



HAL
open science

Minéralisations à Au-Mo-Cu de la bordure orientale du massif du Tichka dans leur cadre géologique (Haut-Atlas occidental, Maroc)

Abdellatif Jouhari

► **To cite this version:**

Abdellatif Jouhari. Minéralisations à Au-Mo-Cu de la bordure orientale du massif du Tichka dans leur cadre géologique (Haut-Atlas occidental, Maroc). Minéralogie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1989. Français. NNT : . tel-00703272

HAL Id: tel-00703272

<https://theses.hal.science/tel-00703272>

Submitted on 1 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



JOUHARI (A.)

Ex. n° 1

THESE
PRESENTEE PAR
JOUHARI Abdellatif

TITRE

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE)

**Minéralisations à Au - Mo - Cu de la bordure orientale
du massif du Tichka dans leur cadre géologique.**

(Haut-Atlas occidental, Maroc)

23 JUIN 1989

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

DATE DE SOUTENANCE : Lundi 29 Mai 1989

COMPOSITION DU JURY :

R. MICHEL - *professeur émérite à l'Université Joseph Fourier*
F. TOLLON - *directeur de recherche CNRS*
J. L. TANE - *maître de conférences à l'Université Joseph Fourier*
J. PERRIAUX - *professeur émérite à l'Université Joseph Fourier*
E. OUDIN - *ingénieur, BRGM*
G. VIVIER - *ingénieur CNRS, Université Joseph Fourier*
A. WADJINNY - *ingénieur chef géologue CMT*

THESE
PRESENTEE PAR
JOUHARI Abdellatif

TITRE

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE)

**Minéralisations à Au - Mo - Cu de la bordure orientale
du massif du Tichka dans leur cadre géologique.
(Haut-Atlas occidental, Maroc)**

23 JUIN 1989

UNIVERSITE DE GRENOBLE - I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

DATE DE SOUTENANCE : Lundi 29 Mai 1989

COMPOSITION DU JURY :

R. MICHEL - *professeur émérite à l'Université Joseph Fourier*
F. TOLLON - *directeur de recherche CNRS*
J. L. TANE - *maître de conférences à l'Université Joseph Fourier*
J. PERRIAUX - *professeur émérite à l'Université Joseph Fourier*
E. OUDIN - *ingénieur, BRGM*
G. VIVIER - *ingénieur CNRS, Université Joseph Fourier*
A. WADJINNY - *ingénieur chef géologue CMT*

NNB 10082047

Remerciements

Au terme de cette étude, fruit d'une collaboration et d'un travail d'équipe, je voudrais remercier toutes les personnes, qui de loin ou de près ont participé à sa réalisation. Je remercie Mr. Skalli ainsi que Mr. A. Wadjinny qui, a mis à ma disposition les documents internes de la Compagnie Minière de Touissit (CMT), a facilité mon séjour lors des campagnes d'échantillonnage et dont la compréhension aux moments les plus difficiles, surtout au début de ce travail me fut très utile. Qu'il trouve ici ma sympathie envers lui. Je remercie Mr. J.L. Tane qui m'a mis en contact avec la CMT, qui me réserva une grande part de son temps pour la correction du manuscrit ainsi que de ses suggestions et de son aide inestimable. Je remercie Mme. E. Oudin pour sa disponibilité, sa gentillesse et auprès de laquelle j'ai appris comment on pourrait s'intéresser à une étude minéralogique. Son talent de minéralogiste fut à l'origine de la découverte d'une nouvelle espèce minérale. Je voudrais remercier aussi Mr. R. Michel qui me fait l'honneur de présider ce jury, Mr. J. Perriaux pour sa gentillesse et ainsi que Mr. F. Tollon et Mr. G. Vivier pour avoir accepté de siéger à ce jury. Je remercie également Mr. Ph. Holliger de sa mise à ma disposition des photos de la sonde ionique et de nos discussions fructueuses. Je remercie Mrs. E. Marcoux et M. Bonnemaïson pour une partie des analyses minéralogiques et pour l'accueil qu'ils m'ont réservé. Je remercie le personnel de l'INPG et de l'Institut Dolomieu pour tout ce qu'ils ont fait pour que ce travail voit le jour. Je remercie également les habitants de la vallée d'Aghbar pour leur sympathie et leur accueil chaleureux.

Les moments agréables que j'ai passés à Grenoble doivent beaucoup à la compagnie de mes amis(es) du laboratoire et ceux de l'extérieur. Leur réconfort moral fut pour moi un grand geste que je n'oublierai jamais, qu'ils trouvent ici ma profonde sincérité.

A mes parents qui m'ont fait confiance durant toutes mes années d'étude. Ce travail est le leur.

Résumé

le massif du Tichka représente un des plutons "granitiques" hercynien du Maroc. Il est situé dans le Haut-Atlas occidental à environ 100 km au SW de Marrakech.

Cette étude a montré que la partie orientale ainsi que les apophyses qui émanent de celle-ci sont caractérisés par la présence de cinq groupes pétrographiques (diorites, diorites quartziques, granodiorites, monzogranites et granitoïdes) tandis que son encaissant est fait d'une série volcano-sédimentaire d'âge paléozoïque (Cambrien inférieur). L'ensemble a été structuré et métamorphisé lors de l'orogénèse hercynienne.

L'origine du pluton reste l'objet de plusieurs hypothèses (origine purement crustale ou origine double à la fois crustale et mantéllique). Bien que limitée à la prise en considération des termes acides (qui affleurent dans la partie orientale) les arguments géochimiques apportés dans la présente étude (éléments traces) plaident davantage pour la seconde hypothèse. On a montré aussi que le volcanisme du Cambrien inférieur est de nature calco-alcaline.

Concernant les minéralisations, l'accent a été porté plus particulièrement sur les indices à molybdène (secteur d'Ikissane) à cuivre (secteur du Tizi n'Israquen) et surtout à or (secteur d'Oukilal).

Outre la description minéralogique détaillée de ces indices (avec notamment la description d'un nouveau sulfure d'or bismuth et plomb) à Oukilal, cette étude a permis de poser le problème de la genèse des minerais.

Deux phases successives ont été reconnues dans la mise en place de la minéralisation à molybdène. Une première phase (riche en molybdénite) à gangue quartzo-feldspathique, une seconde (moins riche) à gangue uniquement quartzreuse.

Pour le cuivre, on a pu mettre en évidence l'existence d'une zonation verticale à l'intérieur des filons. Elle peut correspondre à des modifications physico-chimiques du fluide ascendant.

Concernant l'or, trois stades de minéralisation ont été reconnus: le premier à mispickel (peu aurifère) surtout, le second à pyrrhotite (peu aurifère) plus pyrite, le troisième à paragenèse beaucoup plus complexe incluant notamment les éléments Cu, Pb, Zn, Bi, Te et Au. Ce troisième stade correspond à une fissuration tardive liée à la tectonique hercynienne. C'est lui qui a donné lieu à la cristallisation du sulfure d'or, bismuth, plomb signalé précédemment.

Mots clés : plutonisme hercynien acide et basique, encaissant volcano-sédimentaire cambrien, métamorphisme, filons minéralisés, or, molybdène, cuivre, Haut-Atlas occidental, Maroc.

Abstract

The Tichka massif is one of the hercynian "granitic" plutons of Morocco. It is located in the Western High Atlas, about 100 km South Western of Marrakech.

This study shows that the Eastern part of the massif and its apophysis are characterised by five petrographic groups (diorite, quartz diorite, granodiorite, monzogranite and granitoïdes). The surrounding rocks of the massif are a Paleozoic volcano-detritic formation. These terranes have been structured and metamorphosed during hercynian orogen.

The geochemical study shows that granitic rocks can be divided into two groups: - the first derived from a basic magma by fractional cristalization, - the second derived from continental crust by partial melting. The same study shows that cambrian volcanism is calcalkaline.

Three mineralized occurrences have been studied; molybdenite (Ikissane sector), fahlore (Tizi n'Israquen sector) and especially gold (Oukilal sector).

Apart from a detailed mineralogical description (with a description of one new mineral species $(\text{Au}(\text{Bi},\text{Pb})_5\text{S}_4)$ in Oukilal) this study exposes the problem of ore genesis.

- The molybdenum occurrence has evolved in two stages. The molybdenum-rich occurrence is in quartz-feldspathic gangue. The poorer one is in quartz gangue only.

- A vertical zonation of sulphide observed in fahlore occurrence, is related to the change of the physical and chemical properties of ascending mineralizing fluids.

- Three different steps in the formation of the gold mineralization have been distinguished. The first can be characterized by the deposition of low auriferous arsenopyrite. The second is low auriferous pyrrhotite and pyrite. The third, with complexe paragenesis, has involved Cu, Pb, Zn, Te, Bi and Au rich fluids. It is linked to a late hercynian fissuration and allowed the cristalization of the new mineral species mentioned above.

Key words : acidic and basic plutonism, cambrian volcano-detritic enclosing rocks, metamorphism, mineralized lodes, gold, molybdenum, fahlore, Western high-Atlas, Morocco.

