes sont normalement gris, à grain fin, avec un clivage bien développé.

Des sondages et des puits d'exploration ont été réalisés par les opérateurs miniers qui s'étaient intéressés au secteur. Une interprétation synthétique de ces travaux permet de décrire une série comportant, de haut en bas :

- des schistes épimétamorphiques avec chlorite, épidote et amphiboles, et dont la puissance ne dépasse pas les 50m ;
- des schistes séricitisés à veinules de quartz, sur une dizaine de mètres ;
- des schistes gréseux, sur une puissance ne dépassant pas les 30 mètres ;
- des schistes rubanés à quartz et feldspath, sur une dizaine de mètres ;
- des schistes à passages silicifiés, sur une vingtaine de mètres.

Ces formations schisteuses sont intrudées par des veinules de quartz et par des «passées» de microdiorite quartzique.

Le sondage montre l'existence de failles et de zones broyées rendant impossible toute proposition de succession lithostratigraphique. De même, on remarquera la présence de roches magmatiques surplombant une zone de bréchification. Nous pouvons en déduire qu'il s'agit d'une « lame » de roche magmatique prise dans une écaille tectonique. Ceci confirme les observations de surface.

Pour Boutib (2000), la série cambro-ordovicienne du secteur comporte deux unités principales, une première à dominante gréseuse et une seconde schisteuse. Dans une coupe synthétique (fig. 19), l'auteur distingue, de bas en haut :

1. Un faciès détritique, d'une trentaine de mètres, formé d'une alternance de grès fins et de schistes à débit lamellaire. Dans les grès, l'auteur décrit des figures de charge et des bioturbations et parle d'une polarité normale et signale que c'est l'unique fois qu'il observe cette polarité normale alors que, pour lui et partout ailleurs, la polarité est inverse ;
2. Un banc argileux dont l'épaisseur est estimée à 8m ;
3. Une alternance, sur une trentaine de mètres, de grès, en bancs métriques, à grain moyen et à slumps et de schistes en bancs inframétriques ;
4. Un ensemble gréseux « *marqué à la base par une discontinuité sédimentaire sous forme de conglomérat à ciment ferrugineux* » et dont la puissance atteindrait 25m ;
5. Des grès turbiditiques à slumps et slimps-balls ;
6. « *8m de schistes pélitiques minéralisés en quartz à antimoine* » ;
7. « *6m de grès quartzitique grisâtre à jaunâtre à la cassure, très riche en veines et filons de quartz minéralisé en antimoine et oxydes* » ;

8. Des schistes et micaschistes à plissement disharmonique et dont la puissance atteindrait 50m ;

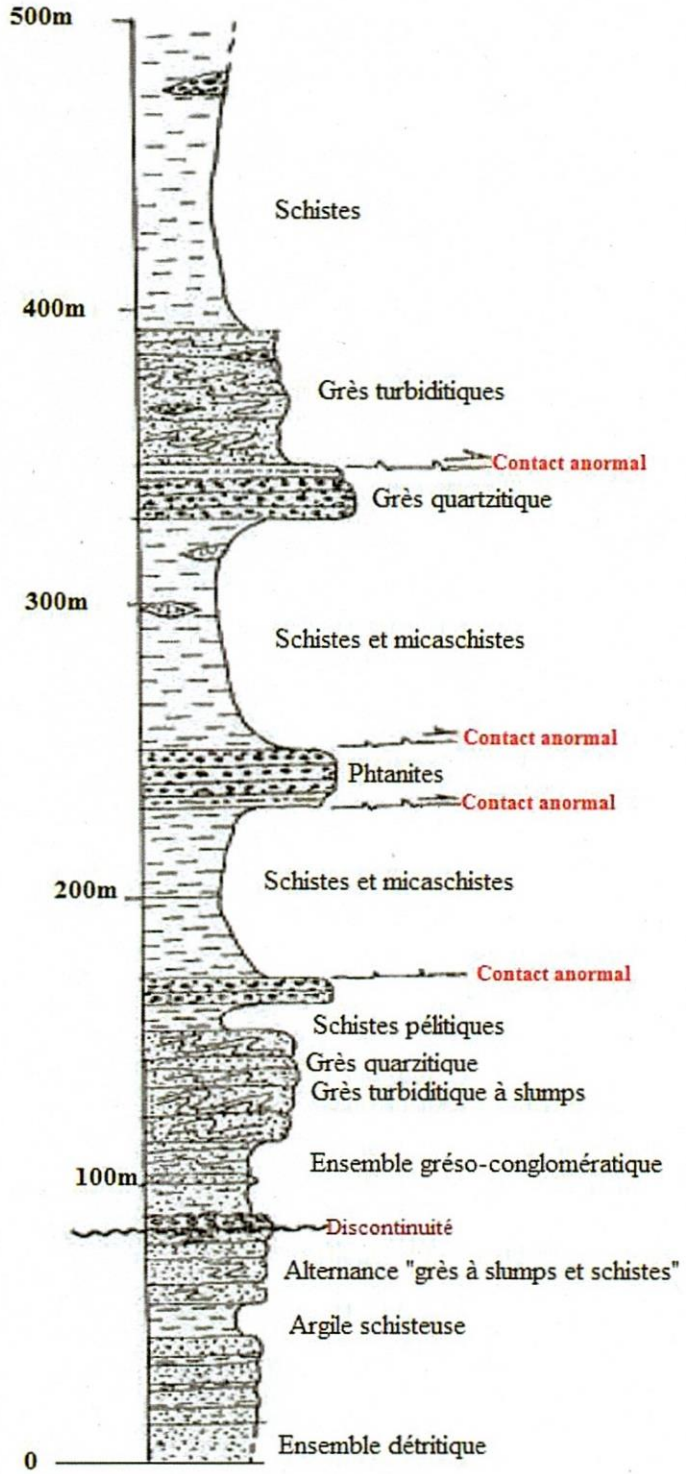


Fig. 19 : Colonne lithostratigraphique de la série cambro-ordovicienne (Boutib, 2000, modifiée)

9. Sur 20m, des quartzites noirâtres, affectés par des plis à axes verticaux, avec des intercalations de schistes ;
10. Des schistes et micaschistes à lentilles de quartz, sur 80m ;
11. Une vingtaine de mètres comportant 8 bancs inframétriques de quartzites à veinules de « *quartz antimonifère* » et à passées de grès schisteux. « *Ces quartzites sont coiffées par un niveau de 2 à 3m de grès pélitique noirâtre à verdâtre à microveinules siliceuses* » et constitue « *un niveau repère* » ;
12. Des grès, des microconglomérats et turbidites à slumps sur 50m ;
13. Des schistes grisâtres à verdâtres très schistosés et à crénulation sur une centaine de mètres ;
14. Enfin, des schistes à passages de grès, brèches et lentilles de quartzites sur 400m.

Signalons que l'auteur décrit des « contacts tectoniques » entre les formations 8 et 9, entre 9 et 10 et entre 11 et 12.

De plus, dans le log stratigraphique synthétique, l'auteur rapporte les 13 premières formations au Cambro-Ordovicien mais ne donne pas d'âge pour la formation schisteuse supérieure.

De son côté, et pour élaborer une lithologie et une stratigraphie du secteur, Alansari (2008) a découpé la région en trois unités structurales correspondant à ce qu'il avait délimité comme écailles tectoniques ou nappes de charriage et correspondant d'abord au carreau de la mine, qui constituerait l'unité centrale, avec une unité méridionale (orientale ?) et une unité occidentale.

Ainsi, l'auteur décrit l'unité centrale (fig. 20) comme étant une « *une antiforme (synforme ?), à cœur de schistes à lits gréseux riche en veines siliceuses de différentes générations, enveloppé par des quartzites et des grès grossiers noirs* ». L'unité « méridionale » est constituée de quartzites et de gréso-pélites, plissées selon deux directions N-S et E-W alors que l'unité occidentale correspond à une vaste antiforme E-W à cœur de schistes à veines siliceuses et à flancs gréseux.

Toutefois, l'auteur signale que « *la tectonique locale et la similitude des faciès (grès et pélites essentiellement) n'ont pas rendu facile l'élaboration d'une coupe type* ».

Pour l'auteur, la majorité des contacts entre les divers faciès sont tectoniques, « *soit chevauchants vers le Nord soit des décrochements sénestres tardifs par rapport au plissement* ».

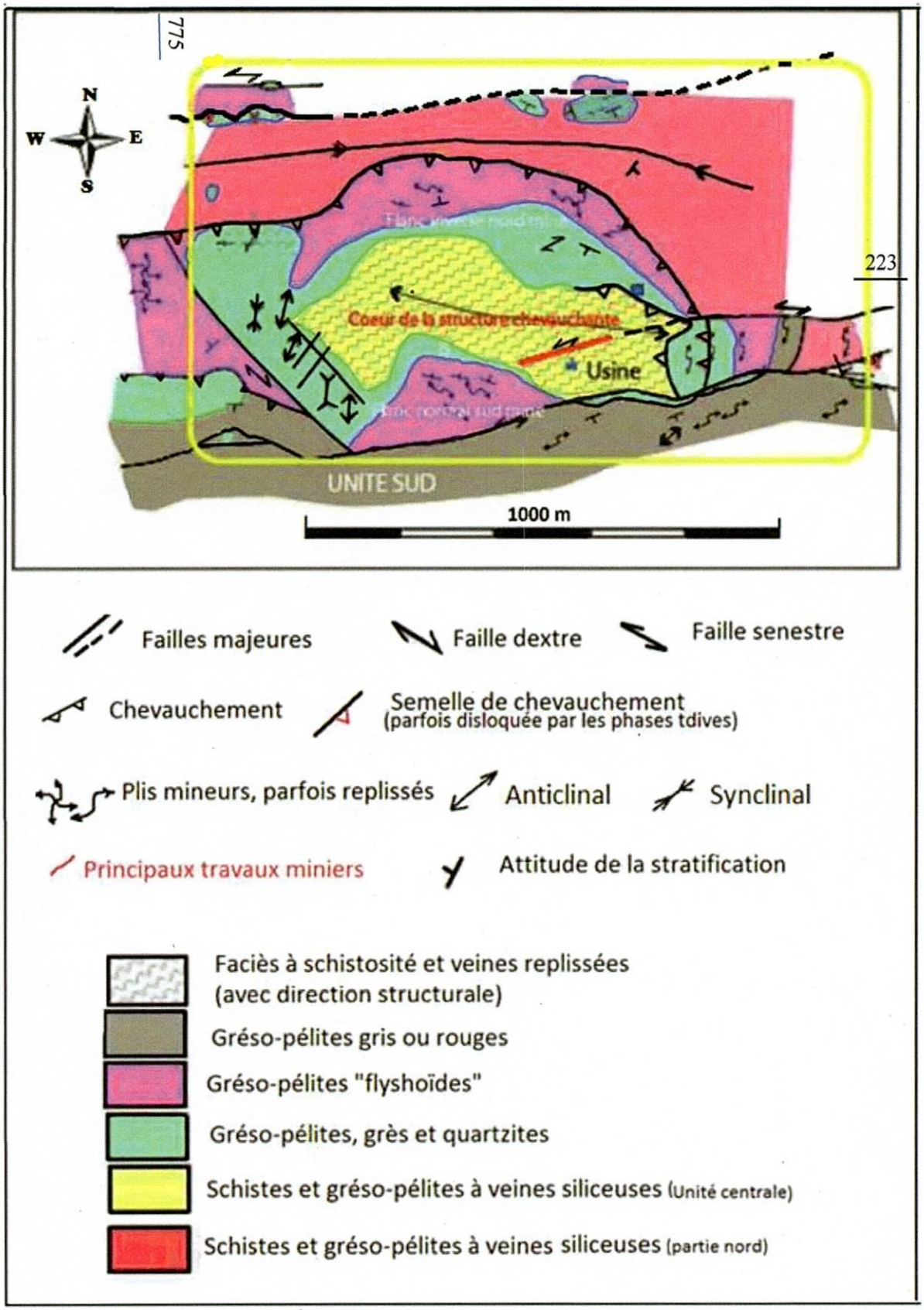


Fig. 20 : Description de l'unité centrale (Alansari, 2008)

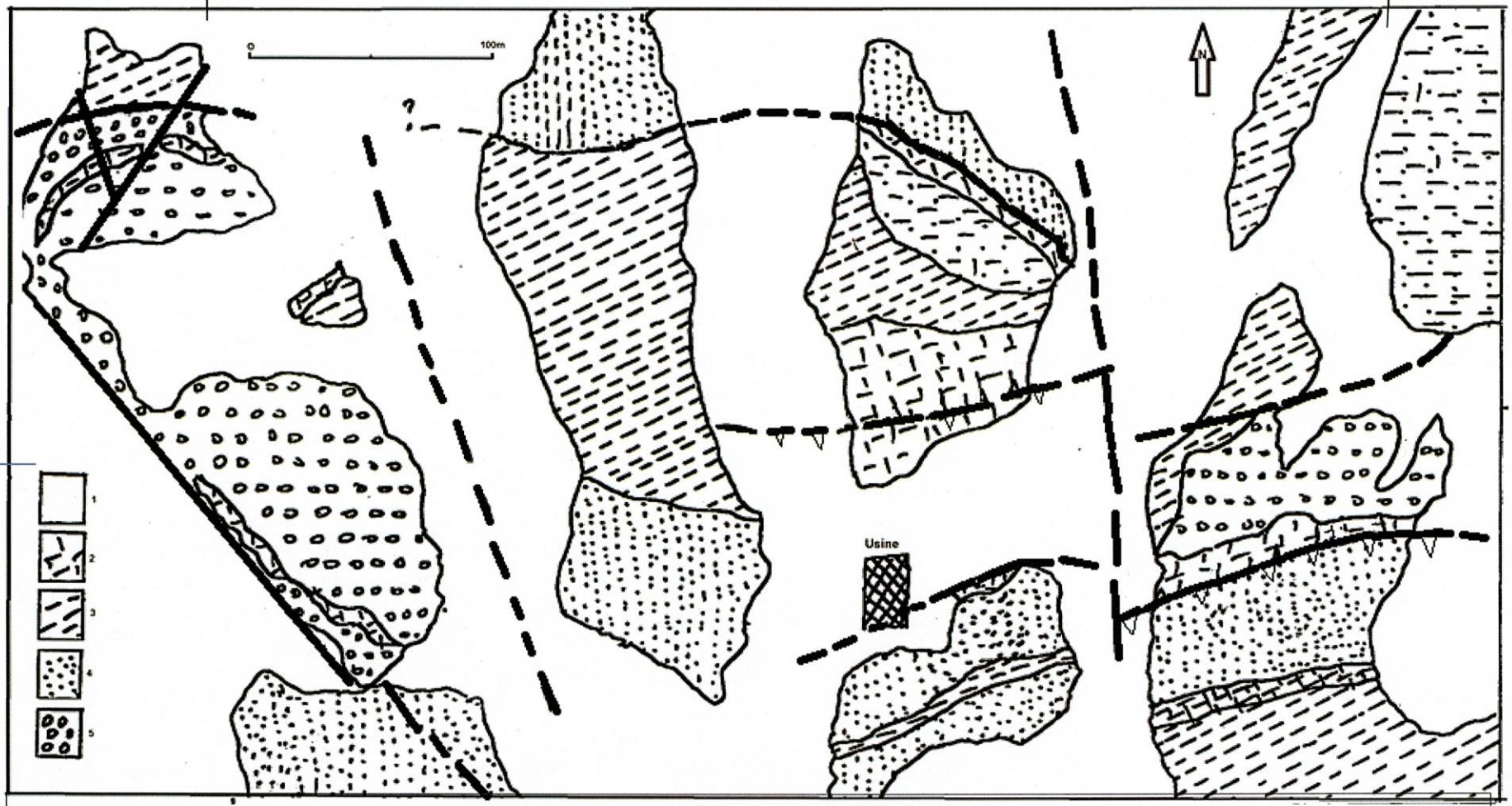
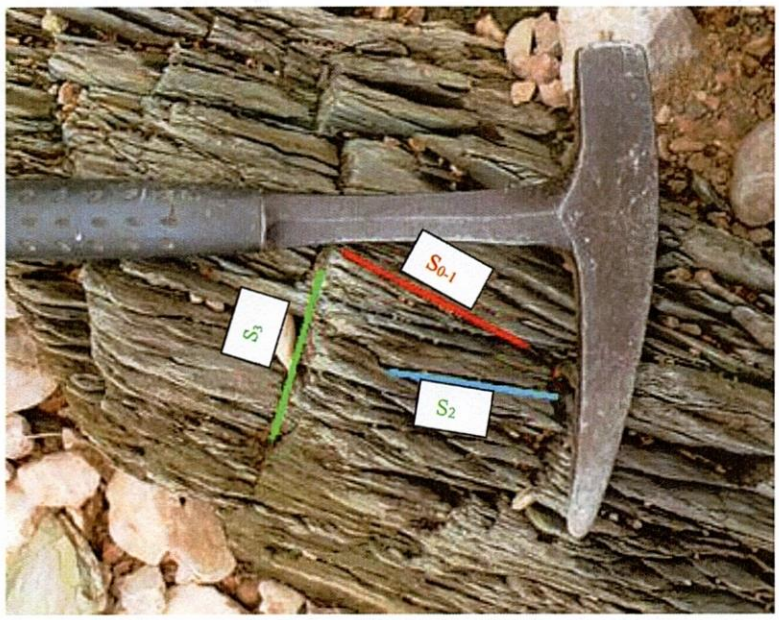


Fig.21 : Carte lithologique de Jbel Haouanite
(Documents consultés : Du Dresnay, 1976 ; Boutib, 2000 ; Alansari, 2008 et Milhi et al., 2010)
1 : Formations récentes ; 2 : Grès quartzitiques ; 3 : Schistes : 4 : Grès à passées schisteuses ; 5 : Formation flyshoïde à passées de phtanites

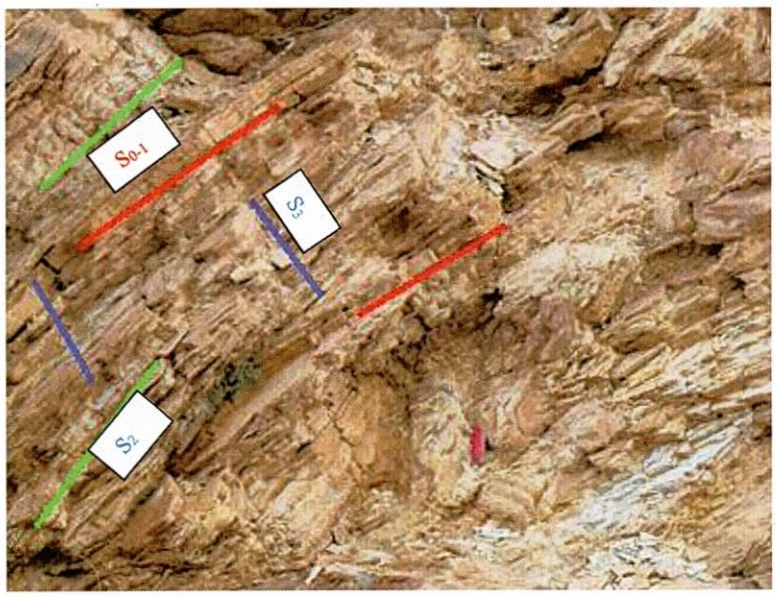
Dans le cadre du présent travail, nous avons constaté que les formations peuvent être regroupées en deux grands ensembles (fig. 21) :

1. Un ensemble schito-gréseux à phtanites et que, au vu de la littérature, nous attribuons au Silurien. Assimilable à des flyshs, il apparait en petits ilots et, sur le terrain et sur les photos satellites, il se distingue facilement par sa teinte sombre. Une étude au microscope a montré la présence de micro-organismes qui seraient de graptolites. Leur détermination est en cours.

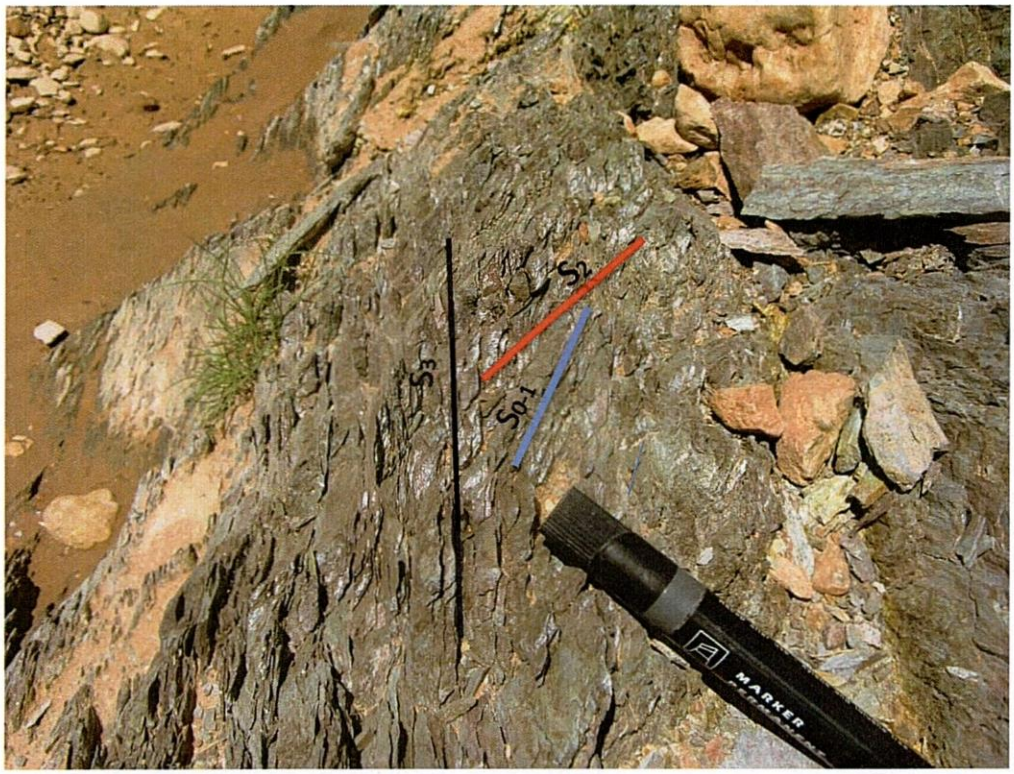
Les schistes sont de couleur sombre, avec deux schistosités de flux bien nettes, auxquelles s'ajoute une troisième schistosité de fracture (fig. 22).



a



b



c

Fig. 22 : Schistes siluriens : deux schistosités de flux (S_{0-1} et S_2) et une schistosité de fracture (S_3) affectant la S_{0-1} et la S_2 et induisant un débit en losanges (c).

Ces schistosités entrainent un débit de la roche en losanges (fig. 22c).

Au microscope, on peut observer les mêmes schistosités, avec la S_{0-1} marquée par des niveaux phyliteux et quartzeux (fig. 23). La S_2 affecte la S_1 en la décalant légèrement, et l'ensemble est repris et fracturé par la S_3.

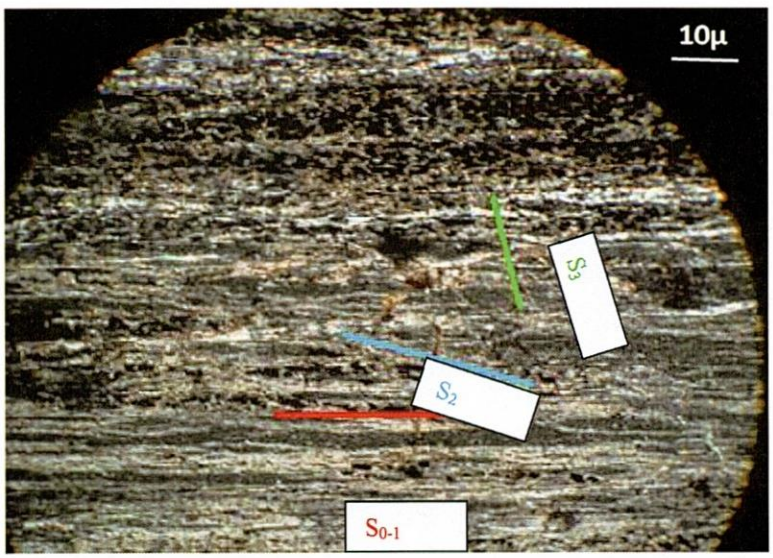
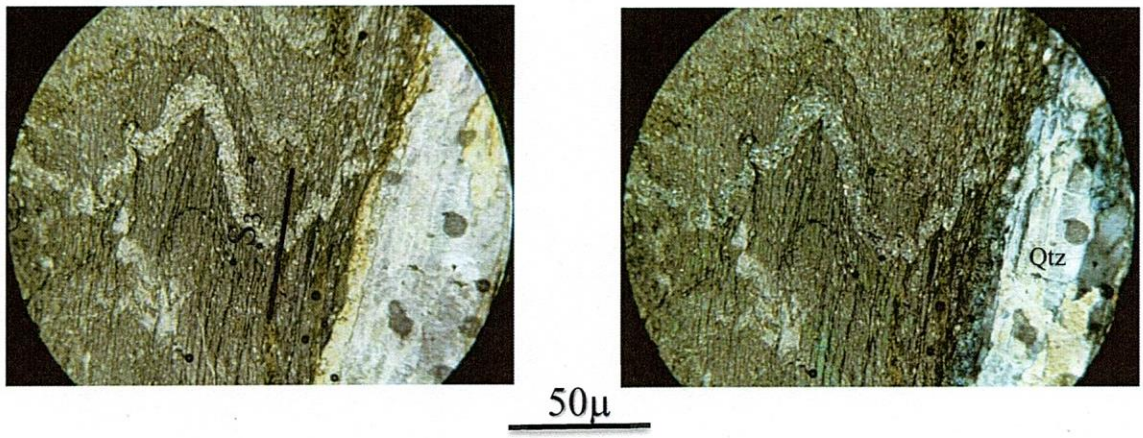
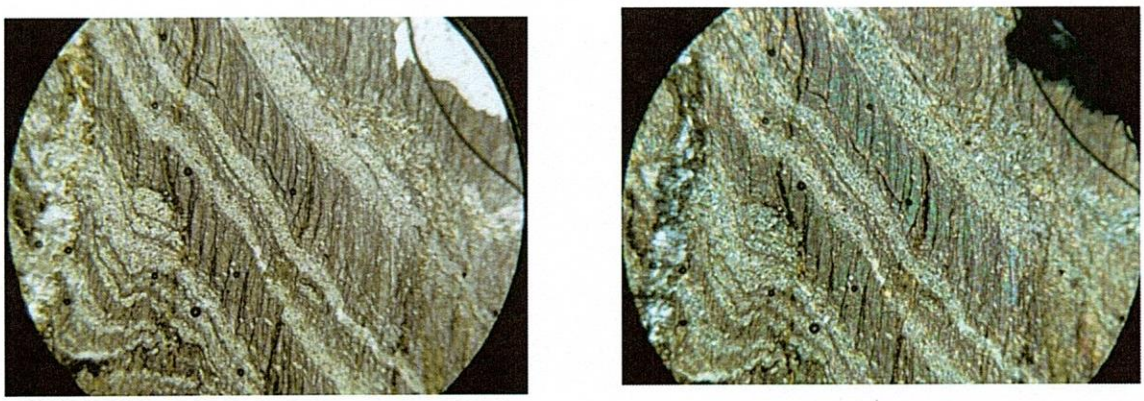


Fig. 23 : Lame mince (LPA) de schistes indiquant des lits phyliteux avec la S_{0-1}, la S_2 et la S_3

De plus, nous avons pu observer, au niveau de certaines lames, que des niveaux schisteux et à quartz sont affectés par les plis P1 et P2 (fig. 24). Certaines lames ont montré une tectonique en C/S et un degré de métamorphisme élevé atteignant le grade de micaschistes comme le montrent les photographies ci-après.



Echelle valable pour l'ensemble des sections



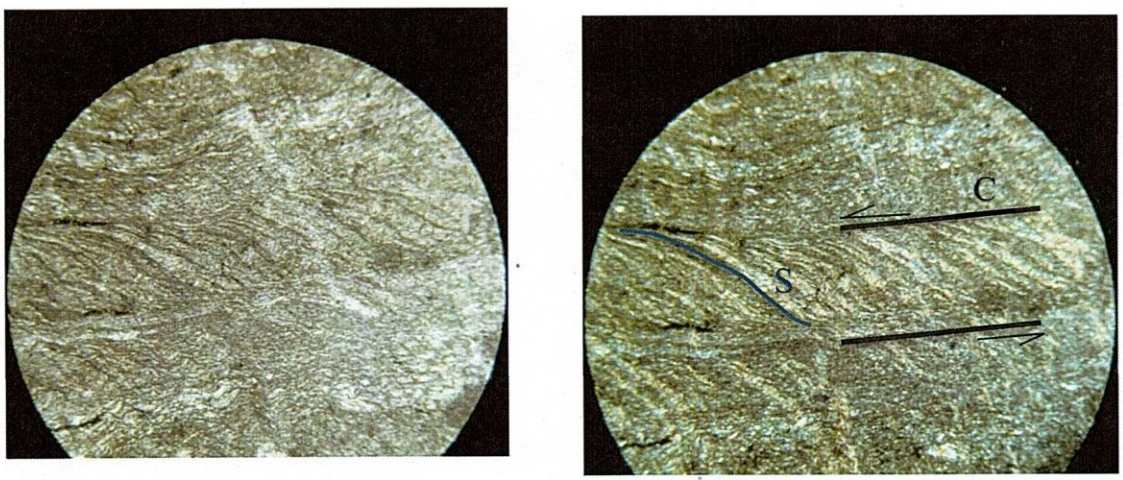


Fig. 24 : Schistes avec plissement de la schistosité et structures en C/S

Au niveau de certaines lames, nous avons noté la présence de micro-organismes (fig. 25) et dont la détermination est en cours.

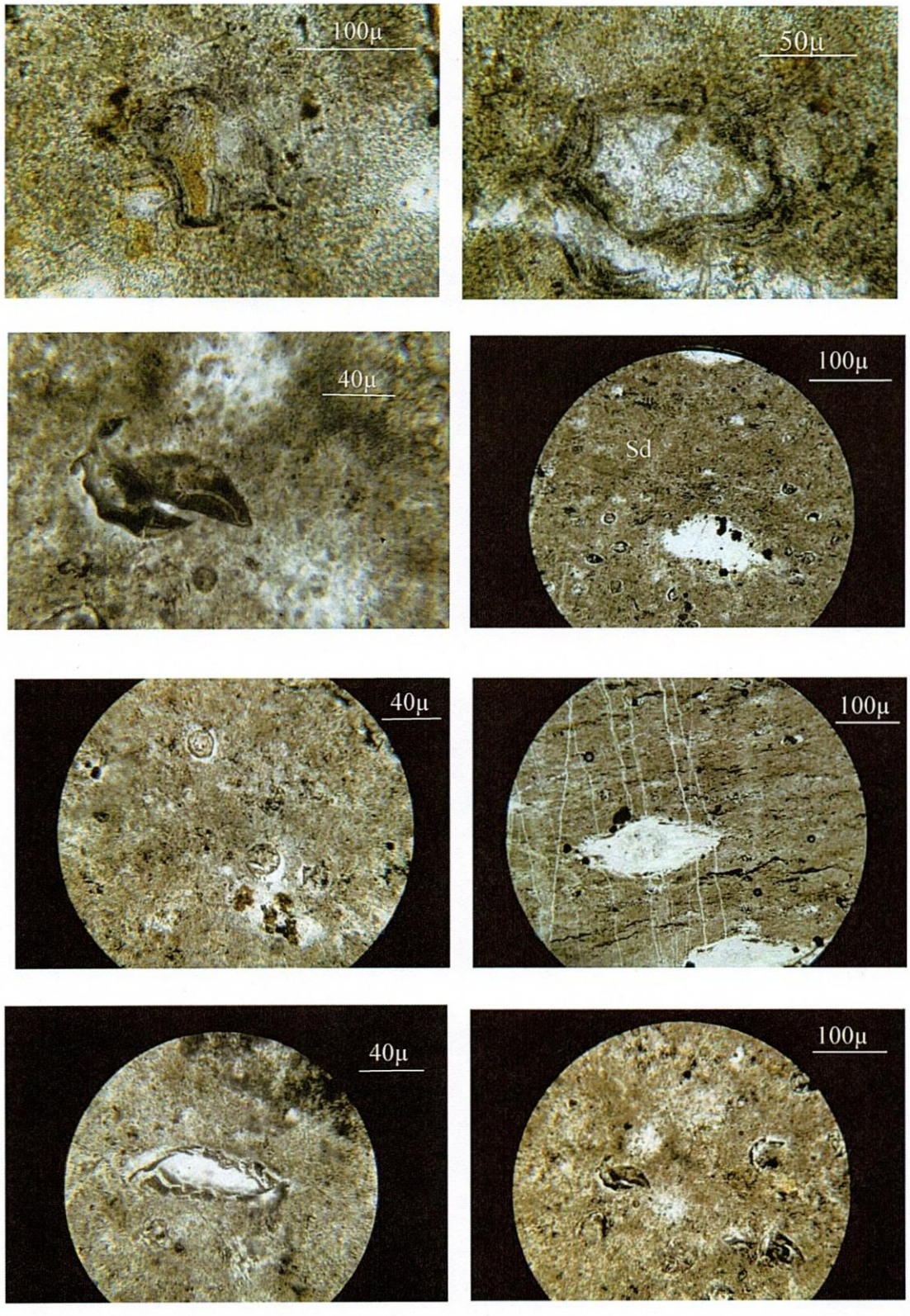


Fig. 25 : Lames minces montrant les micro-organismes dans des carbonates

De même, il y a lieu de signaler que nous avions pu rencontrer des schistes tachetés au niveau de l'oued Aichât, au voisinage d'une intrusion magmatique. En plus des tâches, nous avons notés que les minéraux sont orientés, avec une schistosité de crénulation (fig. 26).

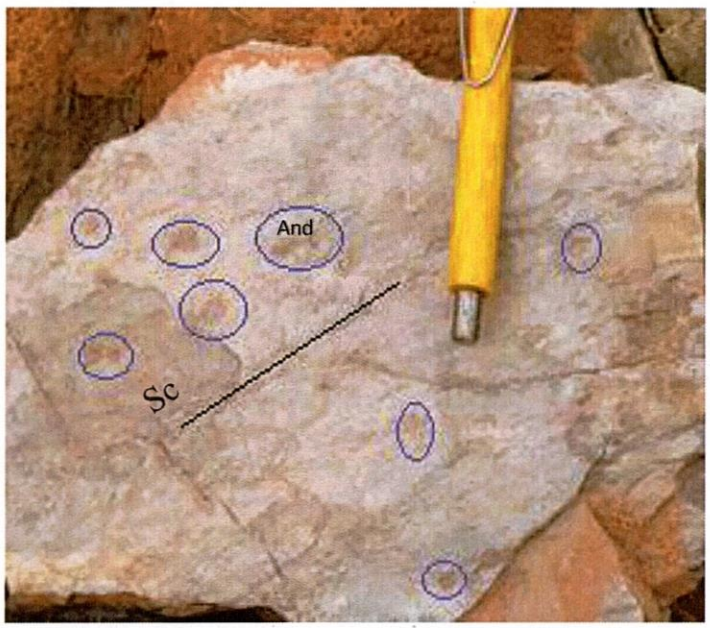


Fig. 26 : Schistes tachetés. On peut noter, en plus, une schistosité de crénulation (Sc)

L'étude au microscope d'un échantillon de ce schiste fait ressortir la présence de cristaux d'andalousite (fig. 27).

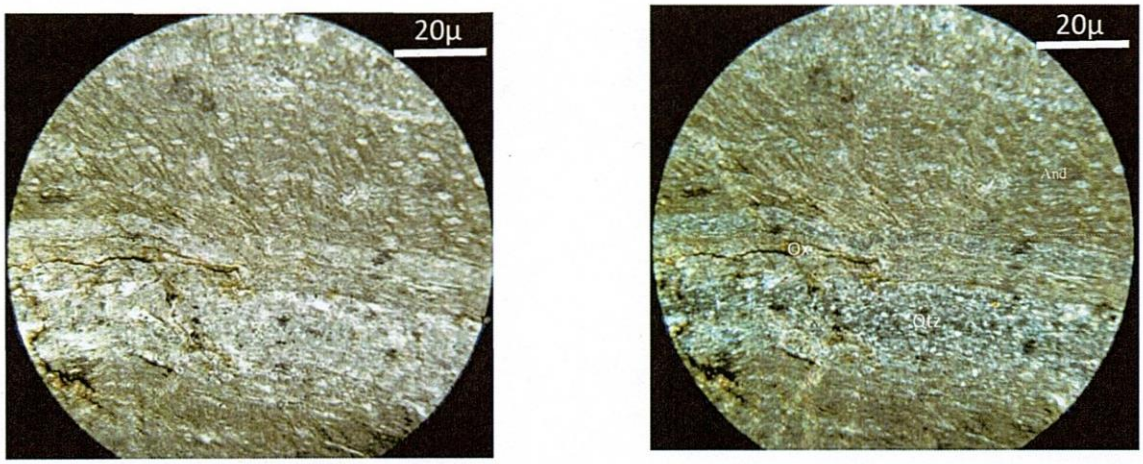


Fig.27 : Lames minces de schistes à andalousite

2. Un ensemble gréso-quartzitique, de couleur sombre et en bancs décimétriques, qui pourrait être attribué à l'Ordovicien. Etant donné leur lithologie, ces faciès encaissent plus facilement des fracturations quartzeuses qui s'y présentent soit sous forme de veinules soit en stockwork.

Localement, on peut noter, sur des niveaux plus ou moins carbonatés, des figures sédimentaires dont particulièrement des flutes casts (fig. 28). Une analyse plus fine de ces formations permet, localement, de noter un granoclassement. Là où il nous a été possible de l'observer (Ouest de la mine), les formations indiquaient un flanc inverse.



Fig. 28 : Affleurement avec des figures sédimentaires (flutes casts), indiquant un flanc inverse.

A ces groupes, il y a lieu d'adjoindre les bancs franchement quartzitiques de l'Ordovicien que l'on observe en écailles surmontant des phtanites siluriennes.

De même, certaines lames minces ont permis de déterminer des roches riches en oxydes de fer (fig. 29) et s'apparentant à ce qui est communément appelé « Banded Iron Formation » (BIF). Toutefois, sur le terrain, nous n'avons pas pu les suivre pour les cartographier. Rappelons toutefois que ce faciès a été signalé plus au sud par Pelletier (2007).

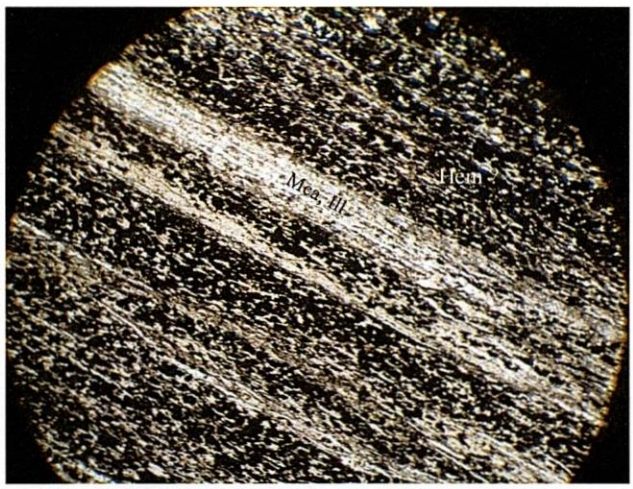


Fig. 29 : Formation avec oxydes de fer (BIF ?) (LN)

Dans le secteur extrême oriental, nous avons noté la présence, au sein des schistes, de roches siliceuses, de teint rougeâtre, en petits lits centimétriques, plus ou moins rubanés. Les roches se présentent sous forme de lambeaux métriques, souvent isolés.

Certains montrent qu'ils ont été plissés par la D1. Au vu de leur faciès, ces roches s'assimilent à des jaspes.

Dans notre secteur, la couverture méso-cénozoïque est limitée à des terrasses faites de conglomérats polygéniques et à des alluvions et colluvions. Certains blocs montrent des fossiles (fig. 30).



Fig. 30 : Formations récentes au niveau du Jbel Haouanite : (a) conglomérat polygénique ; (b) bloc calcaire à gastéropodes ; (c) : conglomérat à éléments de roche magmatique ; (d) : terrasse

Ceci dit, le secteur est lardé de filons et filonnets de quartz que nous aborderons dans le chapitre « tectonique ».

b) Magmatisme et roches magmatiques

Lors des levés de terrain auxquels nous avions procédé, il nous été possible de constater la présence de plusieurs affleurements de roches magmatiques, alors que les anciens auteurs ne signalaient qu'un seul affleurement au niveau de oued Rhtem.

L'observation de ces affleurements permet de distinguer au moins deux générations de roches magmatiques. En effet, nous pouvons distinguer :

1. un faciès où la roche est tellement altérée que seule une étude pétrographique, permet d'en faire une roche magmatique. Ce type de faciès affleure dans les zones de charriage où il constitue la semelle des écailles.

Localement, et loin des semelles des écaillages, elle présente bien son aspect général de roche intrusive, avec des enclaves schisteuses (fig. 31). Au niveau de son contact avec les schistes, on peut noter le développement de feldspaths en bâtons centimétriques (stocksheider) traduisant la nature acide de la roche.

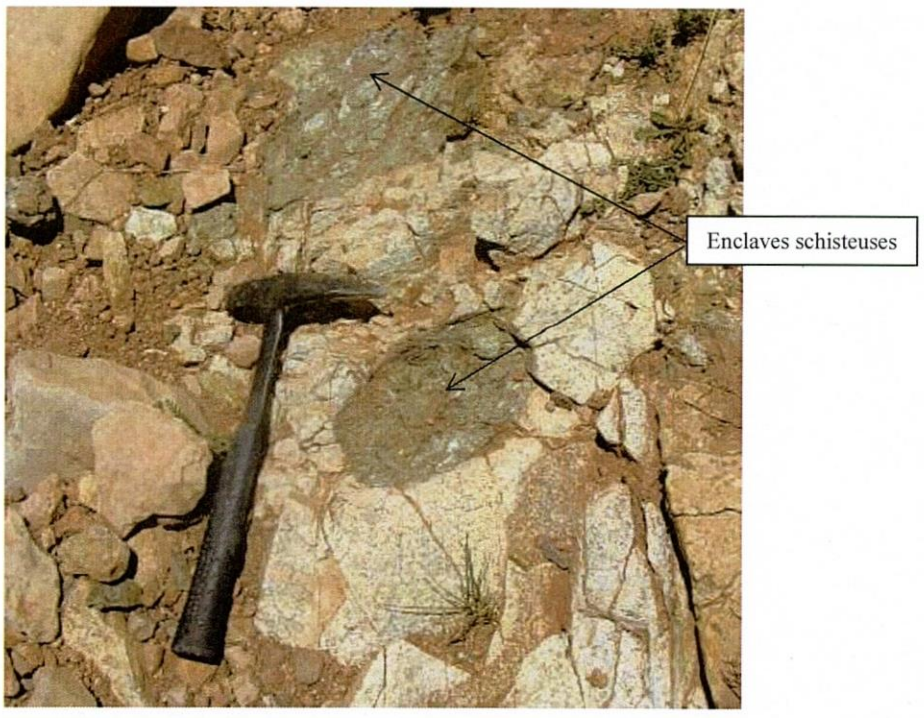
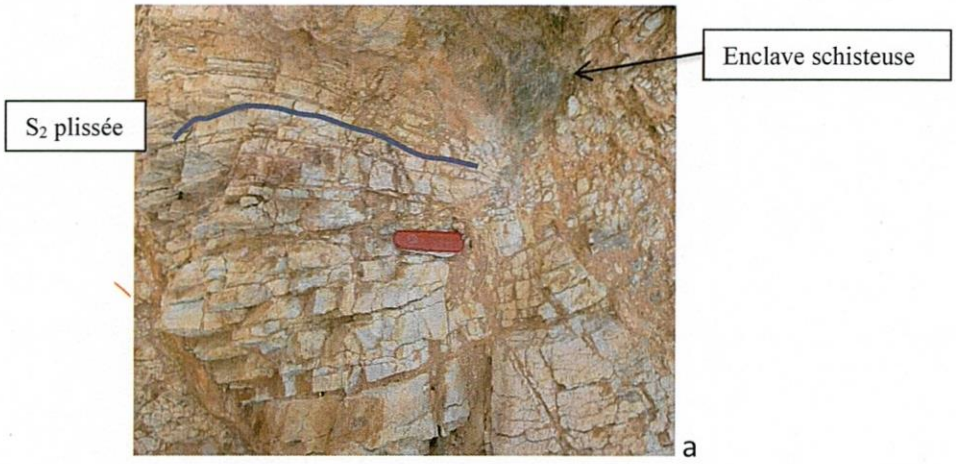


Fig. 31 : Roche magmatique avec enclaves schisteuses

Cette roche, très altérée, est affectée par la S_2. Localement, elle donne l'impression d'être plissotée (fig. 32)



a

Roche magmatique schistosée et plissée



b

Roche magmatique affectée par la schistosité S_2



c

Fig. 32 : Photographies montrant la roche magmatique schistosée et plissée : (a) : roche présentant une S_2 plissée ; (b) : roche affectée par la S_2 ; (c) : plissement de la roche

L'étude pétrographique montre une roche avec une schistosité bien nette, à quartz et plagioclases dominants, altérés (argilitisation) et corrodés. La biotite est étirée, orientée et altérée. On note aussi la présence du grenat et de l'apatite. La mésostase est composée de micas (muscovite, chlorite) et de quartz. Certains grains de quartz sont arrondis,

orientés et avec des ombres de pression (fig. 33), ce qui traduit les conditions chaudes de l'écrasement. De même, certains cristaux présentent des figures de cisaillement en C/S. Il s'agit d'un « granitoïde » gneissifié.

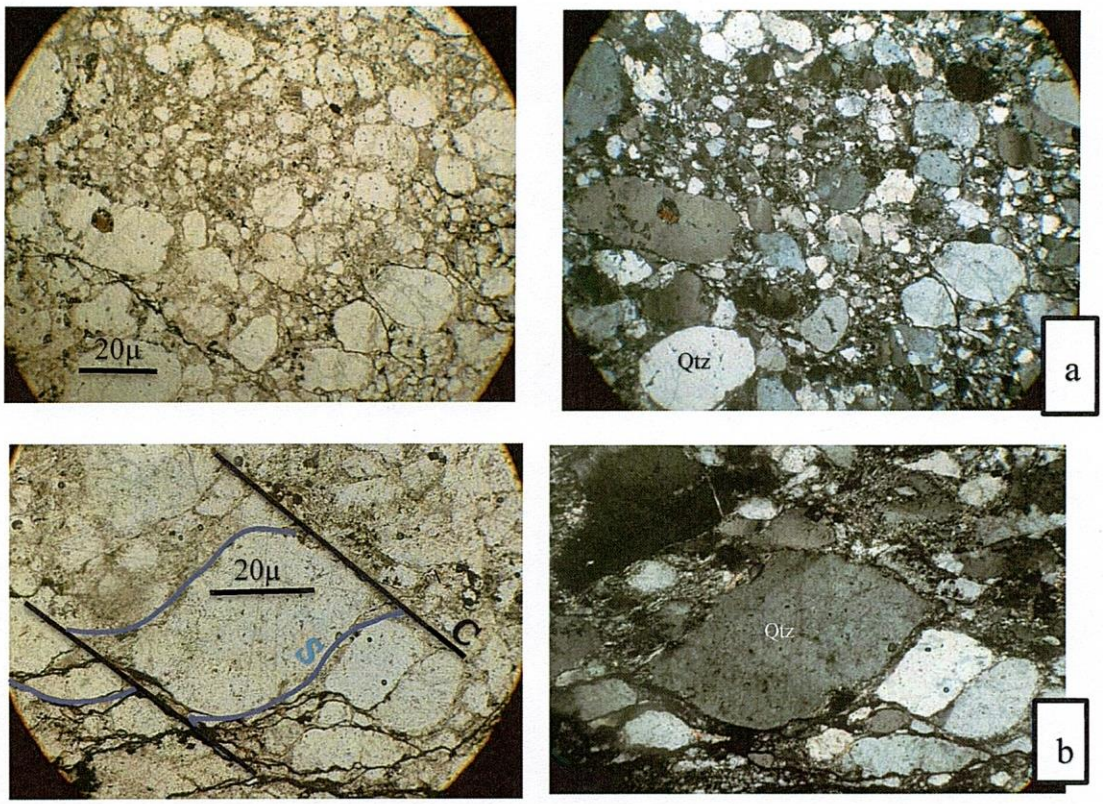


Fig.33 : Roche magmatique gneissifiée, avec des cristaux de quartz écrasés et arrondis avec cisaillement en C/S

De même, on observe des fantômes de feldspaths complétement altérés en micas (argiles, séricite, ...) (fig. 34)

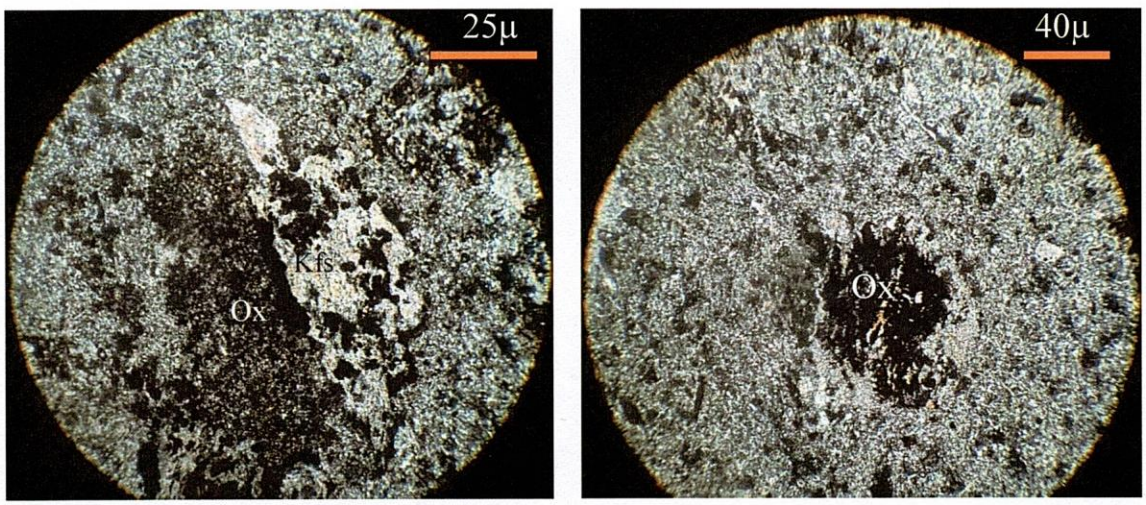


Fig. 34 : Lames minces de la roche magmatique montrant les feldspaths altérés

De plus, nous avons pu noter que certains cristaux de quartz sont étirés et allongés suivant l'axe « c » (fig. 35). Et, comme le décrivent Ingles et al. (1999), on retiendra que cette forme d'écrasement et d'étirement du quartz caractérise une shear zone.

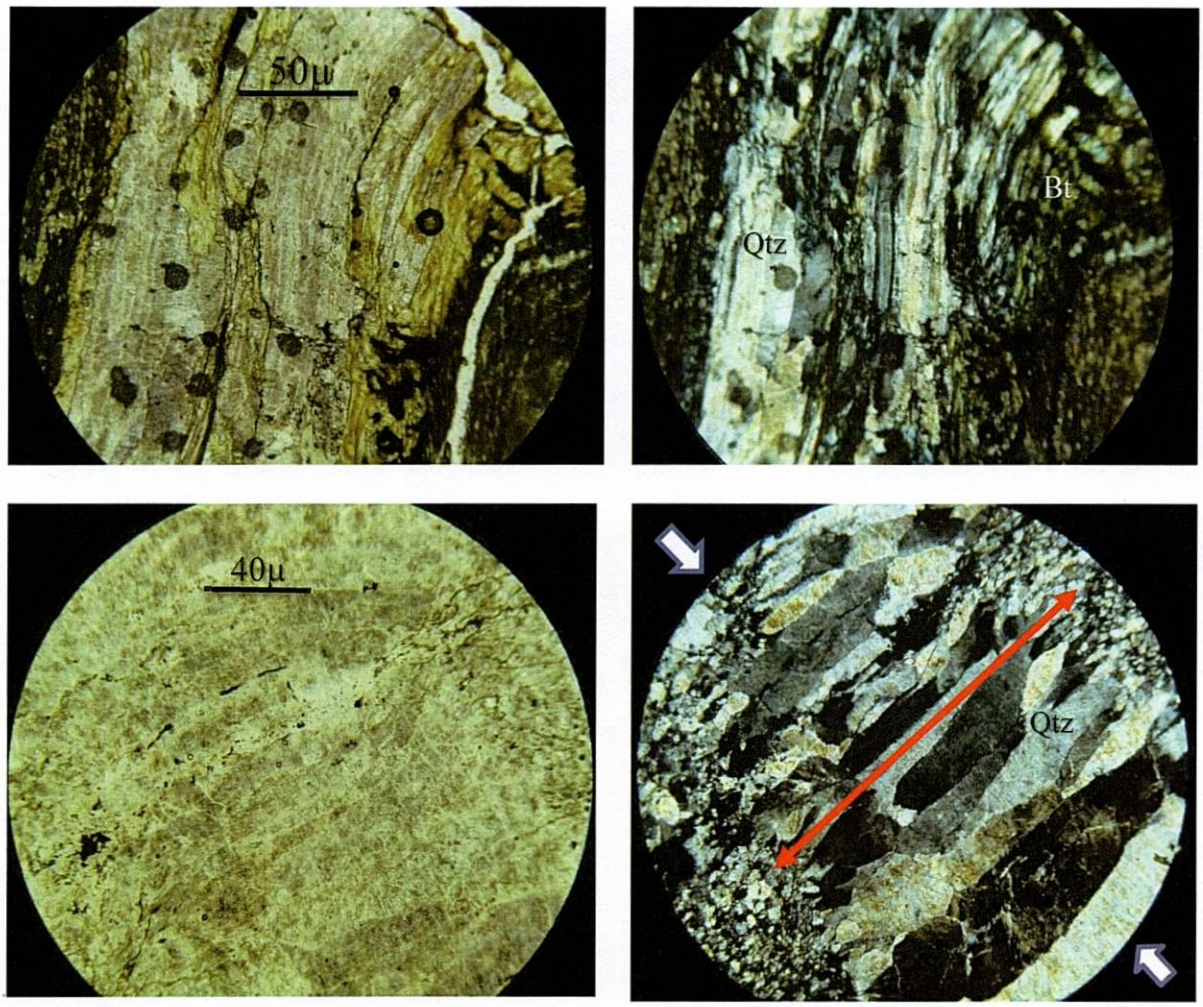


Fig. 35 : Photographies montrant du quartz étiré avec une croissance le long de l'axe c (en rouge sur la photo), témoignant des conditions de shear zone auxquelles la roche a été soumise.