Table des matières

Chap I : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	10
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE	11
I.2. GEOLOGIE REGIONALE	14
I.2.1. La place du massif dans l'histoire hercynienne du Maroc	14
I.2.1. Stratigraphie du Paléozoïque du Haut-Atlas occidental au voisinage du granite du Tichka.	14
I.3. MAGMATISME HERCYNIEN	16
I.3.1. Les plutonites : aspect général	16
I.3.2. Origine et âge des plutonites	18
I.4. STRUCTURATION	21
I.5. GITOLOGIE ET MINERALISATION A L'ECHELLE DU MASSIF	21
I.5.1. Indices de la partie SW du massif	23
I.5.1.1. Indice de Figri	23
I.5.1.2. Indice d'Iskimoula	23
I.5.1.3. Indice de Tamguerdt n'Isli	26
I.5.1.4. Indice de Taourt	26
I.5.2. Indices de la partie N et NW du massif	26
I.5.3. Indices de la partie SE du massif	27
I.5.4. Indices de la partie NE et E du massif	27
I.6. CONCLUSION	27
Chap II. PETROGRAPHIE DE LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF DU TICHKA	28
II.1 INTRODUCTION	29
II.2. PETROGRAPHIE DES ROCHES GRENUES DU MASSIF ET SES APOPHYSES	29
II.2.1. Diorite	29
II.2.2. Dioritequartzique	31
II.2.3. Granodiorite	31
II.2.4. Monzogranite	32
II.2.5. Granite et granitoïdes	33
II.2.5.1. Granite de l'apophyse d'Ouifien	33
II.2.5.2. Granite de la bordure Est du massif proprement dit	33
II.2.5.3. Granite de la bordure de l'apophyse d'Agadir n'Maine	34
II.2.6. CONCLUSION	34
II.3. PETROGRAPHIE DU CORTEGE MAGMATIQUE FILONIEN	37
II.3.1 Le corps magmatique au voisinage de l'indice aurifère d'Oukilal	37
II.3.1.1. Filons antérieurs à la minéralisation aurifère	37
II.3.1.2. Filons postérieurs à la minéralisation	37
II.3.2 Le corps filonien de la région Tamailouste-Tizi n'Israquen	39
II.3.2.1. Microdiorite quartzique	39
II.3.2.2. Faciès particulier à muscovite	40
II.3.3. Conclusion	40
II.4. PETROGRAPHIE DE LA BASE DU PALEOZOIQUE	40
II.4.1. Gneiss à sillimanite et andalousite	43
II.4.2. Micaschistes à sillimanite et andalousite	43
II.4.3. Micaschistes à sillimanite et sericite	45
II.4.4. Micaschistes à biotite, sillimanite et andalousite	45
II.4.5. Formation volcano sédimentaire de la base	46
II.4.5.1. Roches d'origine sédimentaire	46
II.4.5.1.1. «Micagrès» à hornblende	46
II.4.5.1.2. Micaschiste à biotite et chlorite	47
II.4.5.1.3. Sericitoschiste à andalousite	47
II.4.5.2. Roches d'origine volcanique	48
II.4.5.2.1. Méta-andésite	48
II.4.5.2.2. Pyroclastite à biotite	49
II.4.6. Volcanites supérieures	50
II.4.7. Série schisto-calcaire	51
II.4.7.1. Termes calcaires	51

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

II.4.7.2. Termes schisteux	52
II.4.8. Dacite de la région de Tamaillouste.....	52
II.4.9. Conclusion.....	53
II.5. METAMORPHISME.....	60
II.5.1. Introduction.....	60
II.5.2. Apparition de la sillimanite.....	61
II.5.3. Perturbation du gradient thermique à l'Est du massif.....	62
II.5.4. Conclusion	64
Chap III. GEOCHIMIE.....	65
III.1. GEOCHIMIE DES MATERIAUX VOLCANO-PLUTONIQUES.....	67
III.1.1. But et moyens.....	67
III.1.2. Typologie des matériaux magmatiques.....	67
III.1.2.1. Evolution des éléments au cours de la différenciation magmatique.....	67
III.1.2.2. Tendances géochimiques de la lignée magmatique.....	70
III.1.2.3. Caractère subalcalin de la série volcano-plutonique.....	72
III.1.2.4. Nature et modalité du fractionnement.....	72
III.1.2.5. Fractionnement des volcanites cambriennes.....	75
III.1.2.6. Approche du site géotectonique.....	77
III.1.3. Conclusion à l'étude géochimique des masses volcano-plutoniques.....	77
III.2. GEOCHIMIE DES MATERIAUX DETRITIQUES.....	79
III.2.1. Introduction.....	79
III.2.2. Etude géochimique des matériaux détritiques	79
III.2.3. Essai de détermination de la paragenèse argileuse anté-métamorphique.....	80
III.2.4. Conclusion à l'étude géochimique des formations détritiques	80
Chap IV. METALLOGENIE	82
IV.1. INTRODUCTION.....	83
IV.2. INDICE DE MOLYBDENITE D'IKISSANE.....	83
IV.2.1. Rappel bibliographique sur la métallogénie du molybdène.....	83
IV.2.2. Gîtologie du molybdène.....	85
IV.2.3. Mine d'Ikissane	85
IV.2.3.1. Introduction	85
IV.2.3.2. Gîtologie	85
IV.2.3.3. Métallographie.....	86
IV.2.3.4. Aspect métallogénique et conclusion	88
IV.3. INDICE DE TIZI N'ISRAQUEN.....	94
IV.3.1. Introduction.....	94
IV.3.2. Gîtologie	94
IV.3.3. Métallographie.....	97
IV.3.4. Aspect métallogénique et conclusion	101
IV.4. INDICE AURIFERE D'OUKILAL	103
IV.4.1. Rappel bibliographique sur la métallogénie et la géochimie de l'or.....	103
IV.4.1.1. Cristallochimie	103
IV.4.1.2. Minéraux de l'or	103
IV.4.1.3. Abondance de l'or dans les roches	103
IV.4.1.4. Eléments associés à l'or	107
IV.4.1.5. Classification des gisements d'or	107
IV.4.1.6. Origine de l'or	109
IV.4.1.7. Transport de l'or	112
IV.4.1.8. Conclusion	114
IV.4.2. Situation de l'indice d'Oukilal	114
IV.4.3. Géologie de l'indice aurifère	114
IV.4.3.1. Définition de l'unité de Zaïkor	114
IV.4.3.2. Pétrographie de l'unité de Zaïkor	116

IV.4.3.2.1. Micaschiste à andalousite et sillimanite	116
IV.4.3.2.2. Micaschiste à andalousite.....	119
IV.4.3.2.3. Métavolcanite inférieure.....	119
IV.4.3.2.4. Micaschiste à albite.....	120
IV.4.3.2.5. Métagrauwackes.....	120
IV.4.3.2.6. Calcaires silicatés rubanés.....	121
IV.4.3.2.7. Micaschiste à chlorite et calcite.....	122
IV.4.3.2.8. Micaschiste à biotite et chlorite.....	122
IV.4.3.2.9. Métavolcanite supérieure.....	122
IV.4.3.2.10. Micaschiste à andalousite, muscovite et chlorite	123
IV.4.3.2.11. Conclusion.....	123
IV.4.4. Gîtologie.....	126
IV.4.5. Métallographie.....	130
IV.4.5.1. Paragenèse.....	130
IV.4.5.2. Conclusion.....	135
IV.4.6. Géochimie de la minéralisation.....	135
IV.4.6.1. Résultats analytiques sur l'ensemble de la minéralisation.....	135
IV.4.6.2. Conclusion.....	151
IV.4.6.3. Apport de l'analyse minéralogique à la compréhension de la minéralisation.....	152
IV.4.6.3.1. Analyses minéralogiques du mispickel.....	152
IV.4.6.3.2. Expression de l'or et phénomènes associés au regard du microanalyseur ionique.....	156
IV.4.6.3.2.1. Principe.....	156
IV.4.6.3.2.2. Résultats.....	156
IV.4.6.3.2.2.1. Profil de concentration des ions à l'interface pyrrhotite-mispickel.....	156
IV.4.6.3.2.2.2. Images ioniques	159
IV.4.6.3.3. Estimation de la température de mise en place de la minéralisation.....	159
IV.4.7. Métallogénie.....	162
IV.4.7.1. Relation, plutonisme acide - minéralisation.....	162
IV.4.7.2. Comparaison	163
IV.4.8. Conclusion.....	165
V. CONCLUSION GENERALE.....	166
VI. BIBLIOGRAPHIE.....	171
VII. ANNEXES.....	181