De même, de la tourmaline et des opaques ont été observés (fig. 36). La présence de la tourmaline (donc du Bore) dans les fissures nous conduit à conclure que ces phénomènes sont contemporains de la circulation de fluides hydrothermaux.

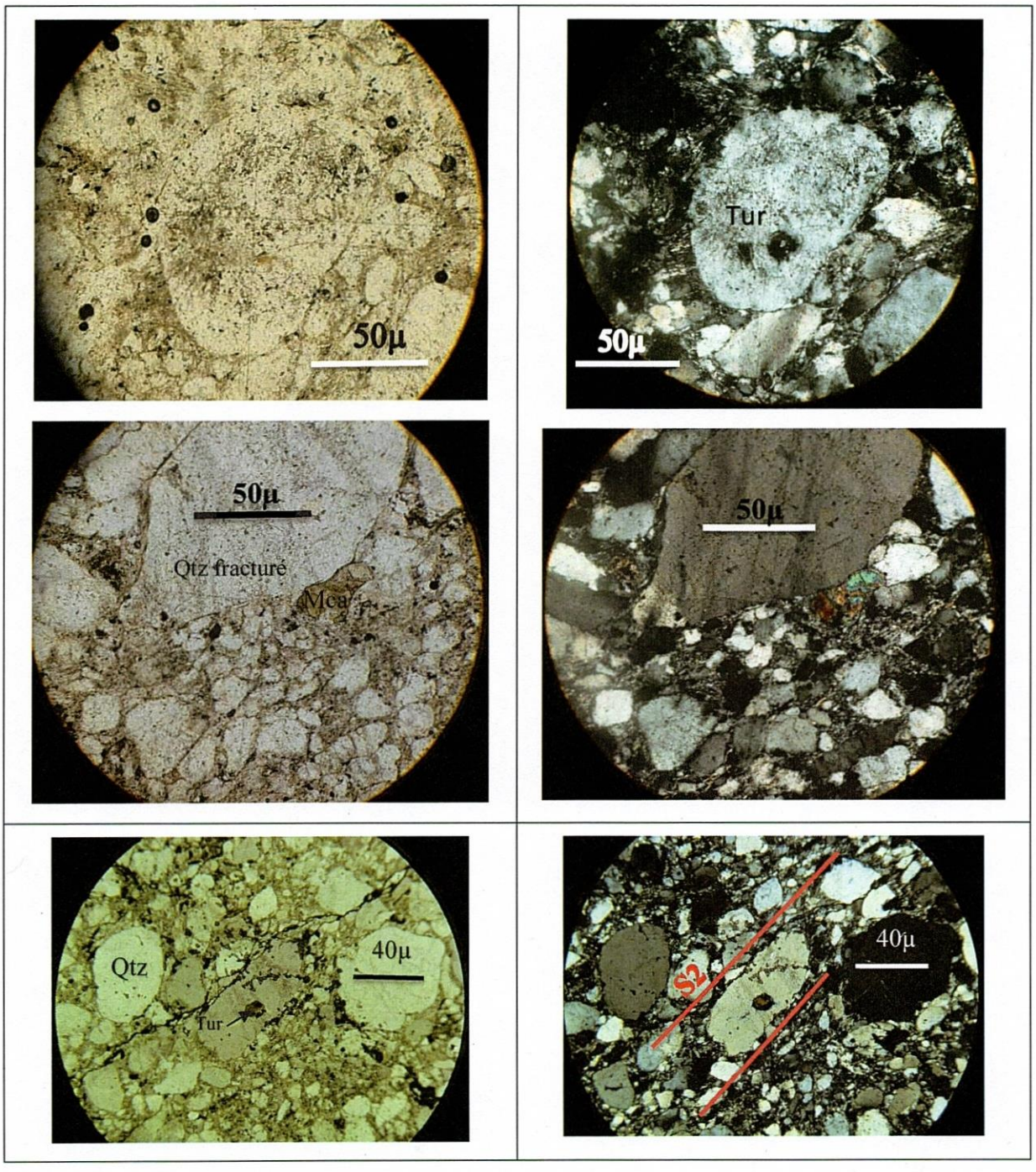


Fig. 36 : lames minces de la roche magmatique

Partant de là, nous pouvons la classer dans les roches acides mais, étant donnée la forte perte au feu constatée au niveau des analyses chimiques, il nous a été impossible de la classifier sur des diagrammes usuels.

On signalera que c'est aux abords de ce faciès (Oued Aichat) que nous avons observé des schistes tachetés.

2. Le deuxième faciès magmatique, renferme aussi des enclaves indiquant une schistosité différente de celle affectant la roche magmatique (fig. 37). On notera aussi que la roche intrude les schistes sous forme de digitations et l'on constatera que les bords présentent l'aspect habituel de « cornéennes » (fig. 38).



Fig. 37 : Roche magmatique avec enclave schisteuse où l'on aperçoit la schistosité (S_2)



Fig. 38 : Digitation de l'intrusion magmatique au sein des schistes et cornéennes

En considérant sa composition chimique, la reconstitution minéralogique permet de déduire qu'il s'agit d'une rhyodacite (fig. 39) selon le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986). La taille et la géométrie des cristaux nous conduit à conclure que la roche a connu deux phases de cristallisation : une première phase avec des phénocristaux de feldspath et des

micas et une seconde phase avec la mésostase avec des feldspaths, du quartz et de la biotite. La géométrie et l'orientation des minéraux nous permettent de conclure que cette roche est syntectonique.

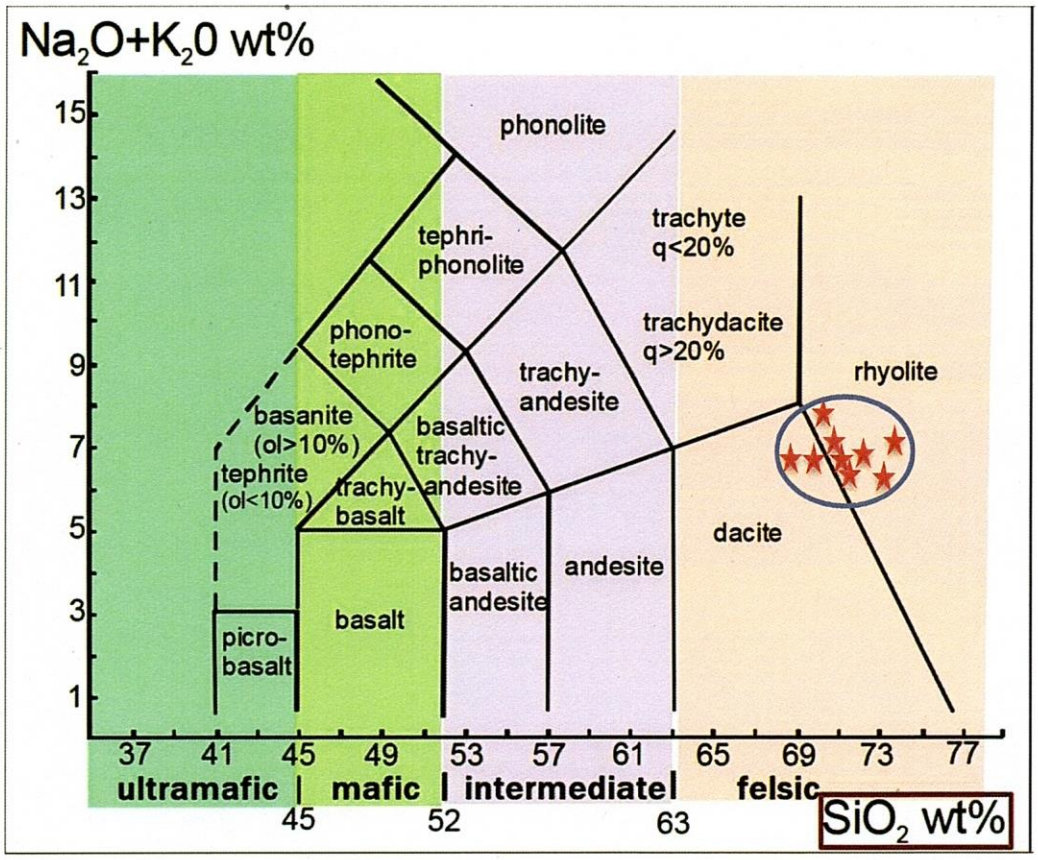


Fig. 39 : Représentation des données de la roche magmatique sur le diagramme T.A.S.

c) Tectonique plicative

La région a connu plusieurs phases tectoniques. Ces phases se traduisent aussi bien par des plissements que par des failles et des chevauchements (fig. 40 et 41).

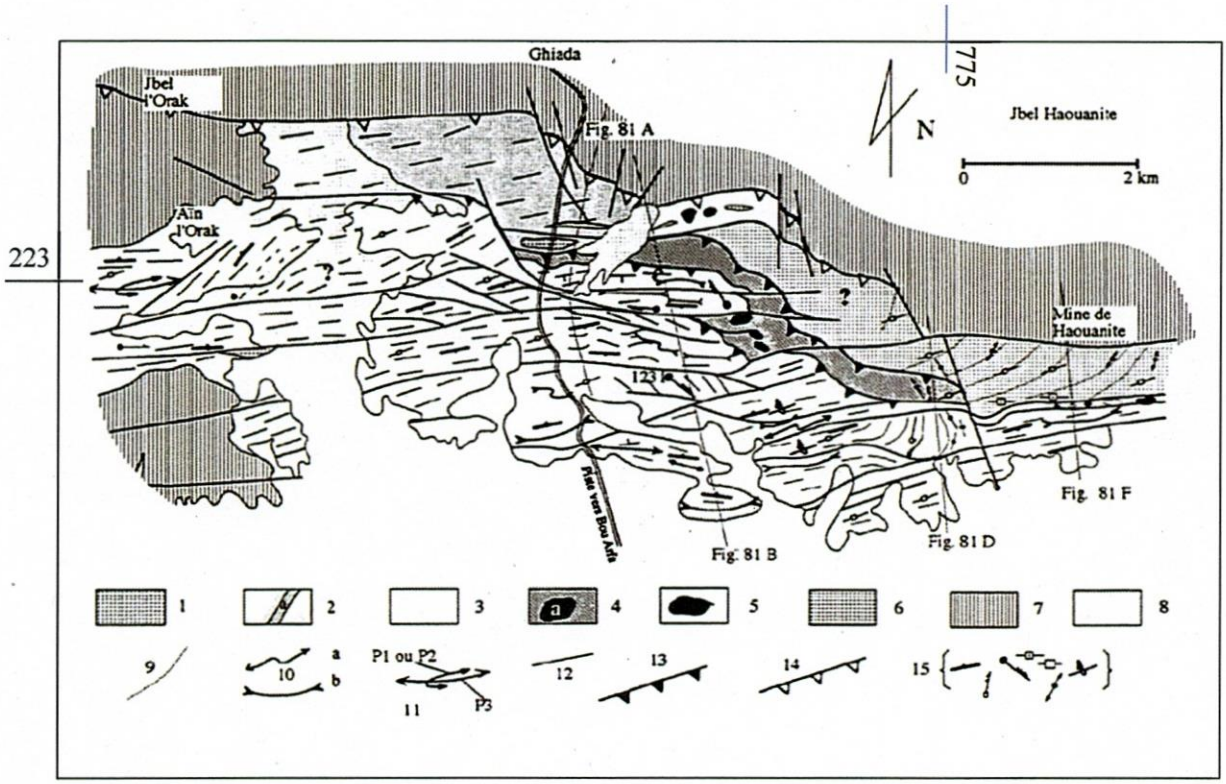


Fig. 40 : Schéma structural du secteur Jbel Haouanite- Ain Lorak (Houari, 2003)

1 : Phyllades à enclaves métavolcaniques ; **2** : pélites et schistes à passées gréseuses bioturbées avec des lentilles de roches magmatiques; **3** : complexe ordovico-silurien formé de schistes gréseux, de quartzites microconglomératiques, de phtanites et shales versicolores et siltites ; **4** : « semelle » silurienne avec parfois des blocs ordoviciens (a) ; **5** : unité chaotique des zones de décrochements à blocs ordoviciens, siluriens et dévoniens; **6** : microgranite de l'Orak, probablement tardi-hercynien ; **7** : Couverture méso-cénozoïque ; **8** : Quaternaire ; **9** : trajectoire de la linéation d'étirement dans les phyllades près de la mine de Haouanite ; **10** : a :anticlinal P1 ou P2 tordu et redressé par la phase D3, b : synclinal ; **11** : plis P1 ou P2 repris par les plis P3 à axe plongeant ; **12** : direction des structures résultant de la superposition des trois phases de déformations ; **13** : chevauchement tardi-hercynien repris lors de la phase alpine ; **14** : chevauchement atlasique ; **15** : signes conventionnels.

Les premiers commentaires que l'on peut faire, rien qu'en observant les photos satellites de la région, portent sur sa complexité tectonique. En effet, en plus des écailles tectoniques qui, souvent doivent être décelées lors de levers de terrains, certaines structures montrent les différents jeux qu'a connus la région. A notre avis, le meilleur exemple peut être observé à l'Ouest de la mine en allant vers Ain Lorak.

En effet, sur l'image satellitaire (Fig. 42a et 42b), on peut observer plusieurs structures plissées et replissées, écaillées et affectées par plusieurs générations de failles.

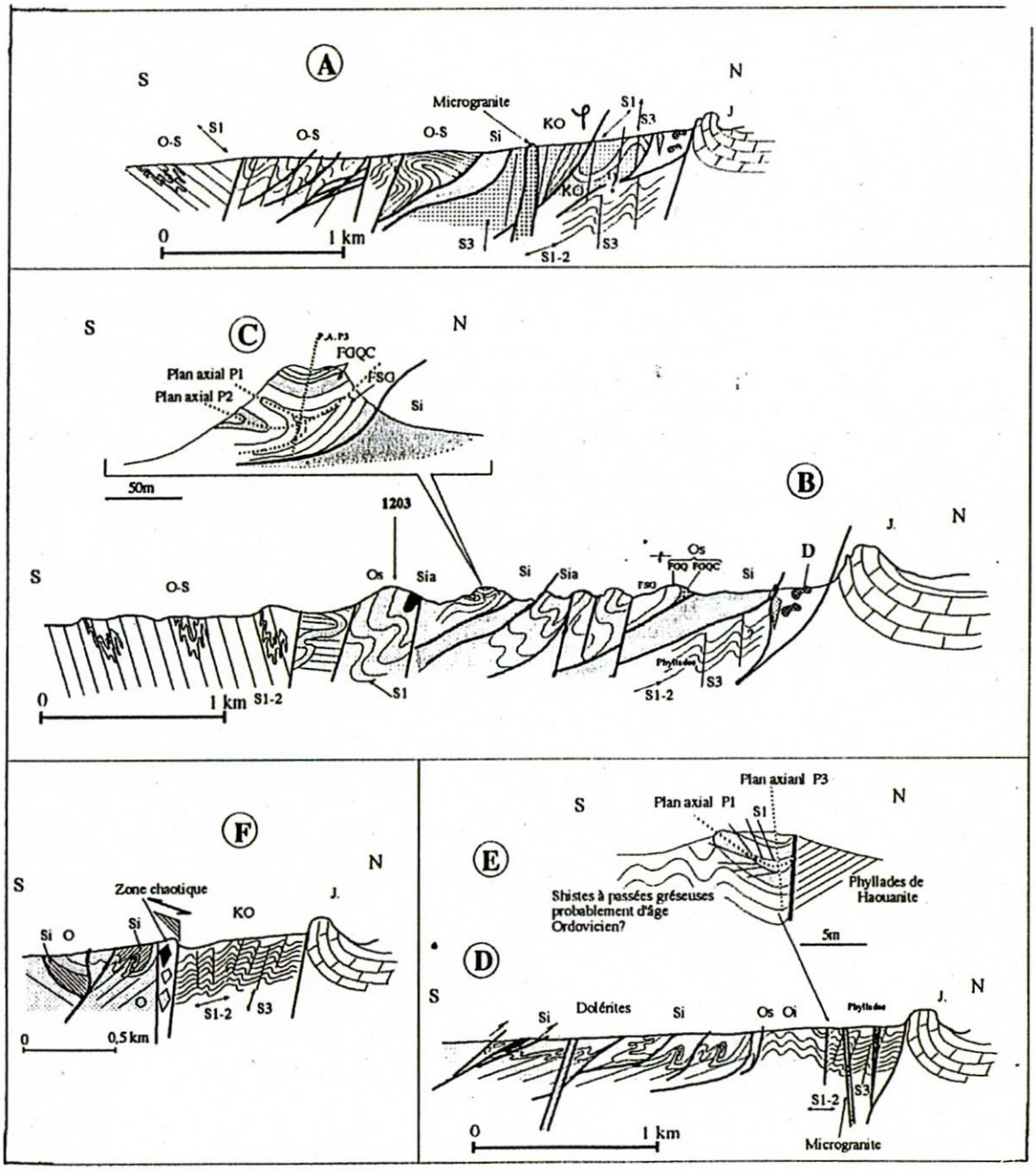


Fig. 41 : Coupes sériées à travers Jbel Haouanite et Ain Lorak (Houari, 2003)

A : coupe simplifiée le long du ravin qui longe la piste de Bel Giada ; B : Coupe centrale ; D et F : Coupes au voisinage de la mine de Jbel Haouanite ; E et C : Coupes de détail de quelques structures de taille métrique à hectométrique.

KO : Cambro-Ordovicien ; Oi : Ordovicien inférieur ; Os : Ordovicien supérieur ; D : Dévonien ; O-S : Ordovico-Silurien ; Si : Silurien ; FSG, FGQ,FGQC : formations ordoviciennes ; J : Jurassique

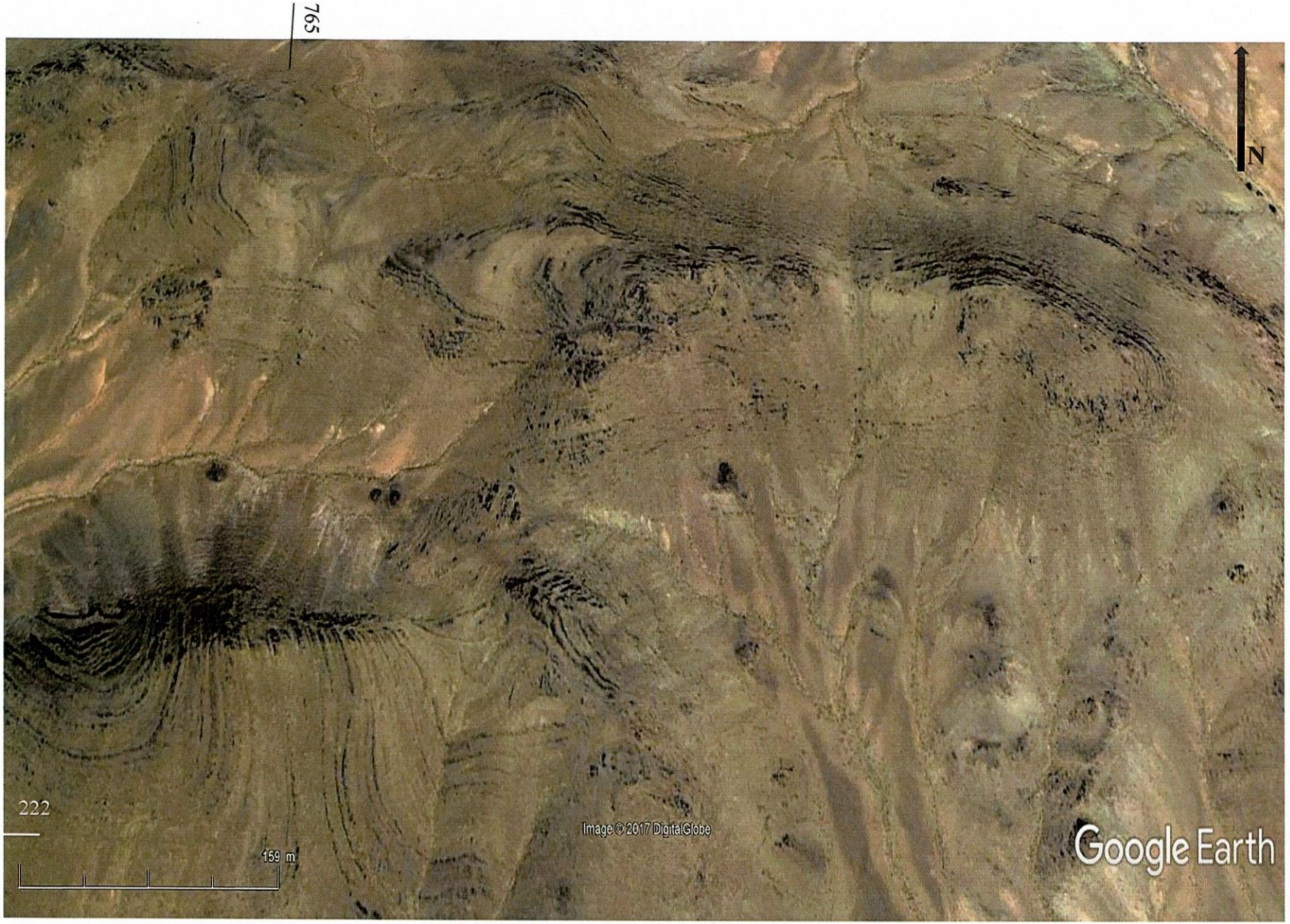


Fig. 42 a: Photo satellite du secteur ouest de Jbel Haouanite

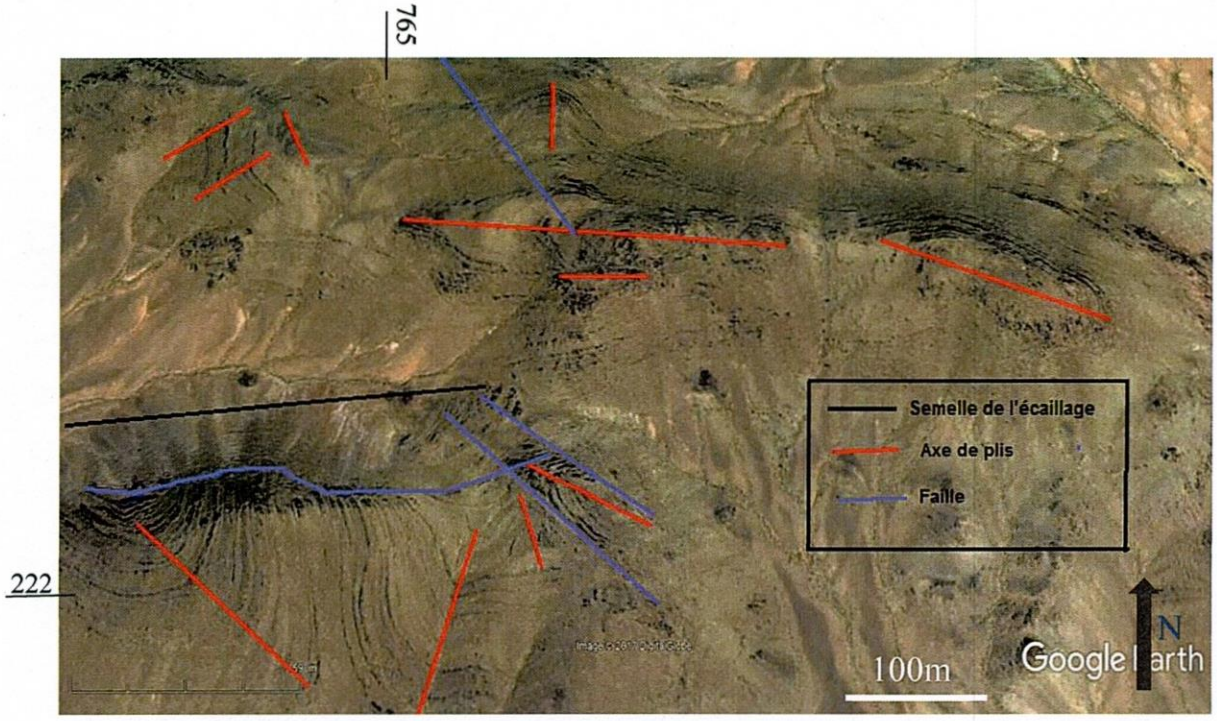


Fig. 42 b : Interprétation de la photo satellite précédente

Rappelons toutefois que, dans la zone sud de la plaine, Houari (2003) décrit quatre phases tectoniques :

- une première phase avec deux épisodes (appelés D1 et D2) et dénommée la phase « éovarisque » (ou bretonne). L'auteur juge que, ne disposant pas de datations précises sur le Tamlalt, et comparant les différents phénomènes observés par d'autres auteurs dans d'autres boutonnières paléozoïques de la meseta, cette phase serait d'âge Dévonien supérieur ;
- Une phase dénommée D3 qui affecte et déforme tous les terrains de la plaine. Cette phase serait relayée par un phénomène (D3b) affectant les bandes de cisaillement en réorientant les plis P3 et entrainant des plis (P3b) non associés à une schistosité et qui seraient le résultat de jeux dextres des mêmes bandes dans un régime de « déformation cassant-ductile » ;
- Une phase caractérisée par des plis P4, une schistosité S4 et des chevauchements. Cette phase serait d'âge Permien dans la mesure où elle est postérieure au plissement de la D3, dont elle affecte les structures on y causant des virgations, et antérieure aux dépôts triasico-liasiques.

Ceci étant, il y a lieu de signaler que la partie septentrionale de la plaine, et où se situe notre zone d'étude, n'a jamais fait l'objet d'une étude tectonique approfondie et a toujours été représentée sous le vocable de « fossé de Tamlalt ». Cette zone a été délimitée par Houari (2003) entre deux accidents majeurs : l'accident Nord atlasique au

Nord et l'Accident Nord Zroug au Sud. Il considère le secteur comme étant « *un fossé en cours d'effondrement* ». En reprenant l'idée de Hoepffner (1987) quant au cadre général de la partie orientale de la chaine hercynienne du Maroc, il conclut au probable chevauchement de la zone nord sur la zone sud. Toutefois, nous verrons que les chevauchements sont plutôt du Sud vers le Nord.

La présente étude nous a permis de déterminer trois phases plicatives : d'abord deux phases majeures D1 et D2 séparées d'une troisième phase D3 par des charriages. L'ensemble a été affecté par des cisaillements tardifs.

C -1 - Phase de déformation D1.

Elle est caractérisée par des plis P1, avec plan axial qu'il nous a été difficile de déterminer étant donné les phases ultérieures. En effet, nous avons pu mesurer des axes E-W à pendage Nord mais aussi des NNW-SSE, avec un pendage vers l'E-N-E ainsi que des N120E25NE. Le rayon de courbure est hectométrique. Ces plis sont accompagnés d'un métamorphisme épizonal à mésozonal avec une schistosité de flux $S_{0\text{-}1}$, parallèle à subparallèle à la stratification. Cette phase est perceptible uniquement à grande échelle (fig. 43).

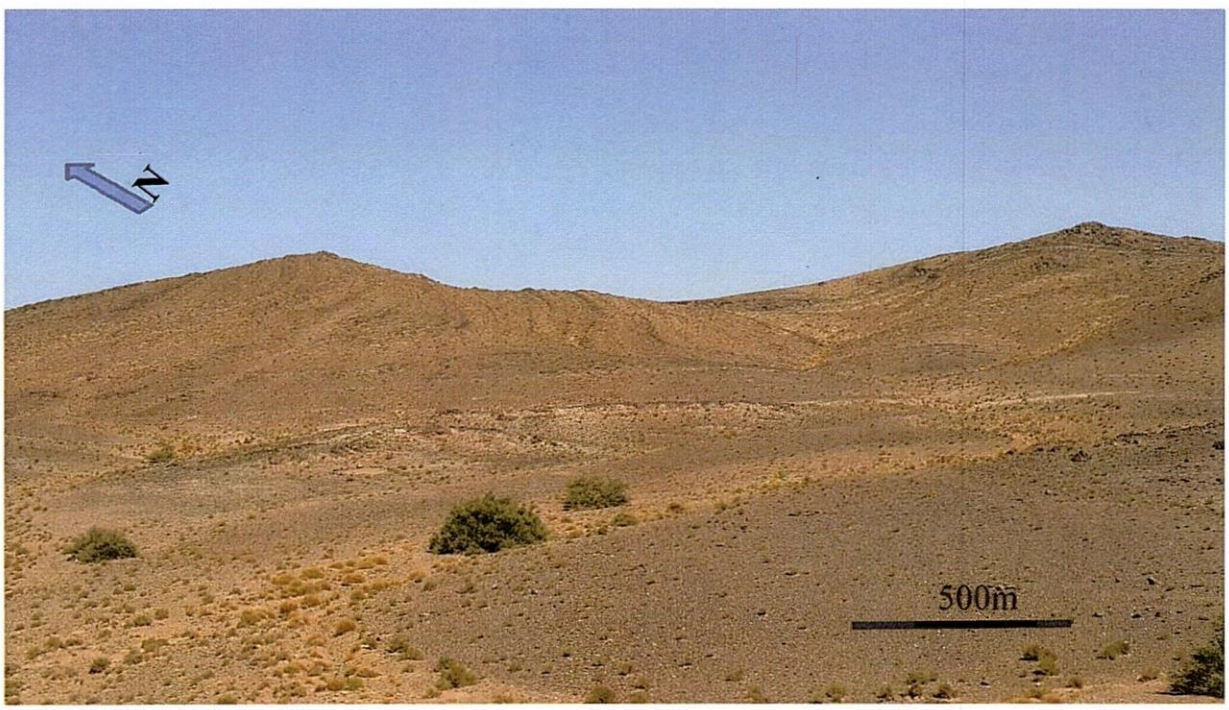


Fig. 43 : Plissement P1

C - 2- Phase D2

Elle est caractérisée par des plis à rayon de courbure métrique à décamétrique. Elle se manifeste, de manière perceptible, essentiellement au niveau des flyshs et dans les phtanites qui constituent les formations dures.

Là où nous avons pu les mesurer, les plis ont un plan axial N55 à N60 avec des axes à pendage de 20 à 40° vers le Sud-Est. Localement (ouest du carreau mine), les couches gréseuses sont redressées (fig. 44 c et d).



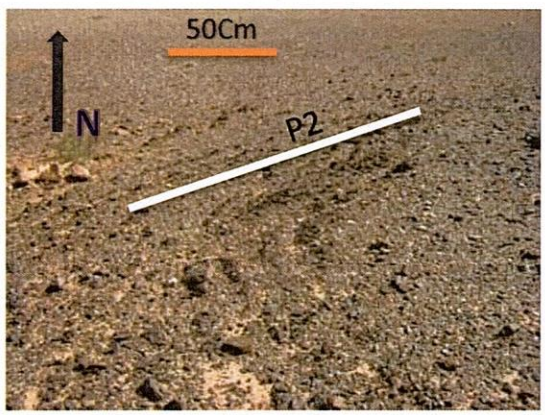
a

Phtanites plissées



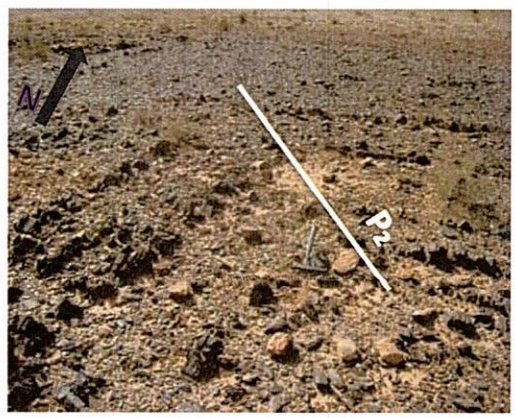
b

Quartz plissé



c

Schistes et quartzites plissés



d

Pli P_2 affectant les schistes et quartzites

Fig. 44 : Plis P_2 de la phase D2

Au microscope, l'étude pétrographique montre que les grains de quartz sont souvent craquelés et étirés en fibres (fig. 45a). Certains développent des zones de croissance (cristaux en ombre de pression) donnant à la roche un aspect oeillé et gneissique. Il s'agit donc d'une déformation plastique qui s'est produite sous haute température. L'analyse des mouvements indique qu'il s'agit de cisaillements senestres (Fig. 45b).

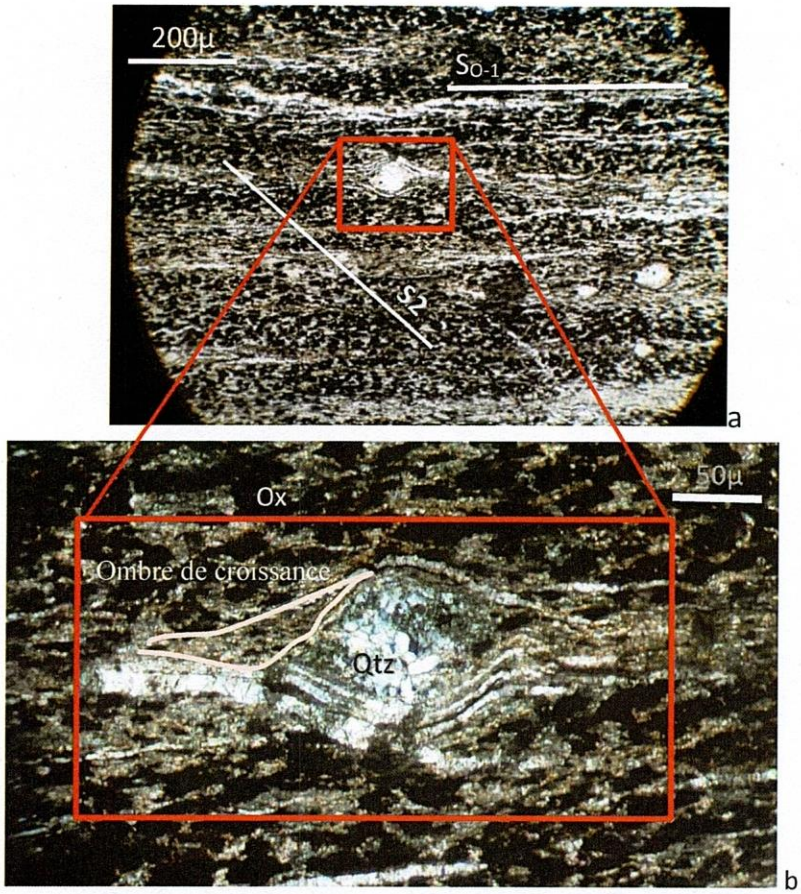


Fig. 45 : Lames minces indiquant la S_{0-1} et la S_2 avec recristallisation du quartz en ombre de croissance (b)

Au niveau des schistes, cette phase se traduit par une schistosité de flux bien nette (fig. 46).

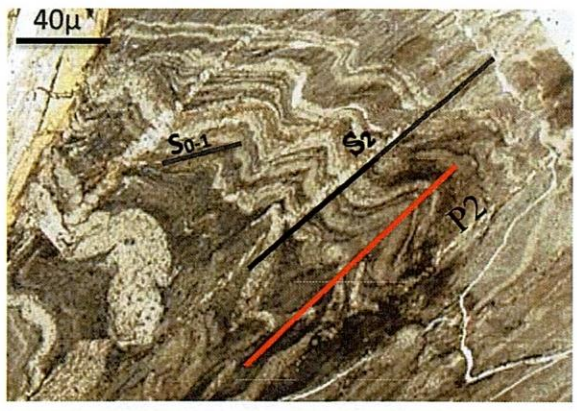


Fig. 46 : Lame mince de schistes affectés par P2 (avec des filonnets de quartz plissés et d'autres tardifs se surimposant à S_2)

Signalons que cette phase affecte des formations magmatiques où elle induit une schistosité bien visible (fig. 47). Au vu des enclaves schisteuses qui présentent une

schistosité différente et vu que les schistes avoisinants présentent la S_2, nous en déduisons que l'intrusion magmatique est post-S_1 et anté-S_2.

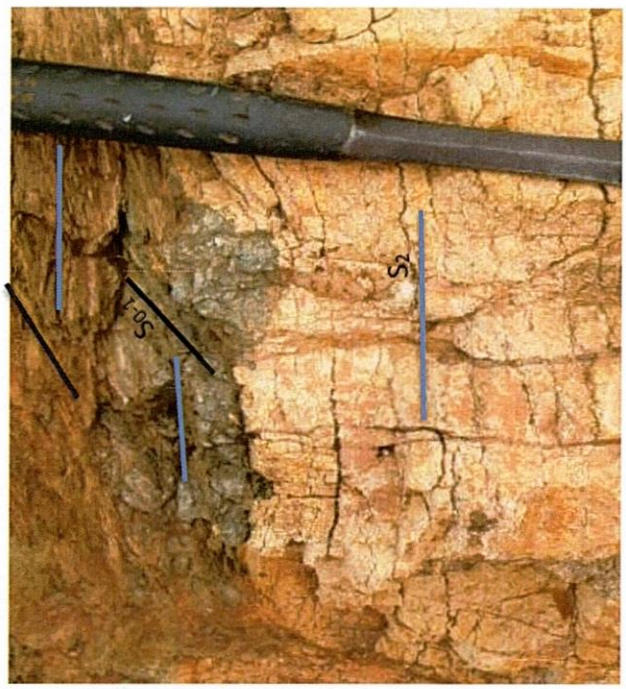


Fig. 47 : Roche magmatique avec enclave schisteuse

1. La troisième phase est caractérisée par des plis à faible rayon de courbure (fig. 48) que l'on peut observer particulièrement au niveau des formations gréseuses.



Fig. 48 : Pli P3, associé à D3

Elle se traduit aussi, localement, par une schistosité de fracture et entraine, localement, des plissements en kink-bands (fig. 49).

De même, étant une phase tardive, elle fait rejouer les accidents antérieurs.

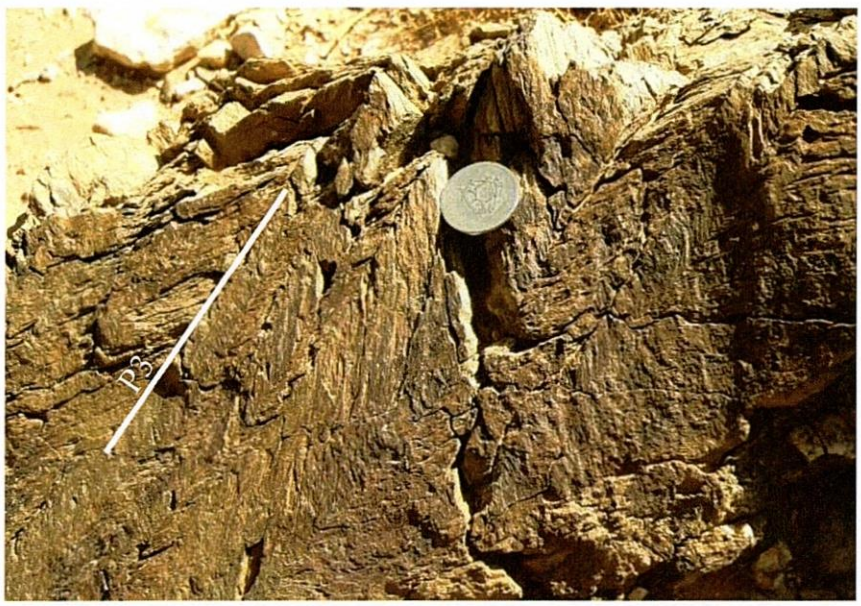


Fig. 49 : Plis en chevrons, associés à D3

A une cinquantaine de mètres à l'Ouest du « puits principal », nous avons pu observer ces deux phases marquées sur un même affleurement de barres gréseuses (fig. 50).

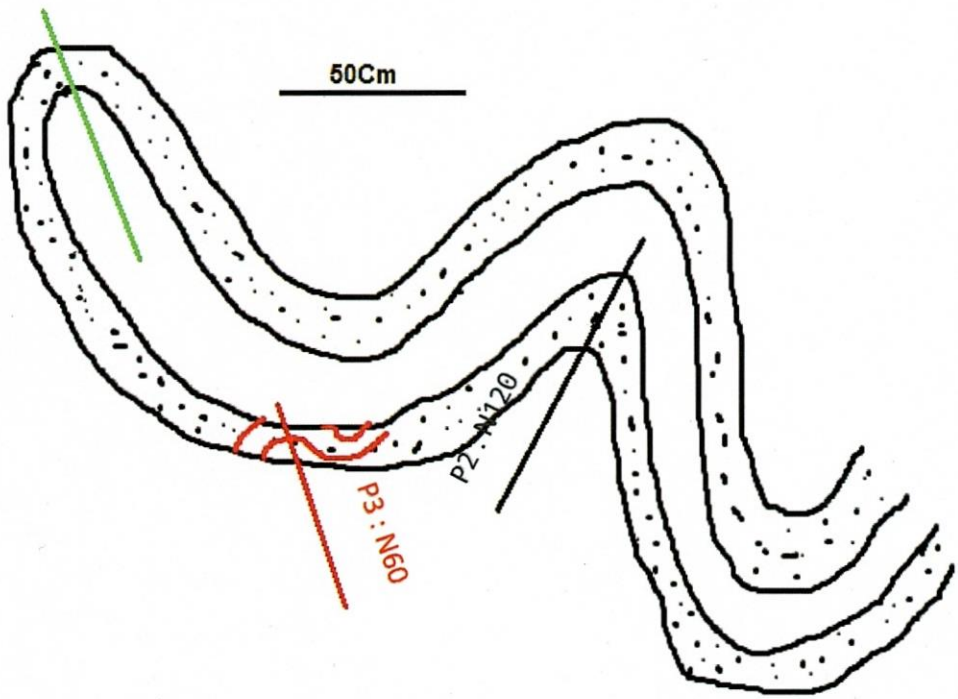


Fig. 50 : P2 et P3 marqués sur des barres gréseuses

d) Tectonique cassante

Dans cette partie, nous aborderons les principales failles et les principaux écaillages sans oublier les fentes de tension lesquelles constituent la traduction des contraintes.

De prime abord, un coup d'œil sur les photos satellitaires montre plusieurs directions dont l'aspect global indique une orientation générale Est-Ouest au niveau du secteur de la mine.

Cette tendance est perturbée vers l'Ouest où la tectonique cassante semble plus présente avec en particulier des failles N120-130 décalant les structures antérieures, y compris les écailles chevauchantes.

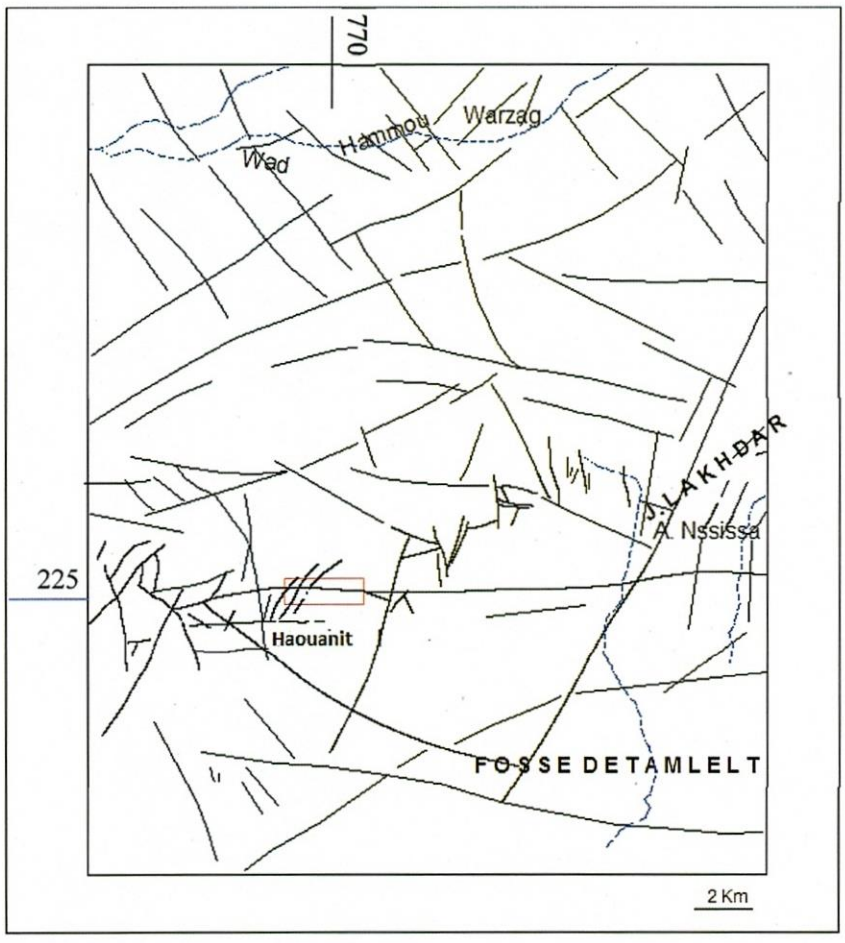


Fig. 51 : Image « Landsat » du « fossé de Tamlalet »

De même, dans la zone ouest, et comme le montrent l'image « Landsat » (fig. 51) et l'image Google (fig. 52) on est tenté de voir des virgations, donnant à l'ensemble une allure d'un pli d'axe N-S pris dans un cisaillement E-W.

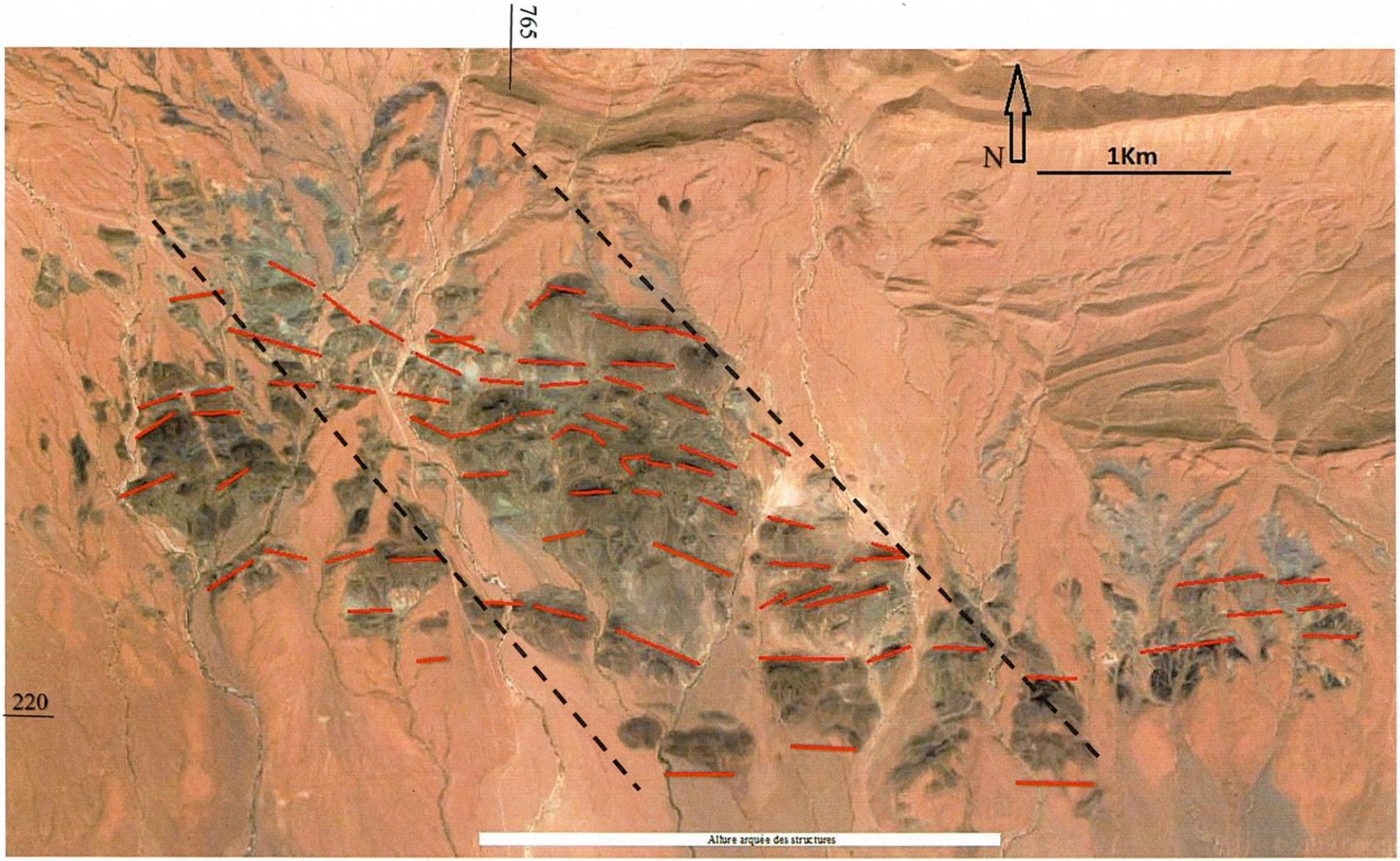


Fig. 52 : Photo satellitaire montrant l'allure arquée des structures

Ceci étant, il y a lieu de signaler, dans la partie orientale du secteur, une écaille constituée par une quartzite ordovicienne chevauchant les phtanites du Silurien (fig. 53). On notera que, contrairement aux quartzites, les phtanites sont plissées et déformées par la phase D2. Toutefois, la fracturation due à D3 affecte aussi bien la quartzite que les phtanites. De ce fait, nous pouvons déduire que le chevauchement est anté-D3 mais post-D2.



Fig. 53 : Ecaille ordovicienne chevauchant le Silurien

De même, à l'ouest du secteur, on notera la présence d'une écaille de flyshs structurés chevauchant des formations schisteuses (fig. 54). Cette écaille est affectée par des failles tardives N120-130.

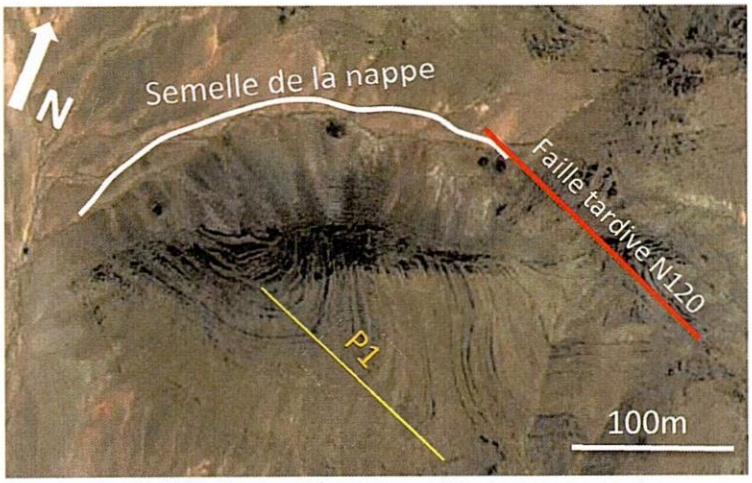
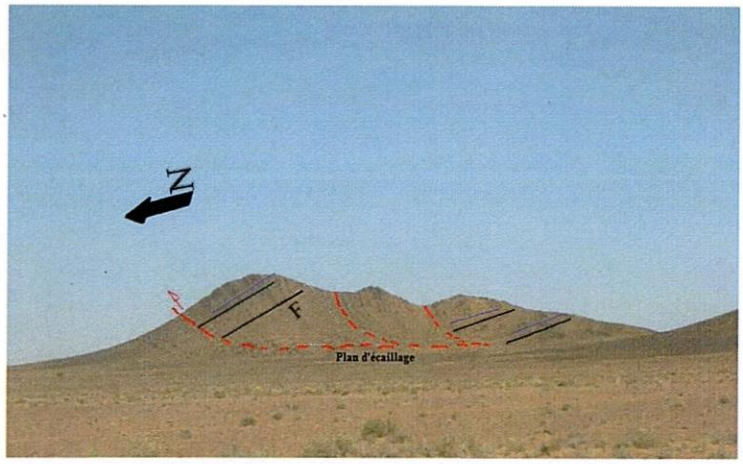


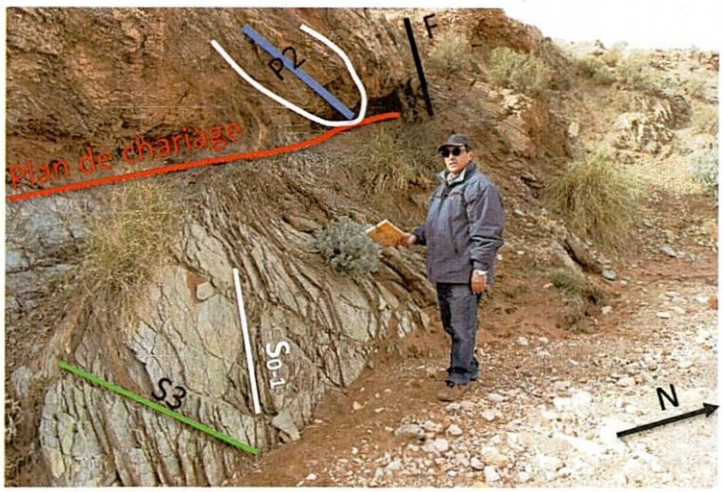
Fig. 54 : Structure plissée, écaillée et faillée

Comme le montre les photos ci-dessus (Fig. 55), les écaillages sont portés par des structures E-W avec des déversements vers le Nord. De même, nous notons que ces

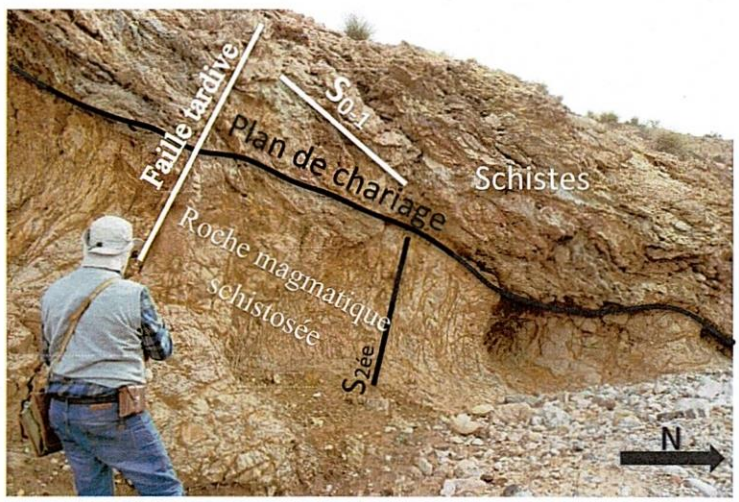
écaillages sont postérieurs aux failles E-W à pendage vers le Nord. Toutefois, il arrive de rencontrer des écailles dont les plans de charriages sont plutôt à déversement vers le Sud (fig. 55c). Dans un cas comme dans l'autre, nous notons que ces charriages sont postérieurs à la phase D2 mais peuvent être affectés par des failles tardives fig. 55b).



a



b



c

Fig. 55 : Charriages

a : Vue panoramique ; b : à vergence vers le Nord, c: à vergence vers le Sud

Souvent, ces écailles se matérialisent par des zones de broyage intense à la base et des circulations tardives dénaturant la lithologie et la nature de la roche initiale. Ces transformations sont mises en évidence et accentuées lors de reprises tardives par d'autres évènements postérieurs ; se traduisant par des oxydations et des altérations supergènes. Ceci peut être observé par exemple dans le talweg au voisinage de la route allant de la mine à l'ancienne mine de plomb (mine de la coopérative de Bouarfa) à environ 500m de l'usine (fig. 56).

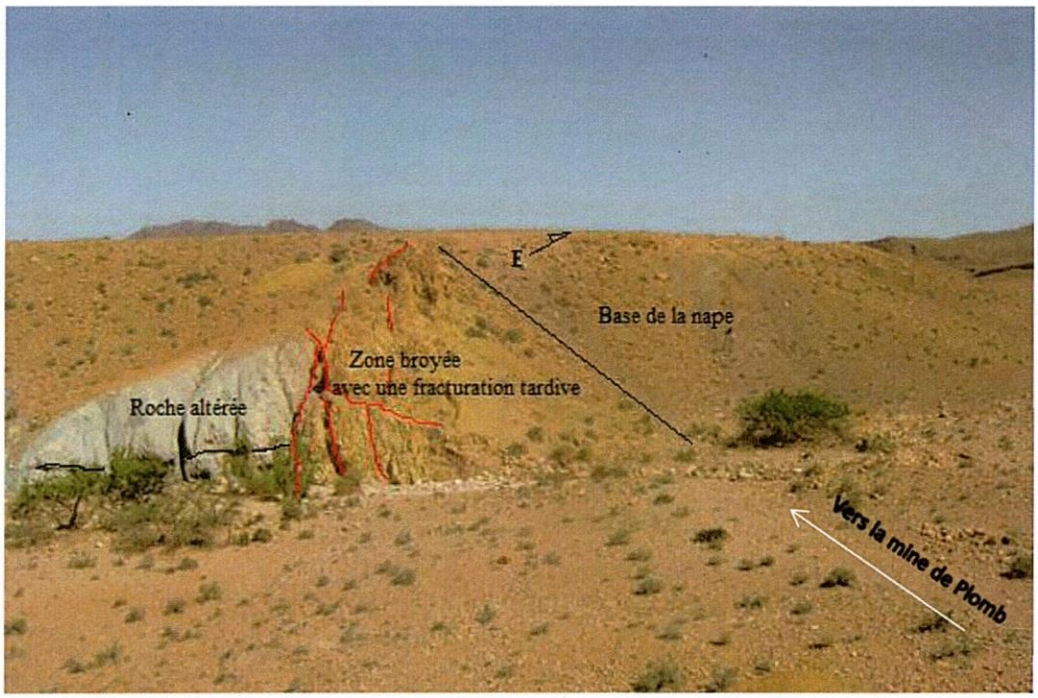


Fig. 56 : Broyage à la base de la nappe, accentué par une tectonique tardive

Dans un autre cadre, au niveau de l'entrée de la galerie d'extraction, on note la présence de plusieurs générations de failles plus ou moins plates affectant l'ensemble des structures, y compris les zones minéralisées. Il s'agit donc d'une tectonique postérieure à la minéralisation (fig. 57 et 58).

Toujours au niveau de cette galerie, et sur le flanc gauche, on peut observer des fissures avec des remplissages en quartz. Ces fissures sont récentes et le quartz qui s'y dépose encore. Il s'agit donc d'une preuve de tectonique distensive active au niveau du site.



Fig. 57 : Faille au niveau de la galerie principale

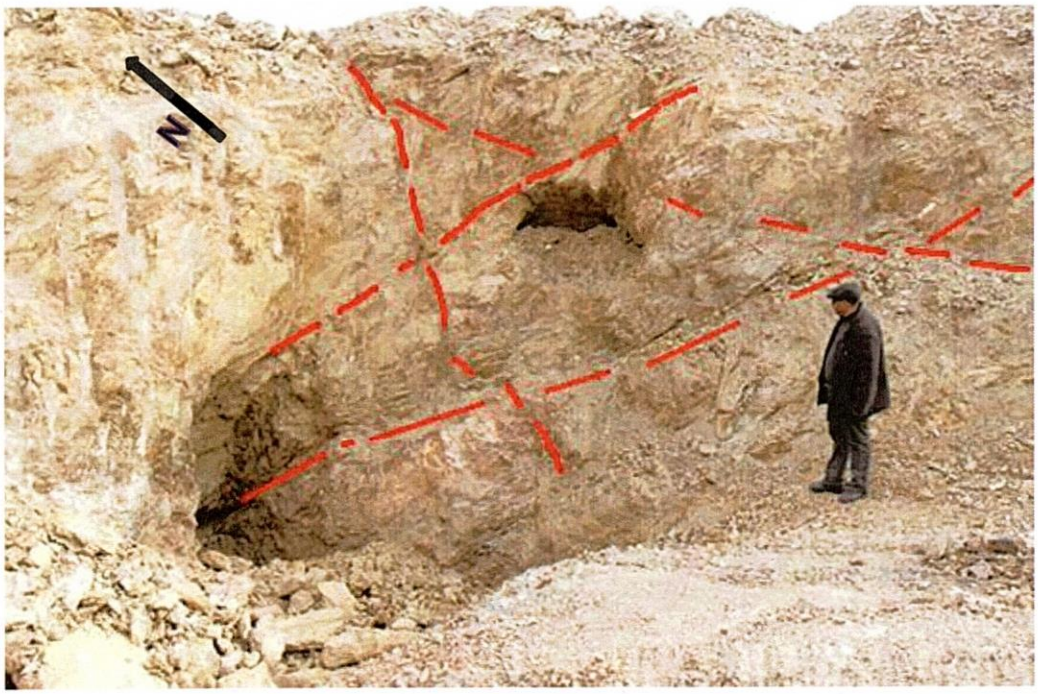


Fig. 58 : tectonique tardive affectant la zone minéralisée

De même, nous avons pu observer des miroirs de faille affectant tant les filons de quartz que la caisse minéralisée (fig. 59).

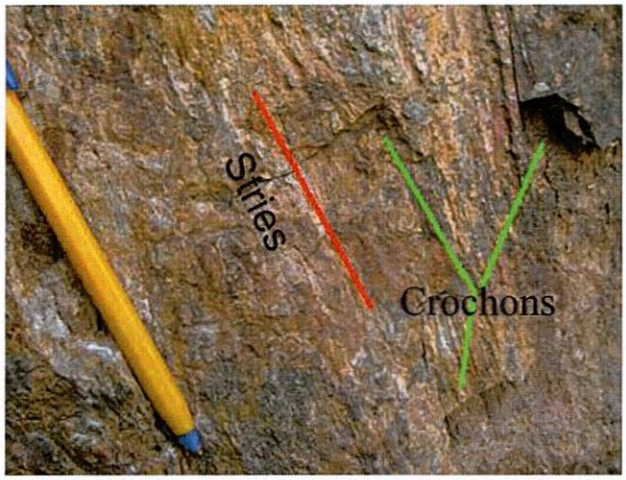
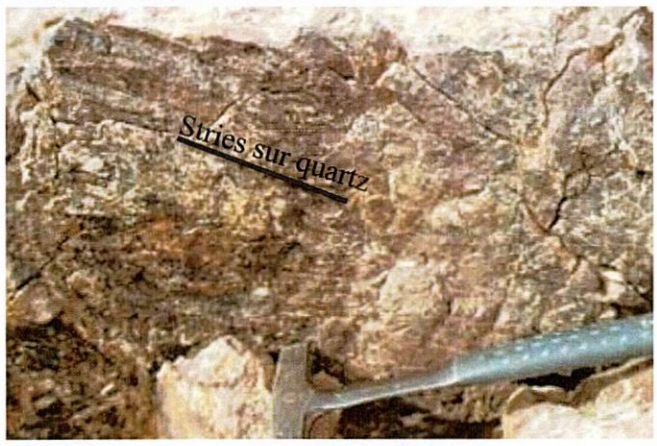


Fig. 59 : Stries et crochons affectant la caisse minéralisée



a



b

Fig. 60 : Miroirs de faille avec stries et crochons (a : sur schiste altéré ; b : sur quartz)

Sur ces photos (fig. 59 et 60), prises au niveau de la « caisse minéralisée », et au vu des stries et de leurs pitchs, nous pouvons conclure qu'il s'agit de failles normales. Certaines présentent une composante transversale, ce qui en fait des failles chevauchantes senestres. Le régime post-minéralisation était donc extensif.

Ceci étant, et si nous considérons les données de la carte néotectonique du Maroc au 1/1 000 000 (Faure Muret et al., 1994), nous pouvons conclure que, dans l'état actuel, la plaine de Tamlalt est un graben.

e) Les structures à quartz

Plusieurs générations de quartz ont été observées. Il s'agit de remplissages de fractures (fig. 59) mais aussi sous forme de fentes de tension (fig. 61).

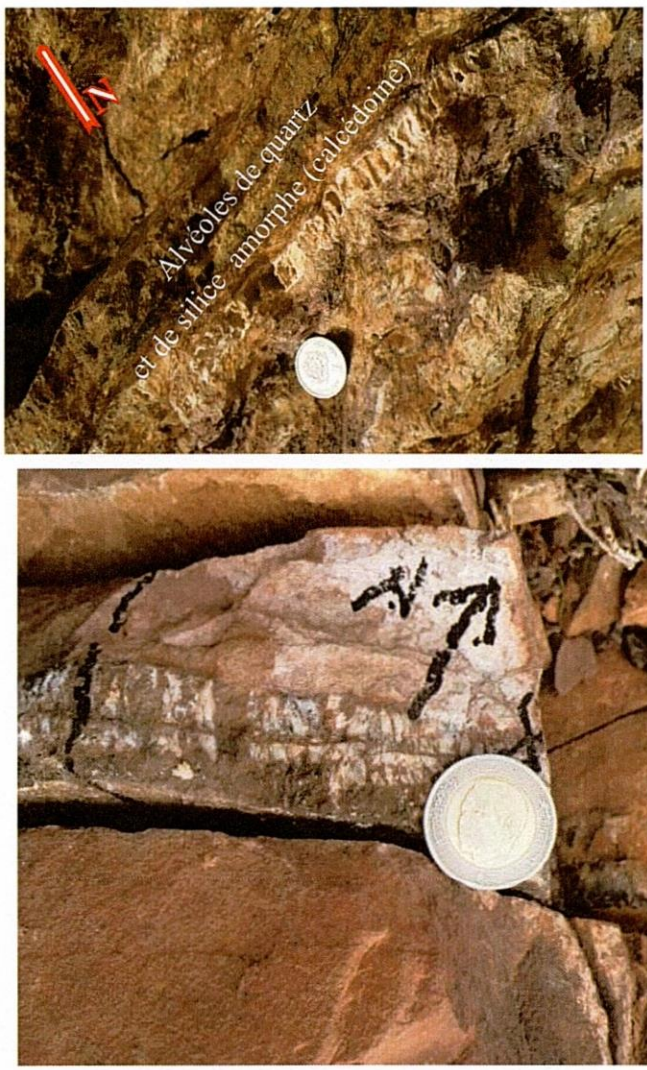


Fig. 61 : Fentes ouvertes à quartz (σ_3 N-S)

Comme on peut le constater au niveau de la fig. 61, la cristallisation du quartz ne s'opère pas de la même manière. En effet, quoique la contrainte σ_3 soit de même direction, on note, au niveau de la fig. «61 a », la présence de quartz et de silice amorphe alors que, au niveau de fig. « 61 b », le quartz est cristallisé. Les conditions de dépôt sont donc différentes.

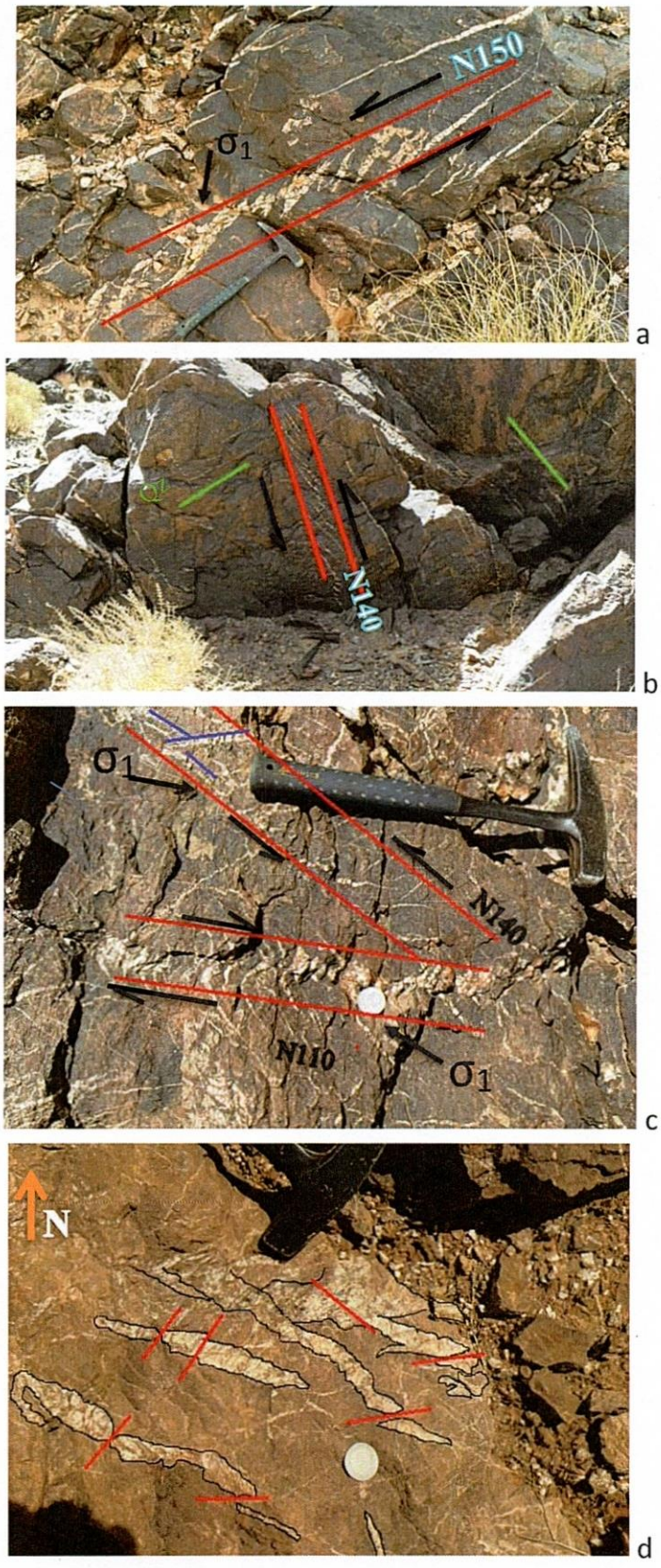


Fig. 62 : Fentes de tension (a, b : les fentes sont associées à des chevauchements senestres N140 à N150 ; c : fentes associées à un chevauchement N110 dextre décalant les fentes précédentes ; d : fentes torsadées et fracturées)

Ainsi, et comme le montrent les figures ci-dessus (Fig. 62), certaines fentes sont torsadées et fracturées, probablement affectées par la phase D2 ou D3. D'ailleurs, la photographie de la figure 60 d montre des fentes qui sont non seulement fracturées mais elles sont aussi plissées et schistosées au même titre que la roche encaissante. On en déduira que celles-ci sont antérieures ou, au mieux, synchrones des phases qui les ont plissées.

Là où nous avions pu les mesurer, (X= 774,9 ; Y=223), les fentes se mettent dans un couloir cisaillant N150 senestre indiquant une contrainte maximale σ_1 orientée N110. Nous avions aussi pu observer des fentes (X=775 ; Y=223) prises dans un couloir cisaillant senestre et orienté N140 indiquant une contrainte maximale σ_1 orientée E-W.

De même, et comme on peut le constater sur la 60c, certaines fentes sont antérieures à d'autres. Ainsi, les fentes liées au cisaillement N140 semblent antérieures à celles liées au cisaillement N110.

Ainsi donc, nous pouvons constater que les générations de fentes sont nombreuses et rattachées à plusieurs contraintes qui ont varié dans le temps :

- d'abord, les fentes « en relais » N140 et N150, associées à des fentes sigmoïdes N70 ;
- les fentes N110 (qui seraient donc associées à un décrochement dextre N50) décalées par les N55 évoluant en cisaillement senestre ;
- les fentes N120-130 qui recoupent les fentes N70 ;
- enfin (?), des failles plates tardives au niveau de l'entrée de la galerie.

Concernant les filons de quartz, ils sont aussi nombreux et de directions variées (fig. 63). Tout au plus, on peut les regrouper en trois grandes familles :

- les filons et filonnets antérieurs aux déformations et qui ont subi les différentes phases de plissement,
- les filons post-déformation et anté-écaillage ;
- les filons tardifs qui traversent et recoupent les différentes structures, y compris les plans d'écaillage.

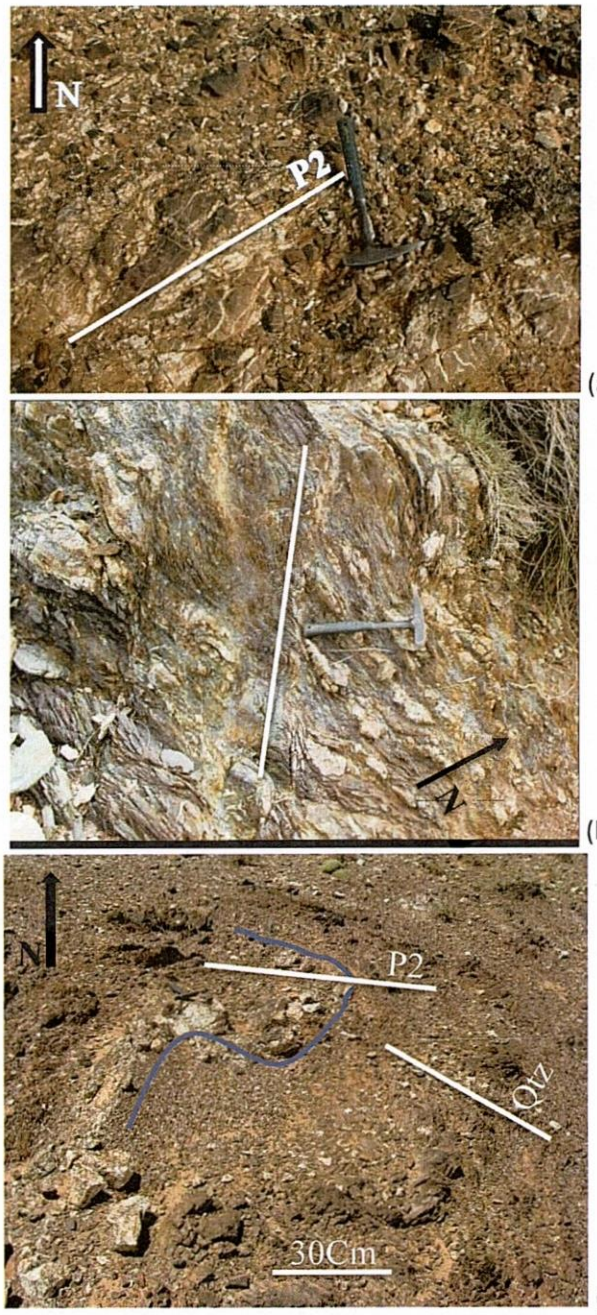
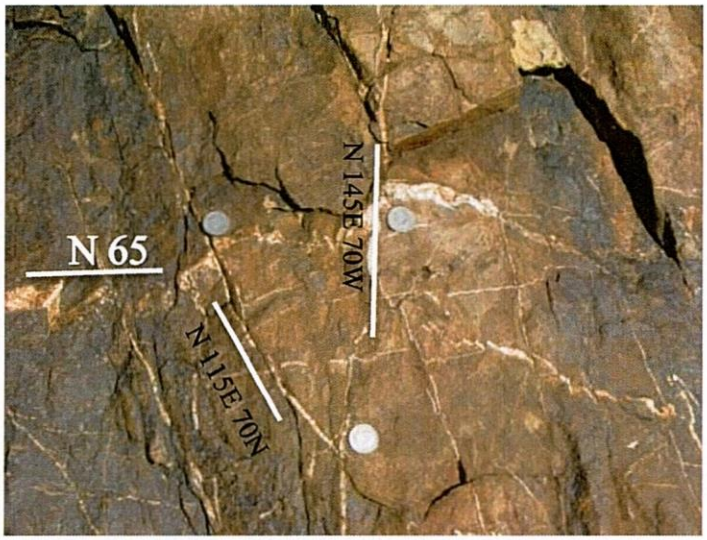


Fig. 63 : Différentes générations de filons de quartz.
(a) : Filonnet de quartz affecté par P2 ; (b) : Filon de quartz-carbonates affecté par P2 et fracturé par D3 ; (c) : filonnet de quartz repris par P2 et un filonnet de quartz tardif (Qtz).

En analysant les intersections entre certains filonnets de quartz (fig. 64 : mesures prises au niveau du point N32°34'11,9 ; W 2°28'07,6 sur un banc de grès quartzitique probablement silurien), nous avons noté que la direction N115E 70N est antérieure à la N145E 70W. Sur le même affleurement apparaissent des fissures remplies de quartz qui sont affectées par les directions précédentes. La particularité de ce dernier remplissage de quartz réside dans son allure légèrement plissée. De ce fait, nous pouvons conclure que les précédentes directions seraient postérieures à la phase D2.



N65, plissé, décalé par N115 décalé à son tour par N145



N20 décalé par N105



N40 décalant N110

Fig. 64 : Chronologie de filonnets de quartz

De même, nous avions pu noter la présence de filons à quartz et carbonates, essentiellement de l'ankérite (fig. 65). Les filonnets sont souvent torsadés, induisant des structures en fentes.



Fig. 65a : Structures à quartz et carbonates

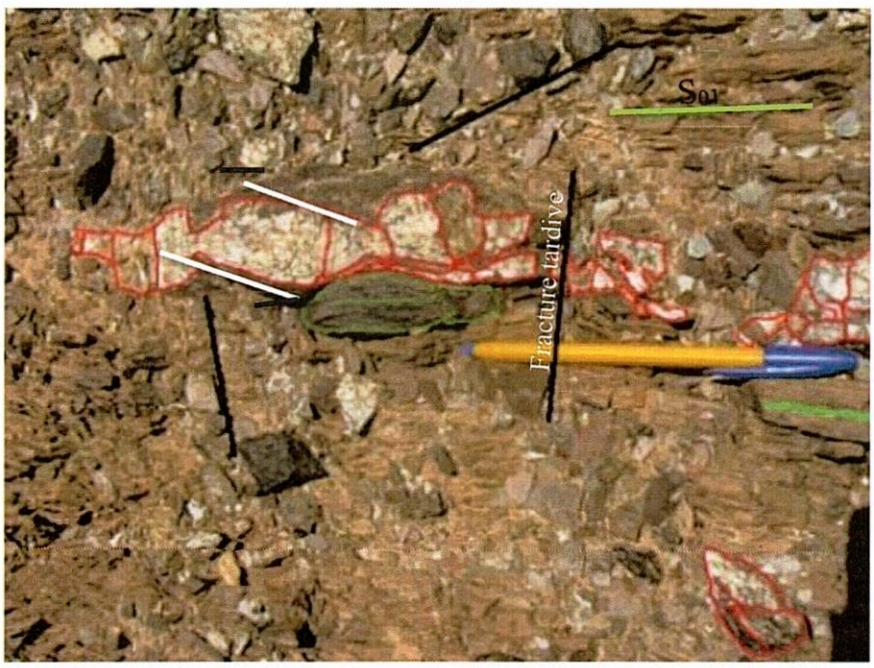


Fig. 65b : Filonnets à quartz-carbonates torsadés et schistosés

,

Au microscope, et comme le montre la photo (fig. 66), nous notons l'antériorité des carbonates. De même, nous noterons que le filonnet à quartz-ankérite est sécant sur la S_{0-1} mais il est recoupé par la S_3.

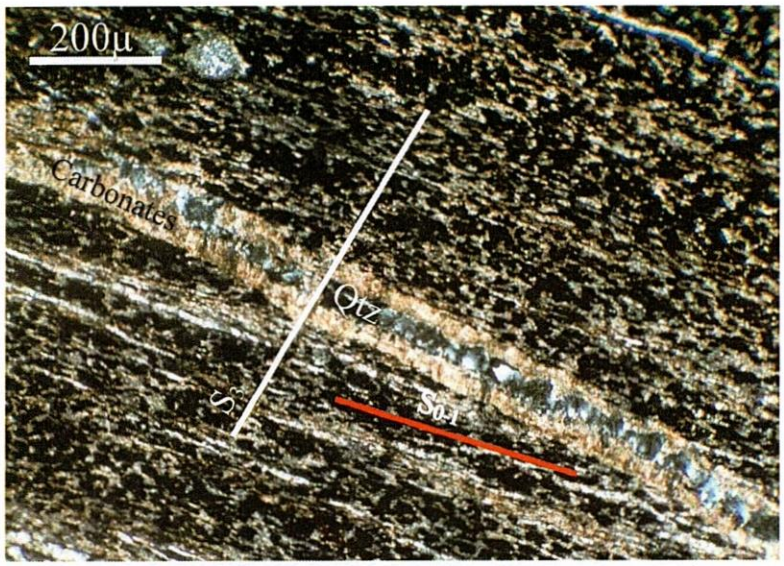


Fig. 66 : Lame mince montrant un filonnet de quartz carbonates,

sécant sur la S_{0-1} et affecté par la S_3

Si nous devons rattacher ces évènements aux différentes phases décrites tant dans ce mémoire que dans les travaux réalisés ailleurs par différents auteurs, nous dirons que le premier évènement a eu lieu avec les phases D1 et D2. Le deuxième évènement est postérieur à D2 mais antérieur à D3. Les évènements 3 et 4 seraient associés à la phase D3 alors que les évènements 5 et 6 sont tardifs.

Ainsi, et si nous devons résumer la chronologie des évènements, nous retiendrons la succession suivante :

1. première phase tectonique, N-S, affectant les formations ordovico-siluriennes, avec une compression subméridienne, induisant schistosité et plissement ;
2. première intrusion magmatique ;
3. deuxième phase compressive, NE-SW, avec schistosité et plissement, affectant les formations et induisant une schistosité, y compris dans la roche magmatique ;
4. charriage N70 à Est-Ouest;
5. Minéralisation à antimoine ;
6. troisième phase structurante avec une compression NW-SE ;
7. intrusion de la rhyodacite ;
8. fracturation N70 à E-W avec cisaillement, bréchification et filons de quartz ;
9. minéralisation aurifère ;
10. fracturation et failles NW-SE ;
11. tectonique tangentielle (Failles SW -NE à faible pendage NW) ;
12. rejeu alpin des structures (en rapport avec la compression Atlasique) ;
13. relâchement et tectonique extensive induisant la forme actuelle en graben.

D'ailleurs, ce polyphasage des failles et fracturations apparait sur les projections stéréographiques (fig. 67) où l'on pourrait distinguer difficilement des directions de contraintes privilégiées. Certes, on pourrait deviner les premières contraintes principales (N-S ; NE-SW et NW-SE) mais il n'en reste pas moins que les directions sont éparses traduisant le polyphasage tectonique.

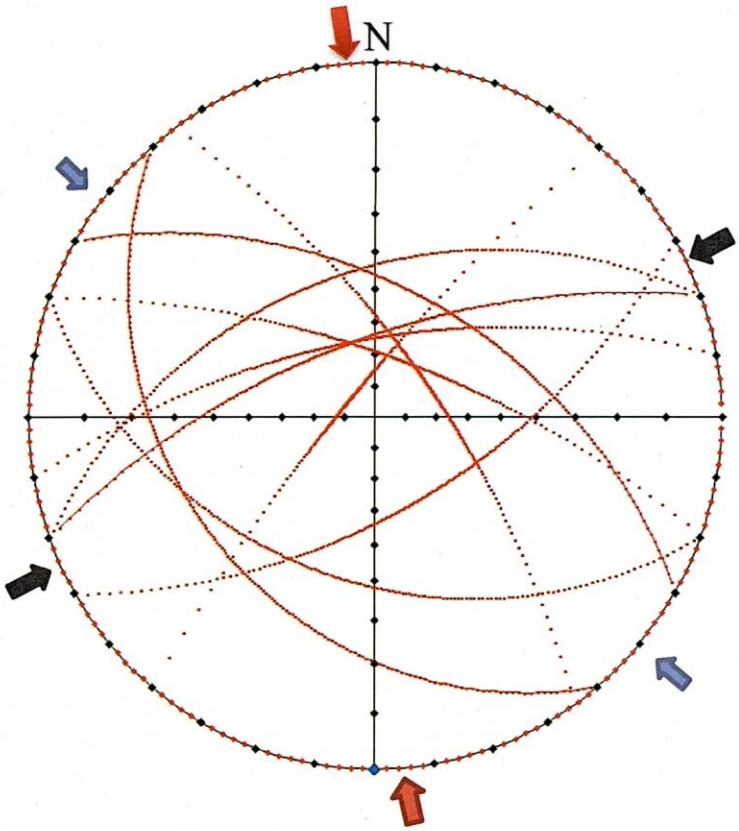


Fig. 67 : Projection stéréographique (Hémisphère supérieur)

I-2- Gîtologie des minéralisations à or et antimoine

Conformément à la réglementation en vigueur, la mine de Jbel Haouanite avait été instituée en tant que permis de recherche (PR 32470) en novembre 1992. Le permis a été renouvelé en 1995 puis transformé en permis d'exploitation (PE) en 1999. Après avoir épuisé les différents renouvellements, le PE a bénéficié de la prorogation exceptionnelle en 2015. Cette prorogation exceptionnelle est valable pour 12 ans mais le titulaire doit se conformer aux dispositions de la nouvelle loi relative aux mines (33-13).

Sur le site, plusieurs travaux miniers y ont été réalisés dont un puits principal ayant atteint, selon l'exploitant, une profondeur de 60m. En surface, des tranchées ont été creusées mais il s'agit surtout de grattages pour reconnaitre la qualité des structures quartzeuses visibles en surface surtout lorsque celles-ci comportent des oxydes d'antimoine qui constituent le principal guide pour l'exploitant.

Dans leur étude des minéralisations de Tamelalt, Rajlich et Lomoz (1977) décrivent un champ avec des grattages, deux puits (dont l'un ayant atteint 55m de profondeur). On notera que les auteurs ne signalent pas de direction préférentielle pour les structures minéralisées mais celles-ci s'inscrivent dans un couloir au même titre que des filons à quartz (fig. 68). On notera toutefois deux directions E-W et NE-SW et que les deux « chantiers » semblent décalés.

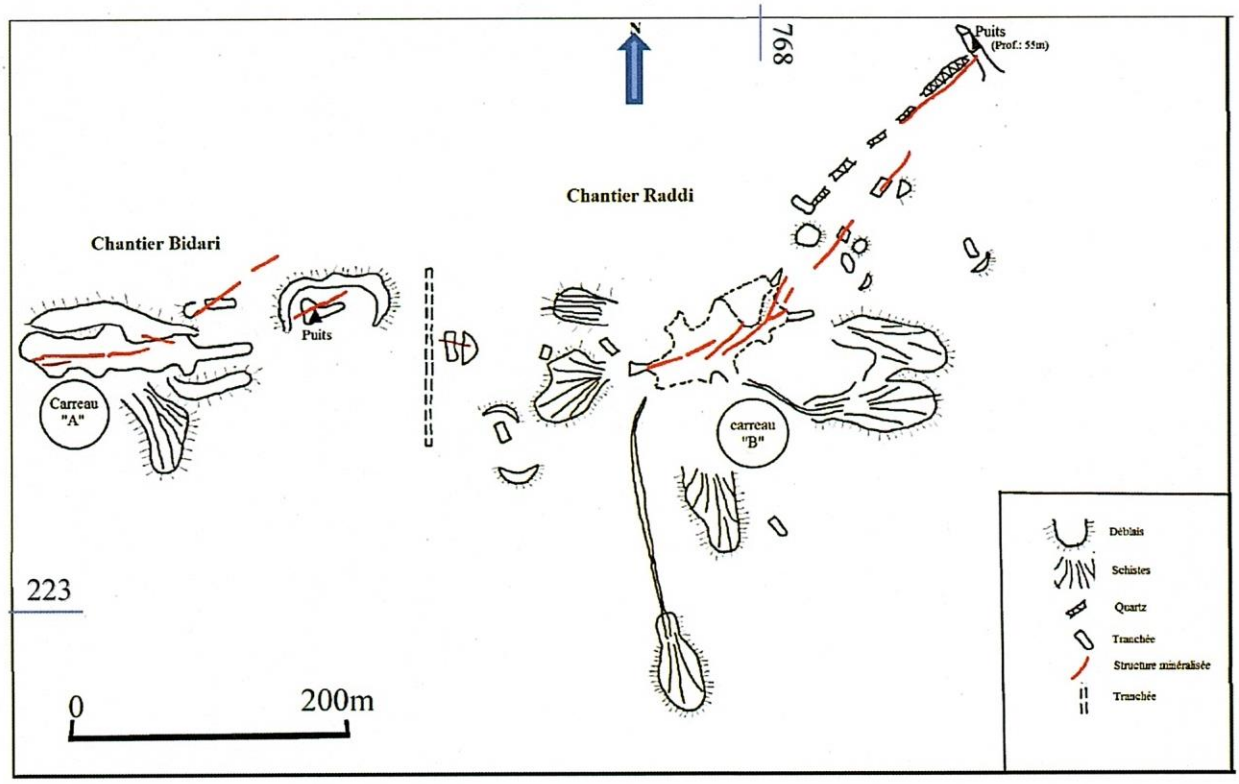


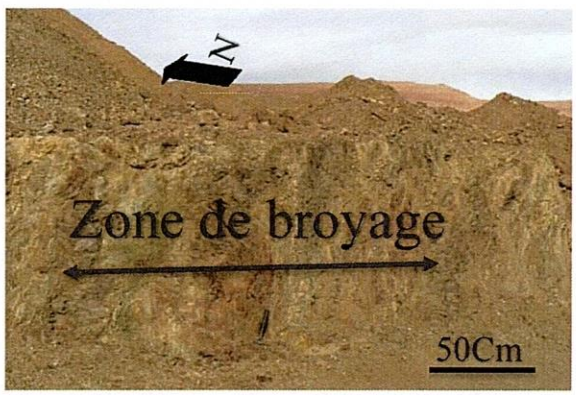
Fig. 68 : Plan des travaux miniers de Jbel Haouanite (in Rajlich et Lomoz, 1977)

Selon le titulaire du permis minier, des difficultés d'exploitation rendent cette dernière irrégulière. Quoique le permis ait dû entamer la production marchande depuis pratiquement une vingtaine d'années, nous n'avons pas pu obtenir de données sur les quantités extraites.

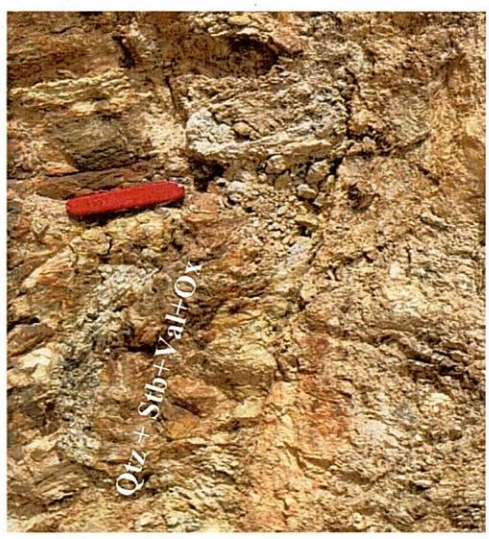
Là où nous avons pu l'observer, la minéralisation est portée par des structures à quartz de différentes directions indépendamment de la roche encaissante. D'après les levers cartographiques de détail réalisés par Boutib (2000), on peut déduire que la minéralisation est surtout liée à des zones de bréchification, en relation particulièrement avec les directions N-S, NE-SW, E-W et NW-SE. Cette diversité des structures encaissantes est appuyée par la diversité de leur jeu (Senestre et dextre) ainsi que de leur chronologie relative.

Ainsi donc, les minéralisations ne sont liées ni à un faciès donné ni à une direction tectonique spécifique.

Au niveau de l'entrée de la mine, on peut observer les structures minéralisées et leur relation avec les filonnets à quartz (fig. 69). On constate que la minéralisation est portée par des filonnets de quartz dans des zones de broyage.



a



b

Fig. 69 : Parement nord de la galerie : a : caisse minéralisée ; b détail de la caisse minéralisée



c



d

Fig. 69 c et d : Aspect macroscopique des filonnets de quartz et minéralisation

I-3- Géochimie et minéralogie

Pour la caractérisation de la composition minéralogique des espèces minérales, nous avons procédé d'une part à l'étude par diffractométrie X et puis à l'analyse de certains échantillons par Microscopie électronique à balayage et enfin à la détermination par microscopie optique.

Plusieurs échantillons, tant de minerai que de roches, ont été analysés dans différents laboratoires et particulièrement par ICP dans les laboratoires de MANAGEM et de l'ONHYM. Les résultats sont donnés en annexe.

Les résultats des analyses géochimiques ont été traités statistiquement moyennant les matrices de corrélation et l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

I-3-1- Analyse par Diffractométrie X

Les analyses par diffractométrie X, ont été réalisées avec la collaboration de Coetzee et Martin (2007) moyennant le diffractomètre « X'Pert ». Les analyses ont été effectuées en Afrique du Sud. Les résultats ont été interprétés moyennant un logiciel d'analyse « Highscore ».

L'analyse des diffractogrammes, effectuée par QEMSCAN (Quantitative Evaluation of Minerals by SCANning electron microscope) en se basant sur les normes SGS de Johannesburg, a révélé la présence du quartz, de la muscovite, de la calcite ainsi qu'une amphibole, pouvant être du glaucophane.

Parmi les minéraux métalliques déterminés d'après leurs pics au niveau du diffractogramme (fig. 70), on signalera la stibine (Sb_2O3), la roméite ($CaNaSb_2O_6(OH)$), la senarmontite (Sb_2O_3) et de la pyrrhotite en petites quantités.

Quantitativement, la composition des échantillons est dominée par les silicates (entre 69 et 81%) avec du quartz (60 à 73%), de la muscovite (4,2 à 6,3%), du plagioclase (1,7 à 2,4%), de l'amphibole (1,1 à 1,3%) et des traces de chlorite (<0,5%). Par contre, la teneur totale en sulfures est moindre (entre 8,5 et 13%) avec une prédominance de la stibine (entre 7,4 et 11,7%) mais avec la présence de la pyrrhotine (1 à 1,6%) ainsi que des traces de galène (0,1%) et de blende. A ceci, il y a lieu d'ajouter les oxydes et hydroxydes d'antimoine (5 à 9%) ainsi que des carbonates dont la calcite (3,3 à 6,2%) et la dolomie (1,2 à 1,7%).

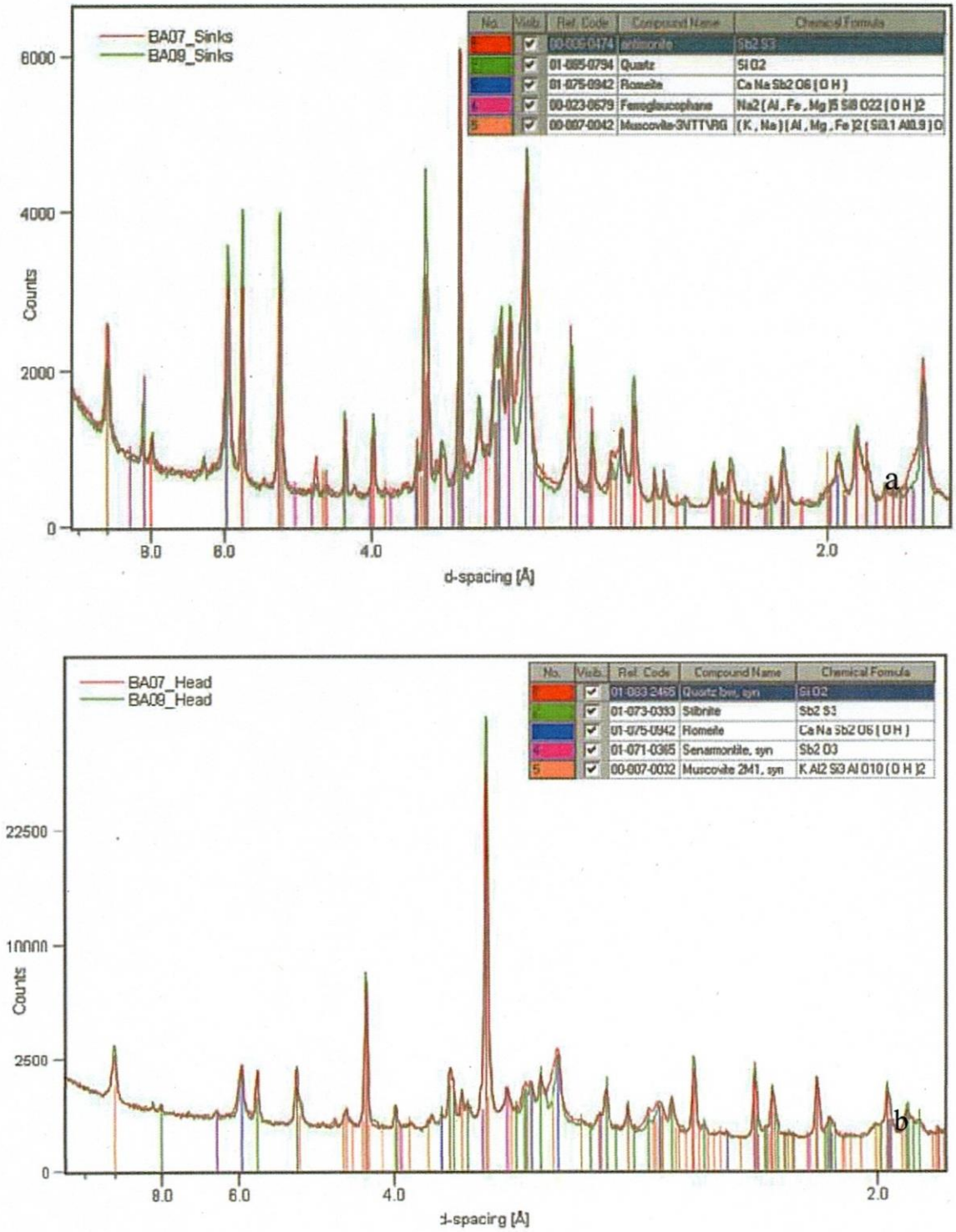


Fig. 70 : Diffractogrammes X indiquant la nature des minéraux

A la demande de la société exploitante, et en vue de la valorisation de la minéralisation, Coetzee et Martin (2007), ont procédé à des essais de séparation par gravimétrie et liqueurs denses. Ceci leur a permis de constater que l'or se concentre essentiellement (de 46 à 53%) dans la partie lourde, alors que 29 à 30% se retrouve dans

les mixtes et entre 12 et 25 % dans la partie légère. Lors de ces essais, il a été constaté que l'antimoine se concentre dans la partie lourde mieux que l'or.

De même, nous avions procédé à l'étude d'un concentré après broyage d'un tout venant extrait du niveau « supérieur ». Partant du nombre de grains d'or observés (171) rapporté au volume total des échantillons, la teneur en or a été estimée à 30,01 ppm. Toutefois, les analyses de l'échantillon ont donné une teneur légèrement supérieure (30,1 ppm). On peut donc en déduire qu'une très petite fraction de l'or est réfractaire et se trouve sous forme d'or « invisible » dans les minéraux de stibine et/ou d'oxydes et hydroxydes d'antimoine. Ce qui a été confirmé par l'étude métallographique.

De même, les analyses réalisées par Gerstenberg et Kuchenbeker (1993) permettent de reconstituer certains minéraux dont :

- La stibine : Sb_2S_3
- Les oxydes : Sb_2O_3 et Sb_2O_5
- La plagionite: $Pb_5Sb_8S_{17}$
- La sulfantimonite plombique: PbSb
- La kermésite: Sb_2S_2O
- L'or natif

I-3-2- Analyse au microscope électronique à balayage (MEB)

L'analyse au microscope électronique à balayage a montré que l'or s'exprime en « or libre », essentiellement au niveau des fractures. On peut l'observer entourant les minéraux d'antimoine ou dans des fractures en association avec la valentinite (fig. 71), ce qui traduit la postériorité de l'or par rapport à la stibine.

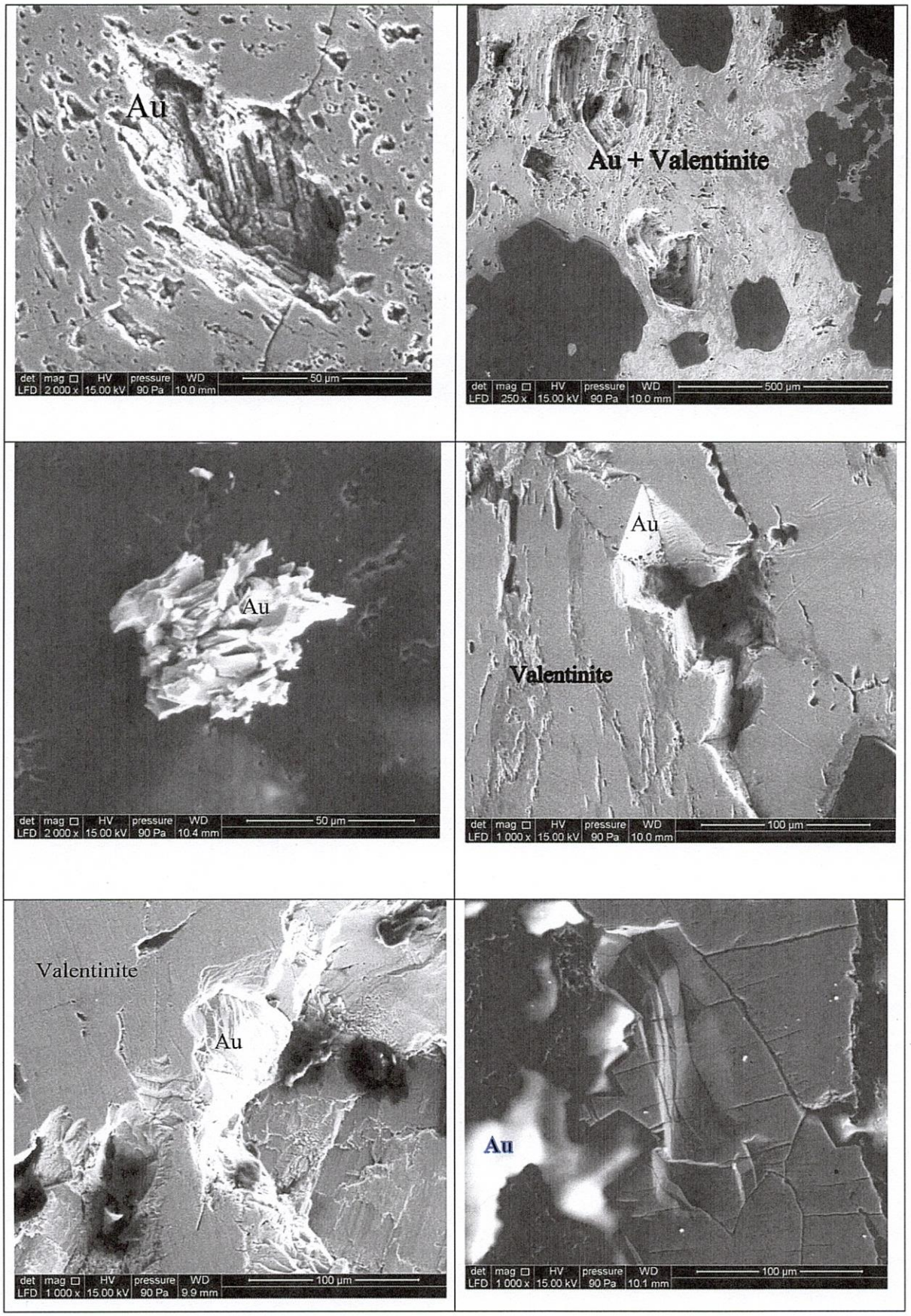


Fig. 71 : Photographies au MEB. L'or apparait en clair, la valentinite en gris clair et la stibine en gris foncé

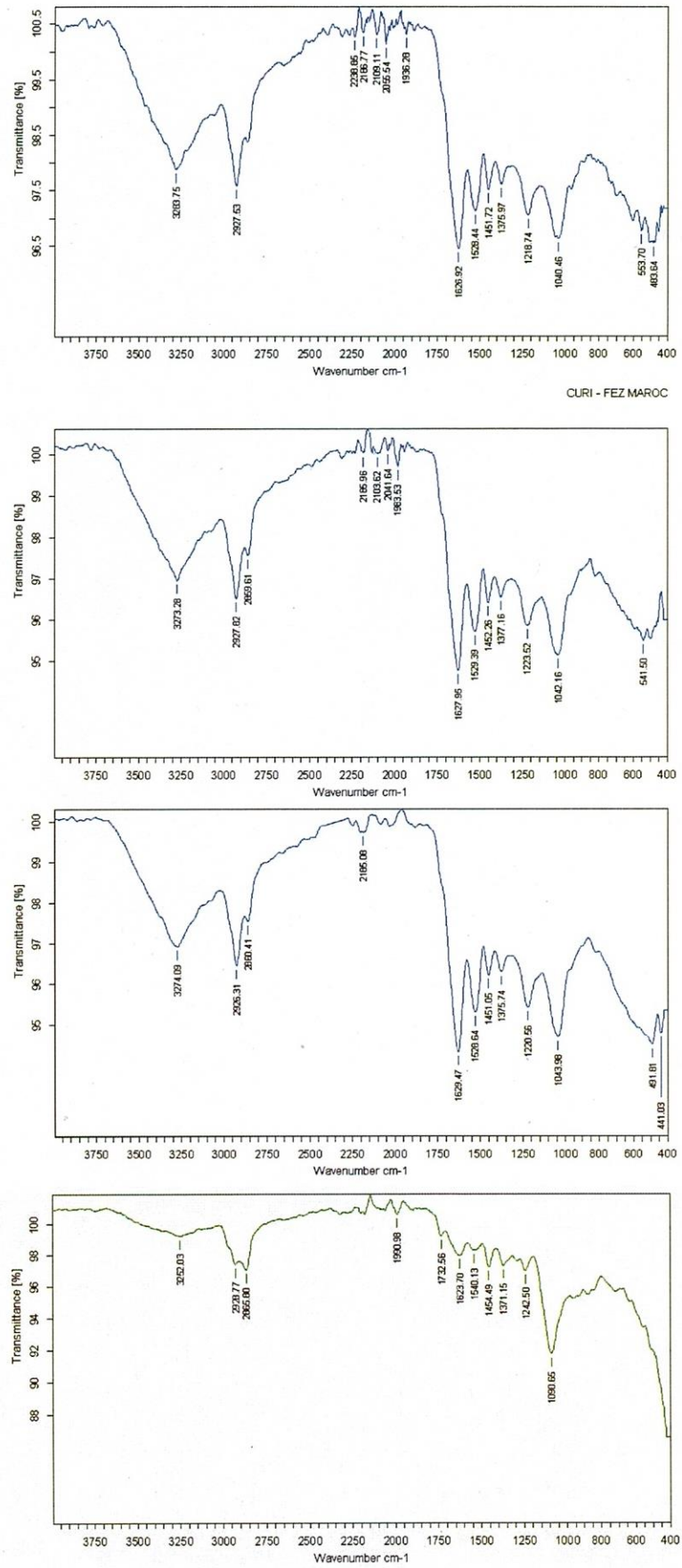


Fig. 72 : Spectres MEB des échantillons analysés

Ainsi, et considérant les spectres que nous avons réalisés (Fig. 72), où nous pouvons constater que les raies se situent entre 1600 Cm^{-1} et 2900 Cm^{-1} , et nous basant sur les résultats obtenus par Zhang et al. (2011) sur les polymères aurifères (fig. 73), nous pouvons retenir que ces raies traduisent la présence de l'or.