Liste des figures

1-Situation géographique du massif du Tichka	12
2-Contexte géologique du massif du Tichka (Haut-Atlas occidental).....	13
3-Zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.....	15
4-Localisation des coupes stratigraphiques dans le noyau paléozoïque du Haut-Atlas.....	17
5-Les différentes formations du massif du Tichka.....	17
6-Diagramme ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	20
7-Carte structurale de la meseta marocaine	22
8-Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc	22
9-Carte géologique du massif du Tichka.....	24
10-Bordure orientale du massif du Tichka simplifiée.....	30
11-Bloc diagramme montrant la relation entre cortège filonien et minéralisation aurifère	38
12-Coupe de la vallée d'Aghbar.....	44
13-Localisation des gneiss à sillimanite.....	60
14-Diagramme P-T des faciès métamorphiques.....	63
15-Courbes d'équilibre des réactions progressives du métamorphisme des calcaires	63
16-Diagramme de Harker (1909).....	68
17-Diagramme A.F.M. Kuno (1966).....	71
18-Diagramme de Besson et Fontelle (1968).....	71
19-Diagramme de Winchester et Floyd (1977).....	73
20-Diagramme de Pearce et Norry TiO_2 - Zr (1979).....	74
21-Diagramme de Pearce et Norry Nb - Zr (1979).....	74
22-Diagramme de Pearce et Norry TiO_2 -Zr (1979).....	76
23-Diagramme de Coleman et Peterman Rb - Sr.....	78
24-Diagramme de Coleman et Peterman K_2O - SiO_2	78
25-Diagramme de La Roche (1968) $\text{Al}/3\text{-K}$ - $\text{Al}/3\text{-Na}$	79
26-Diagramme de Moine Na/Al - K/Al	81
27-Diagramme de Moine $\text{K}/\text{Al-Na}$ - $(\text{Fe}+\text{Mg})/(\text{Al-Na})$	81
28-Diagramme de Moine $10(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}-10(\text{Fe}+\text{Mg})$	81
29-Carte géologique de la bordure orientale du massif du Tichka.....	84
30-Indice de molybdénite d'Ikissane.....	87
31-Evolution d'une veine quartzuse aux épontes quartzo-feldspathiques (mine d'Ikissane).....	89
32-Localisation de l'indice de cuivre gris de Tizi n'Israquen.....	94
33-Filon cuprifères de Tizi n'Israquen.....	95
34-Aspect du filon de sidérose	98
35-Relation entre les sulfures dans le filon B de L'indice de Tizi n'Israquen.....	102
36-Cycle de conversion de l'or.....	104
37-Relation schématique entre métamorphisme, intrusion et shear zone.....	111
38-Diagramme $\text{Log}f\text{O}_2$ - pH. Solubilité de l'or.....	113
39-Carte géologique de l'unité de Zaïkor.....	115
40-Reduction de l'épaisseur des faciès de la coupe d'Aghbar vers celle de Zaïkor.....	117
41-Coupe W-E dans l'unité de Zaïkor.....	118
42-Rapport entre lentilles quartzuses minéralisées et l'encaissant.....	127
43-Profil de concentration des ions à l'interface mispickel-pyrrhotite.....	158
44-Diagramme de la solubilité de l'or.....	161
45-Activité en soufre-température et relation entre les différentes espèces dans le système Fe.As.S	161
46-Scénario de mise en place de la minéralisation aurifère d'Oukilal.....	171

Liste des tableaux

1-Répartition des minéraux dans les gîtes de Figri.....	25
2-Répartition des minéraux dans la mine d'Iskimoula.....	25
3-Répartition des minéraux dans la mine de Tamguerd n'Isli.....	25
4-Travaux et teneurs du tout venant dans la mine d'Ikissane.....	88
5-Résultats analytiques sur l'indice du cuivre gris.....	96
6-Les minéraux de l'or.....	105
7-Abondance de l'or dans les roches.....	106
8-Éléments associés à l'or (tableau périodique des éléments).....	108
9-Analyses du sulfure d'Au-Bi d'Oukilal.....	132
10-Analyses de la joséite B d'Oukilal.....	133
11-Analyses du sulfotellurure de Bi d'Oukilal.....	134
12-Analyses des filons de mispickel (indice aurifère).....	148
13-Teneurs moyennes en or de la caisse moyenne (indice d'Oukilal).....	149
14-Teneurs en or et quelques platinoïdes du quartz minéralisé et quelques roches encaissantes..	150
15-Analyses minéralogiques du mispickel.....	154
16-Analyse minéralogique du mispickel, suite.....	155
17-Comparaison entre différents indices aurifères	164
18-Séquence paragenétique de l'indice d'Oukilal	165

Liste des planches

1-Roches grenues du massif du Tichka.....	35
2-Cortège filonien à l'Est du massif du Tichka.....	41
3-Encaissant immédiat du massif.....	54
4-Formations volcano-sédimentaires du Cambrien inférieur.....	56
5-Formations volcano-sédimentaires du Cambrien inférieur.....	58
6-Morphologie de l'indice de molybdénite d'Ikissane.....	90
7-Paragenèse de l'indice de molybdénite d'Ikissane.....	92
8-Morphologie des filons de cuivre gris.....	98
9-Paragenèse à cuivre gris de Tizi n'Israquen.....	99
10-Roches métamorphiques de l'unité de Zaïkor.....	124
11-Aspect des veines quartzuses minéralisées en or.....	128
12-Stade précoce de la minéralisation aurifère.....	136
13-Relation entre sulfures de différents stades.....	138
14-Expression de l'or; stade tardif.....	140
15-Stade tardif de la minéralisation aurifère.....	142
16-Stade tardif de la minéralisation aurifère suite.....	144
17-Stade tardif de la minéralisation aurifère suite.....	146
18-Image ionique de l'or dans les sulfures	160

Chap. 1: Cadre géologique régional

- 1- cadre géographique
- 2- géologie régionale
- 3- magmatisme hercynien
- 4- structuration
- 5- gîtologie et minéralisation à l'échelle du massif
- 6- conclusion

Nous avons abordé ce travail afin de caractériser l'environnement géologique des minéralisations de la bordure orientale du massif hercynien du Tichka. Une étude pétrographique va nous permettre d'abord de reconnaître les termes constitutifs du massif proprement dit, de ses apophyses et de son cortège filonien, ensuite de caractériser l'encaissant qui appartient à la base du Paléozoïque.

Une étude du métamorphisme qui a affecté cet encaissant va mettre la lumière sur les conditions de pression et de température du métamorphisme général hercynien contemporain d'un métamorphisme de contact provoqué par la montée du pluton du Tichka.

Le chapitre trois est consacré à la géochimie qui va nous permettre de savoir la nature et les tendances géochimiques des plutonites hercyniennes et des volcanites cambriennes.

On passera en revue dans le quatrième chapitre les indices minéralisés à molybdène, à cuivre, et on insistera enfin sur l'indice aurifère avec sa paragenèse assez complexe. L'étude géochimique de cette dernière minéralisation a porté sur des analyses à la microsonde, au micro-analyseur ionique et l'analyse chimique du quartz minéralisé.

Une approche des conditions de formation de la minéralisation (surtout aurifère) est donnée à la fin de ce mémoire.

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE (Fig 1)

Le massif du Tichka est situé à 100 km au SW de Marrakech et à 50 km au NNE de Taroudant. Il affleure dans la partie axiale du Haut-Atlas occidental.

Le massif du Tichka est le représentant méridional des granites hercyniens du Maroc. Ce massif est situé en contexte de haute montagne. Les sommets les plus élevés sont : Amendech de 3369 m à l'intérieur du massif et Aoulime n'Touialine de 3340 m au NE du massif dans les terrains primaires métamorphisés (Fig. 2).

La vallée d'Aghbar (= Oughbar = Nfis = Haut Nfis) profonde et étroite, constitue la principale voie d'accès à la partie Est de ce massif. Cette vallée offre une coupe E-W allant des schistes peu métamorphiques jusqu'aux faciès les plus métamorphiques au contact du massif.

Le massif du Tichka a la forme d'une ellipse d'environ 23 km de long sur 10 à 12 km de large. Sa surface est d'environ 320 km², dont 157 km² sont occupés par des plutonites et 162 km² par des roches métamorphiques (Termier et al., 1971).