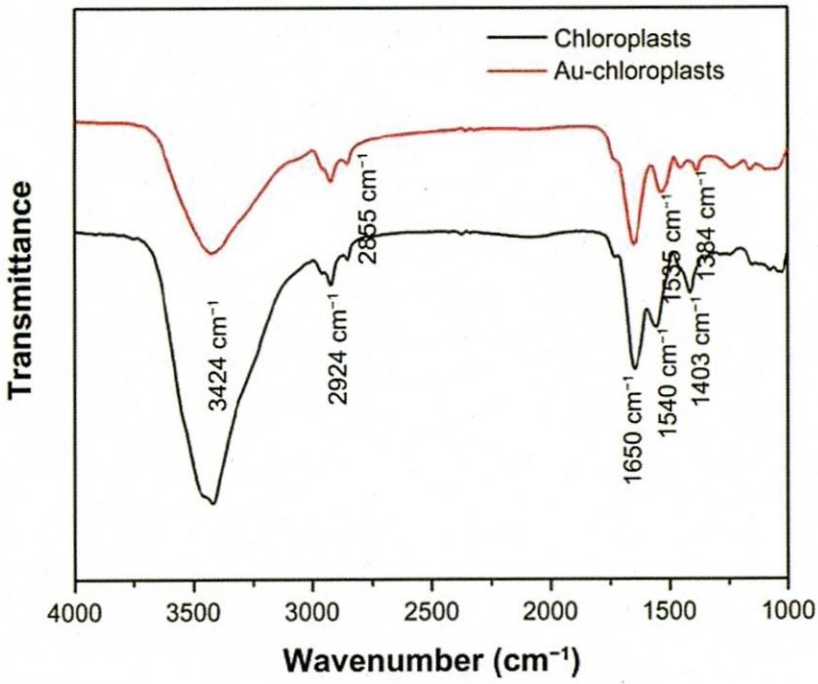


Fig. 73 : Image IRTF (spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier) (a) du polymère propre et (b) du polymère à Au nonocomposite (Zhang et al., 2011)

I-3-3- Etude métallographique

Dans le but de déterminer les minéraux métalliques présents, nous avions procédé à la confection de sections polies pour détermination métallographique. De même, nous avions étudié des sections polies qui nous ont été aimablement prêtées par M. Alansari. De plus, nous avons utilisé les données de Coetzee et Martin (2007) que nous avons comparées à nos déterminations.

Les sections polies étudiées montrent une paragenèse comportant de l'or, de la stibine et de la valentinite (fig. 74).

Rappelons que les anciens auteurs (Vasquez Lopez, 1974 ; Boutib 2000) avaient décrit une association paragénétique qui comporte de la stibine, de la pyrite, de l'or en grains, de la bindheimite ($Pb_2Sb_2O_6(O,OH)$), de l'antimoine natif et des sulfosels de plomb.

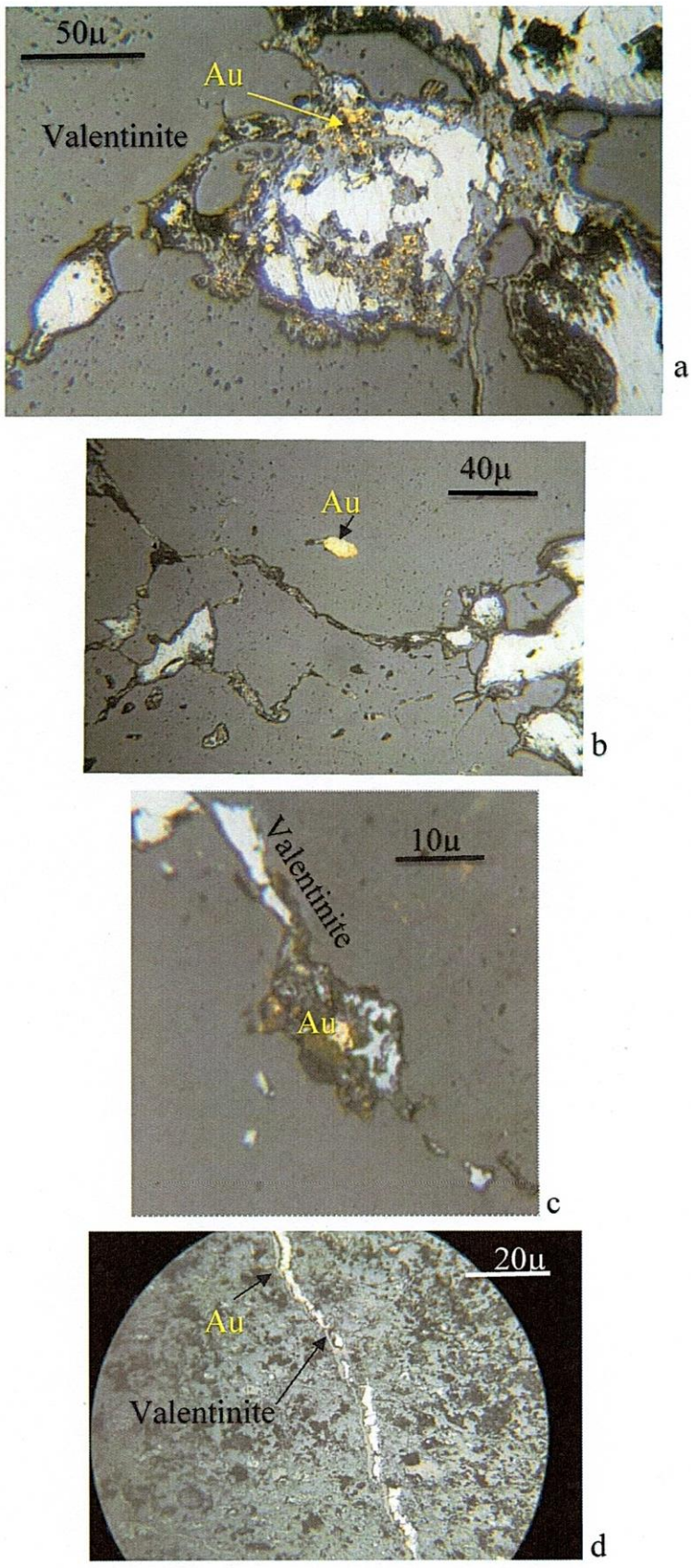


Fig.74 : Sections polies montrant les différents habitus de l'or

(a): Or associé à la valentinite dans des zones d'altération de la stibine ; (b) : Or libre dans une fracture affectant la stibine ; (c) : Or, valentinite et oxydes ; (d) : Or, valentinite et stibine dans les fractures

Comme nous pouvons l'apercevoir sur ces photographies, l'or se présente soit sous forme de « tâches » informes, de taille micrométrique ou en remplissage de fractures.

Là où l'or a pu être observé, or est souvent libre dans des fissures affectant la stibine ou dans du quartz fracturé (Azza et al., 2019). Autrement, il se présente sous forme de grains entourés de valentinite (Sb_2O_3) ou de stibiconite ($Sb_3O_6(OH)$, qui sont des produits d'altération de la stibine. En effet, l'oxydation de la stibine conduit à la formation de la valentinite laquelle s'hydroxyde en stibiconite. Les réactions peuvent être résumées comme suit :

$$\underset{\text{(Stibine)}}{Sb_2S_3} + 3O_2 \longrightarrow \underset{\text{(Valentinite)}}{Sb_2O_3} + 3SO_2$$

$$\underset{\text{(Valentinite)}}{3Sb_2O_3} + H_2O + 2O_2 \longrightarrow \underset{\text{(Stibiconite)}}{2Sb_3O_6(OH)}$$

Ainsi donc, cette position de l'or dans les fissures et son association avec les produits d'altération supergène de la stibine montre que l'or est tardif et se met dans des fissures qui sont en même temps des zones de circulation de fluides superficiels oxydants. Signalons que c'est la valentinite et la stibiconite, de par leur couleur jaunâtre, qui servent de guides pour l'exploitant.

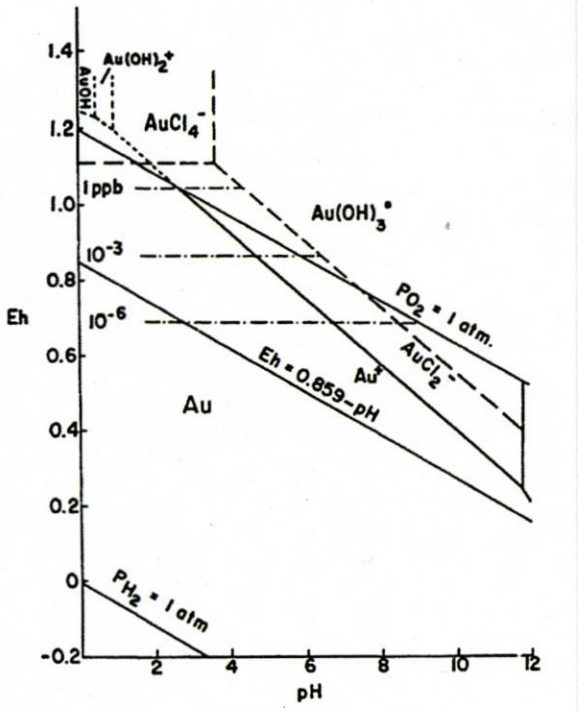
Les conditions de dépôt de l'or sont donc similaires à celles ayant permis la formation de la valentinite.

Concernant le mode de transport et de dépôt de l'or, plusieurs auteurs ont établi des diagrammes Eh-pH (diagrammes du Pourbaix) selon que le fluide est chloruré ou sulfuré (fig. 75). Toutefois, pour Pokrovski et al, (2015), sa complexation et son association avec les ions S^{3-} rendent le transport et le dépôt de l'or plus efficaces.

De leur côté, Grigoryeva et Sukneva (1981) ont suggéré que, dans certains systèmes hydrothermaux, l'arsenic et l'antimoine peuvent être impliqués dans la complexation de l'or qui est alors transportés sous forme de triarséniures ($AuAsS_2$, $AuAs(S_3)^{2+}$).

Pour sa part, Romberger (1988) juge que l'or est transporté sous forme de complexes aqueux sulfureux formés avec le H_2S qui peut provenir de roches ignées, magmas, roches métamorphiques et même des roches sédimentaires. D'autres éléments à forte affinité pour la complexation en présence du H_2S peuvent être transportés avec l'or ; en particulier As, mais aussi Hg, Sb, Se, Te, Tl et localement Ag.

Selon Benedetti (1991), l'or est transporté sous deux modes principaux selon la prédominance du Chlore ou du Soufre. Il est alors transporté soit sous forme de complexes chlorurés ($AuCl_2^-$ ou $AuCl_4^-$), soit sous forme de complexes d'espèces réduites du soufre en solution ($Au(HS)_2^-$).



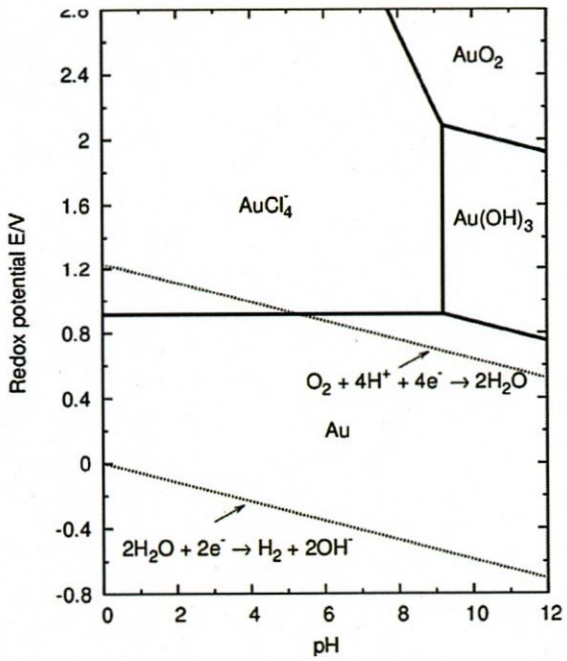


Fig.75 : Diagrammes de Pourbaix (Eh-pH) indiquant les zones de stabilité de l'or (in Zhu et al., 2011)

Pour Zhu et al (2011), la complexation et le transport de l'or dépend de la pression, de la température, de la concentration en Cl^- et de la fugacité de H_2S. Pour ces auteurs, l'or

est transporté sous forme de $AuCl_2^-$ dans les systèmes de haute température (supérieure à 400°C) ; le dépôt a lieu avec la baisse de la température. Concernant les températures plus basses, l'or est surtout transporté sous forme de $Au(HS)_2^-$ et la précipitation a lieu aux environs du point de l'équilibre H_2S - HS^- - SO_4^{2-}. Avec la baisse de la fugacité de l'oxygène, le complexe « Au-S » se décompose, conduisant à la précipitation de l'or suivant les réactions ci-après :

$$2Au(HS)_2^- + H_2O \longrightarrow 2Au + 4HS^- + 2H^+ + \tfrac{1}{2} O_2$$
$$2Au(HS)_2^- + 8 H_2O \longrightarrow 2Au + 4SO_4^{2-} + 4H^+ + 8H_2$$

De son côté, Pirajno (1992) a analysé le transport et le dépôt (précipitation) des métaux, dont l'or. Ainsi, et concernant le transport, l'auteur, sans exclure les autres ligands (tels OH^-, NH_3, F^-, CN^-, SCN^-, $S0_4^{--}$ ainsi que certains complexes organiques dont l'acide humique), juge que les métaux sont essentiellement transportés sous formes de complexes impliquant soit des sulfures (HS^- et H_2S) soit des chlorures (Cl^-). De même, l'auteur juge que la capacité de charge des fluides en minerai est en grande partie déterminée par l'activité de ces ligands, plutôt que l'abondance des métaux auxquels ils sont collés. Cette activité est fonction de la température, de la concentration, de la force ionique, du pH et Eh.

Concernant la précipitation du métal dissous dans le fluide hydrothermal, l'auteur la rattache à plusieurs facteurs dont :

- la variation de température peut être causée par le mélange de solutions chaudes avec des eaux froides proches de la surface. Elles peuvent aussi découler d'une décompression rapide. Ces changements affectent la solubilité des sulfures et des oxydes, ainsi que la stabilité des ions complexes ;
- le changement de pression. En effet, les changements de pression entraînent des variations de solubilité. De plus, parmi les phénomènes contrôlés par la pression, il y a lieu de citer l'ébullition, laquelle résulte de l'élimination des constituants volatils entrainant une augmentation soudaine de la concentration de la solution ;
- les réactions entre les roches encaissantes et les solutions hydrothermales entrainant soit l'extraction des ions hydrogène de la solution par hydrolyse de feldspaths et autres silicates (cas de l'argilisation) soit le changement d'oxydation ou d'état de valence du métal ;
- Enfin, la modification chimique du fluide hydrothermal dues au mélange de fluides et à l'addition des composants de l'encaissant.

Pour sa part, Henley (1973) a étudié les complexes Au-chlorure à des températures comprises entre 300 et 5OO ° C et a constaté que les solubilités les plus élevées existaient

aux hautes températures et dans des conditions oxydantes. La dissolution implique à la fois une oxydation et une formation complexe suivant la réaction suivante :

$$Au + nHCl + mO_2 \longrightarrow [\text{Complexe Au}] + xH_2O.$$

De son côté, Seward (1984, 1989) souligne que le complexe $Au(HS)_2^-$ présente une solubilité bien supérieure à celle de $AuCl_2^-$. Il conclut que les ligands les plus significatifs pour la complexation et le transport de l'or sont Cl^- à des températures élevées et HS^- à des températures plus basses. En considérant les complexes sulfurés, il note que les solubilités augmentent avec la température et le dépôt de l'or se produit principalement lors de la baisse de température. Dans ce cadre, l'auteur a montré que trois thio-complexes sont principalement impliqués. Le complexe $Au_2(HS)_2S^{2-}$ prédomine dans les solutions neutres, les complexes $Au(HS)_2^-$ et $HAu(HS)_2$ apparaissent dans des solutions acides, tandis que le complexe $Au(HS)_2^-$ est présent dans les milieux alcalins. Le maximum de solubilité a lieu dans des milieux à pH presque neutre (fig. 76).

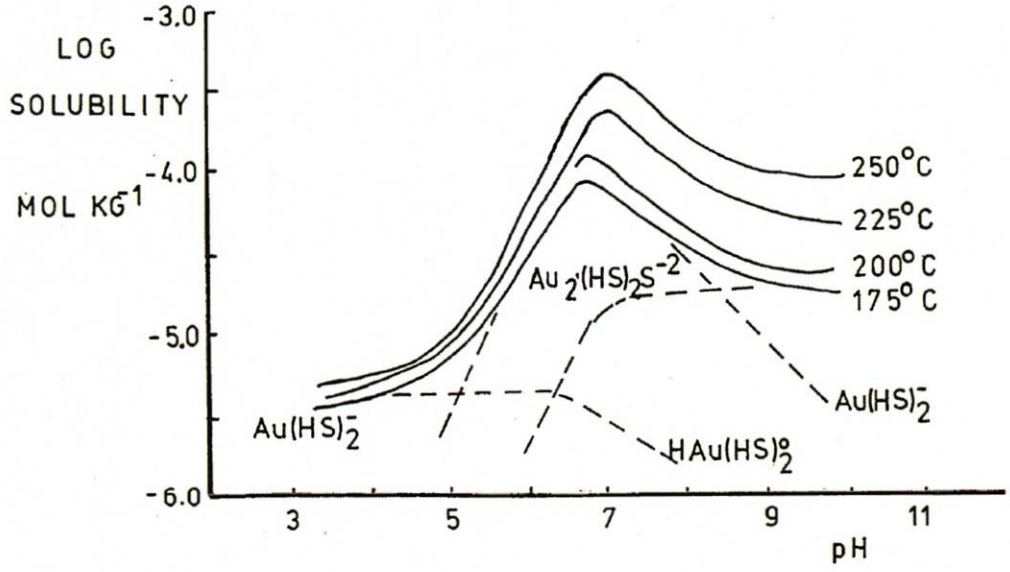


Fig. 76 : Solubilité de l'or selon la température et le pH, en milieu sulfuré. (Seward, 1989)

Les réactions chimiques peuvent alors être transcrites ainsi :

$$Au^\circ + H_2S + HS^- \rightarrow Au(HS)_2^- + \tfrac{1}{2} H_2$$

et

$$2Au^\circ + H_2S + 2HS^- \rightarrow Au_2(HS)_2S^{2-} + H_2.$$

En considérant l'association étroite de l'or avec As et Sb, l'auteur suggère que l'or pourrait aussi être transporté sous forme de sulfoarséniures [$Au(AsS_2)O$, $Au(AsS_3)^{2-}$] ou de sulfoantimonures [$Au(Sb_2S_4)^-$].

Ce régime est explicité par Pettke et al. (2000), pour qui plusieurs sources et origine et nature de fluides interviennent dans la formation des gisements aurifères (Fig. 77).

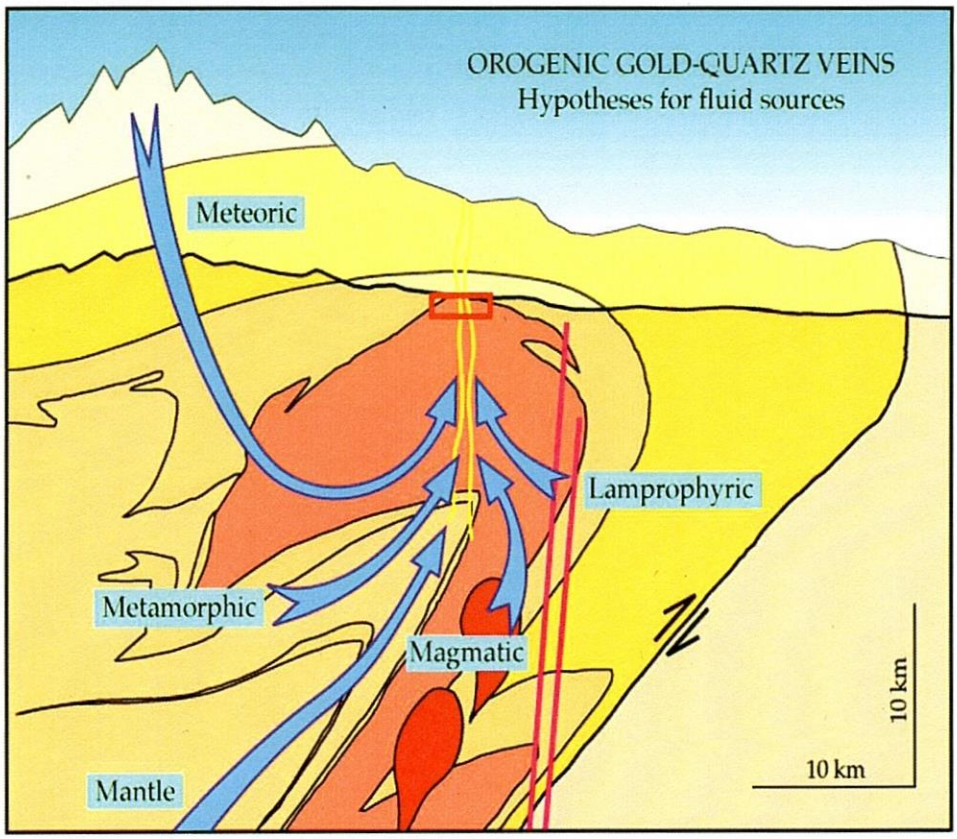


Fig. 77 : Schéma montrant les différents fluides intervenant lors de la genèse des gisements aurifères (Pettke et al., 2000)

Nous constatons ainsi que la majorité des auteurs mettent l'accent sur la nature des ligands (iodures, chlorures, sulfures, sulfosels, etc.). Toutefois, pour Harcouët (2005), le taux de dépôt de minéralisation est plutôt régi par la vitesse à laquelle le fluide se déplace dans le système. De ce fait, le taux de réaction et d'altération sont maximum dans des lentilles ou dans des couches perméables. Ce qui explique que, dans notre cas, les minéralisations se retrouveront concentrées dans des fractures. Dans ce cas, la solubilité de l'or dépendra aussi bien de la température que la concentration en soufre (fig. 76).

I-3-4- Analyse statistique

Dans le cadre de l'étude géochimique, nous avions procédé à un échantillonnage des roches et des minerais (tab. 1) ; ce qui nous a donné les résultats suivants :

Echantillon	Au	Ag	Cu	Pb	As	Sb
Grès fin, lardé de veinules de quartz	0,03	<1	26	0,03	<0,1	0 ,03
Schiste avec veinules de quartz plissé	0,14	<1	110	0 ,04	0,03	0,05
Quartz blanc cataclasé au niveau de la tranchée	0,45	<1	<1	0,03	0,01	0 ,06
Filonnet de quartz à sulfures, entrée de la galerie	16,6	4,70	110	7,87	0,01	16,7
Filonnet de quartz à sulfures, entrée de la galerie	21,8	<1	74	1,44	<0,01	4,94
Echantillon par chip-sampling dans la descenderie	24,9	4,2	95	3,93	<0,01	20,2
Echantillon vrac du fond du puits d'extraction	30,1	3	85	1,75	<0,01	15,7
Echantillon vrac provenant du puits, (8m)	49,4	5,3	84	3,72	<0,01	16
Echantillon vrac (schistes, quartz, oxydes,...)	38	<1	54	0,63	<0,01	12,4
Echantillon sortie du concasseur	17,6	<1	40	0,57	<0,01	2,71
Roche intrusive porphyrique	0,10	<1	10	0,04	<0,01	0,14
Echantillon par rainurage de schistes à quartz	0,41	<1	60	0,1	0,02	0,18
Quartz à sulfures dans grès et schistes	1,2	<1	57	0,07	<0,01	0,24
Vrac : déblais avec quartz, grès, schistes, ...	0,53	5 ,5	12	0,47	<0,01	0,24

Tableau 1 : Teneurs des différentes entités en certains éléments

Signalons que, dans le cadre d'essai de valorisation du minerai, cinq échantillons avaient été analysés par Dekk (1995) et ont donné les résultats suivants (tab. 2).

Éch. N° – Description	Au g/t	Ag g/t	Cu ppm	Pb %	Zn Ppm	As ppm	Sb %
D1 – Stibine massive	16	22	230	6,8	900	490	43,2
D2 – Salbande	6	6	95	3,7	605	210	26,9
D3 – Stibine massive	130	5	238	4,3	1 390	160	39,0
D4 – Saignée	24	12	138	1,9	505	260	7,3
Z2 – Filon de quartz	< 5	10	95	1,8	870	175	3,2

Tableau 2 : Tableau donnant les résultats des analyses du minerai (Dekk, 1995)

De même, et lors de l'étude du plan de développement minier (PDM), nous avions procédé, en collaboration avec M. Paul Girard, à l'analyse de trois échantillons prélevés lors de la visite effectuée en 1996 à la mine et analysés dans les laboratoires du MEM. Parmi ces échantillons les analyses ont donné 33 g/t Au pour un échantillon de quartz avec stibine mais sans en détecter dans un échantillon de quartz ni dans l'échantillon de schistes.

Par ailleurs, lors du présent travail, nous avons procédé à un échantillonnage, non systématique, de la zone de la mine en prélevant des échantillons de natures variées. Ces échantillons ont été prélevés essentiellement dans la partie occidentale du gîte (tab. 3). Les échantillons ont été analysés par ICP au Laboratoire de MANAGEM et de l'ONHYM. Le tableau ci-dessous (tab. 4) donne le résultat de ces analyses pour les principaux éléments.

Les résultats ont été interprétés pour, d'une part, déduire leurs compositions et, d'autre part, chercher d'éventuelles corrélations entre les éléments.

Echantillon	Nature pétrographique	Coordonnées	
		X	Y
J 23	Jaspoïde : Roche siliceuse, d'aspect amorphe	02°27'13,9	32°34'20,6
J 26	Jaspoïde	« «	« «
J 26bis	« «	«	«
S 2	Schiste	«	«
S 4	Schiste gréseux	02°28'16	32°34'15,1
S 5		02°28'16 ,7	32°34'10
S 7	Schiste satiné, riche en micas blancs	02°28'18,9	32°34'17
S 10	Schiste satiné	"	"
S 11	Schiste versicolore (Silurien ?)	02°28'29,2	32°34'31
S 12	« «	""	""
S 14	« «	"	"
S 18	Schiste à éléments ferrugineux	02°27'38,7	32°34'04,9
S 19	« «	02°27'34,3	32°34'07,8
S 20	Schiste	02°27'33,3	32°34'08,3
S 24	Schiste mauve	02°27'04,9	32°34'20
S 27	« «	"	"
S 28	« «	02°27'04,8	32°34'09,4
S 30	« «	«	«
S 32	« «	02°27'43	32°34'15
S 33	« «	02°27'44,8	32°34'10,7
S 33 BIS	« «	« «	« «
G 3	Caisse minéralisée	02°28'28,2	32°34'29,3
G 25	Jaspe	02°28'22,6	32°34'23 ,5
H 8	« Roche magmatique », schistosé et fracturé	02°28'25 ,4	32°34'26 ,2
H 9	«	02°2829,8	32°34'33,6
H 13	«	«	«
Q 1	Quartz dans filonnet (N 120 50SW)	02°28'16,7	32°34'10
Q 6	Quartz	02°28'07,3	32°34'44 ,1
Q 15	Quartz plissé	« «	« «
Q 16	Quartz filonien	02°28'07,6	32°34'11,9
Q 17A	Quartzite	02°27'33,8	32°34'10,6
Q 21	Quartz boudiné	02°27'21,8	32°34'19
Q 22	Quartz en filonnets millimétriques	02°27'26,4	32°34'08,5
Q 29	Quartz	02°27'35,3	32°34'07,9
Q 31	Quartz	02°28'07,7	32°34'11,9
Q 17 B	« «	« «	« «
Q 17 B Bis	« «	02°28'28,2	32°34'29,3

Tableau 3 : Nature pétrographique des échantillons analysés

	Au	As	Sb	Pb	Zn	Cu	Co	Cr	Ni	B
J 23	0,18	47	240	193	44	72	21	365	61	23
J 26	0,07	45	58	39	74	1	10	18	15	28
J26bis	0,09	43	57	38	75	1	10	19	15	29
S 2	0,3	129	1585	1570	116	47	80	128	73	115
S 4	0,03	25	102	44	48	111	57	149	57	67
S 5	0,03	32	45	39	56	23	58	37	59	99
S 7	0,03	6	65	82	98	164	61	681	536	85
S 10	0,03	59	69	53	68	46	59	50	52	98
S 11	0,06	25	79	72	86	1	86	83	38	124
S 12	0,03	58	35	94	151	44	49	26	29	50
S 14	0,03	52	67	57	112	30	104	54	60	126
S 18	0,09	212	169	266	146	149	101	73	125	145
S 19	0,11	69	229	185	347	2	25	152	33	83
S 20	0,03	25	42	45	65	156	72	531	53	73
S 24	0,03	26	66	52	29	1	65	57	27	128
S 27	0,03	156	73	106	411	264	43	109	181	35
S 28	0,03	75	82	60	110	28	71	69	55	117
S 30	0,03	93	78	62	70	95	101	72	64	105
S 32	0,13	15	88	65	63	20	79	84	54	118
S 33	0,05	87	69	81	95	22	61	100	42	72
33 BIS	0,03	85	71	79	97	21	63	103	46	73
G 3	0,2	119	27788	18358	66	100	61	151	56	85
G 25	0,19	295	196	274	476	259	66	133	139	46
H 8	0,19	16	59	90	79	20	18	24	15	19
H 9	0,03	13	69	51	21	3	5	13	15	20
H 13	0,03	125	66	56	40	21	23	29	15	19
Q 1	0,2	43	450	268	43	91	30	80	21	30
Q 6	0,16	32	30	31	50	10	68	57	47	63
Q 15	0,03	6	30	41	148	32	144	83	56	84
Q 16	0,03	20	30	27	39	26	23	124	25	12
Q 17 A	0,03	101	42	43	42	40	15	112	15	20
Q 21	0,03	62	30	24	43	49	28	132	23	29
Q 22	0,03	33	38	33	26	16	18	180	100	20
Q 29	0,03	33	30	31	16	28	25	125	20	19
Q 31	0,03	75	48	30	38	16	59	86	35	58
Q 17 B	0,09	109	372	118	132	147	36	70	70	21
Q 17 B BIS	0,11	115	377	117	129	145	36	67	69	21

Tableau 4 : Résultats analytiques pour certains éléments

Nous avons procédé à une analyse statistique des échantillons en vue de rechercher, d'une part, d'éventuelles corrélations entre les différents éléments et d'autre part, rechercher si certains faciès sont plus porteurs ou plus « fertiles » que d'autres.

L'interprétation de la matrice de corrélation (tab. 5) déduite de ces analyses permet de classer les éléments analysés en plusieurs familles selon le degré de leur corrélation mutuelle. Nous constatons ainsi que :

- ✓ la meilleure corrélation est obtenue pour le couple «Pb-Sb», avec un coefficient dépassant 0,9. Avec les couples «B-Co» et «Se-Sn», ils constituent un groupe avec un coefficient dépassant 0,8.
- ✓ La deuxième famille est représentée par plusieurs couples avec un coefficient supérieur à 6 mais sans dépasser 7. Le couple «Cr-Ni» arrive en tête avec un coefficient dépassant 0.69. Les autres couples sont : «B-Nb» ; «Ba-Y», «Be-Sr», Cu-« Zn, Nb-Se » et « Nb-Sn » ;
- ✓ La troisième famille est constituée par les couples où le coefficient est supérieur à 5, tout en étant inférieur à 6. C'est le cas des couples « As-Be », « As-Mo », « Cu-Ni », «Cu-Y » et « Be-Zn » ;
- ✓ Concernant l'or, nous pouvons constater qu'il ne se corrèle pratiquement pas avec les autres éléments. Le meilleur coefficient (0,356) est obtenu avec l'antimoine. Ceci témoigne de l'indépendance de l'or par rapport aux autres éléments. Ce qui confirme l'observation que nous avons faite en interprétant les résultats obtenus avec le MEB où l'or se trouve essentiellement dans les fractures.

Rappelons que le traitement des analyses effectuées sur un nombre réduit d'échantillons du minerai antimonifère par Vasquez-Lopez dans les années 70 avaient fait l'objet d'un traitement antérieur (Azza et Boushaba, 2006) avait permis de conclure à une forte corrélation entre l'or et l'antimoine. De même, sur une vingtaine d'échantillons analysés par ICP au Laboratoire de « Chemex Labs » (Nevada, USA), nous avions classé les éléments en plusieurs familles selon le degré de leur corrélation mutuelle, à savoir :

- ➢ une première famille composée des couples « Co-Ni » d'une part et « Ba – As », avec un coefficient dépassant 0,8.
- ➢ la deuxième famille est représentée par le couple « Zn-Ag » avec un coefficient dépassant 0.7 ;
- ➢ la troisième famille est constituée par la triade « Au-Sb-Pb» avec un coefficient de corrélation dépassant 0,6 ;

Ces résultats ne sont pas contradictoires en ce sens que les premières analyses concernent les roches alors que les secondes concernent le minerai.

MATRICE DE CORRELATION

	As	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Sb	Se	Sn	Sr	Y	Zn	Au
As	1																			
B	0,040	1																		
Ba	-0,119	0,447	1																	
Be	0,541	0,097	-0,057	1																
Bi	-0,006	0,108	-0,117	-0,019	1															
Co	0,114	0,796	0,422	0,158	0,050	1														
Cr	-0,151	0,024	0,197	-0,335	0,059	0,051	1													
Cu	0,615	-0,063	0,042	0,337	-0,009	0,149	0,394	1												
Li	-0,274	0,029	-0,275	-0,107	0,190	-0,021	-0,188	-0,356	1											
Mo	0,529	-0,276	-0,004	0,176	-0,302	-0,157	0,083	0,631	-0,368	1										
Nb	-0,190	0,607	0,439	0,073	-0,070	0,350	-0,117	-0,248	0,007	-0,260	1									
Ni	0,099	0,180	0,119	-0,040	-0,019	0,203	0,696	0,542	-0,054	0,190	-0,007	1								
Pb	0,167	0,107	0,057	-0,019	-0,157	0,060	0,042	0,101	-0,113	0,268	-0,089	-0,009	1							
Sb	0,157	0,097	0,055	-0,025	-0,156	0,052	0,040	0,099	-0,112	0,268	-0,087	-0,013	0,999	1						
Se	-0,154	0,556	0,407	0,297	0,030	0,201	-0,108	-0,272	0,067	-0,356	0,662	0,076	0,115	0,110	1					
Sn	-0,294	0,574	0,348	0,011	-0,004	0,357	0,068	-0,293	0,128	-0,377	0,655	0,155	0,015	0,008	0,752	1				
Sr	0,364	-0,081	0,040	0,628	0,027	-0,148	-0,203	0,287	0,058	0,221	-0,056	0,081	-0,030	-0,036	0,361	0,059	1			
Y	0,338	0,456	0,621	0,154	-0,006	0,352	0,306	0,511	-0,244	0,303	0,445	0,361	-0,059	-0,062	0,191	0,064	0,139	1		
Zn	0,648	0,055	0,043	0,533	-0,221	0,149	0,003	0,608	-0,212	0,434	0,008	0,274	-0,044	-0,052	-0,133	-0,214	0,452	0,443	1	
Au	0,230	-0,153	0,121	0,165	-0,007	-0,150	-0,048	0,187	0,095	0,189	-0,072	-0,081	0,354	0,356	-0,009	-0,334	0,132	0,150	0,211	1

Tableau 5 : Matrice de corrélation

I-3-5- Traitement par Analyse en Composantes Principales (ACP)

Pour affiner l'analyse des relations pouvant exister entre les différents éléments, nous avions procédé à l'Analyse en Composantes Principales (ACP) en considérant d'abord une dizaine d'éléments (Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, B), que nous jugeons présenter un intérêt particulier pour notre étude et, en second lieu, l'ensemble des éléments analysés, y compris les éléments majeurs.

Rappelons que l'ACP constitue un type de traitement graphique multi-variable présentant simultanément les variables et les observations, en deux dimensions. L'orientation des axes nous donne des informations quant à la relation entre les variables et les composantes. L'interprétation des données consistera à analyser, d'une part, la position de chaque élément par rapport à la circonférence et, d'autre part, la proximité entre les éléments et les angles entres leurs vecteurs respectifs.

Pour notre étude, et après traitement des données, nous avions opté pour les deux dimensions de l'ACP qui portent le taux le plus élevé de l'information initiale (fig. 78). Ainsi, nous avons focalisé notre interprétation sur les deux axes F1 et F2 qui portent 49.52% des informations initiales.

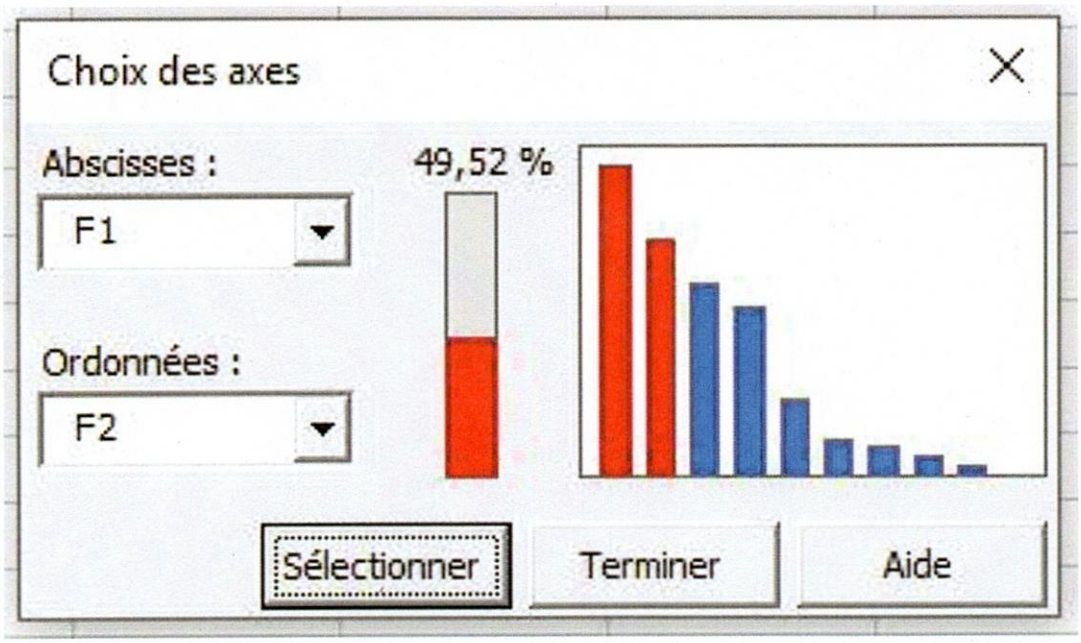


Fig. 78 : Choix des axes ACP

L'analyse des graphiques ci-dessous nous permet de nous concentrer sur 2 graphiques essentiels :

- Le cercle des corrélations ;
- Le graphique des observations exprimant la relation : corrélation / observation (Biplot).

Le premier graphique (fig. 79) exprime le lien entre les variables (Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, B).

L'axe horizontal F1 est la première dimension de l'ACP qui représente 28.05% de l'information initiale.

L'axe vertical F2 est la 2ème dimension de l'ACP qui représente 21.46% de l'information initiale.

Les vecteurs rouges représentent les variables étudiées (Au, As, Sb, Pb, Zn, Cu, Co, Cr, Ni, B).

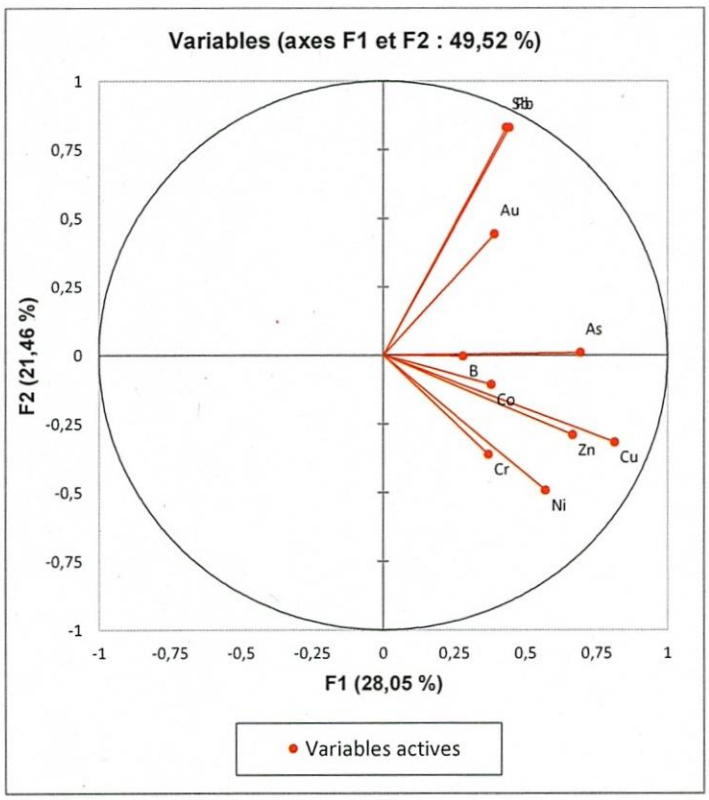


Fig. 79 : Diagramme F1-F2

En considérant les angles entre les différents vecteurs des éléments d'une part et les angles entre ces vecteurs et les axes représentant les dimensions de l'ACP, et sachant que les angles aigus traduisent une corrélation positive entre les variables, nous pouvons conclure à une corrélation entre les éléments et les couples d'éléments suivants :

- Sb, Pb ;
- As, B ;
- Co, Cu, Zn ;
- Cr, Ni.

De même, et considérant que les angles obtus traduisent une corrélation négative entre les éléments, on déduira des graphes que les couples (Sb, Pb), (Ni, Cr) se corrèlent négativement.

Enfin, et dans la mesure où les angles droits traduisent l'indépendance des éléments, on en dira autant des couples (Co, Cu, Zn) - (Sb, Pb) et, dans une moindre mesure, Au – (Co, Cu, Zn).

Ainsi donc, nous noterons que l'or ne se corrèle pas de manière franche, ni positivement ni négativement, avec aucun élément, avec toutefois un bémol quant à sa faible corrélation avec le couple (Sb, Pb).

Concernant les éléments eux-mêmes, on notera que l'axe F2 est lié à des teneurs importantes en haut (Pb, Sb, Au), des teneurs « intermédiaires » au centre (As, B), et des teneurs moins importantes en bas (Co, Cu, Zn, Cr, Ni).

L'analyse du deuxième graphique (fig. 80) nous renseigne sur le lien « échantillon-échantillon » et « échantillon-variable ». Ainsi, Les échantillons à droite (G25, S2, S7, S18, S19, S20, S27, S30, Q17, Q17bis) ont des teneurs très importantes en éléments traces par rapport aux échantillons à gauche.

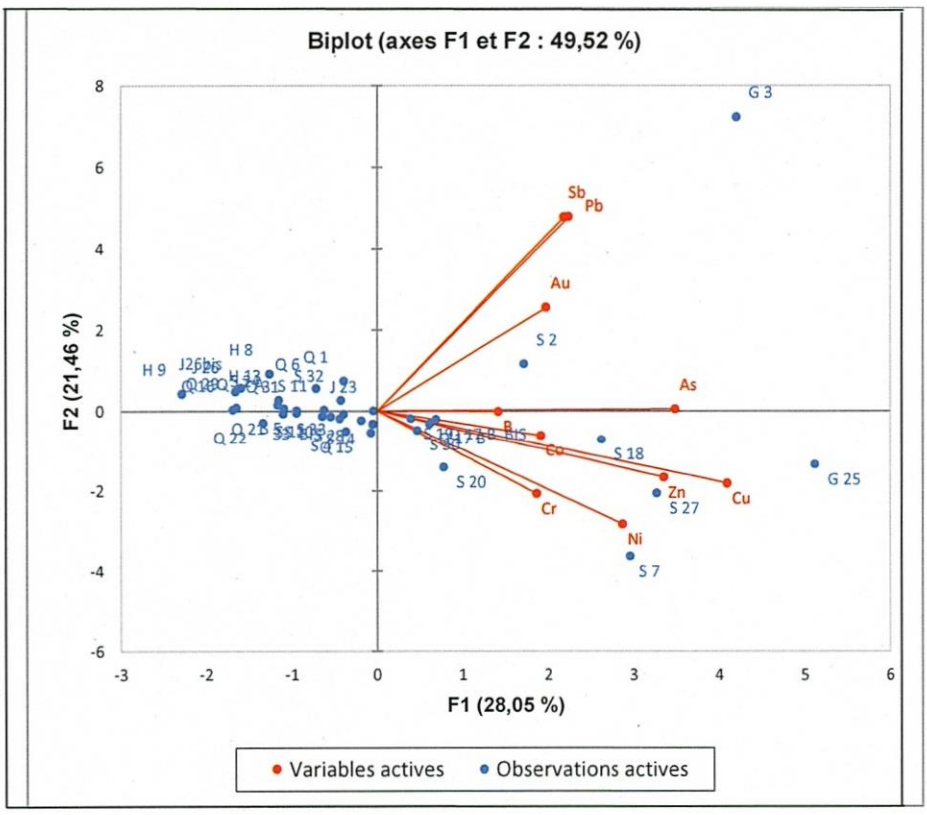


Fig. 80 : Biplot F1-F2 pour l'ensemble des éléments analysés

Concernant le traitement des résultats incluant l'ensemble des éléments analysés, nous constatons que :

- ✓ l'axe (ou composante) F1 est influencé par SiO_2, Al_2O_3, MgO, K_2O, TiO_2, B, Nb, Se et Sn. Il traduirait donc la pétrologie de la roche ;
- ✓ la composante F2 est influencée par P_2O_5, As, Cu et Zn ;
- ✓ Pb et Sb expliquent l'axe (ou la composante) F4.
- ✓ CaO explique l'axe (ou la composante) F6.

De ce fait, et dans la mesure où nos données n'expliquent que les axes F1, F2, F4 et F6, nous procéderons aux analyses suivant ces axes (voir graphiques).

I-3-6- Interprétation

Le graphe 1 (Fig. 81), représentant F2 en fonction de F1, montre :

- ✓ une forte corrélation entre B, K_2O, TiO_2, Nb, Se, Sn, Al_2O_3 et MgO. Ces éléments ont une forte corrélation négative avec SiO_2.
- ✓ une forte corrélation entre As, Cu et Zn ;
- ✓ Une forte corrélation entre Sb, Pb et Cr

Nous noterons que l'or, quoiqu'il se positionne au voisin du triplet Pb-Sb-Cr, ne se corrèle avec aucun élément.

Ce constat, quant à l'inexistence de corrélation de l'or avec les autres éléments, est confirmé aussi au niveau des autres graphes.

Au niveau du graphe F1-F4 (fig. 82), nous constatons une corrélation entre Pb et Sb.

Signalons que, au niveau du graphe représentant F6 en fonction de F1, on note que le CaO ne se corrèle avec aucun élément.

Là aussi, nous constatons que les éléments Al_2O_3, MgO, K_2O, TiO_2, B, Nb, Se, Sn se retrouvent groupés, ce qui traduit leur forte corrélation. SiO_2 se trouvant diamétralement opposés à ce groupe leur est corrélable mais négativement. Nous remarquons aussi que Pb et Sb se corrèlent bien.

De même, là aussi, nous notons que l'or ne se corrèle avec aucun élément.

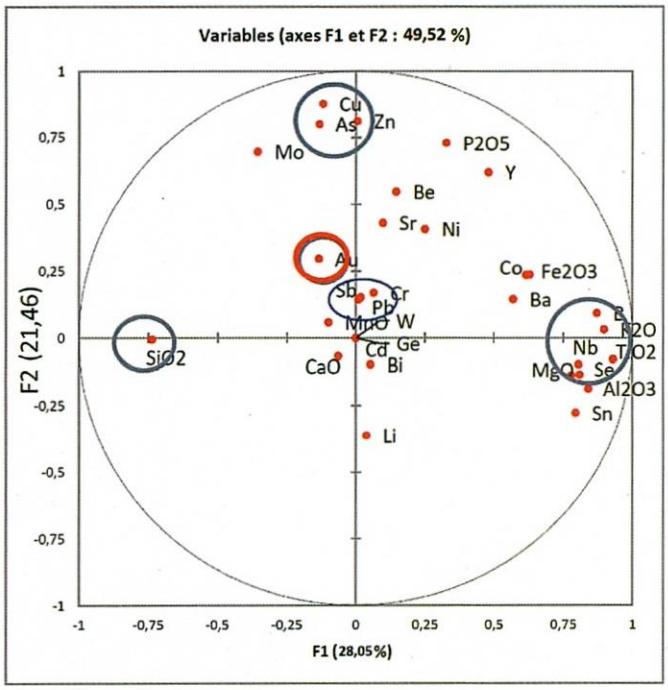


Fig. 81 : F2 en fonction de F1

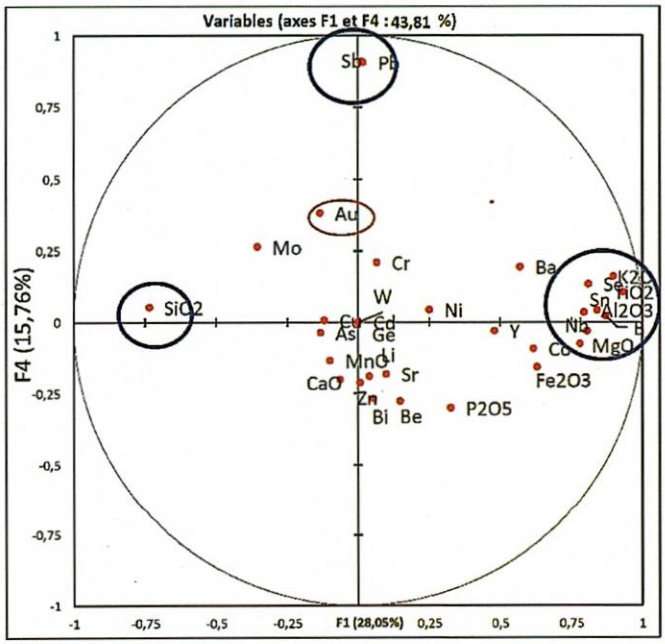


Fig. 82 : F4 en fonction de F1

Au niveau du diagramme suivant (Fig. 83), nous constatons que beaucoup d'éléments métalliques se trouvent concentrés au niveau de l'intersection des axes, ce qui signifie que ce graphique ne traduit pas leur relation. Tout au plus, nous confirmons la forte corrélation positive entre Al_2O_3, MgO, K_2O, TiO_2, B, Nb, Se, Sn.

Le graphe apporte aussi une indication concernant le CaO qui, lui non plus, ne se corrèle avec aucun élément.