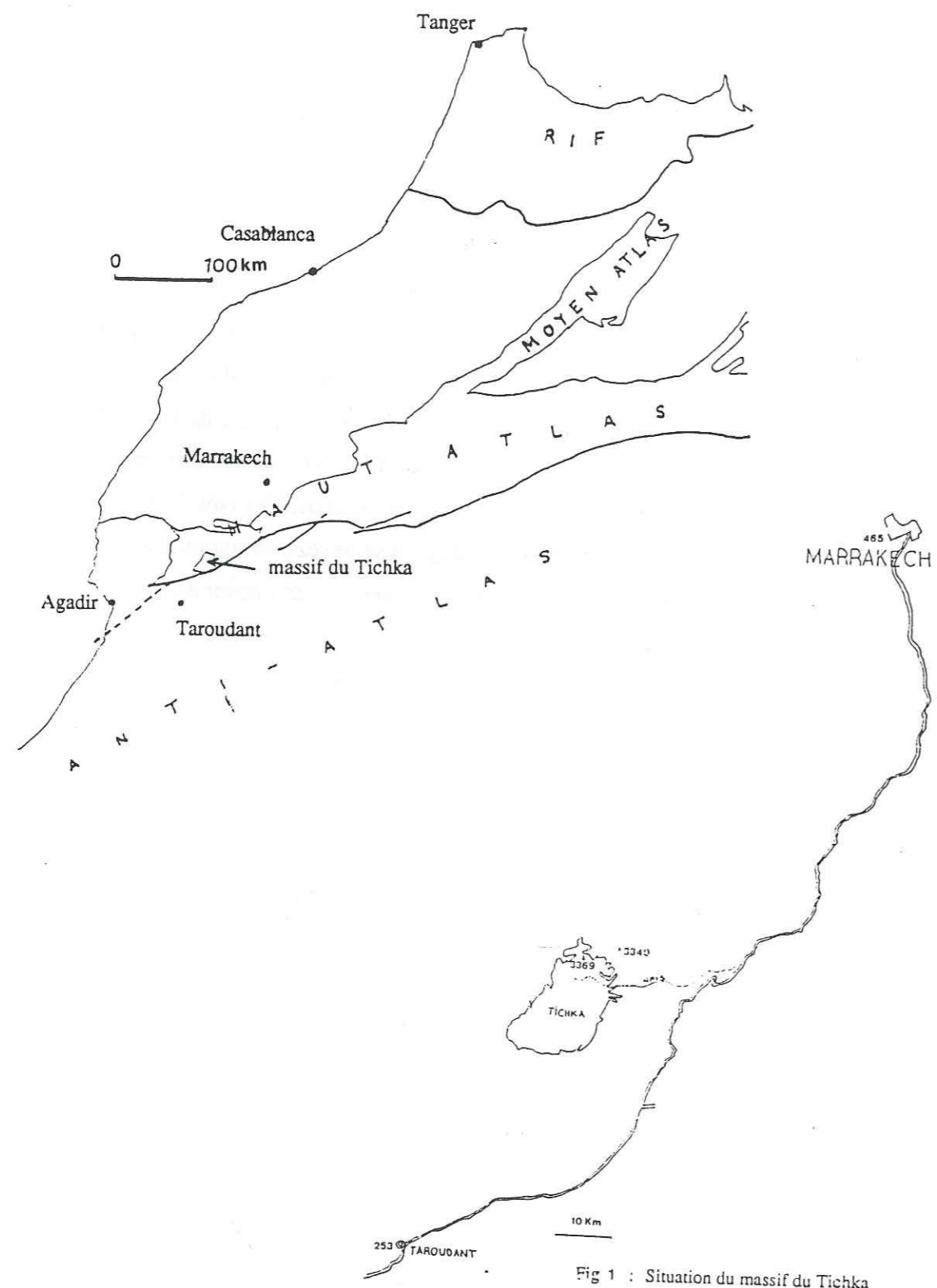


Fig 1 : Situation du massif du Tichka

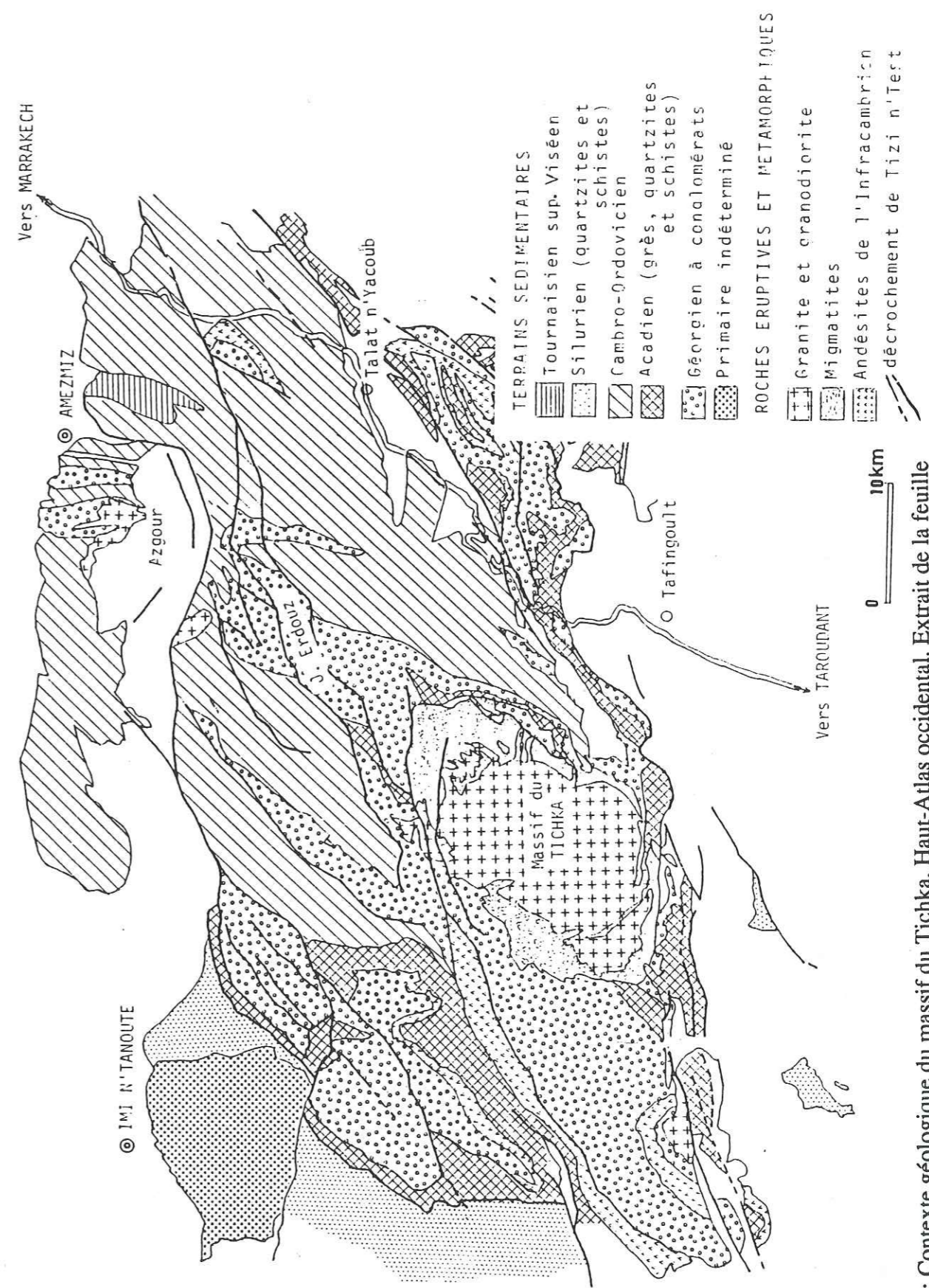


Fig.2 : Contexte géologique du massif du Tichka, Haut-Atlas occidental. Extrait de la feuille de Marrakech (d'après Choubert, 1956), simplifié.

I.2. GEOLOGIE REGIONALE

1.2.1. La place du massif dans l'histoire hercynienne du Maroc

Plusieurs zones structurales hercyniennes ont été définies au Maroc, sur la base essentiellement de l'âge de la tectonique paroxysmale (Piqué et Michard, 1981). C'est ainsi que quatre grandes zones ont pu être distinguées (Fig. 3).

- Les zones méridionales englobant la plate-forme saharienne et sa marge Nord (Anti-Atlas).
- Les zones orientales à plissement précoce (antérieur à 320 Ma, c'est-à-dire anté-Viséen) contiennent, la zone de Midelt, la zone des boutonnières orientales (Tazeka à Jerada) et la méseta centre orientale.
- Les zones occidentales, sans plissement précoce contiennent la Méseta cotière et la zone de la Méseta centrale. Cette dernière zone a été structurée entre 320 et 290 Ma c'est-à-dire au Namuro-wesphalien (Lagarde, 1987); cette structuration est accompagnée de la mise en place de plutons orogéniques dont celui du Tichka.
- Les zones septentrionales situées dans le domaine rifain.

Vis-à-vis du problème qui retiendra notre attention dans cette étude, il est surtout important de retenir deux grandes zones :

Une zone orientale à plissement anté-viséen et Une zone occidentale à plissement post-viséen (namuro-westphalien).

I.2.2. Stratigraphie du Paléozoïque du Haut-Atlas occidental au voisinage du granite du Tichka

Les terrains paléozoïques qui enveloppent le massif granitique du Tichka vont du Cambrien inférieur près du granite proprement dit jusqu'à la base du Dévonien à mesure qu'on s'en éloigne. Parmi les principales coupes qui ont été décrites autour du massif du Tichka et dont l'emplacement est indiqué sur la Fig. 4, nous retiendrons plus spécialement celle de Schaer qui concerne la partie E et accessoirement celle de De Koning (partie SW) et de Cornée et al. (partie NW).

Schaer (1964) a reconnu à l'Est du massif une puissante série volcanique d'âge cambrien (pouvant avoir jusqu'à 5000 m d'épaisseur). Cette série diminue d'épaisseur en allant vers le NE et on peut faire la même constatation dans le secteur SW du massif où la série volcanique cambrienne voit son épaisseur diminuer à mesure que l'on s'éloigne du granite. La coupe de De Koning (1957) fait apparaître stratigraphiquement, de bas en haut : 2300 m de laves et tufs

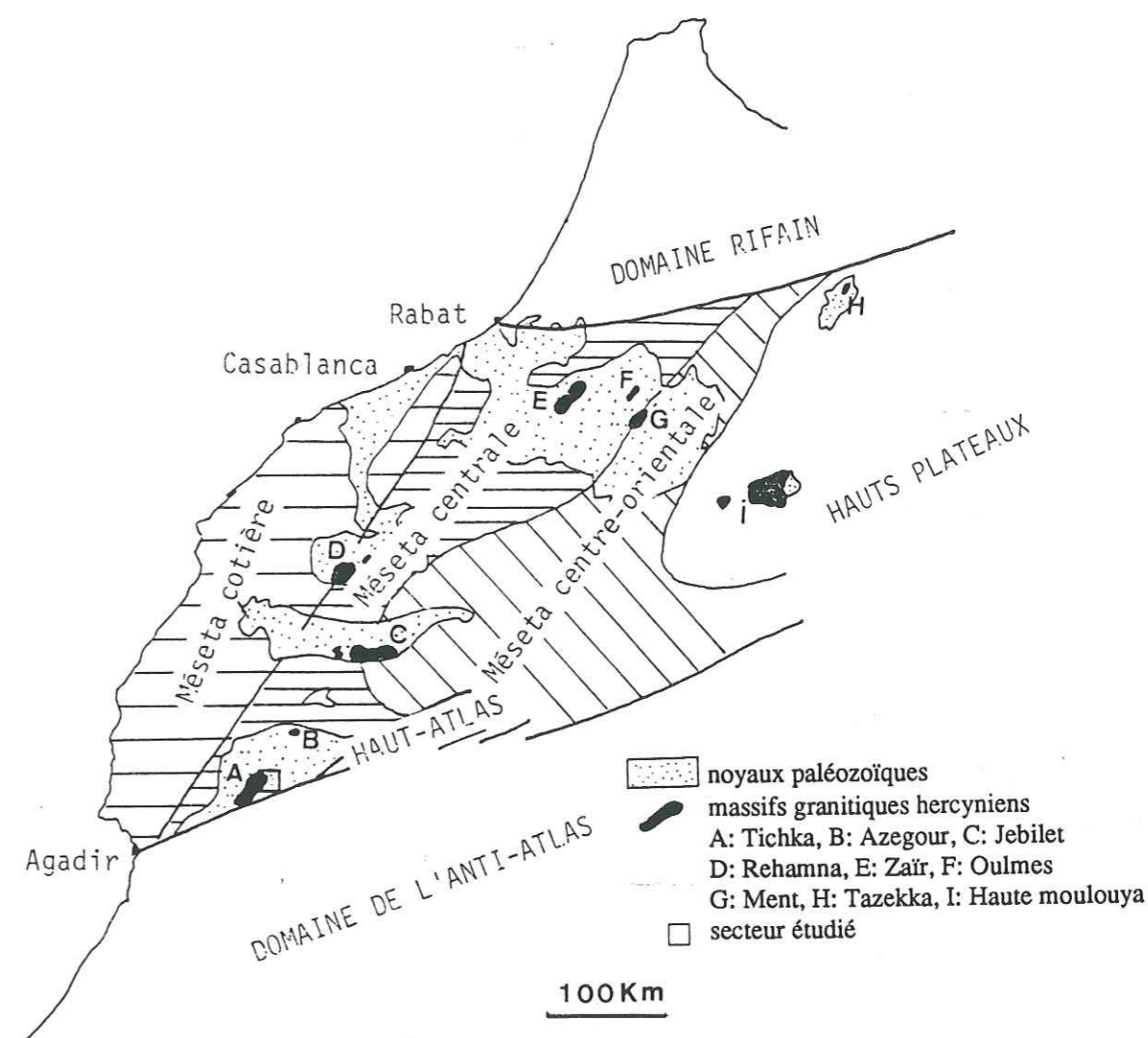


Fig 3 : Zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc (d'après Piqué, 1981 modifié et simplifié).

avec intercalations calcaires attribuées par l'auteur à l'InfraCambrien (Adoudounien) surmontés de 2100 m de calcschistes eux mêmes recouverts par 200 m de schistes calcarifères. Ces deux dernières formations sont d'âge géorgien. On notera que l'ensemble de la série est normal.

Notre étude qui porte sur la partie orientale du massif du Tichka nous a permis de vérifier, l'importance de cette activité volcanique mais aussi d'examiner la diversité de ses faciès qu'on étudiera dans le chapitre de pétrographie.

Bien que rattachée à l'InfraCambrien par De Koning (1957) cette série est reconnue maintenant comme d'âge cambrien inférieur notamment grâce à la découverte d'Archéocyathes dans les intercalations calcaires qu'elle contient (Schaer, 1964).

Dans le secteur NW du massif, une série détritique atteignant une épaisseur de 6800 m a été décrite (Cornée et al., 1987). Les termes qui ont été identifiés vont du Cambrien moyen au Dévonien inférieur.

I.3. MAGMATISME HERCYNIEN

I.3.1. Les plutonites : aspect général

Le massif du Tichka est un complexe intrusif dans lequel on rencontre plusieurs groupes pétrographiques. Pour le géologue qui parcourt les lieux, l'une des particularités qui saute aux yeux est la présence d'enclaves plurikilométriques de sédiments hautement métamorphisés à l'intérieur du granite proprement dit (Fig. 5). Dans la partie Sud du massif affleurent, en alternance, des termes plutoniques basiques et acides (structure zébrée de Termier (1945). A ces structures zébrées sont associés des cumulats magmatiques et un litage également magmatique a pu être observé (Rosé, 1987).

Pour certains des géologues qui ont étudié récemment le massif (Termier et al. 1982) une subdivision à l'échelle du massif peut être faite en quatre ensembles pétrographiques : 1 - les granites; 2 - les granodiorites et tonalites; 3 - les diorites et gabbros (subordonnés); et 4 - les diorites quartziques.

Pour d'autres (Gasquet et al. 1988), les roches du Tichka peuvent se regrouper en cinq grands ensembles : 1 - gabbros à olivine et clinopyroxène; 2 - diorites à biotite et amphibole; 3 - granodiorites et tonalites à biotite et amphibole; 4 - granites à biotite et amphibole et 5 - granites leucocrates à biotite \pm muscovite \pm amphibole.

Il faut remarquer que la subdivision pétrographique est très délicate. On note des passages graduels entre les termes pétrographiques. Parfois des variations minéralogiques sont décelées au sein d'un même groupe pétrographique. Lorsque la subdivision est basée sur des critères

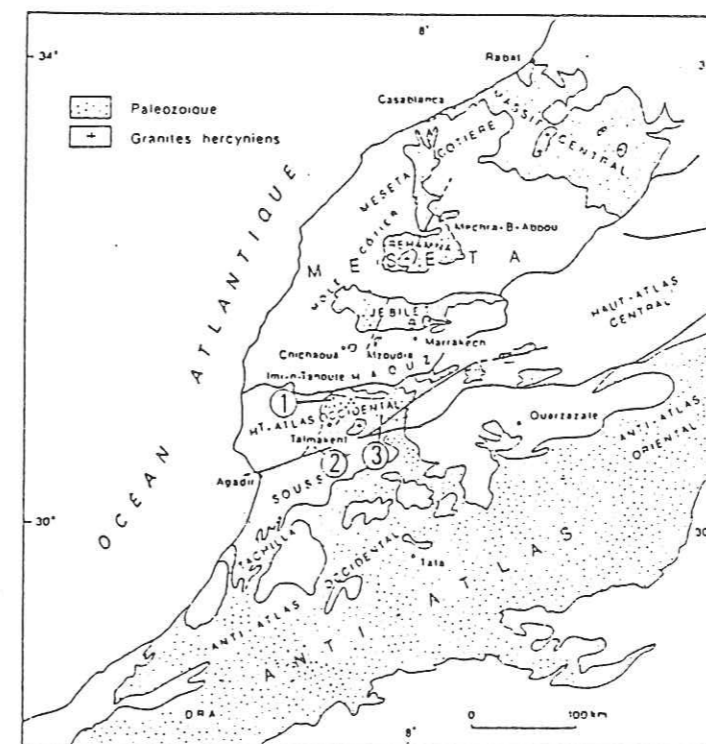


Fig 4 : Localisation des coupes dans le noyau paléozoïque du Haut-Atlas.

- 1 : Cornée, 1987.
- 2 : De Koning, 1957.
- 3 : Schaer, 1964.

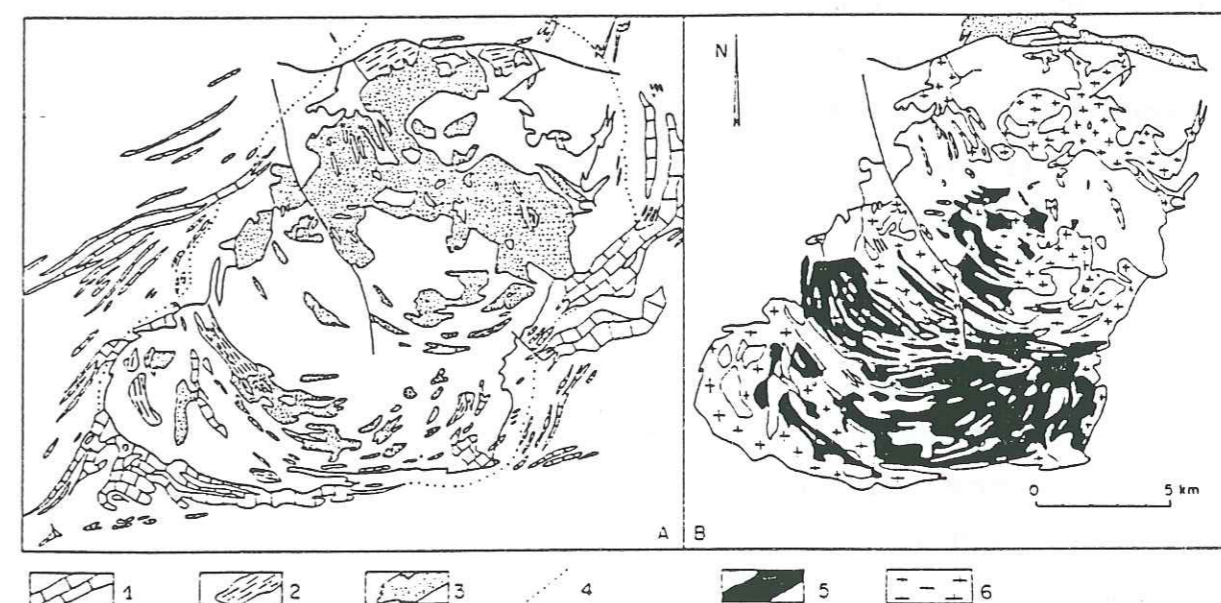


Fig 5 : Les différentes formations du massif du Tichka (d'après Termier et al. 1971)