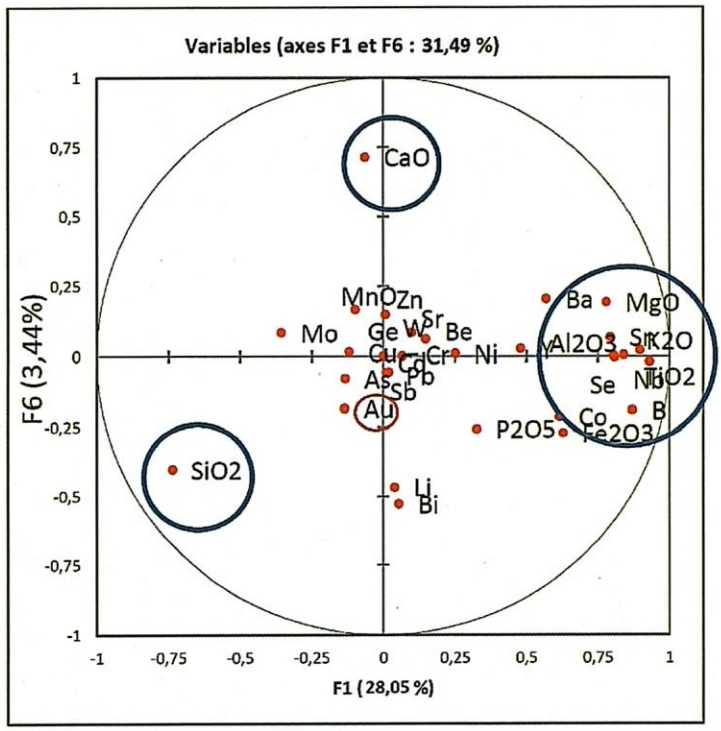


Fig. 83 : F6 en fonction de F1

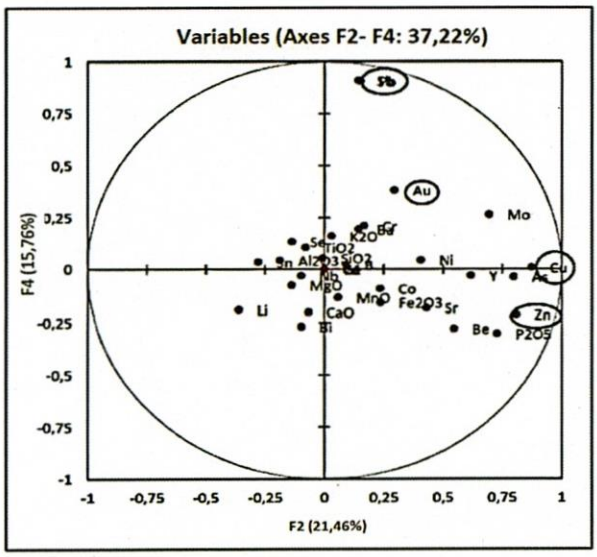
Ce constat se confirme au niveau des diagrammes F2-F4, F2-F6 et F4-F6 (fig. 84) où l'on peut noter une concentration de la majorité des éléments au niveau de l'intersection des axes. De même, ces graphes confirment « l'indépendance » de l'or.

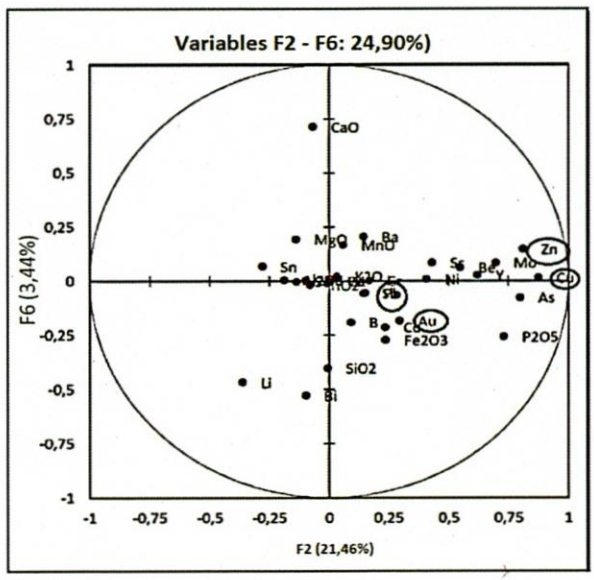
En tenant compte de la nature pétrographique et des teneurs en or des échantillons analysés, on constate que :

- ✓ L'encaissant schisteux renferme des teneurs entre 50 et 130 ppb ;
- ✓ Les jaspoïdes et les roches siliceuses en contiennent entre 70 et 180 ppb ;
- ✓ Les roches magmatiques schistosés et fracturés en contiennent jusqu'à 190 ppb ;
- ✓ Les rhyodacites en contiennent entre 50 et 190 ppb ;
- ✓ Les filonnets de quartz N120E-50W en contiennent entre 100 et 200 ppb ;
- ✓ Le quartz laiteux (sale) plissé en contient moins de 50 ppb ;
- ✓ La caisse minéralisée se trouvant dans les structures N70-80E-05N en contiennent entre 190 et 200 ppb.

Nous pouvons constater qu'aussi bien les roches schisteuses que les jaspoïdes, les microgranites et les rhyodacites sont géochimiquement riches en or. En effet, les clarkes dans ce type de roches sont inférieurs à 10ppb et se situent entre 3 et 5 ppb (Phan, 1965 ; Boyle, 1979 ; Machairas, 1970 ; Croket, 1993 ; Cidu et al., 1994).

Ainsi, ces roches ont pu donc servir de sources pour l'or. Leur lessivage et le dépôt du lessivat peut donc expliquer l'origine des minéralisations.





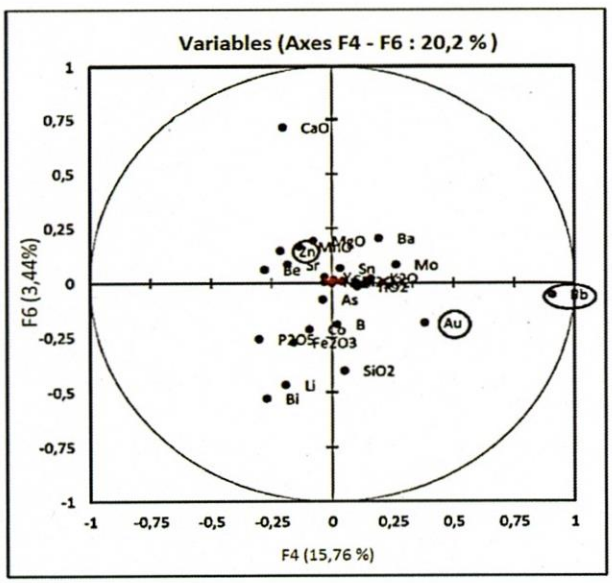


Fig. 84 : Diagrammes F2-F4, F2-F6 et F4-F6

I-4- Cadre métallogénique et typologie

Classer un gisement aurifère encaissé dans des roches métamorphiques constitue la principale difficulté lors de son étude. En effet, jusqu'au début des années 1990, les métallogénistes avaient tendance à classer les gisements aurifères situés dans des terrains métamorphiques dans une catégorie unique appelée « gisements mésothermaux » sachant qu'ils avaient été formés selon le même processus, quels que soient leur âge et leur emplacement géographique (Kerrich et Wyman, 1990 ; Nicolini, 1990 ; Kerrich, 1991 ; Nesbitt, 1991). En toute logique, et avec le nombre croissant de travaux et d'études géologiques, une telle classification « unificatrice » ne pouvait pas régir la totalité des gisements et l'origine de certains gisements devient controversée.

Ainsi, attribuer systématiquement un modèle métamorphique ou météorique à des gisements aurifères situés dans des zones de terrains métamorphiques, ou vouloir attribuer une relation génétique à des gisements d'or sur la base de leur simple relation spatiale avec des intrusions est certainement une interprétation hâtive.

Concernant la chaîne varisque européenne, des relations génétiques ont été proposées entre les minéralisations et la mise en place de granites peralumineux tardi-orogéniques dans certaines zones de la chaîne, notamment dans le Massif Ibérique en Espagne (Ortega et al. 1996). Dans ces gisements, une évolution paragénétique a été constatée. Contrairement à Jbel Haouanite, elle débute par un stade Fe-As-Au constitué d'arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite suivi par un stade intermédiaire à métaux de base (Zn-Pb-Cu) et sulfosels de Sb (cas du Massif Central français : Bouchot et al. 2005 ; du Massif Ibérique : Neiva et al., 2008). Le stade Sb principal (stibine) est toujours tardif dans la paragenèse et peut également être associé à des sulfosels.

Rappelons que, pour Eilu et Groves (2001), les difficultés dans la classification des gisements d'or orogéniques sont dues au « manque de précision » quant :

- au cadre tectonique précis et l'âge de la minéralisation dans de nombreuses provinces, en particulier dans les ceintures paléozoïques et métamorphiques plus anciennes ;
- à la source des fluides de minerai et des métaux ;
- à l'architecture précise des systèmes hydrothermaux, en particulier la relation entre les structures de premier ordre et celles des ordres inférieurs ; et
- aux mécanismes de dépôt de l'or, et particulièrement pour les gisements à haute teneur.

Pour la classification du gisement de Jbel Haouanite, nous avons tenu compte des résultats des travaux menés particulièrement par Poulsen et al. (2000), Trépanier (2007) et Groves et al. (2018) qui ont constaté que :

- la déformation syn-minéralisation est typiquement compressive ou transpressive ;
- les veines minéralisées sont réparties le long de failles de cisaillement majeures. Le système minéralisé comprend (Colvine et al, 1988 ; Colvine, 1989) des failles du deuxième ordre (5 à 15 km de long et de moins de 100 m de large) et du troisième ordre (1 km de long et de 10 à 15 m de large) ;
- les minéralisations sont contrôlées par d'importantes failles ;
- les gisements se forment à partir de fluides métamorphiques, lors du passage d'un régime de contrainte de compression à la transpression et moins communément à la transtension, avant le relâchement orogénique (Groves et al., 2018) ;
- la formation des gisements d'or orogéniques survient dans les moments tardifs de l'orogenèse, ce qui implique que toutes les structures antérieures peuvent être minéralisées ;
- les gisements d'or orogénique de classe mondiale se trouvent le plus souvent dans des structures de second ordre adjacentes aux failles à l'échelle crustale et aux zones de cisaillement, représentant les voies de circulation des fluides ;
- les dépôts aurifères n'ont pas de relation directe avec les intrusions magmatiques ;
- la chloritisation et la séricitisation sont considérées comme des altérations précoces indiquant le début des circulations hydrothermales (Cathelineau, 1987) et marquant spatialement les principaux drains, habituellement réutilisés par les fluides minéralisateurs.

Dans le cas de Jbel Haouanite, nous avons retenu que :

- les minéralisations sont portées par des structures tectoniques mais ne sont pas associées à une direction spécifique ;
- les minéralisations ne sont pas liées à un faciès lithologique donné ;
- l'or est sous forme libre dans les fractures ou entouré d'un liseré de valentinite lorsqu'il se trouve associé à la stibine ;
- les roches encaissantes ont subi certaines « modifications », dont (i) la carbonatation par métasomatose avec apparition d'ankérite-dolomite-calcite, (ii) la métasomatose sodique marquée par l'apparition de muscovite ou de biotite et (iii) la silicification des roches encaissantes au voisinage immédiat des veines.

De même, nous avions procédé au report des résultats des analyses sur le diagramme bi-logarithmique de Poulsen et al. (2000) et nous avons noté que les minéralisations de Jbel Haouanite s'apparentent au type dit « mésothermal » (Fig. 85).

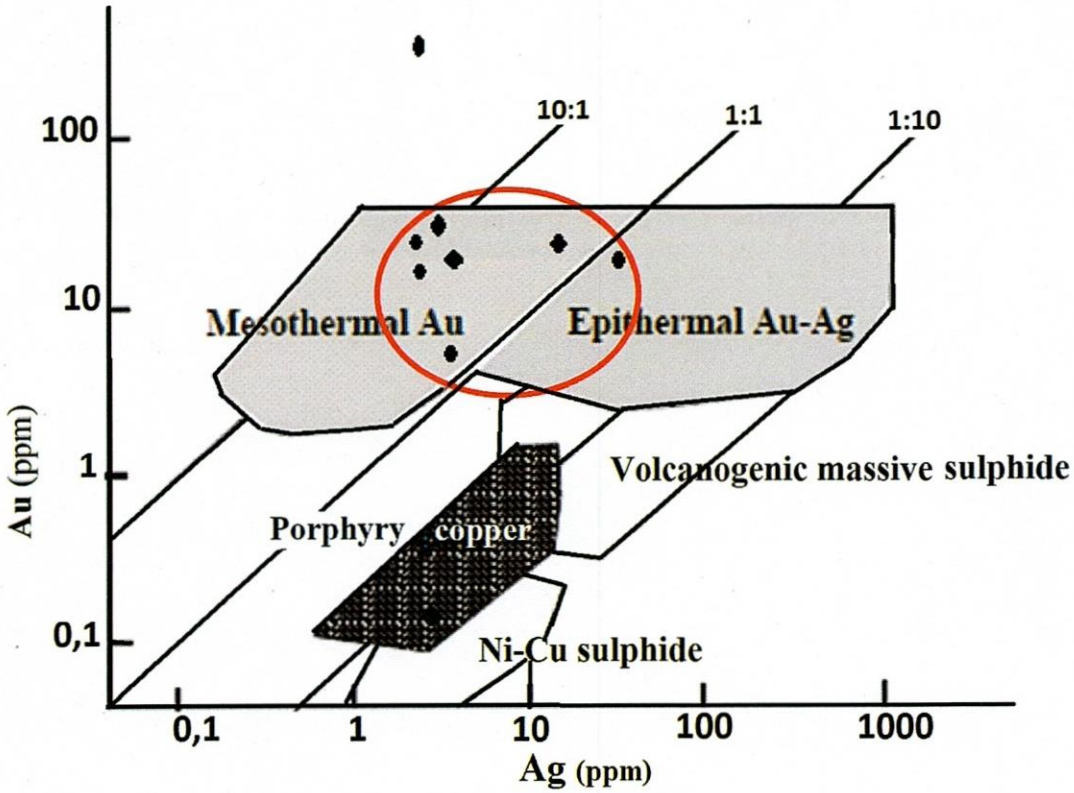


Fig. 85 : Position des minéralisations de jbel Haouanite dans le diagramme de Poulsen et al. (2000)

Rappelons que, pour Trépanier (2007), ce type de minéralisation est de type orogénique mésozonal. En effet, pour l'auteur, ce type est clairement rétrograde par rapport aux roches encaissantes très métamorphisées. Ce type serait caractérisé par des altérations compatibles avec les faciès « schistes verts » à chlorite, séricite, ankérite avec un contrôle tectonique cassant à ductile-cassant. Ce type de gisement se forme durant les phases tardives des orogenèses, en relation avec une tectonique d'extension et d'exhumation des roches magmatiques profondes.

Pour Groves et Santosh (2016), bien que le terme gisement d'or orogénique soit accepté pour la majorité des gisements d'or filoniens, leur genèse reste sujette à débat. En effet, si les modèles hydrothermaux dominés par la mixtion avec des fluides météoriques deviennent de plus en plus abandonnés, les modèles magmatiques-hydrothermaux n'expliquent pas la genèse de gisements d'or orogéniques en raison de l'absence d'intrusions granitiques contemporaines et concomitante dans l'espace et dans le temps. De ce fait, les modèles les plus plausibles seraient ceux impliquant des fluides métamorphiques, mais la source de ces fluides fait l'objet de débats controversés.

Dans ce cadre aussi, l'origine des fluides impliqués dans la genèse des gisements anime les débats. Les principaux modèles proposés, par les uns et les autres, peuvent être résumés comme suit :

- granulitisation de la croûte inférieure par des fluides du manteau enrichis en CO_2, accompagnée d'un magmatisme felsique (Fyon et al., 1989 ; Fyon et al., 1992 ; Hodgson, 1989 ; Hodgson et Hamilton, 1989) ;
- exsolution des fluides magmatiques des intrusions magmatiques (tonalite - trondjemite – granodiorites) (Burrows et Spooner, 1987) ;
- circulation de fluides par des processus métamorphiques (Kontak et al., 1990 ; Phillips et Powell, 1993 ; Kerrich et Cassidy, 1994) ; et
- circulation profonde des eaux météoriques (Nesbitt et al., 1986 ; Boiron et al., 1996).

Les lamprophyres ont également été suggérés comme source d'or et de fluide, mais leur association spatiale avec les gisements d'or orogéniques est minimisée au profit d'une relation simplement de proximité structurale (Rock et al., 1989).

Dans le cadre des études des méthodes d'exploration des gisements aurifères, Groves et Santosh (2015) ont proposé un tableau comparatif des différents types de gisements (Fig.86).

PARAMETER	Orogenic gold	IRGD	Carlin	Bingham	IOCG
Ore fluid	Low salinity H_2O-CO_2-CH_4	Low salinity H_2O-CO_2-CH_4	Low salinity H_2O (CO_2)	High salinity H_2O	High salinity H_2O
T, P	200-650°C 0.5-5kb	200-600°C 0.5-1.5kb	180-240°C 0.5-1.0kb	200-600°C <1kb	300-600°C <1-4kb
Major host rocks	Greenstones, turbidites	Shelf sedimentary	Shelf carbonates	Shelf sedimentary	Breccias in varied rocks
Quartz veins	Abundant	Abundant	Absent	Abundant	Absent
Metal zonation	Weak	Strong	Weak	Strong	Weak
Ore mineral zonation	Weak	Weak	Strong	Weak	Weak
Main metals	Au, Ag, As, Te, Sb, W, S	Au, Ag, Bi, Te, W, (Sn)	Au, As, Hg, Sb, Te	Cu, Mo, Au	Cu, Au,Co, REE, Cl
Main alteration elements	K(Na), CO_2, SiO_2	K(Na), CO_2, SiO_2	SiO_2 - CO_2	K, Na, Ca, SiO_2	Fe, K(Na)
Multi to single pass	Multi	Intermediate	Single	Intermediate	Intermediate
Compressional to extensional	Compressional	Mildly extensional	Mildly extensional	Neutral (?)	Neutral (?)

Most similar to orogenic gold | Contrast with orogenic gold | Major contrast with orogenic gold

Tableau 6 : Tableau comparatif des différents types métallogéniques des gisements aurifères (Groves et Santosh., 2015)

Nous constatons ainsi que plusieurs critères doivent être considérés pour pouvoir attribuer une typologie à un gisement donné.

Concernant le gisement de Jbel Haouanite, et nous basant sur le tableau ci-dessus, nous constatons que :

- les minéralisations sont encaissées dans des structures quartzeuses. Ce qui exclurait le type IOCG ;
- les roches encaissantes sont essentiellement des schistes, des flyshs, des grès quartzitiques et des phtanites. Ceci exclurait les types IRGD, Carlin et Bingham ;
- les analyses chimiques n'ont pas relevé de présence ni de Bismuth, ni de Molybdène ;
- les minéralisations sont déposées dans un régime de transtension-transpression ;

De ce fait, le modèle pouvant être retenu est le type « or orogénique ».

Rappelons que, pour Sibson et al. (1988), les gisements aurifères sont majoritairement associés à des structures tectoniques dues à des régimes de passage « ductile-cassant » et particulièrement lors de la réactivation des failles (Fig. 86). Ce changement favorise la fracturation des roches lors du régime compressif et la création de zone « drains » de circulation de fluides lors de la phase extensive.

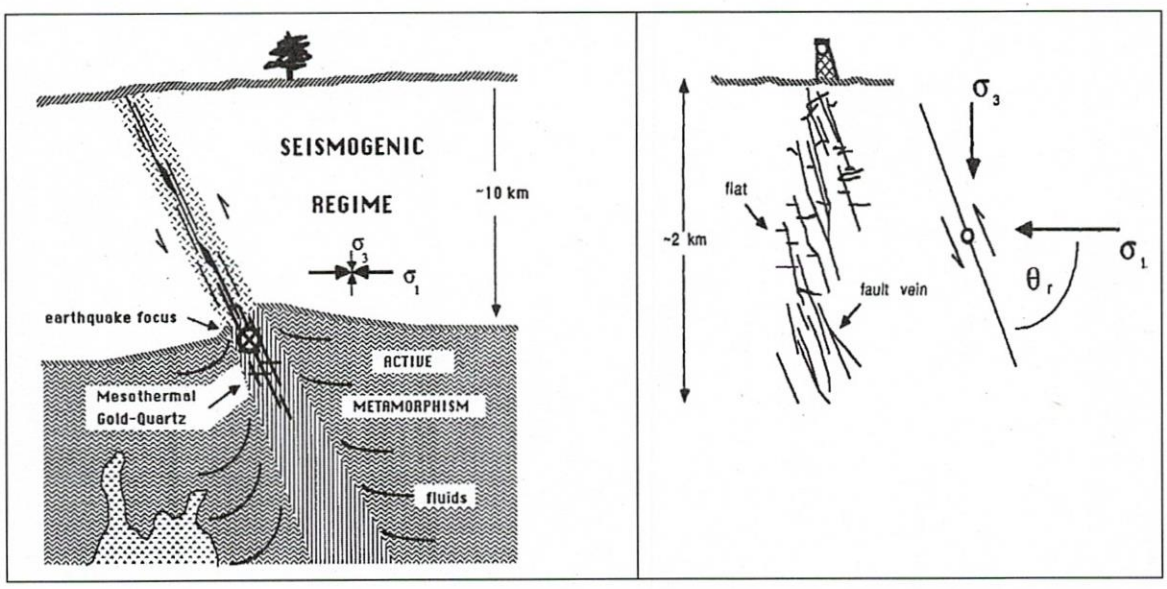


Fig. 86 : Relation tectonique – minéralisations (Sibson et al., 1988)

Dans le cas de Jbel Haouanite, nous avons noté que les systèmes ont joué à plusieurs reprises avec des régimes tantôt compressifs, tantôt extensifs.

Concernant l'origine de l'or et des fluides minéralisateurs, nous rappelons que :

- les minéralisations sont liées aux phénomènes tectoniques ;
- tous les faciès analysés ont des teneurs anomalement élevées en or et antimoine ;
- considérant que l'or primaire dans la zone de Menhouhou (Sud de la boutonnière de Tamlalt) semble avoir une origine ordovicienne (Pelleter et al. , 2007);
- et dans la mesure où les minéralisations se trouvent portées par des formations post-ordoviciennes,

nous opterons pour une remobilisation de l'or déjà existant au sein des roches par des phénomènes plus tardifs ayant conduit à sa concentration et son dépôt dans des zones de quartz fracturé. Certes, la fracturation du quartz est polyphasée mais nous retiendrons qu'elle a eu lieu pendant et après la phase D2. Le moteur qui nous semble pouvoir être à l'origine des fluides serait le métamorphisme et les fluides minéralisateurs auraient emprunté des couloirs tectoniques préexistants (Chauvet, 2019). Les charriages auraient-ils, eux-aussi, joué un rôle dans le phénomène de « réchauffement-déstabilisation-remobilisation » des éléments ?

Signalons à ce propos que plusieurs auteurs, dont Pirajno (1992), considèrent que la formation de veines de quartz résulte de la fracturation, en relation avec le champ de contraintes dominant dans un corps rocheux donné. Ainsi, les filons de quartz peuvent être considérés comme une preuve du mouvement des fluides générés au cours du métamorphisme. De même, Cox et al. (1986) considèrent le métamorphique régional comme étant un système hydrothermal, assimilable à celui développé dans la croûte océanique. En effet, pour ces auteurs, les fluides hydrothermaux sont générés par la variation de la température et de la pression et la déstabilisation des minéraux hydratés des roches encaissantes. Lors de leur mouvement, ils peuvent diffuser leurs solutés dans un réseau de fractures. Des précipitations de métaux peuvent alors se produire dans des porosités préexistantes, dans des sites développés chimiquement ou mécaniquement.

Ainsi, et vu la quantité et le nombre de filons et filonnets de quartz et leur répartition dans l'espace et dans le temps dans notre secteur, nous pouvons admettre que Jbel Haouanite a connu une riche activité hydrothermale qui a donc été à l'origine de la remobilisation et du dépôt des minéralisations à or et antimoine.

Concernant l'âge des minéralisations, et à défaut de datations géochronologiques, nous nous baserons sur les observations du terrain. Les minéralisations sont encaissées par des formations ordovico-siluriennes, elles sont donc post-siluriennes. Les structures ne se poursuivent pas dans la couverture, les minéralisations sont donc anté-triasiques.

Rappelons que Gasquet et Cheilletz (2017) avaient présenté un diagramme présentant les principaux cycles magmatiques et hydrothermaux du Maroc (fig. 88). On peut y noter que les minéralisations aurifères de Tamlalet – Menhouhou y sont signalées à deux niveaux : d'abord l'or de type IOGC à 449 ± 8 Ma et puis un or libre à 293 ± 7Ma. Dans le cas de Jbel Haouanite, force est de constater que les minéralisations sont obligatoirement post-siluriennes.

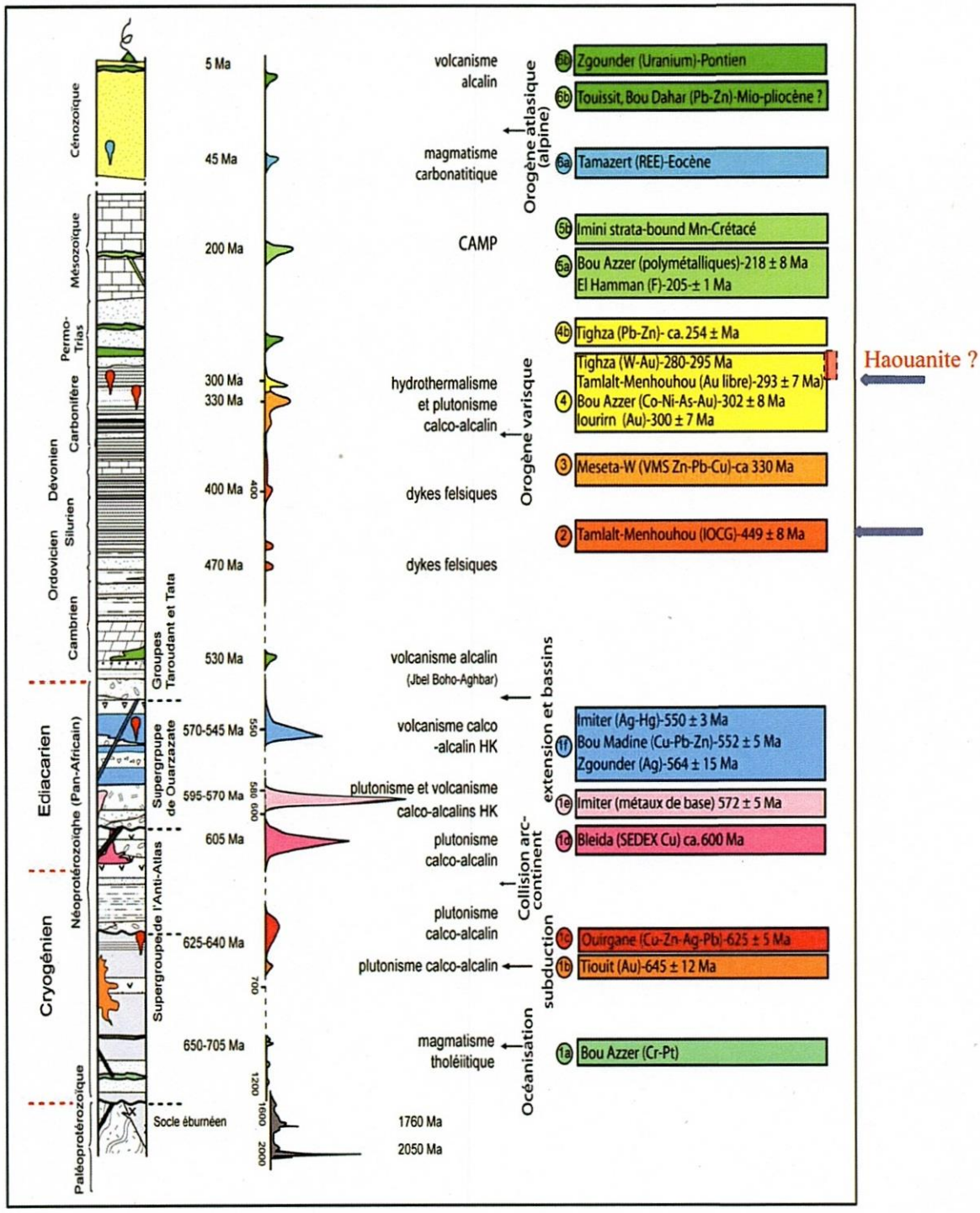
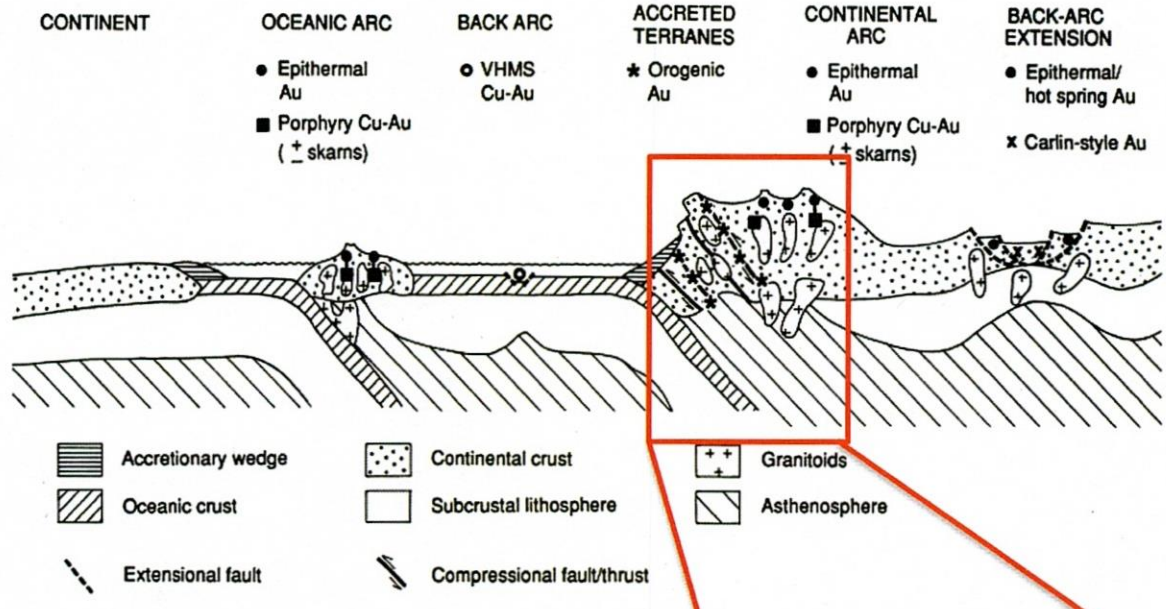
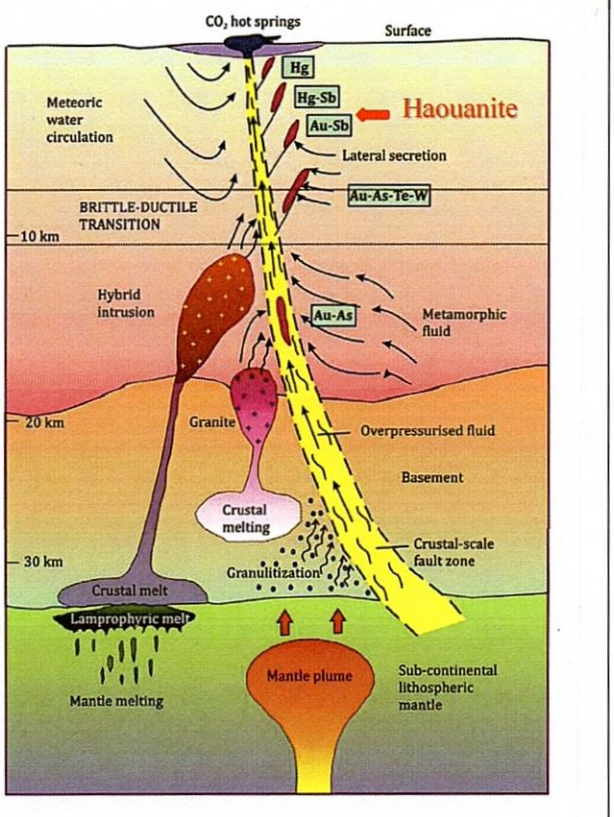


Fig. 87 : Cycles magmatiques et hydrothermaux du Maroc (Gasquet et Cheilletz, 2017, modifié)

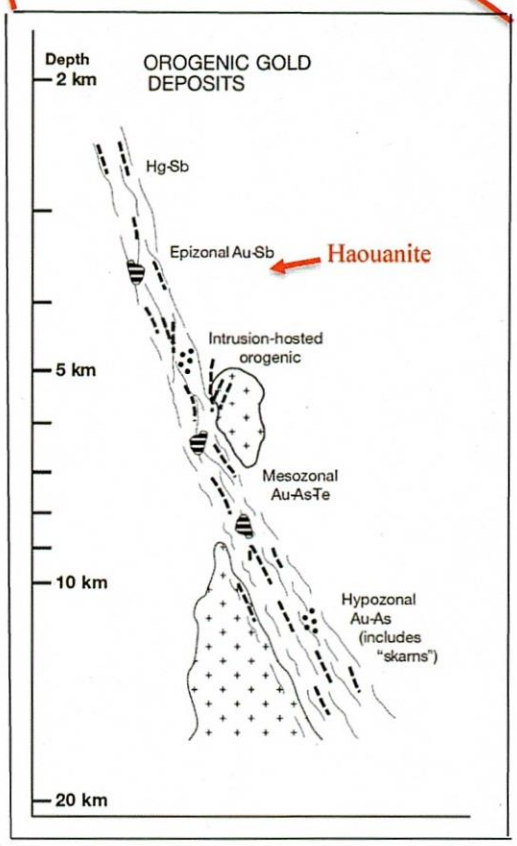
Concernant le cadre géodynamique, nous retenons les modèles élaborés par Groves et al. (1998), Goldfarb et al. (2005) et par Goldfarb et Groves (2015) présentant les différents contextes où l'or pourrait se présenter (fig. 88).



Groves et al. (1998)



Groves et al., (1998) ; Goldfarb et al. (2005)



Groves et al. (1998), Lang et Baker. (2001)

Fig. 88 : Disposition des gisements aurifères dans leur cadre géodynamique et tectonomagmatique

Concernant Jbel Haouanite, nous avons pu observer au niveau d'une section polie que la stibine a subi des déformations tectoniques de type cisaillant suivi par une altération en valentinite (fig. 90). Ceci nous amène à dire que la stibine se serait déposée avant au moins une phase tectonique que, étant donné la similitude avec ce que nous avons observé ailleurs, nous considérons être la D_3. Et comme les minéralisations aurifères sont synchrones (voire postérieures) de la valentinite, elles seraient donc syn à post D_3. De ce fait, nous pouvons conclure que la minéralisation aurifère, dans son état actuel, serait tardi-hercynienne.

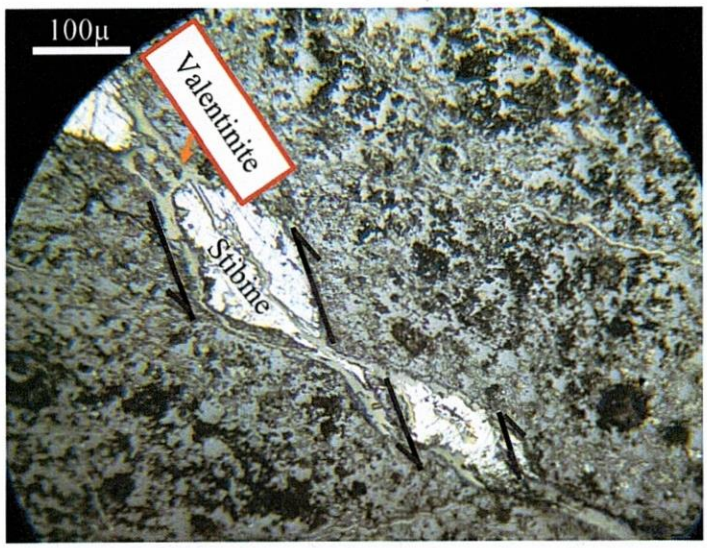


Fig. 89 : Stibine cisaillée avec valentinite

Rappelons, dans ce cadre, que Sharp (1981) avait suggéré un lien génétique entre les évènements atlasiques et la mise en place des minéralisations. A notre avis, il est difficile de l'admettre pour les minéralisations à antimoine au vu des différentes phases tectoniques qu'elles ont encaissées dont, au moins, celle traduite au niveau de la figure 89. De même, et concernant les minéralisations aurifères, nous nous heurterons à l'absence de moteur pour la création ou la remobilisation des fluides minéralisateurs. Tout au plus, la tectonique atlasique aurait joué d'une manière cassante en structurant et en modelant le fossé de Tamlalet en graben.

Conclusion

Ainsi, nous pouvons retenir que les minéralisations à or et antimoine de Jbel Haouanite sont portées par des structures quartzeuses associées à des formations ordovico-siluriennes qui sont affectées par au moins trois phases plicatives et plusieurs phases de fracturation.

L'or, dont le dépôt serait tardif par rapport à la stibine, se présente essentiellement sous forme libre soit dans du quartz soit associés aux oxydes d'antimoine.

Génétiquement, les minéralisations sont de type orogénique mésothermal et seraient plutôt dues à la remobilisation d'un stock initial reconnu durant l'Ordovicien. Le moteur de cette remobilisation et du dépôt serait en relation avec la tectonique cassante tardi-hercynienne, sans rapport avec les intrusions magmatiques.

DEUXIEME PARTIE : Les minéralisations de Jbel Tazekka et de la Lucette

Les minéralisations de Jbel Tazekka (Moyen Atlas, Maroc)

La mine de La Lucette (Massif armoricain, France)

II-1- Les minéralisations de Jbel Tazekka

Les minéralisations antimonifères de Jbel Tazekka furent exploitées par la Société Minière du Djebel Tazekka après la seconde guerre mondiale (1946-1953). Après ce bref épisode, les travaux d'explorations furent repris, particulièrement par les géologues du Service des Gîtes Minéraux et du BRPM, à partir du début des années 70 (Alaoui M'hamdi et al ; 1971). Ces auteurs avaient mené des campagnes de prospection (surtout alluvionnaire) et avaient signalé des traces d'or dans les bordures du massif (Azza et al., 1981).

Lors d'une mission que nous avions effectuée dans le secteur, d'anciens mineurs nous avaient signalé que, lors de l'exploitation de l'antimoine, des ouvriers auraient extrait, à plusieurs reprises, des pépites d'or. Il nous était toutefois impossible de vérifier la véracité de l'information. Toujours est-il que l'or y était déjà connu.

Toutefois, les travaux « académiques » relatifs à ces minéralisations sont rares. De ce fait, nous nous sommes inspirés, dans le cadre de cette synthèse, des travaux de Belhaj (1994), qui a étudié les minéralisations de Sned (encaissées par des schistes ordoviciens) et Boujada (encaissées par des brèches andésitiques du Viséen), des travaux de Ajamay (2010), qui s'est intéressée aux structures minéralisées de Boussendous, Aslil et Sned et de la synthèse des travaux, réalisée par Hoepffner (2011).

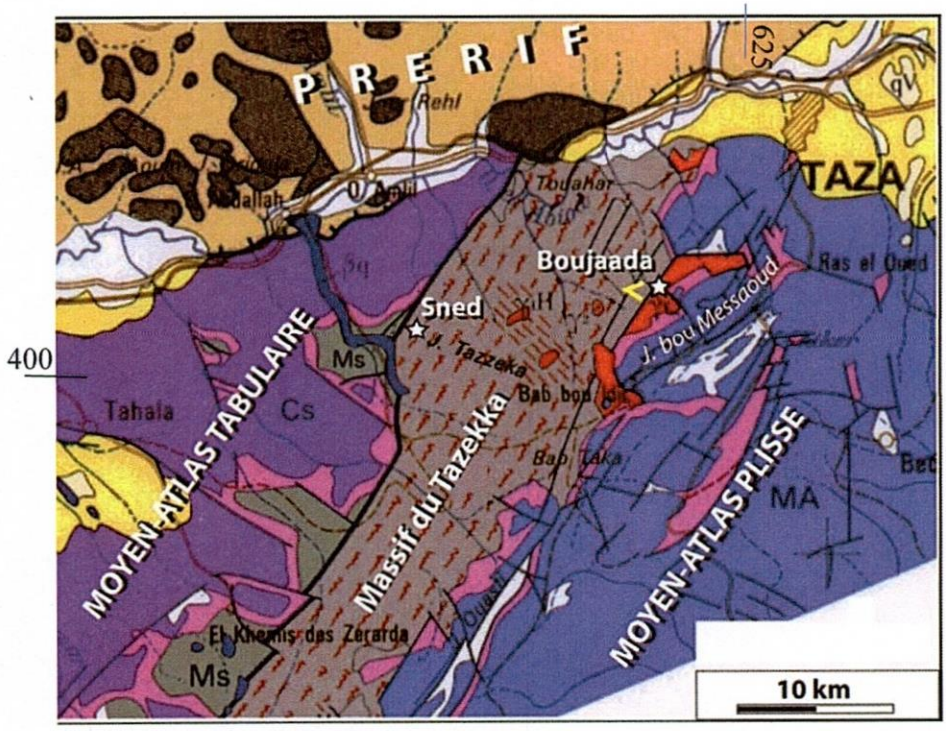


Fig. 90 : Carte géologique simplifiée du Tazekka (Extrait de la carte structurale du Rif à 1/500.000) (in Hoepffner, 2011). **Massif du Tazekka** : Schistes épimétamorphiques (Ordovicien inférieur) ; **Ms** : Ordovicien à Dévonien de type Meseta occidentale, non métamorphique ; **ϒ1H** : Granite du Tazekka ; **ϒ2** : volcanites de Boujaada (Viséen-Namurien).

Le massif du Tazekka est formé de terrains du Paléozoïque inférieur à moyen où les schistes épimétamorphiques, occupant le centre et l'Est du massif et attribués à l'Ordovicien inférieur, constituent la principale unité (fig. 90). Ils sont recouverts en discordance par un complexe volcano-sédimentaire du Viséen supérieur-Namurien, formé de volcanoclastites et de laves, et recouvertes, à leur tour, par une épaisse formation à dominante acide, communément appelé le ≪Tuf de Boujaada≫.

Pour Huvelin (1986), la minéralisation est encaissée dans les andésites partiellement silicifiées, pyritisées voire séricitisées à son contact, mais ne passe pas dans les rhyolites à clastes, qui contiennent des enclaves de ces andésites transformées.

Pour Hoepffner (2011), les corps minéralisés consistent en des filonnets, des stockwerks quartzeux et des imprégnations dont l'alignement général correspond à une zone NW-SE où les andésites sont bréchifiées et altérées (silicification, pyritisation, propylitisation). Lorsque leur taille permet de les mesurer, ces filonnets ont direction N110E et N135E. Ainsi, la minéralisation semble correspondre à des remplissages de fentes de tension T associées à un jeu dextre des fractures E-W. La minéralisation, qui se serait mise en place en plusieurs épisodes, serait antérieure à la mise en place des tufs de Boujaada.

La paragenèse est à stibine et l'or serait associé à la première séquence paragénétique.

Selon Belhaj (1994), la minéralisation se serait mise en place en deux phases :

- Une première phase à stibine caractérisée par une faible salinité (3% éq. NaCl) et des températures plus ou moins élevées (200 - 350°C). Pour Hoepffner (2011), la minéralisation à Boujaada, qui serait *strictement localisée dans les brèches andésitiques, « est clairement d'origine magmatique ». L'antimoine serait alors soit apporté par les fluides directement liés au volcanisme acide, soit présent dans les andésites et remobilisé par ces fluides* ». Signalons que, selon les auteurs, les gîtes de Boujaada sont situés dans les parties les plus externes, en dehors de l'auréole du granite du Tazekka, ce qui en ferait des gisements péri-plutoniques.
- Une deuxième phase, sans stibine, avec des liquides relativement plus froids (100 à 170°C) et à forte salinité (18-26% éq. NaCl).

Si la première phase est hercynienne à tardi-hercynienne, la forte salinité de la deuxième phase pourrait rapprocher ces minéralisations de l'ouverture des bassins triasiques. Toutefois, la présence de minéralisations comparables dans de nombreux gîtes de la couverture du Tazekka (Auajjar, 1987 ; Belhaj, 1994) font envisager un âge jurassique ou plus récent.

Pour Hoepffner (2011), les gîtes d'antimoine sont situés dans les parties les plus externes en dehors de l'auréole du granite du Tazekka (fig. 91), ce qui correspond, pour l'auteur, à un « schéma classique de zonalité métallogénique périplutonique ».

Pour sa part, en étudiant les minéralisations de Boussendous, Ajamay (2010) note qu'elles sont associées à des failles N-S formées de quartz saccharoïde et de schistes silicifiés. En comparant les teneurs en or selon la nature du quartz, l'auteur conclut que les filons de quartz de Boussendous ne sont pas aurifères s'ils ne sont pas bréchifiés. Dans le cas d'Aslil, l'auteur décrit des zones de cisaillements E-W marquées par la chlorite avec de la pyrite et de la chalcopyrite et de l'or visible à l'œil nu dans les veinules à chlorite.

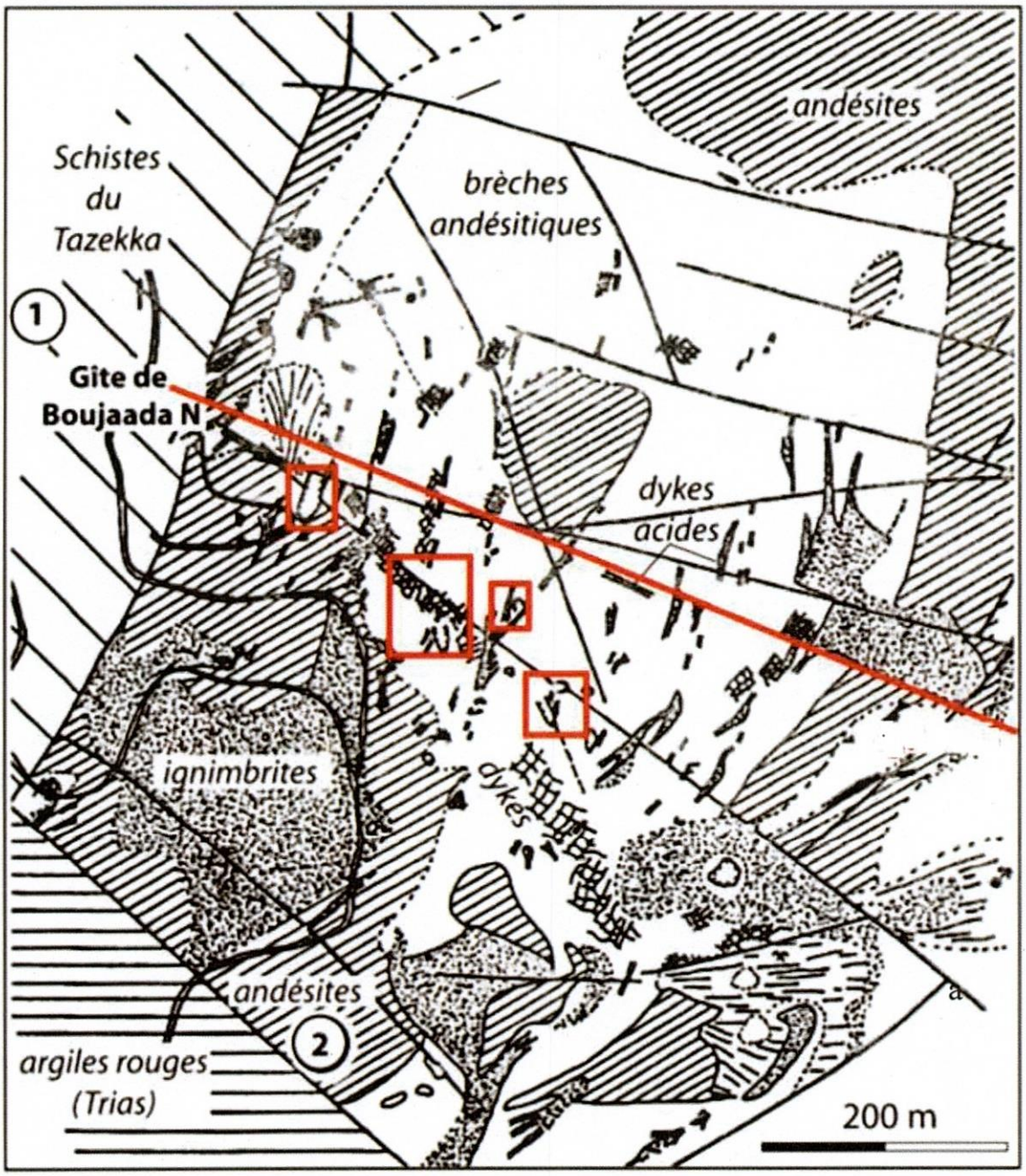


Fig. 91 : Carte géologique et principales exploitations du secteur de Boujaada (Potherat, 1987, in Hoepffner, 2011)

Dans ce site, l'auteur rattache l'or aux phénomènes de chloritisation. Au niveau de Sned, l'auteur décrit une minéralisation en poches remplissant les fractures. Elle serait portée par des failles de direction N120 à N140, verticales, dans un couloir de direction N30, vertical. Selon l'auteur, « *les analyses ponctuelles à la microsonde ont montré que la stibine et la sphalérite sont dépourvues d'or, contrairement à la pyrite où la teneur en or atteint 0,19%* ». Pour le dépôt de l'or, l'auteur propose deux éventualités :

- l'or se serait déposé dans des zones de fracture en même temps que la pyrite selon la réaction de Romberger (1986 et 1988) :

$$FeAuS_2 \longrightarrow FeS_2 + Au$$

- l'or aurait été transporté sous forme de complexes de thioarséniures ($AuAsS_2$ ou $Au(AsS_3)^{2+}$) (Seward, 1989 ; Grigoryeva et Sukneva, 1981) et se serait déposé selon la réaction :

$$AuAsS_2 + 2Fe^{2+} + 2H_2O \longrightarrow 2Au + 2FeAsS + 4H^+ + O_2 + S_2$$

En comparant ces gisements à ceux du Nord-Ouest de la péninsule ibérique et du socle hercynien français, Ajamay (2010) note que le massif de Tazekka est affecté par des zones de cisaillement ductile à cassant, précédées ou accompagnées de manifestations magmatiques à l'origine de fluides hydrothermaux responsables du dépôt de l'or natif et de la pyrite aurifère dans les zones bréchifiées. Concernant l'âge de ces évènements, l'auteur les relie à l'évolution de la chaine varisque laquelle a connu, vers 300 Ma, une inversion du régime tectonique (de compressif à distensif) ce qui aurait déclenché la circulation de fluides à l'origine de la formation de ce type de gisements.

Pour Huvelin (1992), les minéralisations de Tazekka sont en relation avec l'activité magmatique carbonifère et seraient antérieures au tuf de Boujaada.

Rappelons que, en étudiant les minéralisations (Sb, Pb-Zn, Ba) du secteur, Ovtracht (1987) a signalé des « structures d'effondrement » qu'il avait rattachées à « *des apophyses granitiques dont le toit se serait effondré lors du refroidissement magmatique* » et avait conclu que les minéralisations (aussi bien plombifères qu'antimonifères) sont en relation avec ces intrusions magmatiques quoique certaines ne seraient pas affleurantes. De ce fait, pour l'auteur, les minéralisations seraient de type périgranitique.

En conclusion, et de manière résumée, nous retiendrons que les minéralisations de Tazekka sont polymorphes et polyphasées et en relation avec les intrusions magmatiques locales et la tectonique varisque.

II-2- Les minéralisations de La Lucette

Selon Roger (1972), les filons antimonifères du Massif Armoricain français sont encaissés dans les terrains métamorphiques du socle hercynien, ou dans les grès autuniens formant la base de la couverture sédimentaire (fig. 92). La plupart sont contrôlés par des failles de direction NE.

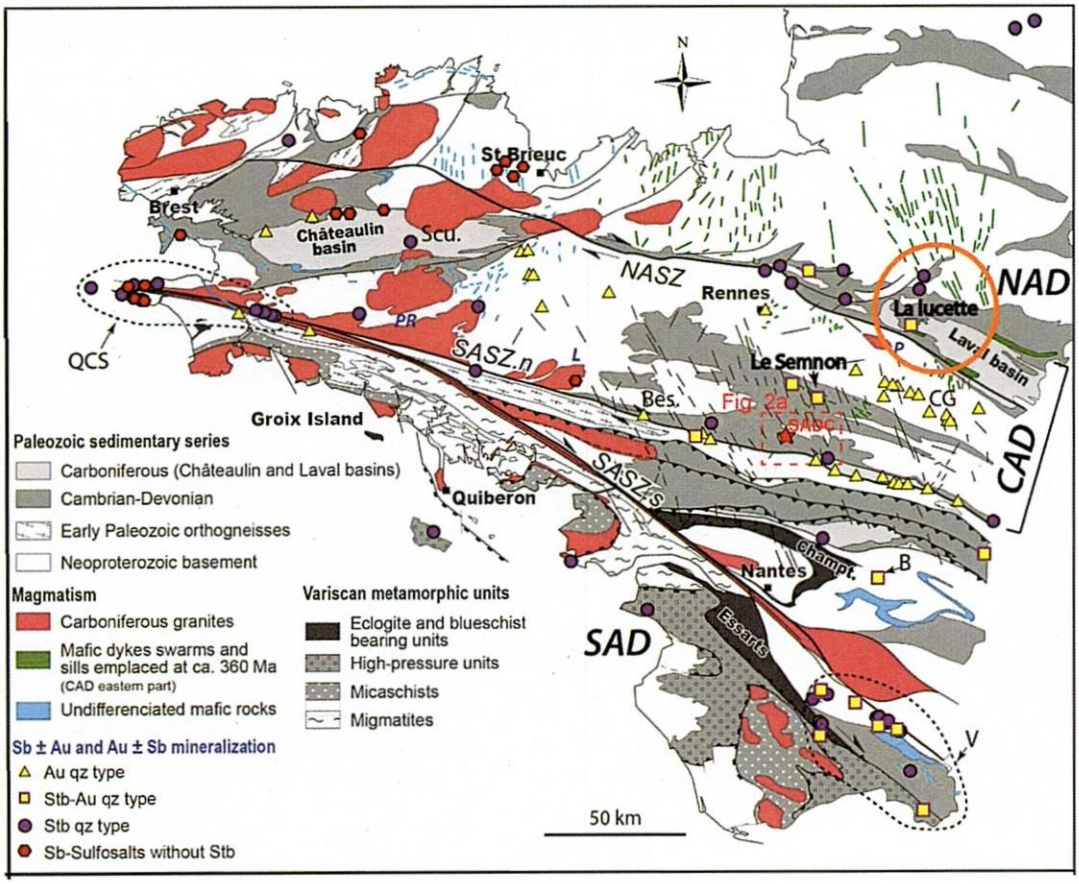


Fig. 92 : Les gisements du Massif Armoricain français (in Pochon et al., 2019)

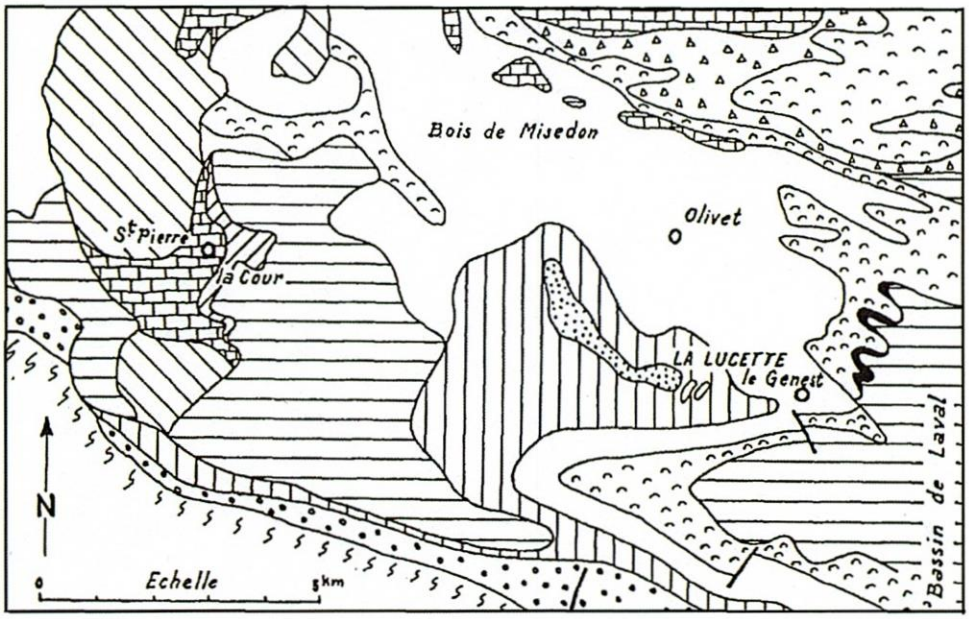
Parmi ces gisements, il nous a semblé judicieux de donner une idée du principal gisement du Massif, à savoir le gisement de La Lucette (fig. 93), qui constitue le principal gisement exploité dans la région, devant le gisement de Rochetréjoux (Marcoux et al., 1984).

Le choix de la mine de La Lucette nous a été dicté par les similitudes que nous avions pu déceler entre les minéralisations à antimoine du Massif Armoricain Français et les minéralisations à antimoine de la meseta marocaine. En effet, d'abord, ces minéralisations semblent s'être mises en place dans des structures filoniennes, en couloir, encaissées par des terrains gréso-pélitiques paléozoïques. De plus, elles sont encaissées par des terrains qui se trouvaient dans le même contexte géodynamique en relation, directe ou indirecte, avec l'orogenèse hercynienne (évolution de la Pangée). Enfin, et comme par hasard, l'or

n'y a été détecté que plusieurs années après l'exploitation de la mine (Serment, 1978, pour la Lucette et Vasquez Lopez, 1974, pour Haouanite).

La mine de la Lucette était la plus importante mine d'antimoine de France. Selon Serment (1978), elle aurait produit, en 1909, le quart de la production mondiale d'antimoine. Malgré cette importance, le gisement n'aurait pas fait l'objet de travaux académiques et seuls quelques articles épars lui ont été consacrés.

Les premiers indices ont été découverts en 1878, suite à des travaux de recherche de la pierre à bâtir. Mais il a fallu attendre 1900 pour l'implantation du premier puits et la découverte du « Filon Georges ». L'or ne fut découvert qu'en 1903.



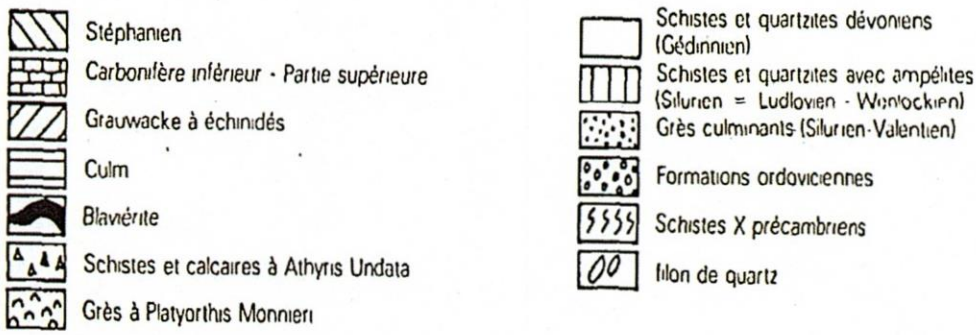


Fig. 93 : Carte géologique de La Lucette (in Serment, 1978)

Lors de l'exploitation, deux contrôles avaient guidé l'exploitation : d'une part la lithologie et, d'autre part, la tectonique. En effet, les fractures minéralisées étaient encaissées dans des grès quartzeux faiblement micacés et des schistes durs du Silurien. Ces niveaux sont surmontés par des schistes noirs plus tendres et où les filons ne peuvent pas se poursuivre (Rap. BRGM, 41430-Fr-06, 1979).

Le gisement de la Lucette fait partie des gîtes et gisements du massif armoricain français. Il consiste en un champ filonien avec des filons d'extension centimétrique à plurimétrique et orientés N25 à N40 avec des pendages variables, vers le SE pour certains filons (Georges et Wilson) et vers le NW pour d'autres (fig. 94). Ils sont encaissés par des grès et métapélites ordoviciens à siluriens (Serment, 1978 ; Chauris et Marcoux, 1994). La paragenèse comporte essentiellement de la stibine, de l'or natif, du mispickel, de la pyrite, et d'autres sulfosels (jamesonite, zinkénite, Famatinite,...).

Selon Pochon (2017), la plupart des échantillons minéralisés montrent une zonalité avec, au centre, une génération de quartz Q_3, géodique, remplie par de la stibine massive, suivie d'une zone riche en arsénopyrite dans une gangue constituée de quartz Q_1. L'ensemble est pris dans un encaissant gréseux et quartzitique fracturé par une première génération de quartz nommé Q_0. Localement, et en association avec des carbonates, on peut observer un quartz Q_2. L'auteur signale que de l'or visible peut être observé sur certains échantillons au sein du quartz mais de génération indéterminée.

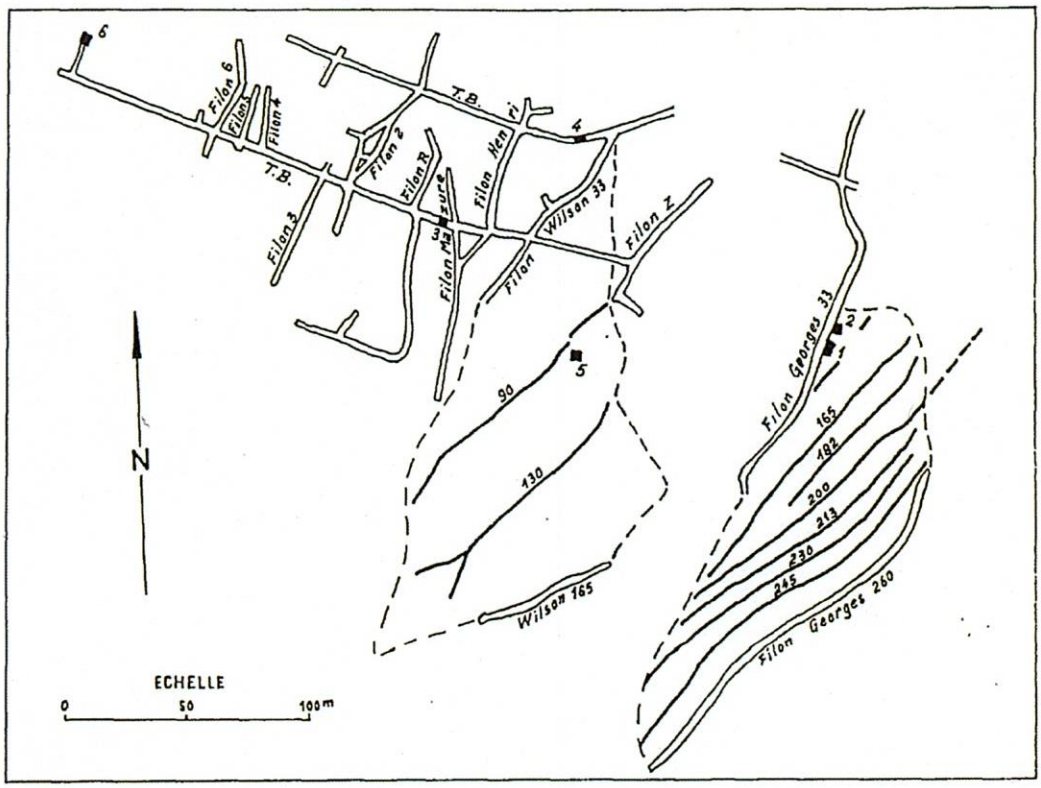


Fig. 94 : Champ filonien de La Lucette (in Serment, 1978)

L'étude minéralogique, au microscope, montre la présence, dans les joints de grains du quartz Q_1 de l'arsénopyrite automorphe et parfois zoné. Il est fréquemment en contact avec la sphalérite et contient des inclusions de pyrrhotite et d'électrum I. La sphalérite et la jamesonite ($Pb_4FeSb_6S_{14}$, avec des traces de Cu, Zn, Mn, Bi), à laquelle est associée la zinkénite ($Pb_6Sb_{14}S_{27}$, avec des traces de Ag, Cu, Fe, As), sont associées au quartz Q_2. Enfin, il y a lieu de signaler de la famatinite (Cu_3SbS_4) et la tétraédrite ($(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$, avec des

traces de Zn, Ag, Pb, Hg, As, Ni, Bi, Te, Sn) fréquemment en inclusions au sein de la chalcostibite ($CuSbS_2$).

Parfois, la tétraédrite renferme des inclusions de jamesonite automorphe et se trouve en contact avec de l'or natif.

Par contre, c'est en association avec les carbonates (essentiellement de la sidérite), que l'on observe la galène, la pyrite et la chalcopyrite. Ces carbonates renferment de l'électrum associé intimement à de la galène ou en remplissage de fractures de pyrite ou d'arsénopyrite.

A partir de ces observations, l'auteur définit une succession paragénétique en trois stades :

- une première venue de fluides à As, Zn, Au et de Sb, (et se traduisant par du quartz, de l'arsénopyrite, de la sphalérite, de sulfosels et de l'or natif) ;
- une deuxième venue aurifère composée essentiellement de carbonates, de métaux de bases (Pb-Cu-Fe) et d'or natif ;
- un dernier stade constituant la dernière venue de fluides minéralisés et représente la minéralisation en stibine, avec une légère remobilisation de l'or.

Pour Gouazou F. (2016) (*in Pochon 2017*), l'étude des inclusions fluides indique que les minéralisations de la Lucette sont liées à plusieurs fluides :

- un premier fluide caractérisé par les inclusions triphasées LH_2O-LCO_2-VCO_2 observées dans le quartz Q_1 associé à l'arsénopyrite et dans le quartz Q_3 associé à la stibine. Ce fluide, aquo-carbonique, est peu salin. La composition de la phase volatile des inclusions est largement dominée par le CO_2 mais la composition globale reste dominée par H_2O. Les Th mesurées oscillent entre 225 et 230°C ;
- Un deuxième fluide caractérisé par des inclusions biphasées LH_2O-LCO_2 localisées dans le quartz Q_1 et Q_3. Enfin, quelques Th sont légèrement plus basses que celles obtenues pour les inclusions triphasées (mode à 204-210°C). Pour l'auteur, ces données traduiraient une évolution continue dans le temps de la composition des inclusions et suggère que le fluide 2 pourrait provenir d'une dilution du fluide 1 (aquo-carbonique) ;
- Enfin, un troisième fluide (fluide 3), peu abondant, observé au sein de plans d'inclusions au sein du quartz Q_3. Les Th entre 132°C et 172°C caractériseraient plutôt un fluide superficiel, probablement météorique.

Concernant le modèle génétique, nous n'avons pas pu trouver de modèle spécifique à la mine de la Lucette. Toutefois, Pochon (2017) propose un modèle régional pour l'ensemble des minéralisations antimonifères du Massif Armoricain français. Dans ce cadre, l'auteur, a effectué des analyses ^{40}Ar / ^{39}Ar sur la muscovite de Beslé qui ont donné des âges de 326.3 ± 0.6 Ma et 323.0 ± 0.7 Ma. L'auteur en déduit que, d'une part, il existe au moins deux évènements hydrothermaux et, d'autres part, ces évènements sont

antérieurs à la mise en place des granites locaux dont l'âge est estimé à 316 ± 6 Ma. De ce fait, il propose une relation entre les minéralisations et les intrusions mafiques et ultramafiques et il juge « *approprié d'invoquer une remontée asthénosphérique par retrait du panneau plongeant comme le processus tectonique majeur responsable du magmatisme mafique régional (à 360 Ma) et des circulations de fluides associés aux minéralisations Sb-Au* ».

Des études de datation sur tobelite (mica blanc riche en ammonium) par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ a été effectuée par Pochon et al., (2019), en vue de déterminer l'âge des minéralisation Sb ±Au et l'hydrothermalisme associé aux minéralisations de Saint-Aubin-des-Châteaux (Domaine Centre Armoricain). Selon ces auteurs, les métaux Sb et Au se seraient déposés aux alentours de 360 Ma.

En considérant les résultats obtenus au sein de zones voisines, les auteurs concluent à l'existence d'un pic à grande échelle, minéralisateur en Sb ±Au dans la partie sud-est du Domaine Centre Armoricain.

Les auteurs jugent que la mise en place, synchrone, d'un magmatisme mafique, relativement répandu dans la région, serait un élément déclencheur, majeur pour ce système minéralisé.

Toutefois, les auteurs signalent, à Saint-Aubin-des-Châteaux, un événement hydrothermal du Permien précoce (daté par U-Pb de la fluorapatite par LA-ICP-MS) et plaidant pour une réutilisation et une réouverture du système minéralisés dévono-carbonifère par des circulations tardives de fluides mais sans mobilisation de métaux associés à cet évènement.

Signalons que, pour Roger (1972), la distribution de l'antimoine en traces à proximité des filons renforce l'hypothèse d'une concentration par « sécrétion latérale ».

Pour cet auteur, les roches encaissant les filons représentent la source possible de l'antimoine, du soufre et de tous les éléments des minéraux de gangue. De ce fait, le contenu des filons antimonifères serait donc hérité, par remobilisations successives, d'un stock métallique déjà présent dans les roches avant le métamorphisme.

En conclusion, et de manière résumée, nous retiendrons que les minéralisations de La Lucette sont polyphasées en relation avec un magmatisme mafique régional.

TROISIEME PARTIE : Discussion et conclusions générales

Discussion

Modèle génétique des minéralisations de Jbel Haouanite

Conclusions générales

III- 1- Discussion

Comme nous venons de le voir, le secteur de Jbel Haouanite est constitué de terrains paléozoïques attribués à l'Ordovicien et Silurien. Toutefois, en dehors des quartzites qui sont connues pour être ordoviciennes et des phtanites qui sont attribuées au Silurien après leur datation par graptolites, la complexité de la tectonique, tant régionale que locale, rend difficile de dresser une colonne stratigraphique précise. Nous avons récolté des fossiles qui, nous l'espérons, apporteront plus d'éclaircissements.

Concernant les minéralisations locales, nous nous sommes intéressés au gîte à antimoine et or. Dans le secteur, d'autres indices sont connus. Il s'agit d'un gîte de plomb-antimoine à l'Est et d'un indice à cuivre à l'Ouest. Beaucoup plus au Sud est connu l'indice de Menhouhou qui avait fait l'objet d'une étude approfondie avec, en particulier, la datation des roches encaissantes, une étude thermométrique et la proposition d'une typologie des minéralisations.

Dans le cas de jbel Haouanite, nous avons noté que les minéralisations sont portées par des structures à quartz, généralement E-W à NE-SW ou NW-SE, et que la caisse minéralisée est broyée et reprise par des failles tardives plus ou moins plates.

Les études de terrain et pétrographiques ont montré que les formations ont subi au moins trois phases compressives ayant induit trois phases de plissement et trois schistosités.

Sur le terrain, nous avons noté la présence de plusieurs pointements de roches magmatiques. Certains affleurements ont permis de déduire que ces roches appartiennent à deux générations différentes : une génération antérieure à la deuxième phase de plissement et une génération postérieure. La première génération a induit un métamorphisme de contact se traduisant par la présence de schistes à andalousite. De même, nous avons noté la présence de la tourmaline traduisant la circulation de fluides hydrothermaux.

L'étude structurale a permis de relever des charriages des quartzites ordoviciennes sur les phtanites plissées de Silurien ainsi que la présence de nappes de charriage affectant l'ensemble des formations.

De même, nous avons relevé la présence de plusieurs générations de quartz dont certains filons ont servi de support à la minéralisation.

Les études métallographiques ont montré que la minéralisation est constituée essentiellement de sulfures et de sulfosels d'antimoine avec de l'or libre qui se met dans des fissures de filonnets de quartz ou dans les zones d'altération de la stibine où il est toujours entouré d'un liseré de valentinite.

Les analyses géochimiques ont montré, d'une part, les teneurs anomalement élevées en or de toutes les roches et, d'autre part, une indépendance de l'or qui ne se corrèle pratiquement avec aucun élément.

Si nous analysons les phénomènes orogéniques régionaux, force est de constater que nous devons admettre que les minéralisations- sont fini à tardi-hercyniennes. Les moteurs seront alors à chercher plutôt du côté des charriages que des intrusions magmatiques lesquelles leur sont antérieures. Reste à élucider l'origine des anomalies. Si nous considérons l'âge des minéralisations (Ordovicien) proposé par Pelleter (2007), nous devons admettre que, la plupart des formations du secteur étant post-ordoviciennes, il y aurait eu plusieurs phases de remobilisation avant le dépôt actuel. Tel serait d'ailleurs le cas aussi à Menhouhou pour les minéralisations que Pelleter considère secondaires et qui serait stéphano-autuniennes (293 ± 7 Ma).

Concernant le Jbel Tazekka, nous retenons que les hypothèses avancées varient selon les auteurs. Ainsi, pour Belhaj (1994), il y aurait eu deux générations de minéralisations dont une première tardi-hercynienne et une autre plus tardive (triasique voire jurassique). Par contre, Hoepffner (2011) les considèrent comme étant des minéralisations péri-plutoniques. De son côté, Ajamay (2010) relie les minéralisations à la superposition des deux phénomènes à savoir, d'une part, les fluides hydrothermaux ayant accompagné le magmatisme local et, d'autre part, l'inversion du régime tectonique vers 300 Ma de la chaine varisque passant de compressif à extensif et qui aurait permis la circulation des fluides dans les zones de broyage.

Concernant La Lucette, nous avions retenu que Pochon (2017) avait relié les minéralisations aux intrusions mafiques et ultramafiques régionales et dont l'âge a été estimé à 316 ± 6 Ma.

III-2- Modèle génétique des minéralisations de Jbel Haouanite

Comme nous l'avons constaté, les minéralisations aurifères sont portées par des structures faillées de deuxième ordre, dans un couloir principal, de direction différente de celle des structures minéralisées, indépendamment de la nature lithologique des roches encaissantes.

Nous avons noté aussi que les minéralisations sont tardives, sans relation directe avec les roches magmatiques.

Les analyses géochimiques montrent des anomalies au niveau de l'ensemble des roches ; ce qui nous laisse admettre que les concentrations actuelles sont le résultat de remobilisations.

De même, nous avons noté que l'or se concentre dans des fractures et particulièrement en association avec la valentinite ; ce qui nous a conduit à admettre son caractère tardif. De plus, nous avons retenu qu'il s'agit d'un or de type mésothermal, c'est-à-dire qu'il se serait déposé à des température relativement plus élevées que celle de formation de la stibine qui le renferme. Ainsi donc il y aurait eu réchauffement après le dépôt de la stibine. Ceci serait dû à la tectonique tardi-hercynienne qui serait responsable de la remobilisation de l'or et des cisaillements de la stibine que nous avions observés.

Enfin, nous avons noté que toutes les approches tendent à classer le gisement de Jbel Haouanite parmi les gisements aurifères orogéniques et que les minéralisations aurifères seraient tardi-hercyniennes.

Concernant le modèle dynamique, et tenant compte des observations relatives aux écaillages et à leurs déversements, tantôt vers le Nord et tantôt vers le Sud (fig. 53), nous optons pour une structure en graben, orienté E-W, avec une relation directe entre les minéralisations et le métamorphisme d'une part et la tectonique tardi-hercynienne régionale d'autre part lesquels auraient servi de moteur thermique pour la remobilisation de l'or antérieur (fig. 95).

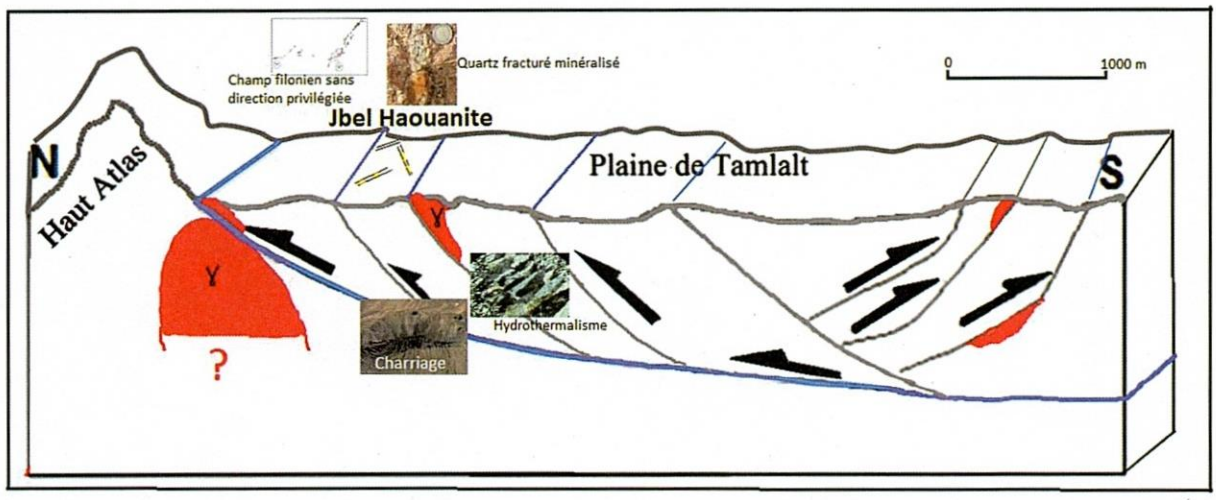


Fig. 95 : Bloc diagramme indiquant le cadre géodynamique des minéralisations aurifères de Jbel Haouanite.

De plus, et comme le montrent aussi bien la carte néotectonique du Maroc (Faure Muret et al., 1994) que les études géophysiques, les structures ont joué et rejoué durant la phase atlasique et continuent encore à rejouer. Ceci explique la fracturation intense des différentes unités.

III-3 - CONCLUSIONS GENERALES

Comme nous l'avons vu, le gisement de Jbel Haouanite présente des similitudes avec les gisements à antimoine aurifère tant d'Europe occidentale (Massif armoricain français) que du Maroc (Jbel Tazekka).

Concernant les minéralisations du Massif armoricain français, signalons que, quoique les zones soient riches en intrusions magmatiques, les différents auteurs n'ont pas pu définir de relation génétique directe entre les granitoïdes et les minéralisations. De ce fait, penser à des gisements de type magmatique n'est pas aisé.

Alors que Marcoux et al (1984) pensent à un « héritage géochimique » avec un antimoine d'origine antéhercynienne, avec des niveaux à rhyolite cambro-trémadociennes porteurs de préconcentration antimonifère, d'autres auteurs, dont Pochon (2017), ont cherché une relation avec les intrusions basiques connues dans les secteurs. Ceci irait dans une approche similaire pour le Jbel Tazekka si nous considérons l'approche de Hoepffner (2011).

Une autre similitude résiderait dans le fait que certaines minéralisations sont portées par des structures qui s'inscrivent dans un couloir sécant sur la direction des filons minéralisés.

Ainsi, et d'une manière générale, les gisements Sb-Au de la chaîne varisque de l'Europe occidentale sont majoritairement contrôlés par des failles ou des zones de cisaillement d'échelle régionale et/ou des failles/zones de cisaillement secondaires associées et se mettent en place postérieurement au pic du métamorphisme régional (Bouchot et al., 2005). Nous venons de voir qu'il en est de même pour Jbel Haouanite.

Selon Bouchot et al. (2005), l'évolution paragénétique débute classiquement par un stade Fe-As-Au, suivi par un stade intermédiaire à métaux de base (Zn-Pb-Cu) et sulfosels de Sb. Le stade Sb principal (stibine) est toujours tardif dans la paragenèse et peut également être associé à des sulfosels. Toutefois, rappelons que, comme nous l'avons vu, l'or à Jbel Haouanite est postérieur au dépôt de la stibine. Selon ces auteurs, les processus favorisant la précipitation de la stibine sont dus soit à un refroidissement de fluides convectifs, soit à une ébullition des fluides par décompression soit à une dilution de fluides métamorphiques riche en CO_2 par des fluides météoriques à H_2O-NaCl durant l'exhumation post orogénique.

La période de mise en place des minéralisations Au-Sb semble être également similaire au sein des différents segments de la chaîne varisque, que ce soit au Maroc ou en Europe. Celle-ci semble être synchrone d'évènements tectoniques tardi-orogéniques résultant d'un changement de régime tectonique majeur, à savoir le passage d'un régime compressif à un régime décrochant dominant (Arthaud et Matte 1977 ; Malavieille et al.

1990) et/ou à un régime d'extension post-effondrement de la chaîne (Bouchot et al. 2005).

Le tableau ci-après (tab. 5) donne une comparaison entre ces différents gisements. Nous retiendrons que :

- les minéralisations sont portées par des structures tectoniques ;
- les roches encaissantes sont essentiellement des roches métamorphiques ;
- l'or est libre ou associé à des sulfures ou oxydes (stibine ou valentinite) ;
- il n'existe pas de lien direct avec les intrusions magmatiques (sauf peut-être à Tazekka où certains auteurs parlent de minéralisation « périgranitique ») ;
- les minéralisations sont hercyniennes à tardi-hercyniennes (voire mésozoïques pour une partie des minéralisations de Tazekka).

Gisement	LA LUCETTE	JBEL TAZEKKA	JBEL HAOUANITE
Nature des roche(s) encaissante(s)	Grès et métapélites	Schistes et Tufs	Schistes et gréso-pélites
Age des roches encaissantes	Ordovico-silurien	Viséen-Namurien	Ordovico-Silurien
Contrôle	Lithologique et structural	Structural et plutonique	Structural
Magmatisme	Mafique à ultramafique	Rhyolite, tufs	Rhyodacitique
Rôle du magmatisme	Important	Essentiel	Nul
Age des minéralisations	Aux alentours de 360 Ma (phase bretonne)	Hercynien à post hercynien, voire jurassique.	Tardi-hercynien
Paragenèse	Or, chalcostibite, stibine, arsénopyrite, sphalérite, zinkénite pyrrhotite, famatinite, jamesonite, tétraédrite, ...	Or, valentinite, stibine, arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite, sphalérite, plagionite tétraédrite, ...	Or, Antimoine natif, stibine, valentinite, plagionite, pyrite, pyrrhotite, roméite, bindheimite, sulfantimonite plombique, Kermésite, senarmontite, ...
Type génétique	Magmatique	Périplutonique	Orogénique

Tableau 7 : Tableau comparatif des minéralisations de Jbel Haouanite, Jbel Tazekka et La Lucette (Les informations concernant Tazekka et La Lucette correspondent à notre synthèse bibliographique)

En conclusion, nous pouvons retenir que, malgré les différences que nous avons relevées entre les minéralisations à or et antimoine de Jbel Haouanite et les minéralisations similaires de Jbel Tazekka et de La Lucette, certaines similitudes existent entre ces minéralisations et particulièrement le contexte de leur mise en place (Azza et al., 2019). Ainsi, nous pensons que ces similitudes seraient à relier avec l'histoire commune de ces zones aux temps hercyniens et postérieurs. En effet, il y a lieu de rappeler que, d'un point de vue paléogéographique, ces gisements appartiennent au même secteur du Gondwana. Les différences seraient plutôt dues au contexte purement local.

La carte ci-dessous (fig.96) donne une idée des gisements aurifères orogéniques du Gondwana. Le Maroc n'y figurait pas et le présent travail permet d'y ajouter une étoile marocaine : le Jbel Haouanite, que nous considérons tardi-hercynien.

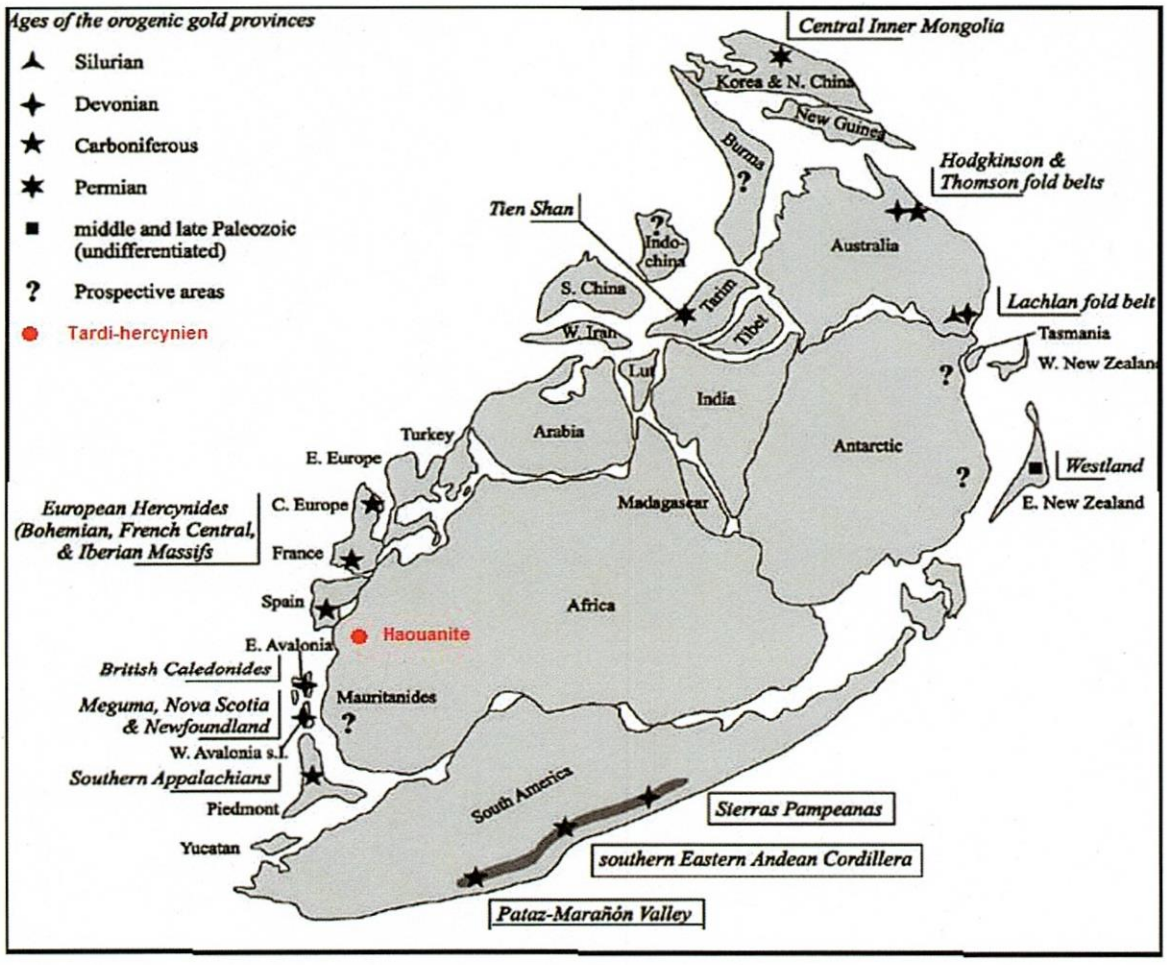


Fig. 96 : Les minéralisations de Jbel Haouanite en relation avec les principales provinces aurifères orogéniques du Paléozoïque autour du Gondwana (in Haeberlin et al., 2002, modifié).

IV-Perspectives

Au vu de ces observations et conclusions, nous pouvons émettre quelques recommandations :

1. Des études de microthermométrie et datation géochronologique des minéralisations de Jbel Haouanite apporteront un complément d'informations et permettront de les situer par rapport aux autres minéralisations aurifères ;

2. Le modèle génétique proposé nous incite à proposer que soit repensée la méthodologie d'exploration dans les zones géologiquement favorables :

   - La plaine de Tamlalet, qui reste peu étudiée, et particulièrement les formations protérozoïques et paléozoïques de la ride nord de Bouarfa à Aïn Lorak et du centre de la plaine. Il serait fort utile d'y réaliser des études de géologie fondamentale, tenant compte de l'approche décrite dans la présente étude, pour en comprendre l'évolution tecto-sédimentaire. Ceci permettra probablement aux opérateurs miniers de mieux cibler les zones d'intérêt économique ;
   - La meseta occidentale laquelle est connue pour ses indices et gisements d'antimoine. Selon les informations recueillies auprès de services géologiques de certains opérateurs miniers, certains de ces gisements sont aurifères. Ceci rend toute la meseta prospective pour ce genre de minéralisations. Il en est de même pour la région de Fhama (Rif) et les Mauritanides (zone sud du Royaume).

BIBLIOGRAPHIE

Ajamay H. (2010) : Evolution tectono-métamorphique du NW du massif du Tazekka : implications métallogéniques. *Thèse Doct. Fac. Sci. Rabat, 152 p.*

Ajamay H., Boushaba A., Fadli D., El Wartiti M., Hoepffner C., Mouttaqi A. et **Kharbouch F.** (2009) : Evolution tectonique et magmatique du NW du massif de Tazekka (Maroc oriental). *Pangea, n° 45/46, pp. 5-17.*

Alansari A. (2008) : Rapport de la mission de prospection géologique effectuée dans le permis de la mine Ahad à Au-Sb. *Archives de la société Ahad, 44p, inédit.*

Alaoui M'hamdi O., Saâdi M. et **El Aïssaoui M.** (1971) : Prospection alluvionnaire pour l'or sur la bordure NE du massif de Tazzeka. *Rap. SEGM n° 923, 4p.*

Arthaud F. et **Matte P.** (1977): Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Society of America Bulletin n° 88, pp. 1305-1320.*

Auajjar J. (1987) : Les minéralisations Pb-Zn (Cu) Fe-Ba du Lias et du substratum paléozoïque sur la bordure orientale du massif du Tazekka (région de Taza, Maroc oriental). *Thèse 3eme cycle Univ. Paris 6, 233 p.*

Azza A. (1982) : La province plombo-zincifère du Haut Atlas oriental. Essai de synthèse. *Rapport n° 64/DG/SRG/Oujda/82, 10p, inédit.*

Azza A. (1998) : Les minéralisations barytiques du Maroc. *Chron. Rech. Minière, n° 531-532, pp.109-116.*

Azza A. (2000) : Le secteur minier marocain : une revue. *CIM Bulletin, Vol. 94, n° 1047, pp. 48-51.*

Azza A., Huvelin P. et **Ovtracht A.** (1981) : Compte-rendu de la mission effectuée dans les massifs de Tazekka, Boudoufoud et Tancherfi. *Rap. de visite SEGM, 10p, inédit.*

Azza A. et **Makkoudi D** (1996) : Cadre structural des minéralisations plombo-barytiques de Tafilalet. *Mines, Géol. Energie n° 55, pp. 175-184.*

Azza A. et **Boushaba A.** (2006) : Les minéralisations à or et antimoine de Tamlalt. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 514, pp. 25-30.*

Azza A., Boushaba A. et **Moukadiri A.** (2019): Gold and antimony mineralizations of Jbel Haouanite (High Atlas, Morocco) in their geodynamic context. *Eur. Sci. Jou. vol.15, n° 18, pp. 336-354.*

Bahi A., Akhssas A., Ouadif L., Aït Errouhi A et **Ouatiki K.** (2018): Contribution of geophysics for the characterization of ore deposits, case of the Bouarfa mine, Morocco. *MATEC Web of Conferences, 149- 02076, (version Internet, 7p).*

Belhaj O. (1994) : Les gisements d'antimoine du massif de Tazekka (Maroc Oriental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 375, 207p.*

Benedetti M. (1991) : Géochimie de l'or- Mécanismes de transport et de dépôt. *Univ. Louis Pasteur. Sci. Géologique. Mém. n° 91, pp. 3-150.*

Blanc R. (1972) : Indices d'antimoine dans le Haut atlas oriental. Note préliminaire. *Rapport de visite n° 18/SEGM. 5p.*

Blanc R. (1973) : Données géologiques et économiques sur les indices minéraux du Haut Atlas oriental, à l'ouest de Bou Arfa. *In : Comptes rendus d'activité annuel. Rap. n°952/SEGM, pp 22-25.*

Boiron M.-C., Cathelineau M., Banks D.A., Yardley B.W.D., Noronha F. et **Miller M.F.** (1996): P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold-quartz veins in northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 60, pp. 43-57.*

Bolata M. (1995) : Etude géologique de la région de Zelmou (Haut atlas oriental, Maroc). *Thèse de doctorat, Univ. Mohammad V, Rabat, 173p.*

Bouchot V., Ledru P., Lerouge C., Lescuyer J-L. et **Milési J-P.** (2005) : Late Variscan mineralizing systems related to orogenic process : the French Massif Central. *Ore Geol. Rev. n° 27, pp. 169-197.*

Boutib L. (2000) : Etude géologique et structurale de la mine Ahad-Haouanite. *Archives de la Société « Les Mines AHAD », 34p, Inédit.*

Boyle R. W. (1979) : The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canada Bull., n° 280, 584p.*

Burrows D.R. et **Spooner E.T.C.** (1987) : Generation of a magmatic H_2O-CO_2 fluid enriched in Au, Mo, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Econ. Geol., Vol. 82, pp. 1931-1957.*

Chauris L. et **Marcoux E.** (1994). Metallogeny of the Armorican Massif. *In: J.D. Keppie (Edit.): Pre-Mesozoïc Geology in France and Related Areas. Springer Verlag Berlin-Heidelberg, p. 243-264.*

Chauvet A. (2019): Structural control of ore deposits: the role of pre-existing structures on the formation of mineralized vein systems. *Minerals, 9-56, 22p. (Version électronique).*

Choubert G., Du Dresnay R. et **Hindermayer J.** (1950): Sur les calcaires à collenia de la région de Safsaf-Aïn Chaïr. *Notes du Serv. Géol. Maroc, t.3, n° 76, pp. 93-103.*

Cidu R., Fanfani L., Shand P., Edmonds W.M., Van't dack L. et **Gijbels R.** (1994): Determination of gold at the utratrace in natural waters. *Analytica Chimica Acta n° 296, pp. 295-304.*

Clauer N., Jeannette D.et **Tisserant D.** (1980) : Datation isotopique des cristallisations successives d'un socle cristallin et cristallophylien (Haute Moulouya, Moyen Maroc). *Geol. Rundsch. n° 169, pp.63-83.*

Coetzee L.L. et **Martin G.J.** (2007): Mineralogical Characterization and Gold Deportment Analysis. *Report n°: MIN 0207/022; Archives. Société "Mine Ahad".23p, Inédit.*

Cox S. F., Etheridge M. A. et **Wall V. J.** (1986): The role of fluids in syntectonic mass transport, and the location of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geol. Rev. n° 2, pp. 65-86.*

Dekk A. (1995) : Antimoine aurifère de Bou Arfa : étude de faisabilité. *Archives de la Société Ahad, 16p, inédit.*

Dolle L. (1913) : Les Graptolites de la haute plaine du Tamlalt. *Soc. Géol. du. Nord, t. 42, pp. 231-243.*

Du Dresnay R. et **Wilfert S** (1960) : Présence de Skiddawien à graptolites dans le Haut Atlas oriental (Maroc). *CR. Acad. Sci. T : 250, n° 17, pp. 2915-2916.*

Du Dresnay R. et **Lafuste J.** (1960) : lambeau du Dévonien à Aïn l'Orak dans le Nord du Tamlelt. *CR. Cong. Int. Stratigr. Silurien et Dévonien, Prague (1958) ; in Ust. Geol. Prague, pp. 452-453.*

Du Dresnay R. (1962) : Phénomènes sédimentaires liés à la paléogéographie des mers du Jurassique inférieur et moyen dans le Haut Atlas marocain oriental. *87ème Congr. Soc. Savantes, Poitiers 1962. pp. 859-865.*

Du Dresnay R. (1965) : Notice géologique sur la région de Bou-Arfa. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 181, pp.107-112.*

Du Dresnay R. (1976) : Carte géologique du Haut Atlas d'Anoual Bouanane au 1/200.000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 246.*

Eilu P. et **Groves D. I.** (2001): Primary alteration and geochemical dispersion haloes of Archaean orogenic gold deposits in the Yilgarn Craton: the pre-weathering scenario. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. Geol. Soc. London, Vol.1 (3) pp. 183-200.*

El Hakour A. (2000) **:** Résultats des travaux de sondages de reconnaissance effectués dans la bordure nord de la boutonnière de Tamlalt. *Rap. BRPM 431-78, Ga-1, 10p, inédit.*

El Kochri A. (1981) : Etude géologique de la boutonnière de Mougueur El Bour (Haut Atlas central). *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI,150p.*

EL Kochri A. (1996) : Géométrie et mécanismes de la formation du Haut Atlas centro-oriental (Maroc), *Thèse Doct. Etat, Univ. Mohammed-V, Rabat, 201 p.*

Faure Muret A., Morel J.L. et **Dahmani M.** (1994) - Carte néotectonique du Maroc – Echelle 1/1 000 000. Feuille 1 : Provinces du Nord. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n° 368.*

Fyon, J.A., Troop, D.G., Marmont, S. et **Macdonald, A.J.** (1989): Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario - Coupling between mantle-initiated magmatism and lower crustal thermal maturation. *Econ. Geol. Mono. Vol. 6; pp. 479–490.*

Fyon, J.A., Breaks, F.W., Heather, K.B., Jackson, S.L., Muir, T.L., Stott, G.M., et **Thurston, P.C.**, (1992): Metallogeny of metallic mineral deposits of the Superior province of Ontario. *In: Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, and Stott, G.M., (edits.), Geology of Ontario: Ontario Geological Survey Special Volume 4, pp. 1091- 1252.*

Gasquet D. et **Cheilletz A.** (2017) : Géodynamique et cyclicité métallogénique au Maroc. *Géologues n° 194, pp.47-51.*

Gerstenberg et **Kuchenbeker** (1993) : Résultats des analyses du minerai de Jbel Haouanite. *Archives de la société Ahad, Inédit, 2pp.*

Goldfarb R.J., Baker T, Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R. et **Gosselin P.** (2005): Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Econ. Geol. 100th Anniversary, pp. 407–450.*

Goldfarb R.J. et **Groves D.I.** (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos n° 233, pp.2–26.*

Grigoryeva T.A. et **Sukneava L.S.** (1981): Effects of sulfur and antimony and arsenic sulfide on the solubility of gold. *Geochem. Int. n° 18, pp. 153-158.*

Groves D.I., Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG et **Robert F** (1998): Orogenic gold deposits - a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev. n° 13, pp. 7–27.*

Groves D.I. et **Santosh M.** (2015): Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration. *Geoscience Frontiers n° 6, pp. 389-399.*

Groves D.I., Goldfarb R.J. et **Santoch M.** (2016): The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc setting. *Geoscience Frontiers N° 7, pp. 303-314.*

Groves D. I., Santosh M., Goldfarb R. J. et **Zhang L.** (2018): Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers n°9, pp. 1163-1177.*

Haeberlin Y., **Moritz R** et **Fontboté L.** (2002): Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews n° 22, pp. 41-59.*

Harcouët V. (2005) : Modélisations thermiques de gisements orogéniques mésothermaux: application au Ghana. *Thèse, Institut de physique du globe de Paris-Géophysique, 266 p.*

Henley R. W. (1973): solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol. Vol. 11, pp.73-87.*

Hoepffner C. (1987) : La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse d'Etat, Univ Strasbourg, 280 p.*

Hoepffner C. (2011) : L'antimoine du Tazekka (Moyen Atlas). *In* : Les principales mines du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 564, pp.337-342.*

Hoepffner C, Houari M.R. et **Bouabdelli M.** (2006): Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *CR. Geoscience, n° 338, pp. 25–40.*

Hodgson, C.J. (1989): The structure of shear-related vein-type gold deposits: A Review. *Ore Geology Reviews, vol. 4, pp. 231-273.*

Hodgson, C.J. et **Hamilton, J.V.** (1989) : Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt - end stage result of Archean collisional tectonics ? *In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., et Groves D.I. (édits.) : The Geology of Gold Deposits-The Perspective - 1988 : Economic Geology Monograph, Vol. 6, pp. 86-100.*

Houari M.R. (2003) : Etude structurale de la boutonnière paléozoïque de Tamlelt (Haut Atlas oriental) : sa place dans la chaîne hercynienne du Maroc. *Thèse d'Etat, Fac. Sci. Oujda, 353 p.*

Houari M.R. et **Hoepffner C.** (2000) : Structures des terrains paléozoïques à la limite sud de la chaîne hercynienne du Maroc (Haut Atlas Oriental). *Africa Geoscience Review, Vol 7, n° 1, pp. 39-53.*

Houari M.R. et **Hoepffner C.** (2003) : Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco) *Journal of African Earth Sciences n° 37, pp. 11–24.*

Houari M.R. et **Ait Kassi A.** (2011) : Le gisement aurifère de Tamlelt-Menhouhou (Haut Atlas oriental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 564, pp.315-322.*

Huon S., **Piqué A.** et **Clauer N.** (1987) : Etude de l'orogenèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg, n° 40, Vol. 3, p. 273-284.*

Huvelin P. (1986) : Le Carbonifère du Tazekka : volcanisme et phénomènes de resédimentation. *CR. Acad. Sci., Paris. n° 303, série II. pp. 1483-1488.*

Huvelin P. (1992) : Le Carbonifère du Tazekka : volcanisme, mise en place des granites et des minéralisations en antimoine. *Ann. Soc. Géol. du Nord, t. 1 (2ème série), pp.129-133.*

Ingles J., Lamouroux C., Soula J-C., Guerrero N et **Debat P.** (1999): Nucleation of ductile shear zones in granodiorite under greenschist conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. *Jour. Structural Geology n° 21, pp. 555-576.*

Kergomard D. (1973) : Permis Hauts Plateaux. Rapport de synthèse. *Rap. B.R.P.M. Dépt. Pétrole. 55p.*

Kerrich R. (1990): Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. *In: Robert F., Sheahan P.A. & Green S. B. (Edit): NUNA conference volume. Greenstone gold and crustal evolution. Proceeding of workshop held at Val d'Or, Québec 1990. pp. 13-31.*

Kerrich R. et **Wyman D.** (1990), Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes, *Geology, n°18, pp. 882-885.*

Kerrich R. et **Cassidy K.F.** (1994): Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present: A review. *Ore Geol. Rev. Vol. 9, pp. 263–310.*

Khoukhi Y. (2002) : Le paléozoïque inférieur du Haut Atlas Oriental (Maroc) : dynamique sédimentaire, pétrologie et stratigraphie séquentielle. *Thèse Univ. Mohamed Premier, Oujda, 302p.*

Kontak, D.J., Smith, P.F., Reynolds, P. et **Taylor, K.** (1990): Geological and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints on the timing of quartz vein formation in Meguma Group lode-gold deposits, Nova Scotia. *Atlantic Geology n° 2, pp. 201– 227.*

Kosakevitch A. et **R. Vasquez Lopez** *(1973) :* Répertoire général des gîtes et indices d'antimoine du Maroc. *Rap. SEGM n° 946, 63p, inédit.*

Lang J. R. et **Baker T.** (2001): intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita, n°36, p. 477- 489.*

Lafforgue L., Barbarand J., Missenard Y., Brigaux B., Saint-Bézar B., Dekoninck A. et **Yans J.** (2015): Origin of the Bouarfa Manganese ore deposit (Eastern High Atlas, Morocco): insights from petrography and geochemistry of the mineralization. *SGA Ed. Vol. 5, pp 259-262.*

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. et **Zanettin B.** (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology n° 27, pp. 745-750.*

Machairas G. (1970) : Contribution à l'étude minéralogique et métallogénique de l'or. *Bull. BRGM, 2° série, sect. 2, n°3, pp. 1-109.*

Malavieille, J., Guihot P., Costa, S., Lardeaux J.M. et **Gardien V.** (1990): Collapse of the thickened crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics, n° 177, pp.139-149.*

Marcoux E., Serment R. et **Allon A.** (1984) : Les gîtes d'antimoine de Vendée (Massif armoricain, France). Histoire des recherches et synthèse métallogénique. *Chron. rech. Min. n° 476, p. 3-30.*

Michard A. et **Raddi Y.** (2011) : Le manganèse de Bou-Arfa (Haut Atlas oriental*). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 564, pp. 305-308.*

Milhi A., El Hmidi K., Benaissa H., Bouazza A., Raoufi M., Cheikh A., Chaieb M. et **Barhdadi B.** (2003) : Carte géologique du Maroc au 1/50 000 ; feuille de Jbel Lakhdar Ouest. *Notes et Mém. Serv. Géol ; Maroc, n° 449.*

Milhi A., El Hmidi K., Benaissa H., Bouazza A., Raoufi M., Cheikh A., Chaieb M. et **Barhdadi B.** (2010) : Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/50 000 ; feuille de Jbel Lakhdar Ouest. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 449bis.*

Neiva A.M.R., Andras P. et **Ramos J.M.F.,** (2008): Antimony quartz and antimony-gold quartz veins from northern Portugal. *Ore Geology Reviews (version Internet: "accepted manuscript").*

Negroni P. (1964) : Reconnaissance stratigraphique et structurale du Paléozoïque du Tamlelt (Haut Atlas Oriental marocain). *Rap. B.R.P.M. n° ST451-31; Ga1- Rabat.*

Nesbitt B.E., Murowchick J.B., et **Muehlenbach, K.** (1986): Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology, n° 14, pp. 506-509.*

Nesbitt B.E. (1991): Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins. *In: Foster, R.P. (edit.), Gold metallogeny and exploration, Blackie and Son, Glasgow and London, pp. 104-132.*

Nicolini P. (1990) : Or. *in : Gîtologie et exploration minière. Lavoisier, Paris, (édit.), pp. 341-379.*

Ortega L., Oyarzun R. et **Gallego M.** (1996) : The Mari Rosa late Hercynian Sb–Au deposit, western Spain. *Mineralium Deposita n° 31, pp.172–187.*

Ovtracht A. (1987) : Structures d'effondrement de chambres magmatiques dans le massif du tazzeka (Moyen Atlas, Maroc). *2ème Col. Géol. Afric. Lyon, France, pp. 109-114.*

Pelleter E. (2007) : Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut Atlas oriental). *Thèse INPL, Nancy, 237p.*

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A. et **Féraud G.** (2008): The Variscan Tamlalt-Menhouhou gold deposit, Eastern High-Atlas, Morocco. *Jour. African Earth Sci., n° 50, pp. 204-214.*

Pettke T., Diamond L.W. et **Kramers J.D.** (2000) : Mesothermal gold lodes in the north-western alps : a review of genetic constraints from radiogenic isotpes. *Eur. J. Mineral. n° 12, pp. 213-230.*

Phan K. D. (1965) : Enquête sur l'or dans les roches. Origine de l'or des gisements. *Chron. mines rech. minière n° 343, pp. 175-188.*

Phillips G.N. et **Powell R.** (1993): A link between gold provinces: *Econ. Geol., vol. 88, pp. 1084-1098.*

Piqué A. et **Michard A.** (1989): Moroccan Hercynides : a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci. n°289, pp.286–330.*

Pirajno F. (1992) : Hydrothermal Mineral Deposits, *principles fundamental Concepts for exploration Geologist. Springer-Verlag, édit. 720p.*

Pouit G et **Jouravsky G.** (1965) Les minéralisations manganésifères de la région de Bou-Arfa. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 181, pp.113-124.*

Pochon A. (2017) : Magmatisme mafique et minéralisations Sb-Au dans le domaine Centre Armoricain : contrôles spatio-temporels et implications métallogéniques. *Thèse, Université Rennes 1, 313p.*

Pochon A., Banquet Y., Gloaguen E., Ruffet G., Poujol M., Boulvais Ph., Gumiaux, Cagnard F., Baele J-C., Kéré I. *et* **Gapais D.** *(2019)* : A Sb ±Au mineralizing peak at 360Ma in the Variscan Belt. *BSGF, Earth Sci. Bull, n° 190, Vol 4 ; version online, 12p.*