- A : formations sédimentaires et encaissant remobilisé; 1: bancs carbonatés; 2 : enclaves sédimentaires dans les granitoides; 3: gneiss de l'encaissant remobilisé; 4: isograde de la biotite.
- B : formations magmatiques; 5: magmas basiques (gabbros et diorites); 6: magmas acides (granites)

géochimiques, on peut même observer (cf. chapitre III) deux ou plusieurs ensembles différents, dans un même groupe pétrographique. Cette subdivision géochimique peut aboutir à d'intéressantes conclusions d'ordre génétique (cf. chapitre III).

Au cours de notre propre étude, nous avons pu dénombrer dans la partie orientale du massif cinq groupes pétrographiques : 1 - les diorites ; 2 - les diorites quartziques, 3 - les granodiorites ; 4 - les monzogranites et 5 - les granites - granitoïdes (qui sont l'équivalent des leucogranites de Gasquet et al.). Les gabbros étant absents dans la bordure orientale du massif du Tichka.

I.3.2. Origine et âge des plutonites

L'origine des plutonites du massif Tichka est mal connue. On dressera ci-dessous une chronologie des idées et conclusions présentées par les différents auteurs qui ont étudié le secteur.

* Termier H. et G (1970) ont découvert une écaille d'Echinoderme dans un sill de granite à pyroxène et amphibole interstratifié dans des micaschistes à biotite. Ils concluent que le granite est en grande partie métasomatique (pas de fusion).

* Termier H et G (1971) précisent que le granite représente le terme ultime de l'évolution métamorphique de la séquence pélitique (fusion partielle) tandis que la diorite représente le terme métamorphique ultime de la séquence carbonatée (calcaires et dolomies).

* Vogel et al. (1976) considèrent l'ensemble des granites hercyniens du Maroc et résument leur histoire de la façon suivante :

1°/ Prérifting à 320 Ma au sein d'une lithosphère continentale amincie.

2°/ Le matériel mantellique en ascension («dioritic melt» selon l'expression des auteurs) provoque une fusion partielle de la croûte inférieure («granitic melt» des auteurs).

3°/ Le matériel crustal surchauffé monte diapiriquement. Il est accompagné dans le cas des massifs du Tichka et de Midelt (Maroc oriental) par du matériel mantellique différencié.

Mais l'âge proposé pour le prérifting est tenu pour trop tardif (Tisserant, 1977) car les toutes dernières mise en place de granodiorites sont elles mêmes datées à 320 Ma.

* Au terme d'une étude isotopique Rb/Sr sur les roches plutoniques du Tichka, Tisserant (1977) conclut que ces roches se sont mises en place entre le Viséen (355-320 Ma) et la phase tardive saalienne (270 Ma). Pour cet auteur, les granites qui ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial égal à 0,707 proviennent d'une différenciation magmatique d'un mélange de matériel crustal et de matériel mantellique. Les granodiorites avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial qui

atteint au maximum 0,7015, proviendraient en revanche de la différenciation d'un magma d'origine exclusivement mantellique.

* Utilisant le critère des profils de terres rares Scott et al. (1980) montrent que dans le massif du Tichka et contrairement à une idée générale très classiquement admise, la séquence gabbro-diorite-granite ne résulte pas d'une cristallisation fractionnée. Leurs résultats viennent au contraire appuyer l'idée d'une origine indépendante pour les roches gabbroïques et granitiques telle que l'avait suggérée Vogel et al. (1976).

Pour Scott et al. (1980) les gabbros représentent le produit de la fusion partielle du manteau seul (et non d'un mélange) et les granites, le produit de la fusion partielle de la croûte continentale. Le modèle de genèse qu'ils proposent pour les diorites serait dans ce cas un mélange de gabbro et de granite à faible teneur en SiO_2 (critère invoqué pour des raisons de viscosité).

* Réexaminant la question du massif de Tichka, Termier (1982) distingue deux groupes de granite

1°/ Un granite «autochtone» lié aux roches métamorphiques et né au moins partiellement par anatexie locale.

2°/ Un granite acide, leucocrate et intrusif (et qui par ce dernier caractère pourrait apparaître comme «allochtone»).

* Mrini (1985) a fait une étude isotopique Sr - Nd et aboutit aux résultats suivants :

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux (0,70265 et 0,70449, donc non totalement identiques à ceux de Tisserant) indiquent que l'ensemble des formations plutoniques du massif proviennent d'un magma mantellique ayant subi une cristallisation fractionnée et une légère contamination crustale au cours de son ascension. Ce résultat est confirmé par les rapports isotopiques initiaux du Nd, qui indiquent une origine typiquement mantellique (Fig. 6). L'auteur constate d'ailleurs que les granitoïdes du Tichka se placent juste au-dessous du champ des MORB et note que cette particularité permet de situer leur origine dans un manteau sous-océanique appauvri plutôt que d'un manteau sous-continental.

Finalement, toutes ces hypothèses génétiques se complètent plus ou moins. On peut leur reprocher un trop grand caractère de généralisation à l'échelle du massif, probablement prématuré au regard du très grand nombre de faciès pétrographiques dont il est constitué. Seule l'étude d'un grand nombre d'échantillons représentatif à l'échelle du massif, pourra permettre de résoudre ce problème. Pour notre part, l'étude des plutonites de la partie orientale nous a amené aux conclusions suivantes.

Rejoignant au moins partiellement le point de vue de Termier (1982), nous pensons qu'il y a effectivement deux groupes de granites :

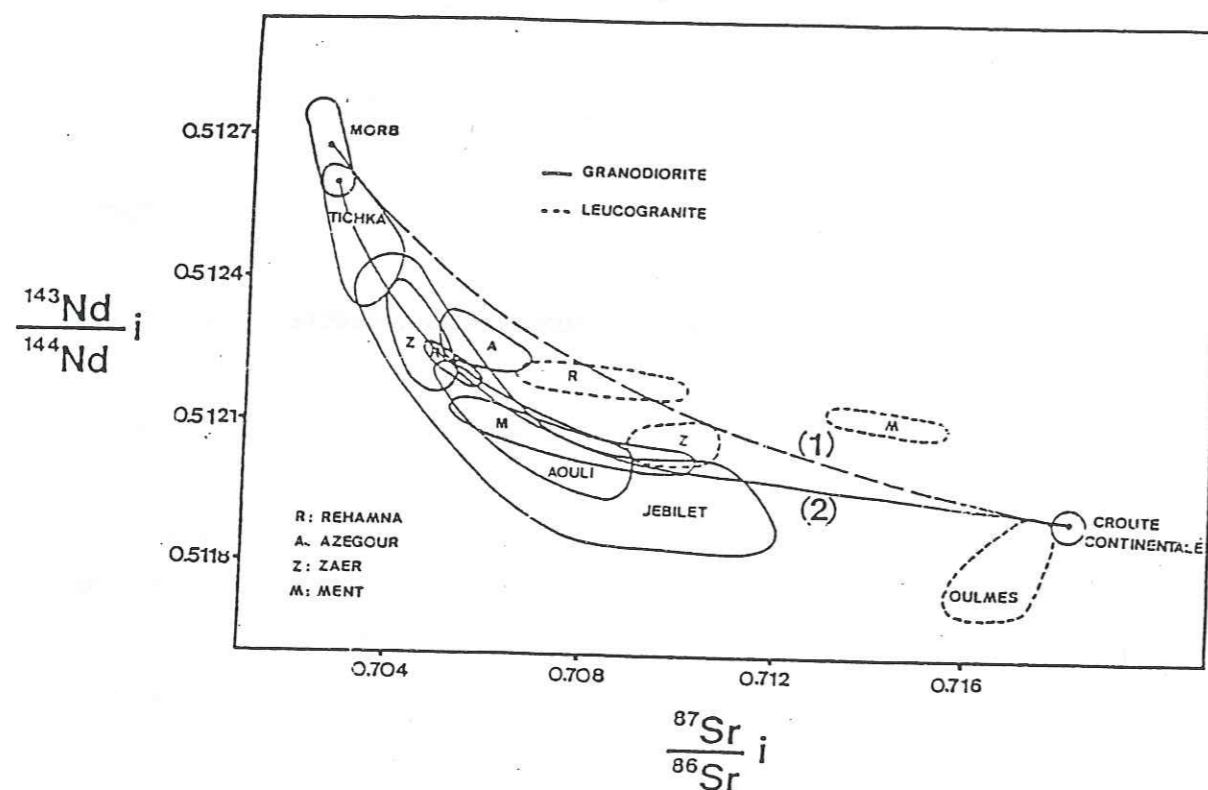


Fig 6 : Diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} - - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ (Mrini Z. 1985)

- (1) courbe de mélange.
(2) Hyperbole observée

- 1°/ Un leucogranite «autochtone» qui résulte de la fusion partielle de la croûte continentale (voir étude du métamorphisme).
2°/ Un granite représentant le produit ultime de la différenciation d'un magma dioritique (voir géochimie des éléments traces chapitre III).