Pokrovski G.S., Kokh M.A., Guillaume D., Borisova A. Y., Gisquet P., Hazemann J-L., Lahera E., Net W.D., Proux O., Testemal D., Haigis V., Jonchière R., Seitsonen A. P., Ferlate G, Vuilleumier R., Saitta A. Boiron M.C.et Dubessy **J.** (2015) : Sulfur radical species form gold deposits on Earth. *PNAS, Vol. 112, n° 44, pp.13484-13489.*

Poulsen K.H., Robert F. et **Dubé B.** (2000): Geological classification of Canadian gold deposits. *Geol. Surv. Canada, Bull. n° 540, 106 p.*

Rajlich P. et **Lomoz M.** (1977) : Haut Atlas oriental : Synthèse métallogénique et description des gîtes et indices. *Rap. SEGM n° 53/SRG/OUJ/77,196p, inédit.*

Rey F. (1911) : Sur la présence du Gothlandien dans la plaine du Tamlelt (confins algéro-marocains). *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 152, n° 22, p. 1532.*

Roger G. (1972) : Un type de minéralisations épigénétiques familières : les filons à antimoine du Massif Central français. Hypothèse de la sécrétion latérale. *Mineralium Deposita n° 7, pp. 360-382.*

Rock N.M.S., Groves, D.I., Perring C.S. et **Golding S.D.** (1989): Gold, lamprophyres and porphyries: what does their association mean? *Econ. Geol. Monograph, 6, pp. 609-625.*

Romberger S.B. (1986): The solution chemistry of Gold applied to the origine of hydrothermal deposits. *Canad. Inst. Mining, special Vol. n° 3, pp. 168-186.*

Romberger S. B. (1988): Geochemistry of Gold in hydrothermal deposits. *US Geol. Surv. Bul., n° 1857, pp. A9-A25.*

Savornin J. (1924) : Aperçu d'ensemble sur la géologie du Maroc. *Annales de Géographie. t. 33, n° 183. pp. 234-243.*

Serment R. (1978) : La mine d'antimoine et or de la Lucette (Mayenne, France). *Chron. rech. min. n° 442, pp. 35-52.*

Seward T.M. (1984): The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In : Foster R.P. (édit) : Gold'82. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geol. Soc. Zimbabwe. Spec. Publ. n° 1, pp. 165-181.*

Seward T.M. (1989) : The hydrothermal chemistry of gold and its implication for ore formation : boiling and conductive cooling as examples. *Econ. Geol. Monogr. n° 6, pp. 398-404.*

Sharp W. E. (1981) : Le gisement d'antimoine d'El Haouanit, région de Bou Arfa, Haut Atlas oriental, Maroc. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 308, pp. 249-254.*

Snoep J-P. (1961) : Note préliminaire sur une étude géologique et l'implantation des sondages wagon-drill au filon de barytine du Jbel Zerouk (Zelmou). *Rap. BRPM 599-09/Ga-2, inédit.*

Trépanier S. (2007) : l'or dans les terrains de haut grade métamorphique. *Rap., Projet CONSOREM 2003-2A, 74p.*

Vasquez-Lopez R. (1974) : Présence d'or natif dans un filon de stibine du Jbel Haouanite. *Rap. SEGM n° 954.*

Wafik A., Najine A, Ouzarban Z. et **Redouani F** (2015) : Geological and geophysical survey on the metallogenic of the manganese mining site of Bouarfa, High Atlas, Morocco. *European Scientific Journal, vol.11, n°33, pp. 65-86.*

Willefert S. (1997) : Découverte des terrains à graptolithes du Maroc de 1845 à 1958. *Tavaux du Comité Français d'Histoire de la Géologie (COFRHIGEO), Troisième série*

Zhang Y X., Zheng J., Gao G., Kong Y F., Zhi X., Wang K., Zhang X Q. et **Xiang Cui D.** (2011): Biosynthesis of gold nanoparticles using chloroplasts. *Int. J. Nanomedicine. n° 6, pp.2899–2906.*

Zhu Y., An F. et **Tan J.** (2011): Geochemistry of hydrothermal gold deposits: a review. *Geoscience Frontiers, n° 2, pp. 367-374.*

LISTE DES ANNEXES

1. Principaux habitus de l'or :

    1a : photographies au MEB

    1b : photographies au microscope métallographique

2. Description de lames minces

    2a : Micaschiste

    2b : La roche magmatique altérée

3. Cartes géophysiques aéroportée du secteur de Jbel Haouanite :

    3a : Carte du champ magnétique résiduel

    3b : Carte du champ magnétique résiduel réduit au pôle

4. Analyses en composantes principales

5. Liste des minéralisations de Tamlalt

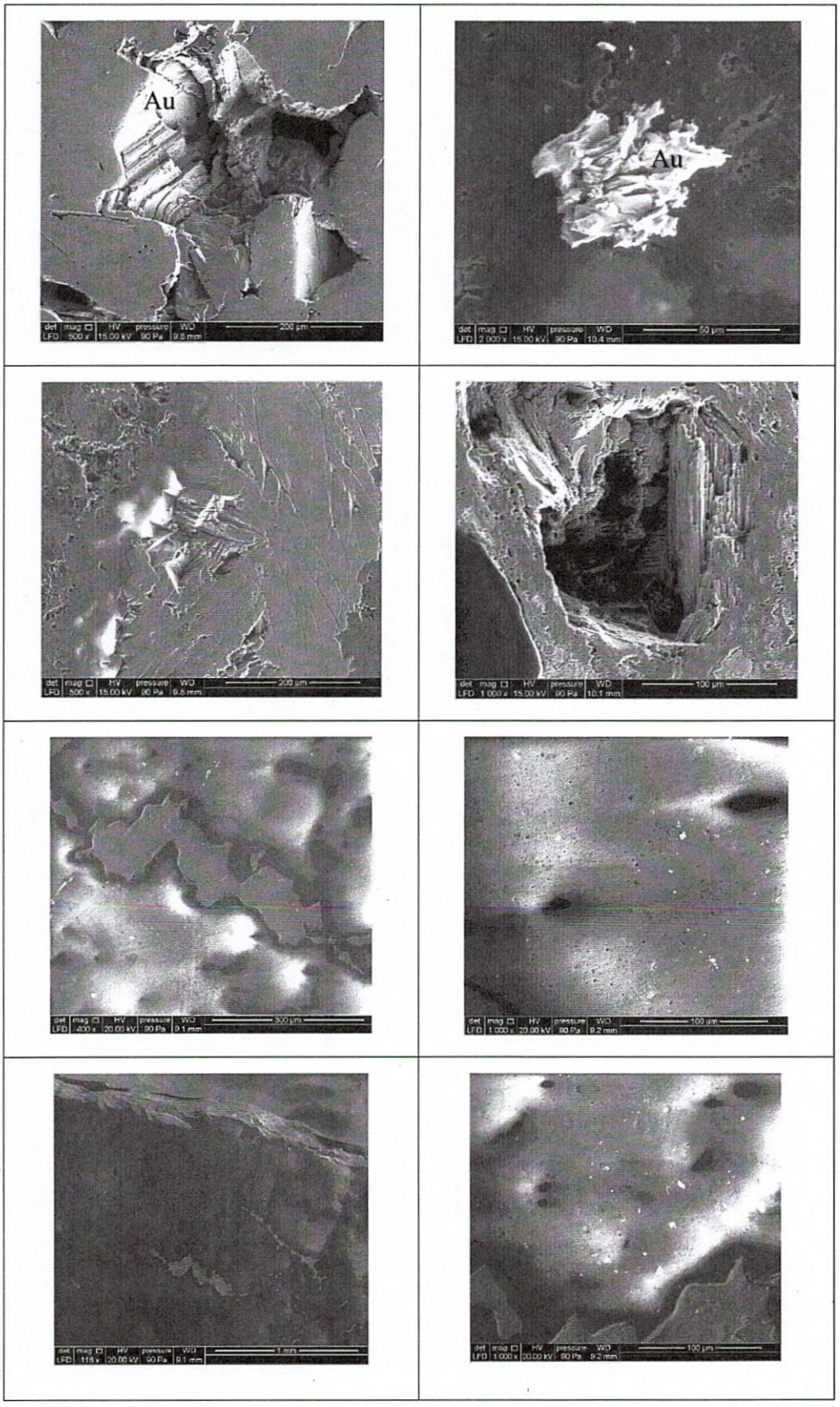
6. L'antimoine dans le monde

7. L'or dans le monde et au Maroc

Annexe 1a

Principaux habitus de l'or

(Photographies au MEB)

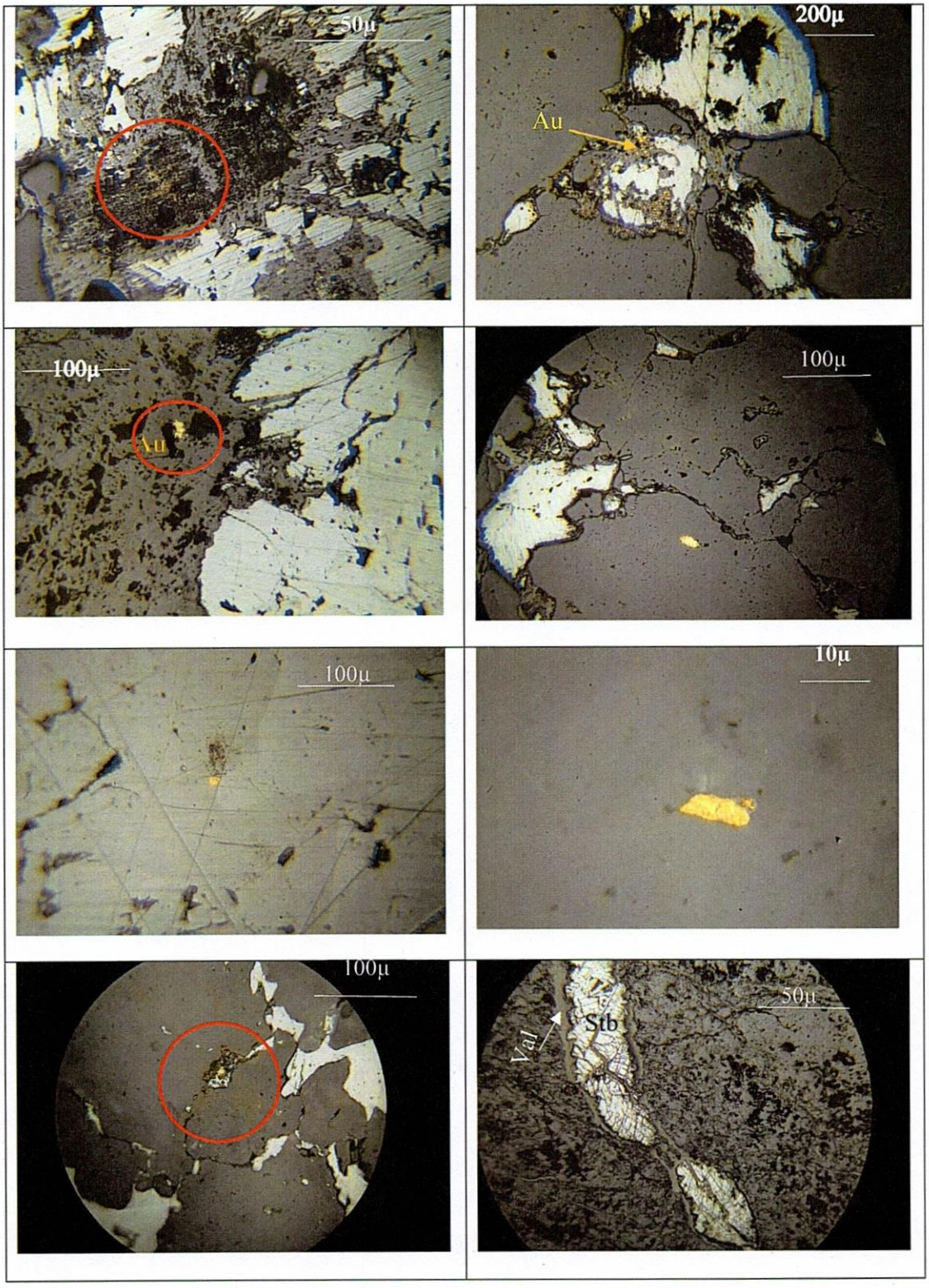


Annexe 1b

Habitus de l'or

(Photographies au microscope métallographique)

On notera le lien étroit avec la valentinite (gris foncé)

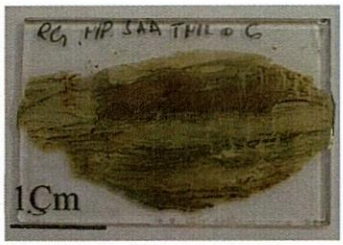


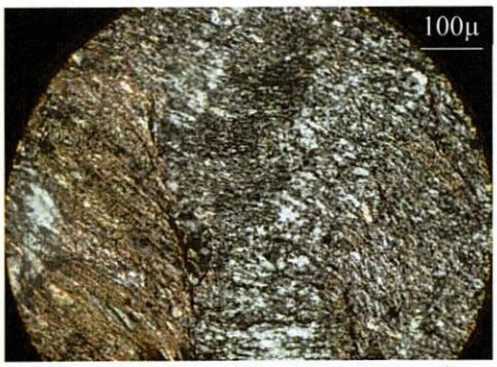
Annexe 2a

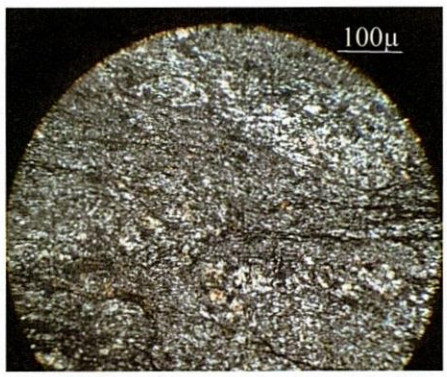
DESCRIPTION DE LAMES MINCES

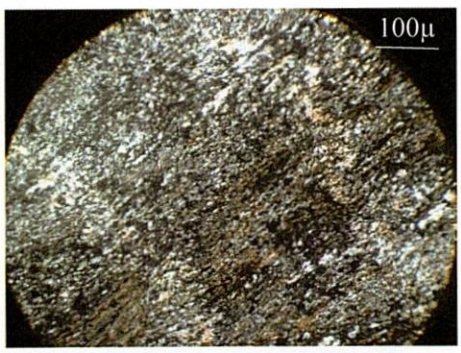
Micaschiste

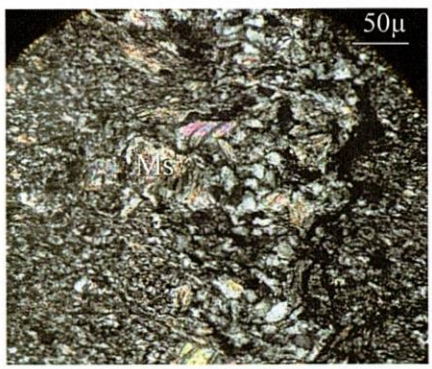
On notera la présence des micas qui sont orientés et repris par une structuration polyphasée.
On notera aussi la réfraction de la schistosité et la présence de quartz tardif qui aurait aussi subi une phase tectonique le faisant croitre sous pression.

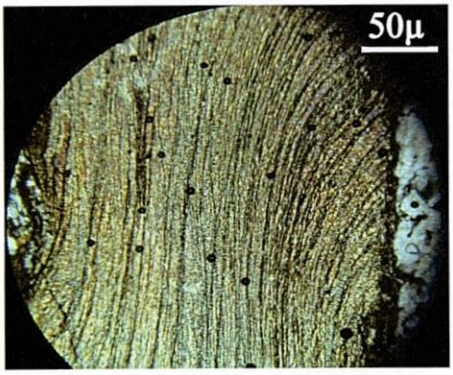


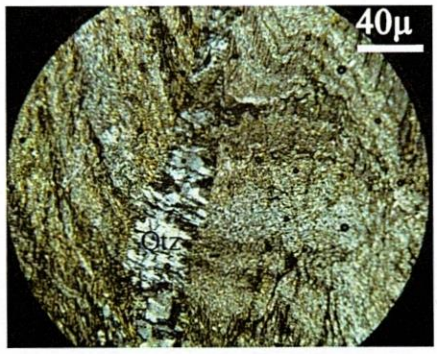










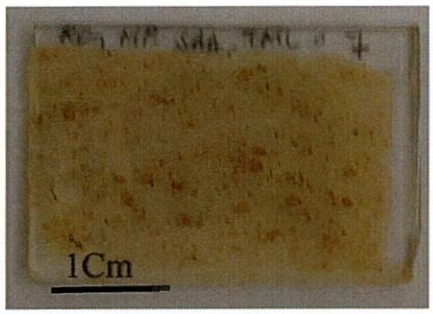


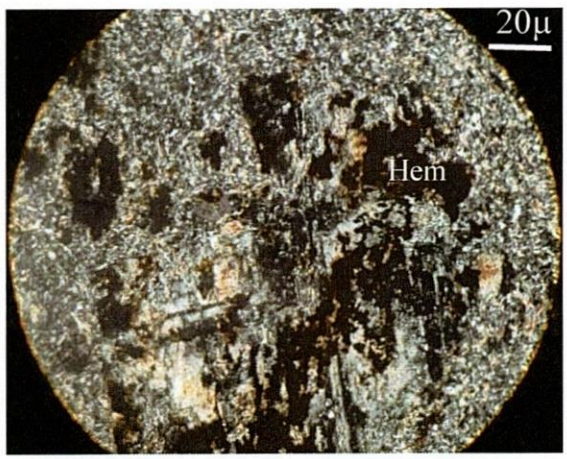
Annexe 2b

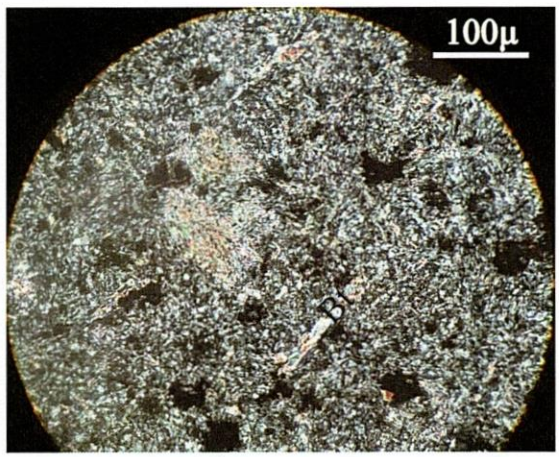
DESCRIPTION DE LAMES MINCES

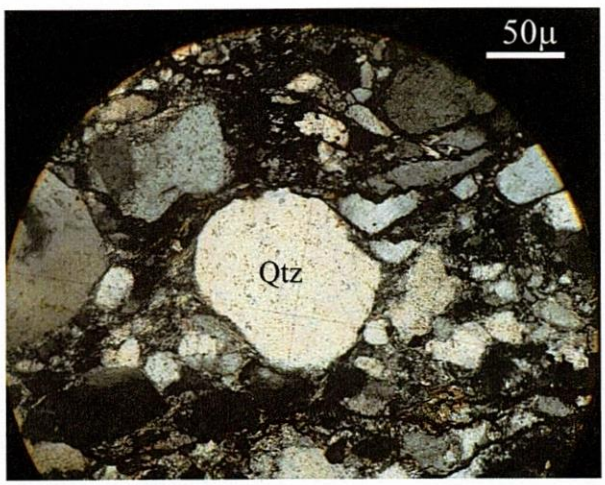
La roche magmatique altérée

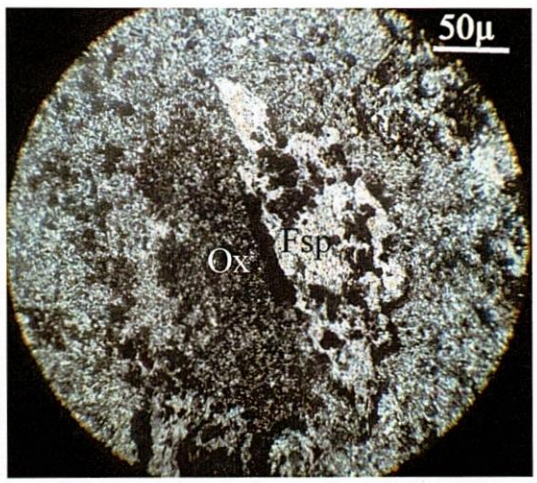
On notera que les feldspaths sont très altérés, corrodés et entourés des minéraux de la mésostase, laquelle comporte des micas (biotite, muscovite et chlorite).
La roche se serait mise en place dans un régime syntectonique avec la cristallisation des phénocristaux de plagioclase et de la biotite suivie de la formation des minéraux de la mésostase (feldspaths, quartz, micas). L'altération a eu lieu plus tardivement.





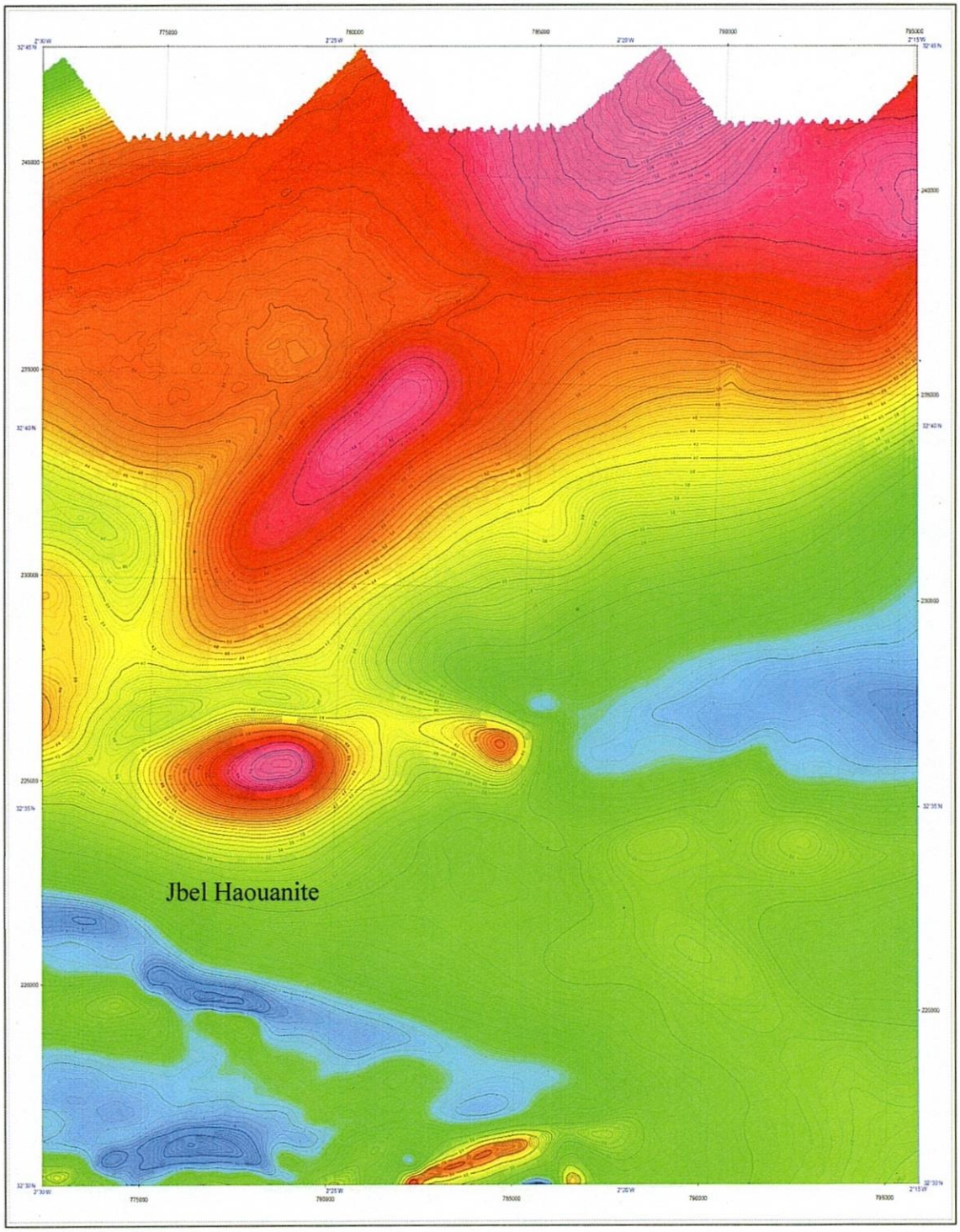






Annexe 3a

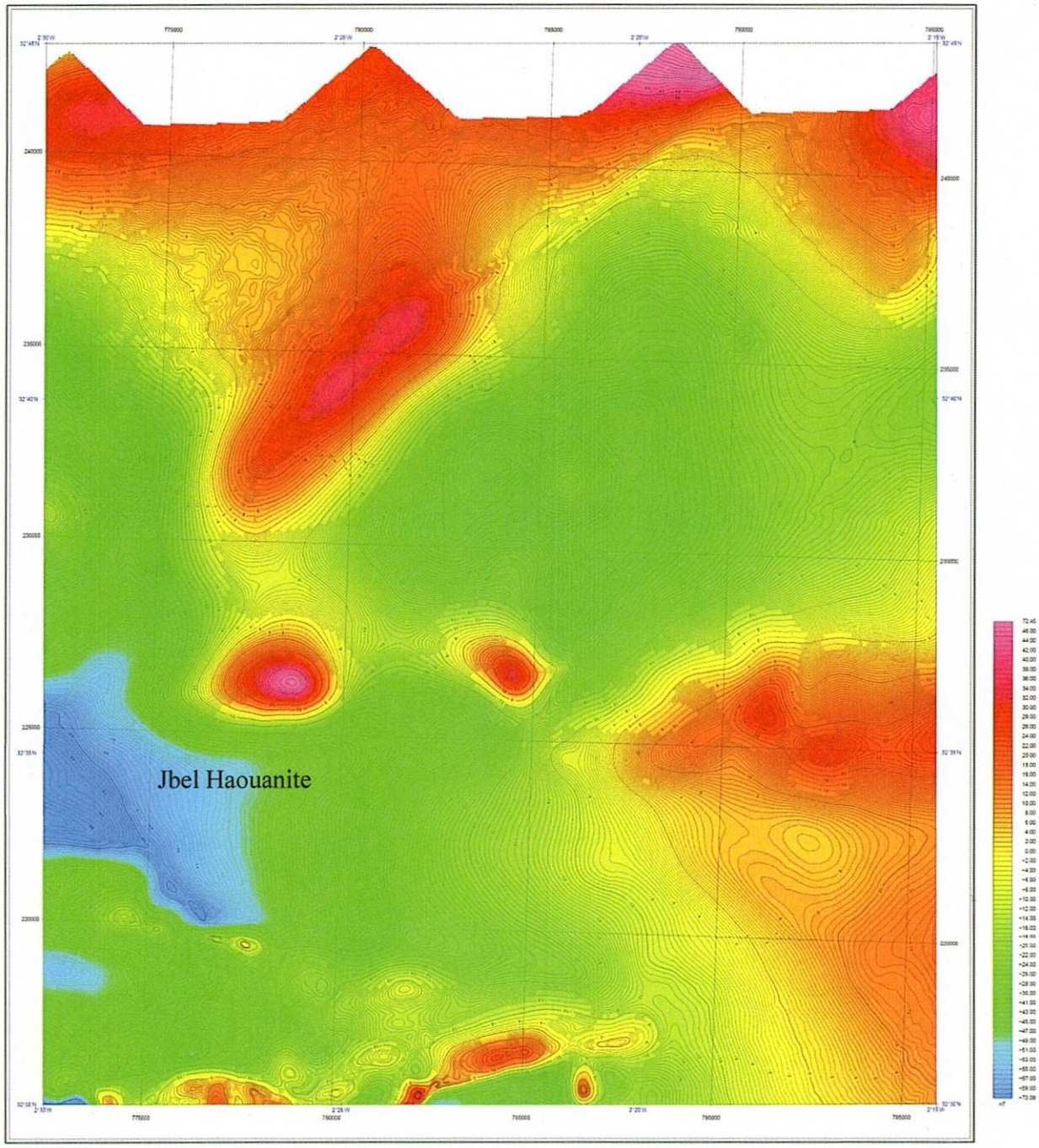
Carte du champ magnétique résiduel (nT)



(Carte publiée par la Direction de la Géologie en 2007)

Annexe 3b

Carte du champ magnétique résiduel réduit au pôle (nT)



(Carte publiée par la Direction de la Géologie en 2005)

ANNEXE 4

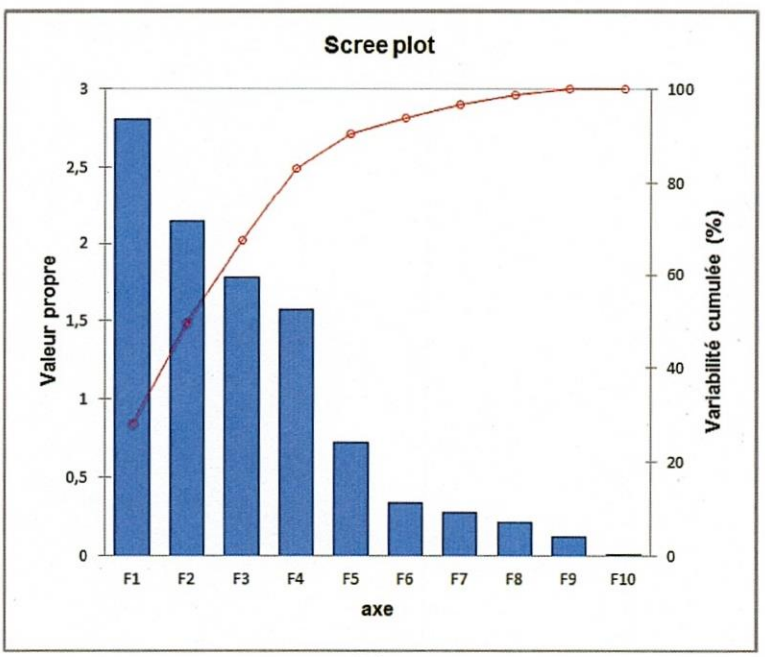
ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

Données statistiques :

Variable	Nombre d'observations	Obs. avec données manquantes	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
Au	37	0	0,030	0,300	0,077	0,070
As	37	0	6,000	295,000	69,216	59,966
Sb	37	0	30,000	27788,000	892,541	4552,088
Pb	37	0	24,000	18358,000	618,216	3008,105
Zn	37	0	16,000	476,000	101,324	101,543
Cu	37	0	1,000	264,000	62,189	69,184
Co	37	0	5,000	144,000	52,189	31,501
Cr	37	0	13,000	681,000	119,622	134,687
Ni	37	0	15,000	536,000	64,757	87,476
B	37	0	12,000	145,000	63,757	40,356

Valeurs propres

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Valeur propre	2,805	2,146	1,782	1,576	0,730	0,344	0,278	0,214	0,124	0,000
Variabilité (%)	28,055	21,463	17,823	15,758	7,297	3,441	2,778	2,144	1,240	0,003
% cumulé	28,055	49,517	67,341	83,098	90,395	93,836	96,614	98,758	99,997	100,000



Plot

Vecteurs propres :

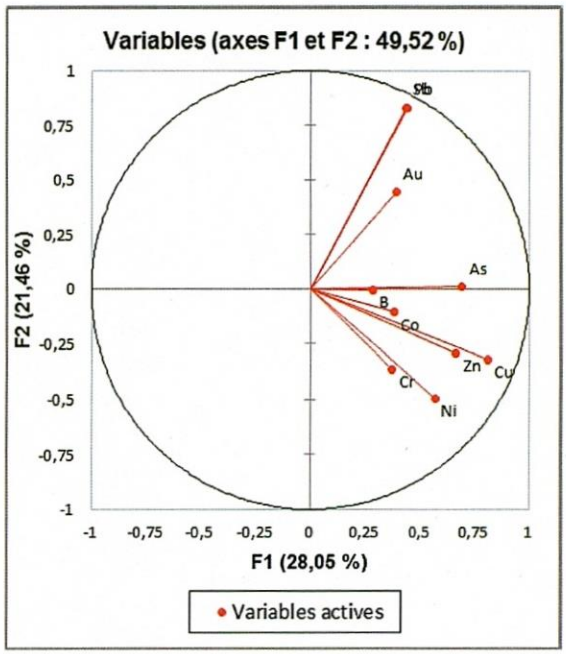
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Au	0,234	0,302	-0,179	-0,060	0,894	-0,041	-0,001	-0,129	0,014	-0,011
As	0,413	0,006	-0,299	-0,355	-0,149	-0,340	0,483	0,378	-0,316	-0,012
Sb	0,259	0,567	0,083	0,204	-0,237	0,093	-0,040	-0,025	-0,011	-0,704
Pb	0,265	0,567	0,085	0,198	-0,219	0,094	-0,027	-0,011	-0,027	0,710
Zn	0,397	-0,199	-0,254	-0,303	-0,060	0,702	-0,367	0,107	-0,062	-0,001
Cu	0,485	-0,216	-0,203	0,072	-0,157	-0,439	-0,264	-0,270	0,558	0,012
Co	0,227	-0,073	0,569	-0,320	0,011	-0,265	-0,355	-0,286	-0,489	-0,003
Cr	0,221	-0,247	0,158	0,595	0,182	-0,109	-0,260	0,608	-0,170	-0,006
Ni	0,340	-0,336	0,153	0,386	0,032	0,277	0,547	-0,446	-0,151	-0,003
B	0,168	-0,002	0,622	-0,296	0,107	0,146	0,261	0,322	0,541	-0,004

Coordonnées des variables :

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Au	0,392	0,443	-0,239	-0,075	0,764	-0,024	-0,001	-0,060	0,005	0,000
As	0,692	0,008	-0,399	-0,445	-0,127	-0,199	0,255	0,175	-0,111	0,000
Sb	0,433	0,830	0,111	0,256	-0,203	0,054	-0,021	-0,012	-0,004	-0,011
Pb	0,444	0,831	0,114	0,249	-0,187	0,055	-0,014	-0,005	-0,009	0,011
Zn	0,666	-0,291	-0,339	-0,380	-0,051	0,412	-0,193	0,049	-0,022	0,000
Cu	0,813	-0,317	-0,271	0,091	-0,134	-0,257	-0,139	-0,125	0,197	0,000
Co	0,380	-0,107	0,759	-0,402	0,010	-0,156	-0,187	-0,133	-0,172	0,000
Cr	0,370	-0,362	0,211	0,747	0,155	-0,064	-0,137	0,282	-0,060	0,000
Ni	0,570	-0,493	0,205	0,484	0,028	0,163	0,288	-0,207	-0,053	0,000
B	0,282	-0,003	0,830	-0,372	0,091	0,086	0,137	0,149	0,190	0,000

Corrélations entre les variables et les facteurs

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Au	0,392	0,443	-0,239	-0,075	0,764	-0,024	-0,001	-0,060	0,005	0,000
As	0,692	0,008	-0,399	-0,445	-0,127	-0,199	0,255	0,175	-0,111	0,000
Sb	0,433	0,830	0,111	0,256	-0,203	0,054	-0,021	-0,012	-0,004	-0,011
Pb	0,444	0,831	0,114	0,249	-0,187	0,055	-0,014	-0,005	-0,009	0,011
Zn	0,666	-0,291	-0,339	-0,380	-0,051	0,412	-0,193	0,049	-0,022	0,000
Cu	0,813	-0,317	-0,271	0,091	-0,134	-0,257	-0,139	-0,125	0,197	0,000
Co	0,380	-0,107	0,759	-0,402	0,010	-0,156	-0,187	-0,133	-0,172	0,000
Cr	0,370	-0,362	0,211	0,747	0,155	-0,064	-0,137	0,282	-0,060	0,000
Ni	0,570	-0,493	0,205	0,484	0,028	0,163	0,288	-0,207	-0,053	0,000
B	0,282	-0,003	0,830	-0,372	0,091	0,086	0,137	0,149	0,190	0,000



Contributions des variables (%) :

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Au	5,474	9,142	3,197	0,356	79,965	0,166	0,000	1,669	0,018	0,013
As	17,066	0,003	8,935	12,572	2,219	11,532	23,333	14,321	10,004	0,015
Sb	6,685	32,134	0,688	4,173	5,629	0,863	0,158	0,063	0,012	49,595
Pb	7,013	32,157	0,724	3,919	4,786	0,889	0,074	0,012	0,072	50,355
Zn	15,790	3,942	6,466	9,179	0,360	49,276	13,456	1,141	0,389	0,000
Cu	23,538	4,671	4,110	0,525	2,472	19,238	6,969	7,300	31,162	0,015
Co	5,135	0,537	32,348	10,241	0,013	7,040	12,581	8,206	23,898	0,001
Cr	4,887	6,094	2,505	35,384	3,313	1,185	6,758	36,974	2,896	0,004
Ni	11,578	11,319	2,351	14,889	0,104	7,685	29,882	19,915	2,277	0,001
B	2,834	0,001	38,678	8,762	1,138	2,126	6,789	10,398	29,273	0,002

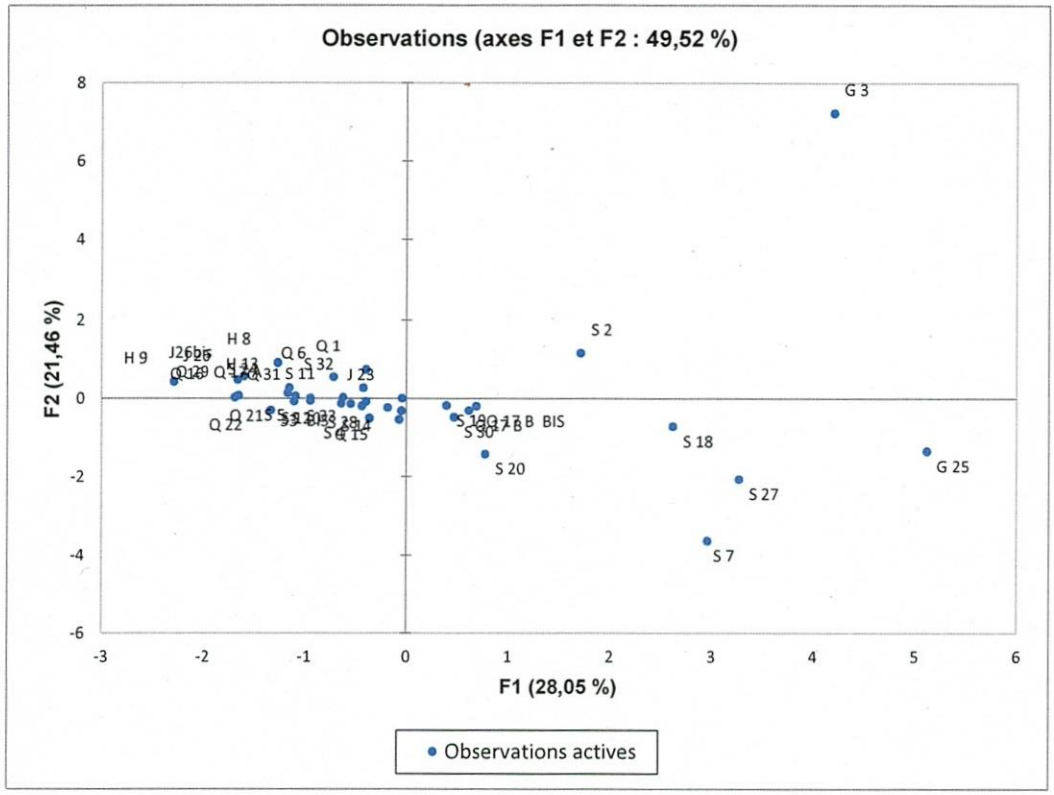
Cosinus carrés des variables :

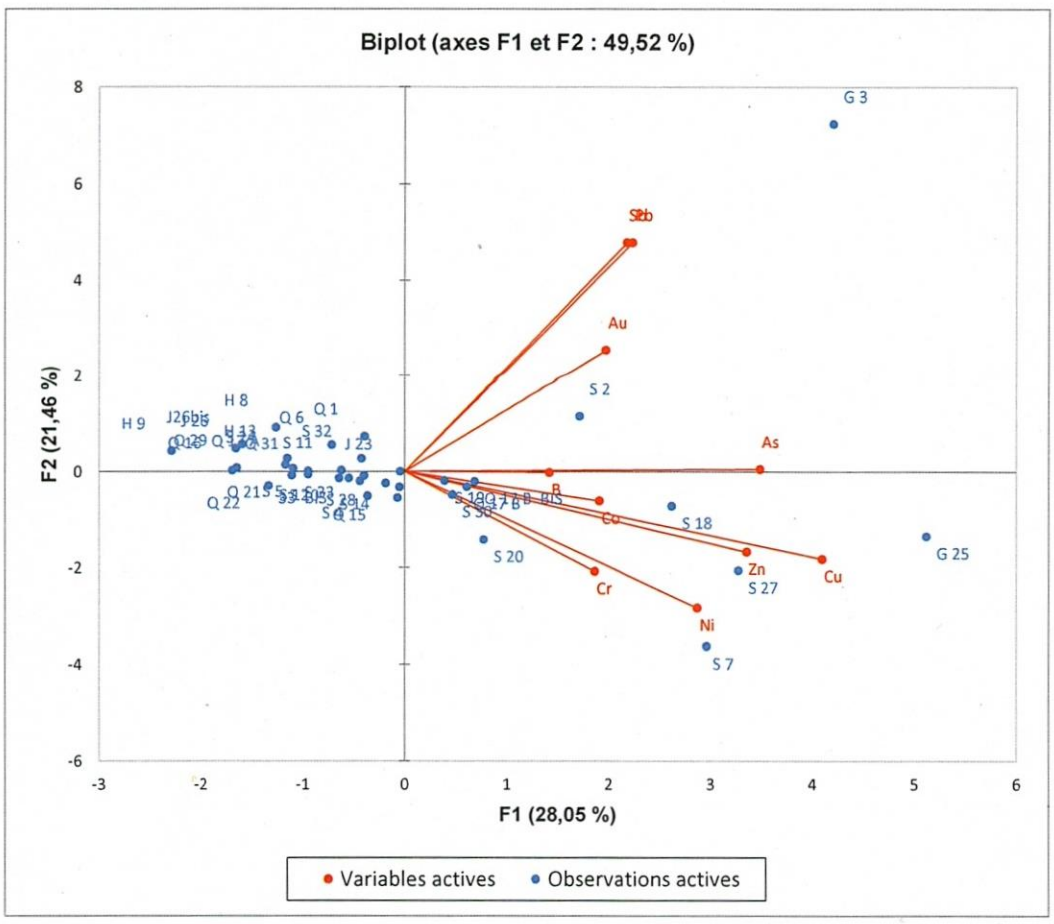
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
Au	0,154	0,196	0,057	0,006	**0,583**	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000
As	**0,479**	0,000	0,159	0,198	0,016	0,040	0,065	0,031	0,012	0,000
Sb	0,188	**0,690**	0,012	0,066	0,041	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb	0,197	**0,690**	0,013	0,062	0,035	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	**0,443**	0,085	0,115	0,145	0,003	0,170	0,037	0,002	0,000	0,000
Cu	**0,660**	0,100	0,073	0,008	0,018	0,066	0,019	0,016	0,039	0,000
Co	0,144	0,012	**0,577**	0,161	0,000	0,024	0,035	0,018	0,030	0,000
Cr	0,137	0,131	0,045	**0,558**	0,024	0,004	0,019	0,079	0,004	0,000
Ni	**0,325**	0,243	0,042	0,235	0,001	0,026	0,083	0,043	0,003	0,000
B	0,080	0,000	**0,689**	0,138	0,008	0,007	0,019	0,022	0,036	0,000

Les valeurs en gras correspondent pour chaque variable au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand

Coordonnées des observations :

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
J 23	-0,045	0,003	-0,985	1,876	1,683	-0,521	-0,416	0,670	-0,111	-0,014
J 26	-1,660	0,483	-1,181	0,115	-0,055	0,462	0,283	-0,030	0,047	0,002
J26bis	-1,597	0,567	-1,208	0,104	0,213	0,471	0,267	-0,067	0,073	-0,002
S 2	1,715	1,155	0,502	-1,110	2,822	-0,260	0,528	0,188	-0,186	0,059
S 4	-0,363	-0,505	0,465	0,468	-0,447	-0,519	-0,482	-0,282	0,611	0,011
S 5	-0,947	-0,053	1,058	-0,435	-0,330	0,268	0,317	-0,153	0,408	0,003
S 7	2,961	-3,638	2,116	4,837	0,406	0,736	1,041	-0,493	-0,222	-0,005
S 10	-0,548	-0,141	0,829	-0,583	-0,448	0,005	0,316	0,020	0,411	0,001
S 11	-0,623	0,027	1,926	-0,892	0,238	0,392	-0,145	0,129	0,130	-0,008
S 12	-0,645	-0,135	-0,373	-0,580	-0,665	0,462	-0,287	-0,178	-0,077	0,023
S 14	-0,051	-0,324	2,080	-1,309	-0,320	0,197	-0,128	-0,126	-0,057	-0,007
S 18	2,622	-0,720	1,064	-2,013	-0,160	-0,986	1,123	0,282	0,217	0,001
S 19	0,392	-0,192	-0,769	-0,753	0,561	2,237	-0,488	1,162	0,071	-0,019
S 20	0,776	-1,418	1,103	1,955	-0,014	-1,122	-1,622	1,238	0,332	0,008
S 24	-1,169	0,144	1,771	-0,681	-0,154	0,183	0,320	0,294	0,591	-0,003
S 27	3,269	-2,062	-2,156	-0,493	-1,449	0,725	-0,519	-0,617	0,555	0,029
S 28	-0,185	-0,239	1,240	-0,991	-0,390	0,285	0,332	0,353	0,191	-0,010
S 30	0,467	-0,481	1,432	-1,072	-0,580	-0,803	-0,004	-0,246	0,013	-0,002
S 32	-0,423	0,271	1,605	-0,610	1,129	0,213	-0,077	-0,229	0,366	-0,016
S 33	-0,397	-0,080	0,311	-0,522	-0,226	-0,008	0,184	0,337	-0,380	-0,006
33 BIS	-0,438	-0,194	0,434	-0,496	-0,470	0,032	0,168	0,350	-0,411	-0,004
G 3	4,197	7,234	0,927	2,002	-1,226	0,220	-0,091	-0,036	-0,011	-0,003
G 25	5,116	-1,349	-2,869	-2,049	0,284	0,017	-0,112	0,265	-0,409	-0,010
H 8	-1,266	0,917	-1,400	0,205	1,511	0,366	-0,210	-0,630	0,121	0,003
H 9	-2,292	0,429	-1,009	0,594	-0,497	0,303	0,223	-0,266	0,236	0,018
H 13	-1,153	0,273	-1,343	-0,222	-0,807	-0,493	0,755	0,298	-0,545	-0,003
Q 1	-0,392	0,737	-1,201	0,321	1,509	-0,579	-0,274	-0,595	0,458	-0,015
Q 6	-0,717	0,554	0,397	-0,344	1,321	-0,040	-0,078	-0,581	-0,320	-0,018
Q 15	-0,072	-0,544	2,318	-1,131	-0,287	0,168	-1,456	-0,945	-1,047	0,004
Q 16	-1,691	0,024	-0,805	0,934	-0,434	-0,002	-0,286	-0,067	-0,176	0,015
Q 17 A	-1,096	0,066	-1,316	0,381	-0,676	-0,460	0,414	0,534	-0,229	0,003
Q 21	-1,105	-0,073	-0,733	0,544	-0,537	-0,357	-0,021	0,253	-0,069	0,007
Q 22	-1,336	-0,300	-0,574	1,464	-0,312	0,164	0,381	0,021	-0,335	0,005
Q 29	-1,651	0,078	-0,680	0,838	-0,439	-0,259	-0,114	0,052	-0,144	0,013
Q 31	-0,948	0,010	0,300	-0,240	-0,462	-0,336	0,233	0,138	-0,462	-0,007
Q 17 B	0,611	-0,318	-1,603	-0,024	-0,268	-0,554	-0,071	-0,519	0,198	-0,025
Q 17 B BIS	0,686	-0,207	-1,676	-0,088	-0,022	-0,609	-0,004	-0,522	0,161	-0,031


Observations (axes F1 et F2 : 49,52 %)
F2 (21,46 %)
F1 (28,05 %)
G 3
S 2
S 18
G 25
S 27
S 7
S 20
H 8
H 9
Q 6
Q 1
S 32
S 11
J 23
BIS
Observations actives


Biplot (axes F1 et F2 : 49,52 %)
F2 (21,46 %)
F1 (28,05 %)
G 3
Au
S 2
As
B
Co
S 18
G 25
S 20
Zn
Cu
S 27
Cr
Ni
S 7
H 8
H 9
Q 6
Q 1
S 32
S 11
J 23
BIS
Variables actives
Observations actives

Contributions des variables (%) :

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
J 23	0,002	0,000	1,470	6,036	10,492	2,134	1,685	5,661	0,267	2,169
J 26	2,656	0,294	2,114	0,023	0,011	1,676	0,779	0,012	0,048	0,026
J26bis	2,456	0,404	2,213	0,018	0,168	1,746	0,695	0,056	0,116	0,026
S 2	2,833	1,681	0,382	2,113	29,499	0,531	2,716	0,444	0,752	37,406
S 4	0,127	0,321	0,327	0,375	0,740	2,112	2,259	1,002	8,142	1,326
S 5	0,864	0,004	1,696	0,325	0,403	0,566	0,976	0,294	3,633	0,128
S 7	8,444	16,663	6,789	40,121	0,610	4,249	10,535	3,069	1,079	0,222
S 10	0,289	0,025	1,042	0,583	0,742	0,000	0,973	0,005	3,675	0,012
S 11	0,374	0,001	5,628	1,365	0,209	1,204	0,205	0,208	0,366	0,729
S 12	0,400	0,023	0,211	0,576	1,639	1,673	0,801	0,397	0,128	5,536
S 14	0,002	0,132	6,562	2,939	0,379	0,306	0,159	0,199	0,070	0,490
S 18	6,623	0,653	1,718	6,948	0,095	7,633	12,279	1,000	1,026	0,004
S 19	0,148	0,046	0,896	0,974	1,165	39,301	2,313	17,009	0,111	3,735
S 20	0,580	2,533	1,845	6,554	0,001	9,885	25,607	19,316	2,403	0,759
S 24	1,317	0,026	4,754	0,795	0,088	0,263	0,993	1,093	7,624	0,073
S 27	10,295	5,356	7,047	0,416	7,780	4,127	2,625	4,798	6,726	9,175
S 28	0,033	0,072	2,331	1,683	0,564	0,639	1,071	1,571	0,799	1,151
S 30	0,210	0,291	3,112	1,973	1,245	5,062	0,000	0,765	0,004	0,053
S 32	0,173	0,092	3,907	0,639	4,723	0,355	0,058	0,658	2,919	2,879
S 33	0,152	0,008	0,147	0,467	0,189	0,001	0,330	1,430	3,149	0,350
33 BIS	0,185	0,048	0,286	0,422	0,818	0,008	0,274	1,547	3,690	0,136
G 3	16,972	65,894	1,304	6,874	5,568	0,380	0,081	0,016	0,003	0,107
G 25	25,211	2,291	12,484	7,198	0,299	0,002	0,122	0,883	3,652	0,991
H 8	1,544	1,059	2,972	0,072	8,452	1,052	0,430	5,002	0,321	0,117
H 9	5,063	0,232	1,542	0,605	0,917	0,722	0,484	0,894	1,210	3,616
H 13	1,281	0,094	2,736	0,084	2,411	1,907	5,546	1,123	6,481	0,069
Q 1	0,148	0,684	2,186	0,176	8,437	2,630	0,732	4,456	4,576	2,266
Q 6	0,496	0,387	0,239	0,203	6,461	0,012	0,059	4,260	2,233	3,309
Q 15	0,005	0,373	8,145	2,192	0,305	0,221	20,624	11,254	23,902	0,195
Q 16	2,756	0,001	0,982	1,498	0,698	0,000	0,795	0,057	0,677	2,340
Q 17 A	1,158	0,005	2,627	0,249	1,691	1,662	1,668	3,592	1,147	0,104
Q 21	1,177	0,007	0,814	0,507	1,070	0,998	0,004	0,807	0,105	0,518
Q 22	1,720	0,113	0,500	3,677	0,362	0,211	1,416	0,005	2,447	0,271
Q 29	2,627	0,008	0,701	1,204	0,714	0,527	0,126	0,034	0,452	1,777
Q 31	0,865	0,000	0,136	0,099	0,791	0,886	0,530	0,240	4,644	0,499
Q 17 B	0,360	0,127	3,895	0,001	0,266	2,408	0,049	3,401	0,857	6,981
Q 17 B BIS	0,453	0,054	4,262	0,013	0,002	2,911	0,000	3,440	0,566	10,455

Cosinus carrés des observations :