I.4. STRUCTURATION

Affleurant à la base de la série paléozoïque (Cambrien inférieur), le complexe granitique du Tichka appartient à l'entité géologique souvent décrite sous le nom de noyau paléozoïque du Haut-Atlas occidental. En raison de la variété des roches plutoniques observées, les géologues parlent souvent des granitoïdes du Tichka plutôt que de granite au sens strict. Il est limité vers le Sud par un des accidents majeurs de la chaîne hercynienne : le décrochement du Tizi n'Test (Petit, 1976 ; Proust et al., 1977).

En règle générale le caractère syntectonique des granitoïdes hercyniens du Maroc et leur relation avec des zones de cisaillement ductile peut être reconnue comme une de leur caractéristiques. Les cisaillements sont eux mêmes conjugués NNE senestre et ENE dextres (Lagarde, 1985 ; Michard et Piqué, 1979 ; Huvelin, 1977).

A une échelle plus locale, on observe que les cisaillements sont généralement situés en bordure ou à proximité des plutons dont ils guident souvent la géométrie. A titre d'exemple, il apparaît clairement que dans le cas du massif du Tichka, la partie Sud est étirée le long du décrochement du Tizi n'Test (Fig 7).

La schistosité régionale passe localement en continuité géométrique avec la fabrique planaire du massif du Tichka.

Les cisaillements ductiles E-W et subméridiens constituent les zones suivant lesquelles s'est opéré le raccourcissement NW-SE de la chaîne hercynienne au Maroc (Fig. 7) (Lagarde, 1985). Un schéma d'évolution de la chaîne hercynienne est résumé dans la fig. 8 (Lagarde, 1987).

I.5. GITOLOGIE ET MINERALISATION A L'ECHELLE DU MASSIF

Le massif présente une minéralisation polymétallique assez complexe. Cette minéralisation est surtout localisée autour du massif et encaissée dans les terrains paléozoïques métamorphisés (Fig. 9).

Plusieurs auteurs ont essayé d'expliquer et de classer ces différentes minéralisations (pyrométasomatiques et hydrothermales).

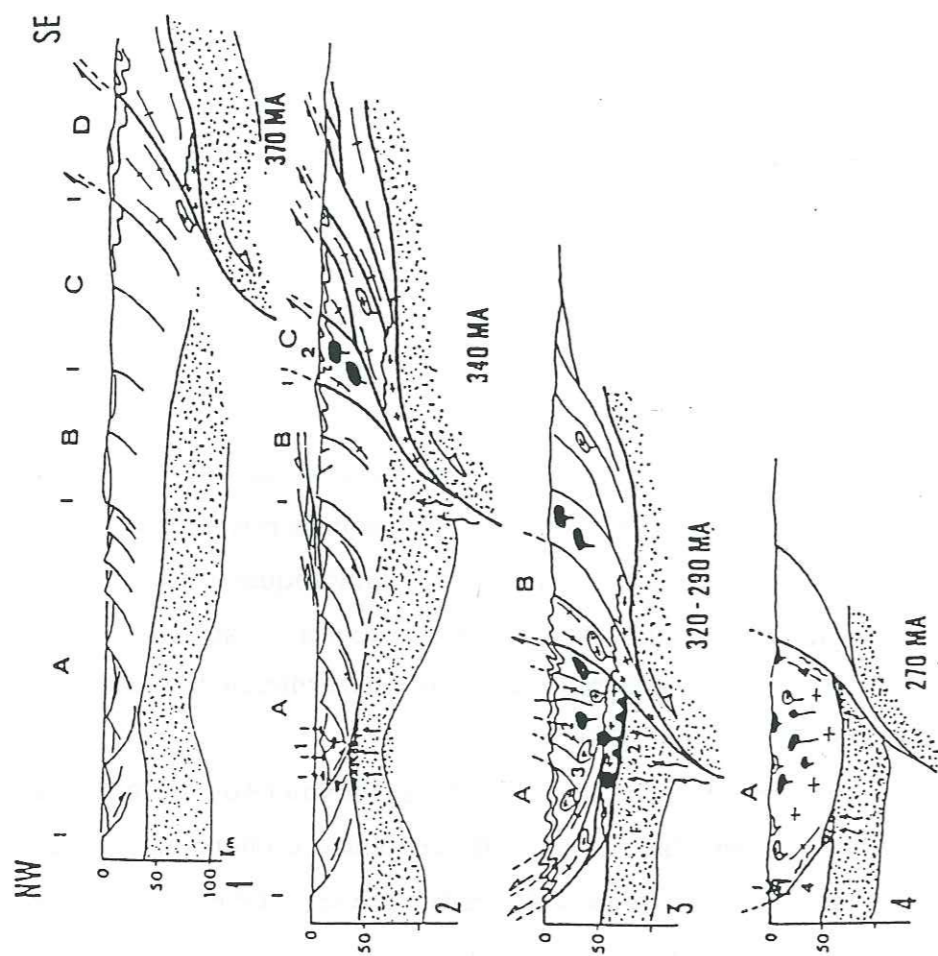


Fig 8 : Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 Ma et 270 Ma. Différents domaines: A, méséta, B, secteur Azrou-Khenifra, C, Maroc oriental (Haute Moulouya), D, zones internes (les structures dans les zones internes sont hypothétiques). - A 370 Ma: compression dans le Maroc oriental (C), distension dans la méséta (A). - A 340 Ma: mise en place des premiers granites dans le Maroc oriental, la compression gagne vers l'Ouest et atteint le secteur Azrou-Khenifra (B), distension et magmatisme (1) dans la méséta avec un bassin subsident dissymétrique. - 320-290 Ma: la compression atteint la méséta, inversion et réutilisation des fractures lithosphériques en chevauchement et décrochements, mise en place de plutons orogéniques d'abord calco-alcalins (2) puis anatéctiques (3). - A 270 Ma: mise en place de granites alcalins tardi tectoniques le long des cisaillements lithosphériques non réutilisés qui limitent la méséta. (Lagarde, 1987).

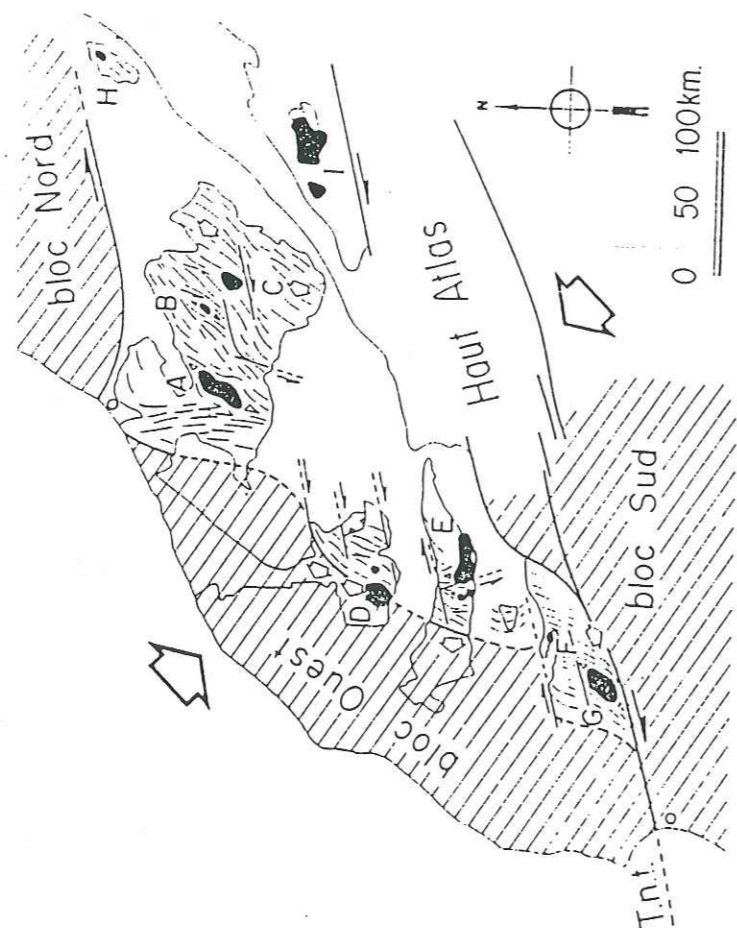


Fig 7 : Carte des trajectoires du plan d'aplatissement post-viséen dans la meseta marocaine. Ces trajectoires mettent en évidence l'existence de zones de cisaillement ductile organisées en deux familles ENE dextres et subméridiennes sénestres qui témoignent d'un raccourcissement NW-SE. Principaux massifs hercyniens (granitoïdes en noir) : Plateau central : A- Zaer, B- Oulimes, C- Ment; D- Rehamna; E- Jebilet; F- Azegour; G- Tichka; H- Haute Moulouya; Tnt- Faille de Tizi n'Test; grandes flèches: direction de raccourcissement post-viséenne; petites flèches : sens de déver sement à l'époque post-viséenne. (Lagarde, 1985)

Pinet et al. (1972) distinguent quatre types de minéralisations :

- 1°/ Une concentration de magnétite martitisée sur un front de granitisation dans la partie Sud du massif.
- 2°/ Des apports de Mo, Cu et Fe liés aux venues quartzo-feldspathiques : ex. des mines d'Iskimoula et Figri (Fig 9).
- 3°/ Une minéralisation complexe à molybdénite, mispickel aurifère, cuivre gris, localisée dans des apophyses péritholites au nombre de quatre (reconnues par Bizard et Ziegler (1955) au NE et à l'Est du massif).
- 4°/ Des filons à plomb zinc prolongeant vers l'Est la zone précédente.