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10
J 23	0,000	0,000	0,118	**0,428**	0,344	0,033	0,021	0,055	0,001	0,000
J 26	**0,587**	0,050	0,297	0,003	0,001	0,045	0,017	0,000	0,000	0,000
J26bis	**0,544**	0,068	0,311	0,002	0,010	0,047	0,015	0,001	0,001	0,000
S 2	0,208	0,094	0,018	0,087	**0,563**	0,005	0,020	0,002	0,002	0,000
S 4	0,067	0,129	0,109	0,111	0,101	0,136	0,118	0,040	**0,189**	0,000
S 5 .	0,335	0,001	**0,417**	0,071	0,041	0,027	0,037	0,009	0,062	0,000
S 7	0,169	0,255	0,086	**0,450**	0,003	0,010	0,021	0,005	0,001	0,000
S 10	0,165	0,011	**0,378**	0,187	0,110	0,000	0,055	0,000	0,093	0,000
S 11	0,075	0,000	**0,719**	0,154	0,011	0,030	0,004	0,003	0,003	0,000
S 12	0,247	0,011	0,082	0,199	**0,263**	0,126	0,049	0,019	0,003	0,000
S 14	0,000	0,017	**0,684**	0,271	0,016	0,006	0,003	0,002	0,001	0,000
S 18	**0,459**	0,035	0,076	0,271	0,002	0,065	0,084	0,005	0,003	0,000
S 19	0,019	0,004	0,072	0,069	0,038	**0,606**	0,029	0,163	0,001	0,000
S 20	0,046	0,153	0,092	**0,290**	0,000	0,095	0,200	0,116	0,008	0,000
S 24	0,245	0,004	**0,562**	0,083	0,004	0,006	0,018	0,016	0,063	0,000
S 27	**0,456**	0,182	0,198	0,010	0,090	0,022	0,012	0,016	0,013	0,000
S 28	0,011	0,018	**0,494**	0,315	0,049	0,026	0,035	0,040	0,012	0,000
S 30	0,047	0,049	**0,437**	0,245	0,072	0,137	0,000	0,013	0,000	0,000
S 32	0,038	0,016	**0,547**	0,079	0,270	0,010	0,001	0,011	0,028	0,000
S 33	0,180	0,007	0,111	**0,311**	0,058	0,000	0,039	0,130	0,165	0,000
33 BIS	0,159	0,031	0,156	**0,204**	0,183	0,001	0,023	0,102	0,140	0,000
G 3	0,231	**0,685**	0,011	0,052	0,020	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
G 25	**0,642**	0,045	0,202	0,103	0,002	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000
H 8	0,219	0,115	0,268	0,006	**0,312**	0,018	0,006	0,054	0,002	0,000
H 9	**0,717**	0,025	0,139	0,048	0,034	0,013	0,007	0,010	0,008	0,000
H 13	0,260	0,015	**0,353**	0,010	0,127	0,048	0,112	0,017	0,058	0,000
Q 1	0,028	0,099	0,262	0,019	**0,415**	0,061	0,014	0,064	0,038	0,000
Q 6	0,156	0,093	0,048	0,036	**0,530**	0,000	0,002	0,103	0,031	0,000
Q 15	0,000	0,026	**0,481**	0,114	0,007	0,003	0,190	0,080	0,098	0,000
Q 16	**0,610**	0,000	0,138	0,186	0,040	0,000	0,017	0,001	0,007	0,000
Q 17 A	0,282	0,001	**0,407**	0,034	0,107	0,050	0,040	0,067	0,012	0,000
Q 21	**0,480**	0,002	0,211	0,116	0,114	0,050	0,000	0,025	0,002	0,000
Q 22	0,377	0,019	0,070	**0,453**	0,021	0,006	0,031	0,000	0,024	0,000
Q 29	**0,650**	0,001	0,110	0,167	0,046	0,016	0,003	0,001	0,005	0,000
Q 31	**0,542**	0,000	0,054	0,035	0,129	0,068	0,033	0,011	0,128	0,000
Q 17 B	0,100	0,027	**0,687**	0,000	0,019	0,082	0,001	0,072	0,011	0,000
Q 17 B BIS	0,118	0,011	**0,702**	0,002	0,000	0,093	0,000	0,068	0,006	0,000

Les valeurs en gras correspondent au facteur pour lequel le cosinus carré est le plus grand

Annexe 5

Liste des minéralisations de Tamlalt

Liste des minéralisations de la plaine de Tamlalt (extrait du Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc n°374 bis)

Nom du gîte	Substance	Coordonnées		Feuilles 1/100 000	Association minéralogique	Morphologie	Roche encaissante	
HASSI TIOUREHANE- E	Fe	2 48'W	32 37'N	BELGHIADA	Hématite, limonite, goethite	Dissémination	K1	Grès, Conglomérats
Z'ROUG EL HAOUANITE	Sb	2 27'W	32 36'N	J.LAKHDAR	Stibine, bindheimite, valentinite	Filons E-W	Pz	Schistes, quartzites
NECISSA	Pb	2 18'W	32 35'N	J. LAKHDAR	Galène, cérusite, anglésite	Dissémination	K1	Dolomies
JBEL KLAKH	Cu, Pb, Zn	1 42'W	32 35'N	BOU ARFA	Galène, chalcopyrite, bornite, chalcosine, blende, malachite, azurite, brochantite	Amas	J2-K1	Dolomies, Grès
TARF ECH CHEDIDA	Cu, Fe	1 23'W	32 40'N	ICHE	Minéralisation polyminérale	Amas	J2	Dolomies
BOU IBLADENE	Fe	3 00'W	32 33'N	TALSINT	Magnétite, goethite		J1	
HASSI TIOURCHANE SW	Fe	2 51'W	32 36'N	BELGHIADA	Magnétite, limonite, goethite	Filons	J2	Grès, Conglomérats
AIN EL OURAK	Sb	2 33'W	32 34'N	BELGHIADA	Stibine, antimoine natif	Filonnets N-S	O	Grès
OUED JEBOUJ	Sb, As	2 31'W	32 33'N	BELGHIADA	Stibine, mispickel, oxydes d'antimoine	Filonnets N50	O	Contact schistes - quartzites

Z'RIGA	Sb	2 28'W	32 33'N	J.LAKHDAR	Stibine	Filons ENE-WSW	Pz	Quartzites
OUED FALET	Pb, Ag, Cu	2 08'W	32 34'N	J.LAKHDAR	Galène argentifère, malachite, cérusite, pyromorphite	Filons NW-SE	J2	Micaschistes
AIN SEBBAB	Cu, Fe	2 56'W	32 21'N	ZELMOU	Chalcopyrite, malachite	Filons E-W	J1	Schistes, basite
JBEL KARIMA	Cu, Fe	2 50'W	32 22'N	ZELMOU	Chalcopyrite, malachite, cuprite	Filons NW-SE	J1	Schistes
GUELB EN NEHASS	Cu	1 58'W	32 20'N	J. GROUZ	Chalcopyrite, malachite, azurite, chalcosine, cuprite, oxydes de fer et manganèse	Filons NE-SW	J1	Schistes, marnes, calcaires
OUED EL BAKHSA	Cu	1 30'W	32 25'N	FIGUIG	Chalcopyrite, malachite, hématite	Filons	J2	Dolomies
JBEL MELAH	Na, gypse	1 26'W	32 22'N	FIGUIG	Halite, gypse	Couche	J2	Argiles et dolérites
JBEL MELAH II	Cu	1 26'W	32 22'N	FIGUIG	Chalcosine, malachite	Filonnet	J2	Dolomies
BOU-SALEM	Cu, Fe	2 40'W	32 16'N	ZELMOU	Chalcopyrite, malachite	Filons	Ca2	Schistes
JBEL LOUGHAIDA	Cu	2 29'W	32 17'N	ZELMOU	Malachite, oligiste	Dissémination	J1	Schistes
GOULIMINA	Fe	1 52'W	32 15'N	J.GROUZ	Oligiste	Amas	J1	Calcaires oolithiques
TAMLOUST	Cu, Fe	1 22'W	32 17'N	FIGUIG	Chalcopyrite, covelline, Oligiste	Filon	J2	Roches volcaniques basiques
ZIREG BOU-SALEM	Fe	2 37'W	32 16'N	ZELMOU	Oligiste, carbonate de fer	Amas	Ca2	Calcaires
JBEL TISSOUFI	Fe	2 33'W	32 14'N	ZELMOU	Hématite, magnétite	Couche	Ca2	Grès, Conglomérats
JBEL TIOUA	Fe	2 31'W	32 13'N	ZELMOU	Oligiste, carbonate de fer	Amas	Ca2	Calcaires

JBEL FILLOU	Fe, Zn	2 29'W	32 14'N	ZELMOU	Carbonates de fer, Oligiste, oxydes de manganèse	Amas	Ca2	Calcaires
RAKNET ED DIB	Cu, Fe	1 21'W	32 14'N	FIGUIG	Cuprite, malachite, azurite, oxydes de fer.	Filons ENE-WSW	J1	Dolomies marneuses
J.TIMOUSSI	Cu	2 58'W	32 12'N	ZELMOU	Chalcopyrite	Filons	Ca2	Schistes
J.ZEROUK W	Ba	2 58'W	32 12'N	ZELMOU	Barytine, Oligiste, malachite	Filons N-S	Ca-O	Schistes
J.ZEROUK	Fe	2 45'W	32 12'N	ZELMOU	Hématite, magnétite	Couche	Ca-O	Grès Conglomérats
AIN CHAIR(J.CHIAT)	Cu	2 31'W	32 10'N	ZELMOU	Chalcopyrite, cuprite, malachite	Dissémination	Ca-O	Schistes
J. MAHIRIZ W	Cu	2 19'W	32 08'N	MENGOUB	Chalcopyrite, Chalcosine, bornite, goethite	Filons NE-SW	J1	Calcaires dolomitique
MAHIRIZ E	Cu	2 18'W	32 09'N	MENGOUB	Chalcosine, malachite, limonite	Filonnets	J1	Calcaires
MA-EL-MA-KBIRA	Cu	2 03'W	32 10'N	MENGOUB	Chalcopyrite, cuprite, malachite	Dissémination	J1	Calcaires
JBEL EL HAIMER	Fe	1 17'W	32 08'N	FIGUIG	Pyrite, Hématite, goethite	Filons	J1	Calcaires
JBEL ZELMOU	Ba	2 54'W	32 05'N	ZELMOU	Baryte	Corps stratiformes	J1	Marnes rouges
MELIAS W	Cu	1 21'W	32 06'N	FIGUIG	Chalcopyrite, bornite, goethite, malachite, azurite, covelline	Filons NE-SW	J1	Dolomies Gréseuses

Annexe 6

L'antimoine dans le monde

L'antimoine (Sb) est un métalloïde exploité par l'Homme depuis le début de la civilisation moderne. Son importance pour des industries aussi diverses que la nanotechnologie et la santé est soulignée par le fait qu'il s'agit actuellement du neuvième métal le plus extrait au monde.

En effet, l'antimoine est largement utilisé dans les alliages. En général, un mélange d'antimoine avec d'autres métaux les rend plus lustrés, plus dures et peu cassants. Les alliages d'antimoine forment des pièces moulées fines et dures. Selon Joseph (1916), un alliage à 86,5% de plomb et 13,5% d'antimoine est quatre fois plus dur que le plomb pur. L'antimoine est utilisé, avec de l'étain du cuivre, avec de petites quantités de plomb, de zinc, de bismuth et de nickel, dans la fabrication d'alliages antifrictions et particulièrement dans les plaquettes des freins de voitures. Les alliages d'antimoine avec l'aluminium ont une dureté, une ténacité, une élasticité et une malléabilité supérieures à celles de l'aluminium. Il résiste mieux à l'action corrosive de l'atmosphère que tout autre métal ou alliage. À mesure que le pourcentage d'antimoine dans les alliages augmente, la dureté augmente également, mais la ténacité et la malléabilité de l'alliage diminuent. Cependant, dans de nombreux cas, la présence d'antimoine est préjudiciable. Avec le cuivre, il provoque des fissures dans le laminage du métal. C'est également un constituant nuisible pour la production du bronze (cuivre + étain) et du laiton (cuivre et zinc). L'antimoine est utilisé en teinture comme mordant, pour les couleurs végétales. L'antimoine est utilisé aussi en médecine, dans le raffinage de l'or et est utilisé dans la fabrication d'allumettes et de capsules de percussions. Le pentasulfure (Sb_2S_5) est utilisé dans la fabrication du caoutchouc vulcanisé. Le trisulfure (Sb_2S_3) est utilisé dans le revêtement de chambres en plomb pour la fabrication d'acide sulfurique.

Toutefois, et malgré toute cette importance, les études relative aux gisements d'antimoine sont peu abondantes et on sait relativement peu de choses sur le transport de Sb, et particulièrement en ce qui concerne les réactions d'oxydoréduction en milieu biologique (Christopher A. A. et Hollibaugh J. T., 2014).

Du point de vue minéralogique, outre l'antimoine natif (qui est rare), les principaux minéraux antimonifères naturels sont la stibine (Sb_2S_3), la kermésite (Sb_2S_2O), la valentinite (Sb_2O_3), la cervantite (Sb_2O_4), et la stibiconite ($Sb_3O_6(OH)$). Parmi les autres minéraux , on peut citer, parmi les plus fréquents, la famatinite (Cu_3SbS_4), la

chalcostibite ($CuSbS_2$), la plagionite ($Pb_5Sb_8S_{11}$), la boulangérite ($Pb_5Sb_4S_{11}$), la jamesonite ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), la berthiérite ($FeSb_2S_4$), etc....

Selon le « USGS minerals Year book » (édition 2018), la production mondiale était de 150.000t en 2017, dominée par la Chine avec ses 110.OOOt (soit plus de 73%), suivi du Tadjikistan, avec 14000T (soit environ 9%).

Selon Pochon (2017), la majorité des gisements Sb-Au étudiés dans le monde seraient d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque. Toutefois, signalons que c'est en Chine que l'on trouve les plus gros gisements, avec les gisements du district de Hunan, parmi lesquels le gisement de Hsi Huang Shan (Xikuangshan), de loin le plus vaste et le plus riche. Ce gisement est constitué de trois couches calcaires attribuées au Dévonien et dont la puissance varie entre 2,5 mètres et 8 mètres de puissance. De même, selon Joseph (1916), les gisements américains ne se limitent pas à un horizon géologique défini. Dans les Appalaches, ils sont associés à des schistes cristallins anciens alors qu'ils sont encaissés dans les roches carbonifères en Arkansas. Au Pérou, les minéralisations à antimoine sont associées à des roches volcaniques du Miocène supérieur (Soler et al, 1986).

De même, à notre connaissance, et en dehors des gisements d'Italie (Toscane) qui sont associés aux calcaires éocènes, les gisements européens sont essentiellement portés par des formations paléozoïques. Il en est de même pour les gisements marocains comme nous le verrons plus tard.

L'intérêt que présentent ces gisements antimonifères réside dans la présence fréquente de l'or dans ces minéralisations. C'est particulièrement le cas au Maroc où la presque totalité des minéralisations antimonifères que nous avions eu l'occasion d'étudier présentent des teneurs en or, certes non exploitables pour ce précieux métal en tant que tel, mais devenant un produit « bonifiant » pour l'exploitant de l'antimoine.

BIBLIOGRAPHIE PARTIELLE

Christopher A. A. et Hollibaugh J. T. (2014): Dissimilatory Antimonate Reduction and Production of Antimony Trioxide Microcrystals by a Novel Microorganism. *Environ. Sci. Technol.,* ***n°*** *48 (1), pp 681–688*

Soler P., Grandin G. et **Fornari M.** (1986) : Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou. Géodynamique, Vol. 1, pp. 33-68.

Annexe 7

L'or dans le monde et au Maroc

«Gold is the child of Zeus.
Neither moth nor rust devoureth it.
But the mind of man is devoured by this supreme possession»
Pindar (518-438B.C.)

Dans la présente annexe, je me suis limité à donner quelques idées sur l'or dans le monde et au Maroc sans aborder ni la typologie des gisements ni leur métallogénie.

1. Physico-chimie

L'or est un élément chimique du groupe **IB** comprenant le cuivre, l'argent et l'or. De numéro atomique 79 et un poids atomique de 196,967, il a une densité de 19,32 et un point de fusion de 1063,0°C. La configuration électronique des électrons externes est $5d^{10}6s^{1}$. Un seul isotope d'or est connu à l'état naturel ($^{197}Au_{79}$) dont la durée de demi-vie serait supérieure à $3\ 10^{16}$ ans (Strominger et *al.*, 1958, *in* Boyle, 1979), par contre, les isotopes ^{196}Au, ^{198}Au et ^{199}Au sont instables et de très courte durée. De même, une vingtaine d'isotopes radiogéniques artificiels sont connus mais leur demi-vie n'excède pas 185 jours.

Du point de vue cristallographique, l'or est cubique, hexoctahédrique, au même titre que le cuivre, l'argent et le plomb. Son rayon atomique est de 1,44Å.

Inaltérable à l'atmosphère, l'or se rencontre essentiellement à l'état natif ; mais il peut s'associer à d'autres éléments et particulièrement l'argent, le cuivre, le tellure, le sélénium, l'antimoine et les Platinoïdes.

Habituellement, l'or se présente sous trois états d'oxydation : 0 (natif), +1 (aureux) et +3 (aurique). Sans être répandus, Au (II) et Au (V) ont été signalés dans certains complexes. Ils seraient instables et n'existeraient dans la nature que dans des solutions aqueuses riches en matière organique ou en chlorures (Bergendahl, 1975, *in* Boyle, 1979). Chimiquement, dans les conditions normales, l'or est inerte et n'est pas attaqué par les acides, sauf par l'eau régale. Il ne réagit pas non plus avec l'oxygène ni le soufre. Par contre, l'or se dissout facilement dans les solutions alcalines de cyanure en présence d'air, dans les solutions contenant les acides tellurique et sulfurique ou phosphorique, dans les solutions d'acides sulfurique et chlorhydrique en présence d'un oxydant tel MnO_2. Le mercure s'amalgame avec l'or jusqu'à 0,7% en poids d'or à 25°C.

Du point de vue minéralogique, l'or que l'on rencontre dans la nature est souvent à l'état natif mais on le rencontre aussi associés à d'autres éléments. Les principaux minéraux d'or sont (in : Palache et al., 1958 ; Boyle, 1979 ; Bache, 1982 ; Gasparrini, 1993 ; Blazy et Jdid, 2006) :

Minéral	Formule	Minéral	Formule
Natifs		**Tellurures**	
Electrum	(Au, Ag)	Calavérite	$AuTe_2$
Kustélite	(Ag, Au)	Muthmanite	(Ag, Au)Te
Cuproaurure	(Au, Cu)	Krennerite	$(Ag, Au)Te_2$
Porpézite	(Au, Pd)	Sylvanite	$(Ag, Au)Te_4$
Rhodite	(Au, Rh)	Petzite	Ag_3AuTe_2
Auricuprure	Au_2Cu_3	Kostovite	$AuCuTe_4$
Tétraauricuprure	AuCu	Montbrayite	$(Au, Sb)_2Te_3$
Rozhkovite	$(Cu, Pd)_3Au_2$	Nagyagite	$AuPb(Sb,Bi)Te_{2-3}S_6$
Maldonite	Au_2Bi	Bilibinskite	$Au_3Cu_2PbTe_2$
Weishanite	$(Au,Ag)_3Hg_2$	Bogdanovite	$Au_5(Cu,Fe)_3(Te,Pb)_2$
Sulfures		Bezsmertnovite	$Au_4Cu(Te,Pb)$
Uytenbogaardtite	Ag_3AuS_2	**Séléniures**	
Liujinynite	Ag_3AuS_2	Fischesserite	Ag_3AuSe_2
Antimoniures		Penzhinite	$(Ag,Cu)_4Au(S, Se)_4$
Aurostibite	$AuSb_2$	Petrovskaite	AuAg(S, Se)
Criddleite	$Ag_2Au_3TlSb_{10}S_{10}$		

2. Eres et provinces métallogéniques

Il est évident que le cadre de cette synthèse ne se prête pas à décrire, encore faut-il le pouvoir, les principaux gisements et les provinces aurifères de par le monde. Je tenterai tout au plus de donner des indications sommaires sur les principaux gisements mondiaux afin de permettre au lecteur de chercher une similitude entre un gîte marocain et un gisement mondialement connu.

Proust (1920, *in* Boyle, 1979, p.90) disait que "*l'or est de tous les âges*". Toutefois, l'analyse de la répartition des gisements aurifères de par le monde permet de constater que certaines époques géologiques sont plus fertiles que d'autres. C'est ainsi que Guillemin *et al.* (1989) font remarquer que plus de 85 % de la production cumulée provient des formations de l'Archéen, 2,7 % du Protérozoïque, 2,6 % du Paléozoïque, 2 % du Mésozoïque et 7,6 % du Cénozoïque.

Ces mêmes auteurs font remarquer toutefois que les principaux gisements épigénétiques sont associés au Précambrien alors que les gisements sédimentaires se trouvent associés à des formations de tout âge et surtout le Tertiaire et le Quaternaire

mais, si l'on considère que les gisements de Witwatersrand sont des placers (ou des placers modifiés), alors les principaux placers sont précambriens.

2-1- Eres métallogéniques

Plusieurs travaux ont été réservés à différents types de gisements aurifères. Ces études et travaux présentent souvent un descriptif du contexte du gisement avec des hypothèses sur sa genèse. Dans le tableau qui suit, j'ai essayé de résumer les principales caractéristiques des gisements. Je me suis limité aux données physiques appréciables et ne pouvant pas prêter à « polémique ». C'est ainsi que je n'ai abordé ni l'âge de la minéralisation ni les conditions de dépôt. Dans le cadre de cette synthèse, je me suis amplement inspiré des travaux de Boyle (1979) et Foster (1993).

Le tableau ci-après résume les principales données.

Ere	Précambrien	Paléozoïque	Mésozoïque	Cénozoïque
Roche encaissante	Méta-volcanites, BIF, Conglomérats, Porphyres	Skarns, méta-sédiments et greywakes, porphyres et granitoïdes,	Méta-sédiments et méta-volcanites	Andésites, Tufs, dacites, méta-volcanites, méta-sédiments
Principaux types	Placers, Conglomérats, Filons, Skarns, zones silicifiées, sulfures massifs	Filons, voûtes anticlinales) ; zones silicifiées filons, sulfures massifs	Filons, skarns, sulfures massifs, zones silicifiées	Filons, lentilles, zones silicifiées
Gangue et éléments de la gangue	Conglomérat à quartz, pyrite, hématite, séricite,	Quartz, pyrite, mispickel et carbonates	Quartz, pyrite, mispickel et carbonates	Quartz, pyrite, adulaire, séricite, alunite, fluorine, barytine, **rhodocrosite et rhodonite** (Caractéristiques)
Paragenèse	Pyrite, Galène, Mispickel, pyrrhotine, blende, Stibine, chalcopyrite et sulfosels	Pyrite, Galène, Mispickel, blende, Stibine, pyrrhotine, chalcopyrite et sulfosels	Pyrite, Galène, Mispickel, blende, Stibine, pyrrhotine, chalcopyrite et sulfosels	Pyrite, Galène, Mispickel, blende, argentite, Stibine, chalcopyrite, séléniures et sulfosels
Nature de l'or	Libre (environ 80µ), en inclusions dans la pyrite, le mispickel et les sulfosels,	Souvent libre ou en inclusions dans la pyrite, le mispickel, les sulfosels,	Souvent libre ou en inclusions dans la pyrite, le mispickel, les sulfosels,	Souvent libre ou en inclusions dans la pyrite, les sulfosels et les tellurures
Eléments associés	K, Na, Cu, Ag, Zn, Cd, SiO2, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Mn, W, **Th, U, REE (caractéristiques)**	K, Na, W, Cu, Ag, Zn, Cd, B, Pb, As, Sb, Bi, Te	K, Na, W, Cu, Ag, Zn, Cd, B, As, Sb, Bi	K, Ba, Mo, W, Mn, Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Tl, Pb, As, Sb, Bi, Se, Te, F.

De son côté, Lescuyer (2003, in Harcouët, 2005) avait élaboré une carte de synthèse montant la situation géographique des principaux gisements, tenant compte des ères géologiques (fig. a).

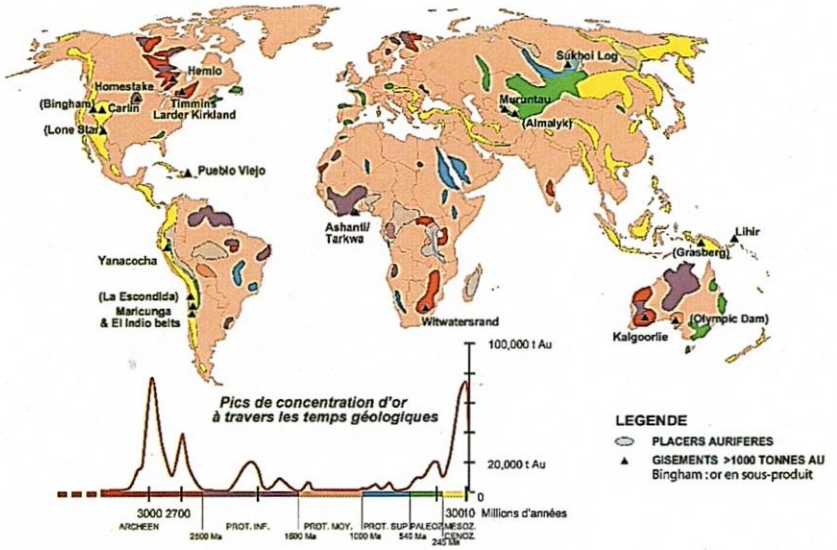


Fig. a: Carte de répartition des gisements aurifères selon les ères géologiques (Lescuyer, 2003, in Harcouet, 2005)

2-2- Provinces métallogéniques

Certaines régions, de par le monde, sont réputées pour être aurifères. C'est le cas en particulier du bassin du Witwatersrand d'Afrique du Sud, les ceintures des greenstone belts de l'Abitibi au Canada et de Yilgarn en Australie, le Carlin trend du Nevada aux USA et, enfin, la ceinture péripacifique englobant la côte ouest latino-américaine (Andes Centrales : Pérou, Chili, Bolivie, Argentine) et les îles pacifiques (Indonésie). Ceci ne signifie pas que les autres régions du monde ne sont pas aurifères mais il s'agit plutôt des régions où un très grand nombre de gîtes et gisements ont été découverts.

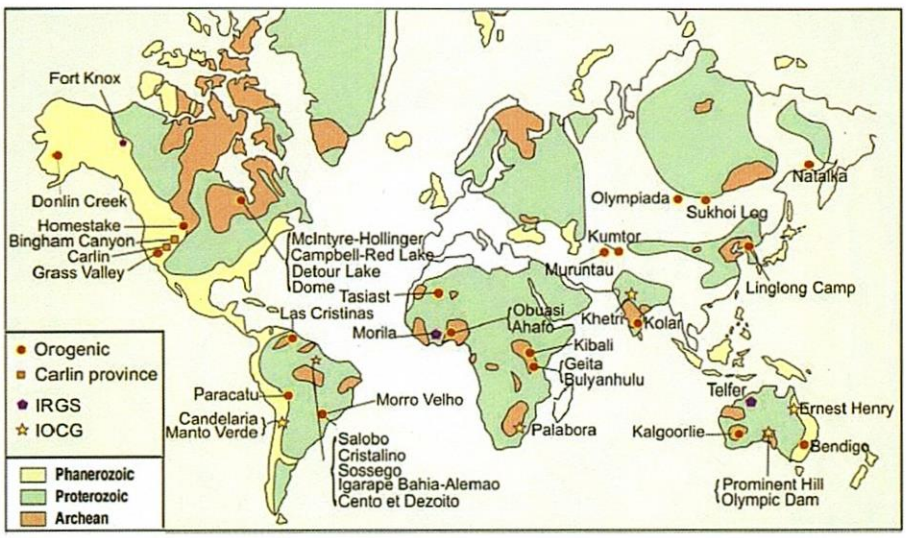


Fig. b : Répartition des gisements aurifères selon leur type génétique (Groves et al., 2016)

3. Quelques données économiques

3-1- Cours et cotation

La cotation de l'or remonte au temps des pharaons. En effet, en 3500 av. J-C., il avait été décrété "qu'*une quantité en or vaut deux fois et demi son équivalent en argent*" (*in* Boyle, 1979). Durant l'ancienne Egypte, et étant donné l'abondance de cuivre dans le Sinaï, la référence était plutôt en ce métal. Pour le commerce extérieur avec les asiatiques, les paiements se faisaient en or ou en argent. L'unité utilisée était « l'*Outen* » (environ 91 g) (divisé en dix *Kat*). Ainsi le bimétallisme s'est-il imposé à partir du XVIème siècle et ce pendant trois siècles. Provenant massivement des Amériques, l'argent avait une valeur de 10 à 15 fois inférieure à l'or, plus rare, qui quant à lui était utilisé pour les achats importants. Toutefois, ce système manquait de cadre réglementaire garantissant le poids et le titre. Et, à partir de 1816 et tout au long du XIXe siècle, l'or s'impose comme l'unique étalon. Lorsqu'un pays décide que l'or sera son seul étalon, il reconnaît trois principes fondamentaux (*Encyclopédie Intégrale, Intergold / Nathan*) :

- *la liberté de frappe : c'est le droit pour les citoyens de porter leurs lingots à l'Hôtel de la Monnaie pour les faire transformer en pièces ;*
- *la définition de son unité monétaire de base par rapport à une certaine teneur en or fin (en 1816, la Livre Sterling anglaise est définie comme valant 7,32 g d'or) ;*
- *la libre conversion en or du papier-monnaie : les citoyens ont le droit d'échanger leur papier-monnaie contre des espèces sonnantes.*

Toutefois, en 1879, l'or devient la référence pour la cotation des monnaies et une once d'or (Once troy = 31.1034768 grammes) fût cotée à $ 20,67.

En 1934, le gouvernement américain dévalue le dollar faisant passer la cotation de l'or à $ 35 l'once (Gasparrini, 1993). La convertibilité de l'or en dollars sera affirmée lors de la réunion de *Bretton Woods* (1944), avec la création d'un *pool* de huit banques centrales (USA, Grande Bretagne, France, RFA, Suisse, Italie, Belgique et Pays Bas) qui assurera la stabilité du cours de l'or jusqu'au 17 Mars 1967, date de la dissolution du *Gold pool*.

Après cela, la fonction monétaire de l'or, et la parité entre l'or et le Dollar, sera abandonnée en deux étapes :

- le 15 Août 1971, le président américain Nixon suspend la convertibilité du Dollar en or,

- en Janvier 1976, lors des accords de la Jamaïque, la démonétisation de l'or, et la fin de l'étalon or, est rendue officielle par le FMI.

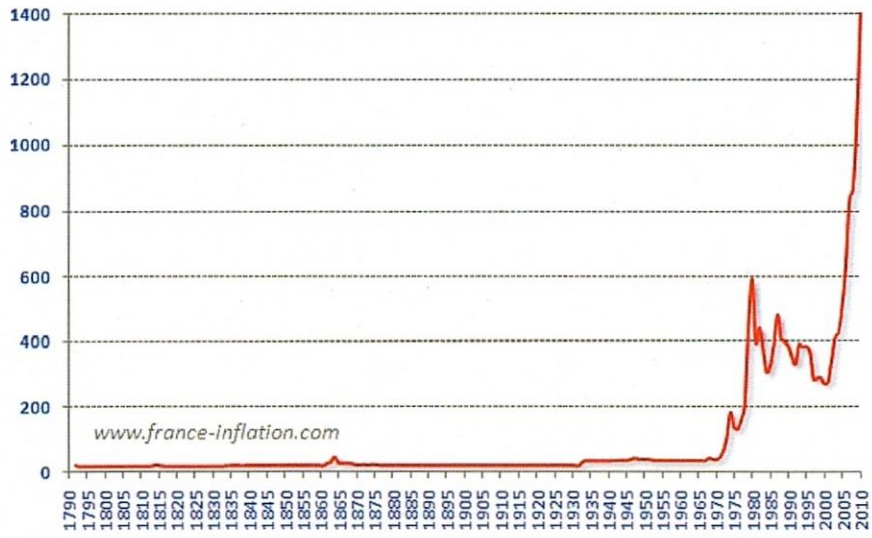
Entre-temps, deux dévaluations du dollar ont été notoires :

- le 18 Décembre 1971, une première dévaluation de 8% entraîne des cours d'or de 38 $/oz ;

- le 13 Février 1973, une deuxième dévaluation du dollar fait passer l'or à 42$/oz ;

Depuis lors, on assistera à la déréglementation des cours de l'or qui vont fluctuer comme ceux d'une valeur refuge soumise à la spéculation. En plus, la cessation des ventes d'or par le FMI à partir du deuxième trimestre de 1980 et la crise du marché financier américain durant la même période conduiront à des cours records atteignant 850 $/oz le 21 janvier 1980 avant de revenir à $675 fin janvier et $501 fin mars de la même année (XX, 1991). Après cela, les cours allaient se stabiliser entre 380 et 400 $/oz avec une tendance à la baisse durant les années qui ont suivi, atteignant moins de 275 $/oz en Mai 1999, après la mise en vente d'une partie du stock du Royaume Uni. Cette baisse se poursuivra pratiquement durant la fin des années 90 et le début des années 2000 et un autre plafond à 260,69 US$ sera atteint le29 mai 1999. Les cours vont alors reprendre et un autre pic sera atteint le 25 juillet 2011 avec un or à 1837,68 US$/Oz avant de reprendre leur tendance à la baisse avec une « stabilisation » aux alentours de 1200US$ l'once.

Le graphique ci-dessous montre la flambée des cours à partir de 1975.



Production mondiale en or (1975 -2010) (France -Inflation)

En analysant l'évolution des cours depuis 1975, on serait tenté d'en déduire un « cycle » dont la période serait de 10 ans avec des pics, en hausse ou en baisse, tous les 5 ans, sauf peut-être pour la période entre 1990 et 2000 qui avait connu un trend baissier sans pic notable. Ces « cycles » sont enclenchés (ou perturbés ?) par des évènements mondiaux tels que la révolution iranienne en 1979 et l'invasion de l'Afghanistan, la guerre en Irak, la crise des « subprimes » ou l'attaque du « World Trade center ».

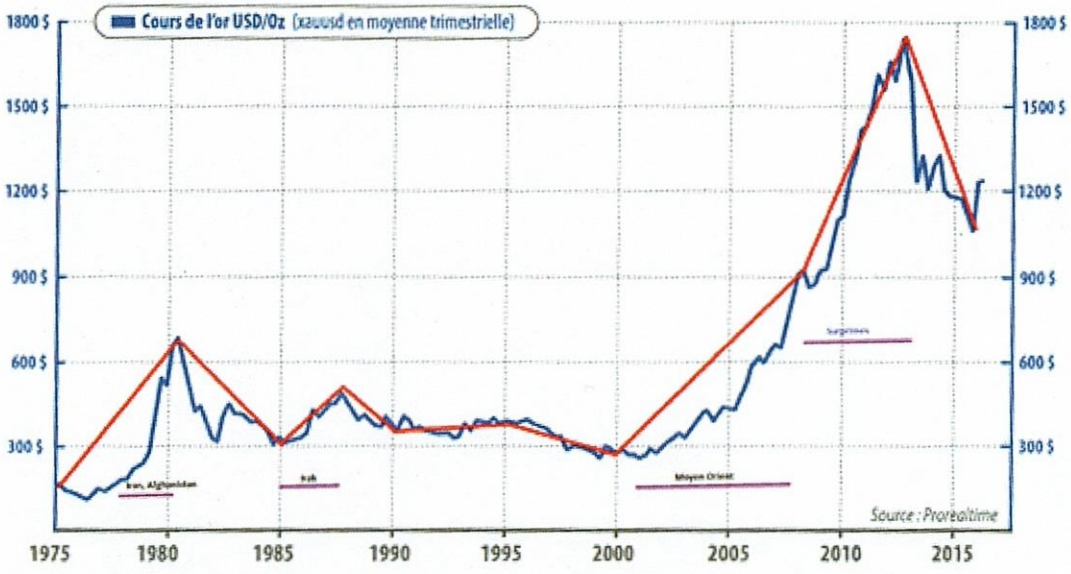


Fig. 26 : Evolution des cours de l'or entre 1975 et 2015 (en Dollars US)

Ceci étant, et si nous nous intéressons à la dernière décade, nous constaterons que 2011 et 2012 ont connu une hausse « spectaculaire » des cours mais un trend baissier a été entamé depuis 2013. Si nous considérons les cycles cités plus haut, et si nous considérons que le cycle en cours a débuté en 2013, une spéculation donnerait la reprise des cours vers 2018-2019. Quoi qu'il en soit, le trend global est à la hausse et il est fort peu probable que l'on revienne à des cours inférieurs à 800€.

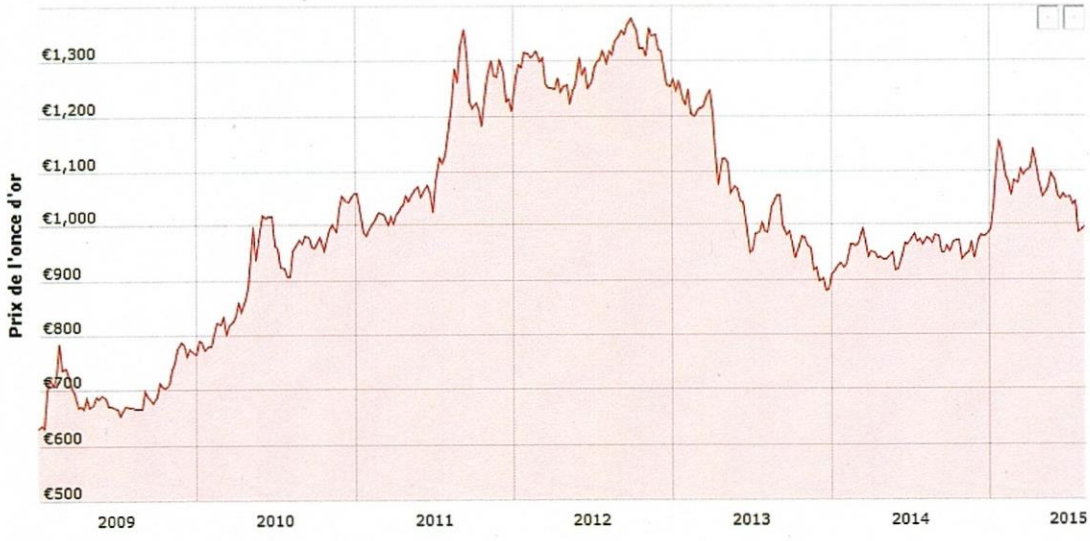


Fig. 27 : Evolution des cours de l'or entre 2009 et 2015 (en Euros) (Source : BullionVault)

3-2- Production

Depuis l'antiquité et jusqu'en 1996, la production mondiale serait de l'ordre de 177.200 tonnes, due essentiellement à l'Afrique du Sud (37 %), la Russie (15%), les Etats Unis (9 %), le Canada (6 %) et l'Australie (6 %) (WGC, 1999).
Bache (1982), estime la production mondiale, de la Préhistoire à fin 1977, à 102.727 t.

Par contre, Jensen et Bateman (1981) l'estiment seulement à 80.000t et elle serait due principalement à l'Afrique du Sud (65%), la Russie (12,9%), le Canada (5,8%) et les U.S.A. (3,2%). Depuis 2006, la Chine est devenue le premier pays producteur d'or et, depuis lors, la production chinoise pèse considérablement dans la croissance de la production mondiale d'or qui, sans elle, serait encore au niveau de 2001.

Le tableau ci-après donne l'évolution de la production, par siècle, depuis 1493.

		Production par siècle		Production totale		Taux annuel	Augmentation par siècle
1493-1600		103,2 = 2,4 %		103,2		0,97	—
1601-1700		124,6 = 2,8 %		227,8		1,25	21,4
1701-1800		259,9 = 5,9 %		487,7		2,60	135,3
1801-1850	162,0			649,7	3,24		
1851-1885	858,9	1.568,5 = 35,5 %		1.508,6	24,54	15,68	1.308,6
1886-1900	547,6			2.056,2	36,31		
1901-1929		2.355,6 = 53,4 %		4.411,8		81,23	
		4.411,8 = 100 %					

Source : S.D.N. III, n° 26, p. 57 « Rapport provisoire de la Délégation de l'or du Comité financier », Genève, 8 septembre 1930.

Tab. 1 : Evolution de la production mondiale en or par siècle (1493 -1929)

(Extrait de : L'évolution de la production de l'or dans le monde
Etudes et conjoncture - Economie mondiale Année 1949 Volume 4 Numéro 2 pp. 13-62)

Dans le même cadre, rappelons que, dès 728, les marocains fondèrent la ville de Sijilmassa, qui devint un centre important de commerce par lequel transitait l'or soudanais destiné aux pays européens. Ce commerce se développera davantage au XI° siècle sous le règne des Almoravides. Au milieu du XIV^{e} siècle, 70 % de l'or acheminé en Occident provient de ce qui est devenu l'Empire du Mali. Toutefois, en 1498-1499, Vasco de Gama, découvre le cap de Bonne-Espérance. Ainsi, à partir du XVI^{e} siècle, les voies maritimes surclasseront les anciennes routes transsahariennes.

Concernant la conquête de l'Ouest américain et les ruées vers l'or qui s'en sont suivies, Levai (1901) l'avait rattaché à la facilité avec laquelle l'or, grâce à son poids spécifique

élevé, se sépare des stériles qui l'accompagnent, ce permettait d'opérer le lavage avec des instruments rudimentaires: batée en bois, longtom ou sluice portatif qu'emploie le prospecteur d'or et que, souvent, il les emprunte à la forêt voisine.

Plus proche de nous, et pour ne signaler que la dernière décade, et comme le montre le tableau ci-après, la production mondiale a connu une nette progression, malgré une légère baisse en 2016:

Année	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Prod. T	2260	2450	2741	2839	2864	3070	3133	3186	3110	3150

Tableau 2 : évolution de la production mondiale durant la décade 2008-2017
(sources: USGS, Mineral yearbook 2018)

	Pays	2016 (t)	2017(t) (estim.)
1.	Chine	453	440
2.	Australie	290	3OO
3.	Russie	253	255
4.	USA	222	245
5.	Canada	165	180
6.	Pérou	153	155
7.	Afrique du Sud	145	145
8.	Mexique	111	110
9.	Ouzbékistan	102	100
10.	Indonésie	80	80
	Reste du Monde	840	845
	Total	**3110**	**3150**

Tab. 3 : Principaux pays producteurs d'or pour 2016 et 2017

Selon l'USGS (2018), les réserves mondiales sont estimées à 54.000t, détenues principalement par l'Australie (9.800t), l'Afrique du Sud (6.000 t) et le Pérou (5.500 t).

4. L'or au Maroc

4-1- Historique de la recherche de l'or au Maroc

Au Maroc, plusieurs indices d'or ont fait, dans un passé plus ou moins lointain, l'objet de travaux de recherche et certains ont donné lieu à des exploitations. Les vestiges d'Iouriren, dans l'Anti-Atlas occidental, prouvent que l'exploitation de ce métal remonte loin dans le passé. De même, l'origine de la dénomination "Oued Ed Dahab" reste inexpliquée. S'agit-il de lieu d'anciennes exploitations de placers (orpaillage ?) (Cette

éventualité est à relier au fait que le fleuve Sagiat Al Hamra draine des terrains du bouclier ouest africain. Toutefois, aucune trace d'anciens travaux n'ont été découverts (du moins à notre connaissance) ou, tout simplement, comme le pensent certains historiens, un lieu de rencontre des caravanes remontant du Mali et du Sénégal et se dirigeant vers Sijilmassa? Toujours est- il que, d'après Quiring (1972) (*in* : Bache, 1982), la production aurifère du Maroc aurait été de 45 tonnes entre la Préhistoire et le Moyen Age.

La prospection de l'or, au sens actuel du terme, a été lancée au milieu des années 30 (Thiebault et al., 1939). D'après Eyssautier (1952), jusqu'en 1950, l'or et l'argent n'ont été que des sous-produits de l'exploitation du Cobalt et du plomb ; les concentrés et le minerai scheidé de cobalt titrant 15 à 20 g Au/t.

Avec la (re)découverte de Tiouit et Jemaa n'Ougoulzi en 1946, la production de l'or sera effective à partir de 1951. Le tableau ci-après résume l'évolution de cette production.

Année	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	-	1960
Production (en Kg)	3,7	64,4	125,9	78,9	110,9	132,8	8,25	-	3,2

Tableau 1 : Evolution de la production aurifère de Tiouit durant ses premières années d'activité (en Kg).
Source : Simon G. (1964) et rapports annuels de la Direction des Mines, Rabat

Lors de la décennie des années 80, et avant sa fermeture en mars 1996, la production aurifère de la mine de Tiouit a été comme suit :

Année	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995
Production (en Kg)	300	292,4	291,4	319,2	345,1	354,3	432,1	550,7	417,5	420,3

Source : Direction des Mines, Rabat.

Depuis la découverte du gisement d'Iouriren, au début des années 90, et jusqu'à la fermeture de la mine en 2012, la production marocaine a été comme suit :

Année	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Production (en kg)	2669	1876	1293	1272	1059	771	615	493	479	167

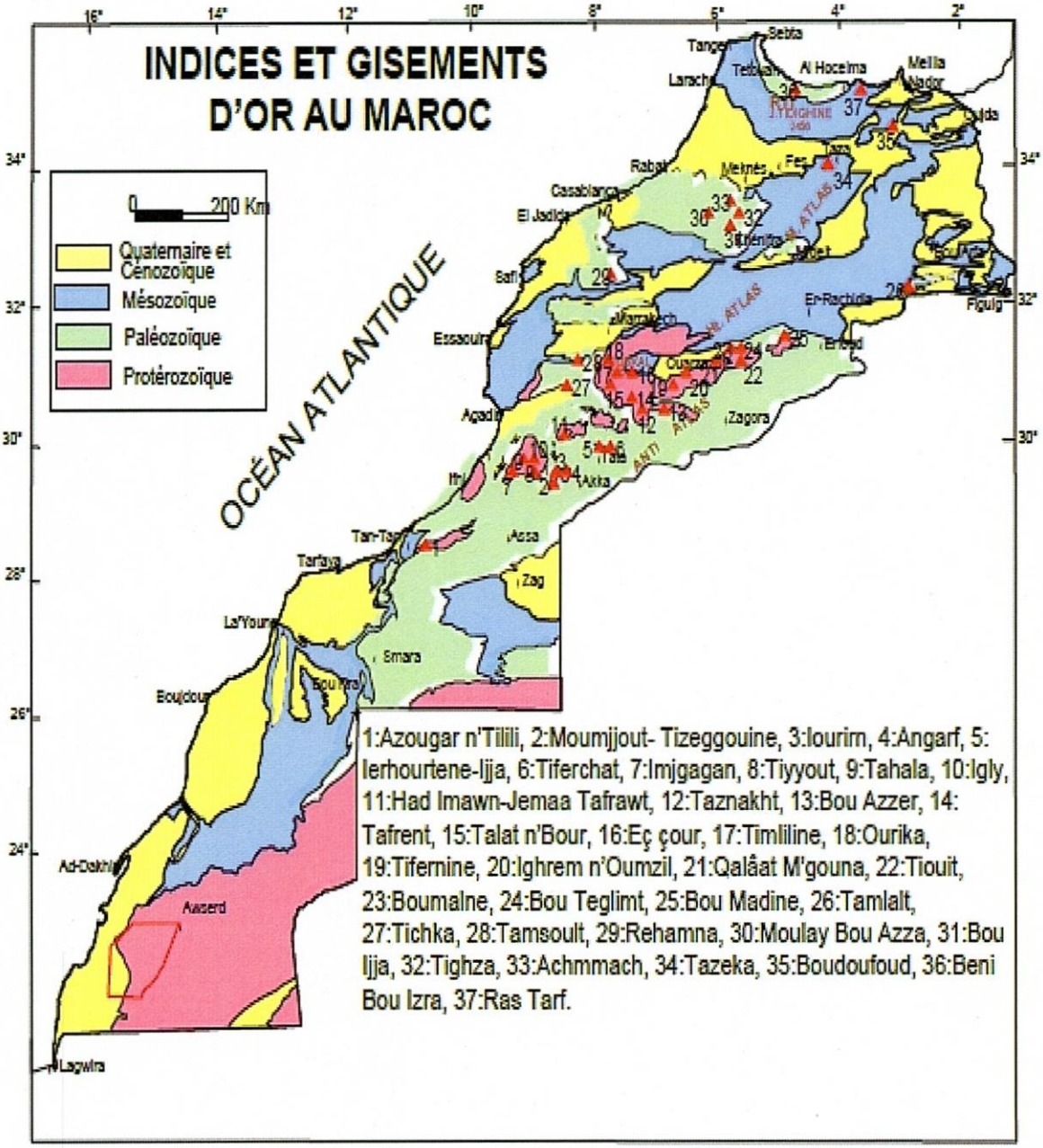
Source : Archives de MANAGEM.

Toutefois, avec la reprise de l'activité au niveau de la mine de Tiouit, la production sera relancée quoique, cette fois-ci, il s'agira du retraitement des haldes. Ainsi, il sera produit 264 Kg en 2015, 107Kg en 2016 et 220Kg en 2017.

Nous constatons donc que le Maroc reste un pays à faible production aurifère. Rappelons, que, concernant les minéralisations aurifères du Maroc, le PDM (Plan de Développement Minier, 1997) avait conclu que « *la plus surprenante faiblesse est peut-être la sous-exploration de l'or, étant donné son grand intérêt pour les investisseurs miniers internationaux, ainsi que son potentiel élevé dans plusieurs régions du Maroc... ».*

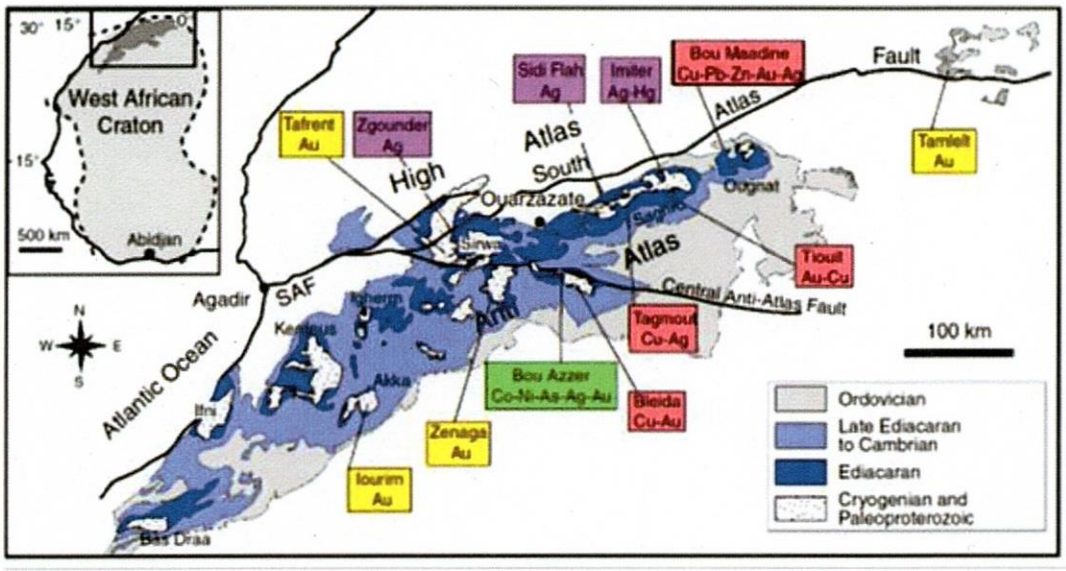
4-2- Les principaux gisements aurifères marocains

Les cartes ci-après donnent un aperçu des minéralisations aurifères du Maroc.



Carte des gisements et gîtes aurifères du Maroc (in Annich, 2005)

Parmi tous ces gisements, gîtes et indices, certains ont fait l'objet d'exploitation. Nous pouvons ainsi signaler le gisement de Bouazzer où l'or et l'argent étaient des sous-produits du cobalt nickel, le gisement cupro-auro-argentifère de Tiouit et le gisement à cuivre et or d'Iouriren. De même, il y a lieu de signaler les minéralisations cuprifères de Seksaoua (Haut Atlas Occidental) qui avaient donné des teneurs fort intéressantes en or.



Situation des gisements de Bouazzer, de Tiouit de d'Iouriren (Carte d'après Gasquet et al., 2005)

BIBLIOGRAPHIE PARTIELLE

Annich M'. (2005): Exploration de l'or au Maroc. *Journées Nationales de l'Industrie Minérale, Marrakech, 23-25 novembre 2005, inédit.*

Bache J.J. (1982) : Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative. *Mém. BRGM. n° 118. 102p.*

Boyle R. W. (1979): The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Canada Bull., n° 280, 584p.*

Eyssautier L. (1952) : L'industrie minière du Maroc (zone française). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc n° 88, 184p.*

Foster R.P. Edit. (1993): Gold metallogeny and exploration. *Chapman & Hall, London, 432p.*

Gasparrini C. (1993) : Gold and Other Precious Metals. *Springer-Verlag edit. New York. pp. 87 - 148.*

Groves D.I., Goldfarb R.J. et **Santoch M.** (2016): The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc setting . *Geoscience Frontiers n° 7, pp. 303-314*

Guillemin C., **Johan Z** et **Marcoux E.** (1989) : Le renouveau de l'or éternel. *La Vie des Sciences, C. R. Acad. Sci., Sér. Gén., t. 6, n° 5, pp. 337-367.*

Jensen M. L. et **Bateman A. M.** (1981): The precious metals. in: *Economic mineral deposits. John Wiley & Sons edit. New York., pp. 271-293.*

Levai D. (1901) : La géologie, la prospection et l'exploitation des mines d'or et des placers. *Conférence donnée à la société belge de géologie, 21 février 1901.*

Simon G. (1964) : La mise en valeur et l'utilisation des ressources minières du Maroc. *Editions La Porte, Rabat, pp. 214 -215.*

Thiebault L., Choubert G., Dubois J, Matveieff D. et **Rampont P.** (1939) : Rapport sur les opérations de prospection d'or dans l'Anti-Atlas. *Inédit, Archives Serv. Mines. Maroc. 37p.*

WGC (World Gold Cuncil) (1999): Weekly Gold Market Commentary. (Site web).