La répartition des différents indices minéralisés dans la partie Est du massif était l'observation à partir de laquelle Termier et al. (1982) avaient envisagé une zonalité périplutonique (zones classiques d'Emmons (1937)) avec molybdène d'abord passant par l'intermédiaire du mispickel aurifère, à des gisements pombo-zincifère dans les zones calcaires les plus externes.

Cette répartition de la minéralisation selon le modèle en écorces dans la partie orientale ne nous paraît pas vraisemblable pour les raisons suivantes :

- dans la partie orientale du massif, les apophyses granitiques viennent perturber le gradient géothermique,
- la paragenèse à blende-galène de Taourarht (Fig. 9) est plus proche du granite que celle à cuivre gris de Tizi n'Israquen,
- à la même distance du granite on trouve parfois des paragenèses différentes, par exemple : molybdénite d'Azilal Gdid et mispickel d'Ougourzi-Oukilal.

Pour les différents indices minéralisés à l'échelle du massif, les tableaux (I, II et III, Termier et al., 1977 ci-après) regroupent les différentes paragenèses ainsi que leurs gangues. Pour plus de détail, voir Termier (1977).

I.5.1. Indices de la partie SW du massif

1.5.1.1. Indice de Figri

Les roches encaissantes dans cette mine de molybdénite sont des micaschistes comprenant des bancs gréseux et des niveaux de skarns à diopside ferrifère et grenat. Le tableau I résume la répartition des minéraux dans ce gîte.

1.5.1.2. Indice d'Iskimoula

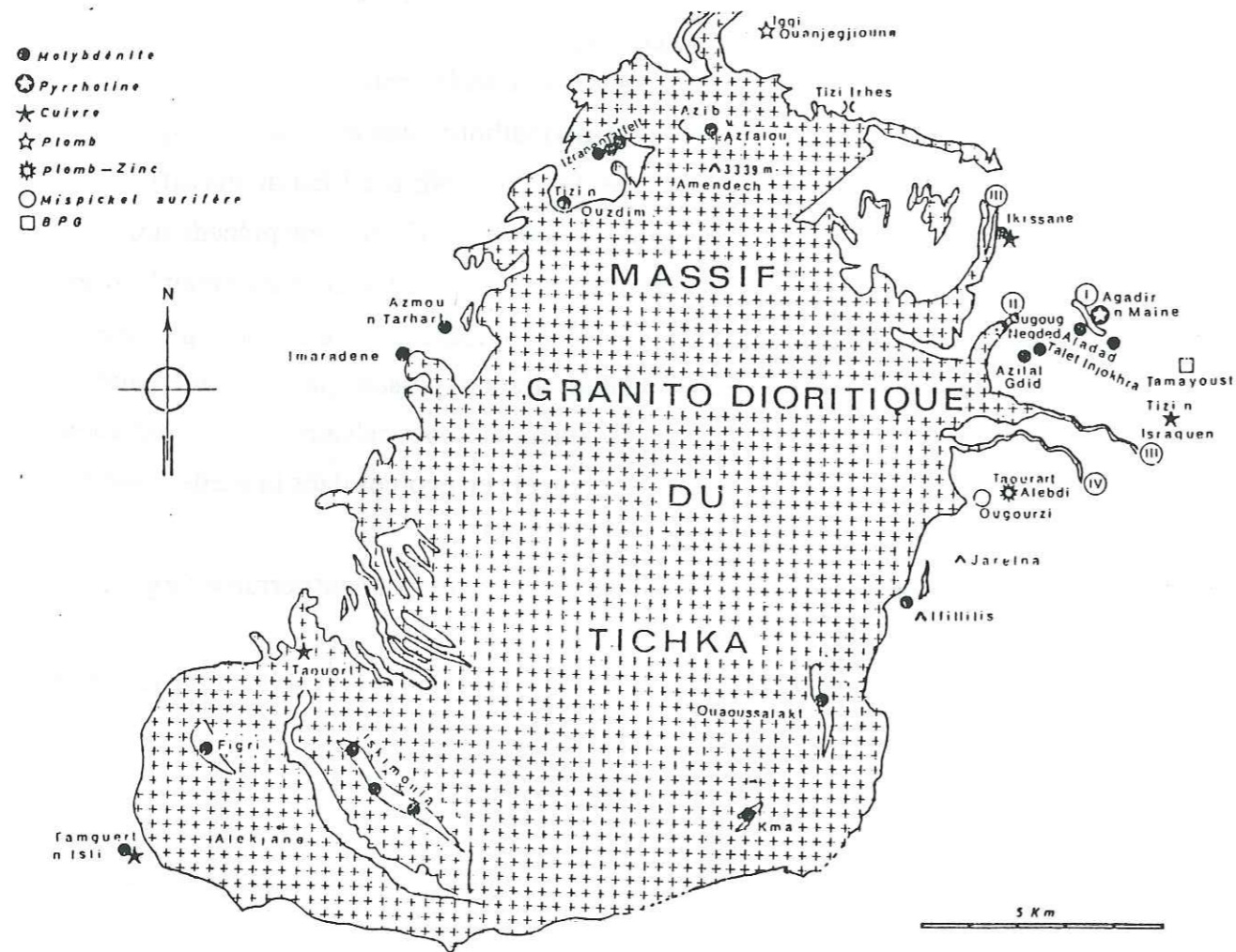


Fig 9 : Carte géologique du massif du Tichka (Termier et al. 1972)

I apophyse d'Agadir n'Maine, II apophyse d'Oufifen,
 III apophyse d'Ikissane, IV apophyse de Mawas.

Tableau I : Répartition des minéraux dans le gîte de Figri. (Termier et al.,1977).

Roches	Filon quartzo-feldspathiques								skarn								micaschistes								amphibolite à grenat								A B	
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	4	6
Molybdénite	█								█								█																	
Magnétite	█								█								█																	
Arsénoopyrite	█								█								█																	
Pyrrhotite	█								█								█																	
Pyrite	█								█								█																	
Bornite	█								█								█																	
Galène	█								█								█																	
Sphalérite	█								█								█																	
Argentite	█								█								█																	
Argent natif	█								█								█																	
Chalcopyrite	█								█								█																	
Covellite	█								█								█																	
Goethite	█								█								█																	
Marcasite	█								█								█																	
Molybdite	█								█								█																	

A : Brèche dans un skarn blanc
 B : brèche

Tableau II : Répartition des minéraux dans les skarns à pyroxène de la mine d'Iskimoula (Termier et al.,1977)

Galerie	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Molybdénite	█																									
Magnétite	█																									
Pyrite	█																									
Chalcopyrite	█																									
Hématite	█																									
Covellite	█																									

Tableau III : Répartition des minéraux dans la mine de Tamguerdt n'Isli. (Termier et al.,1977).

Roches ou filons	Roches gréseuses							Calcaires métamorphiques							Filon de quartz ou quartzo-feldspathiques						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
Molybdénite	█							█							█						
Magnétite	█							█							█						
Pyrrhotite	█							█							█						
Pyrite	█							█							█						
Chalcopyrite	█							█							█						
Sphalérite	█							█							█						
Fluorite	█							█							█						
Alabandite	█							█							█						
Hématite	█							█							█						
Covellite	█							█							█						
Molybdite	█							█							█						
Marcasite	█							█							█						

* dans une parapyroxénite

Cet indice a été exploité pour la molybdénite entre 1940 et 1945. L'encaissant est formé essentiellement par des micaschistes, des amphibolites et quelques passés de quartzites. La minéralisation est surtout métasomatique et liée à des skarnoïdes à zone de diopside peu ferrifère, à des skarns à pyroxène et grenat. Par endroits on trouve des wollastonites, des grenatites. En d'autres des roches à vesuvianite (= idocrase) (galeries n° 6, 10, 17, 18, 22 et 23 sur le tableau II) et plus rarement à scapolite (dipyre) (Termier, 1977). La répartition de la minéralisation est résumée dans le tableau II.

Remarque : de nombreux grains de scheelite atteignant 2 mm ont été trouvés dans un échantillon de cipolin bleu à pyroxène et grenat, riche en pyrite. Cet échantillon a été recueilli par F. Permingeat en 1950 dans la mine d'Iskimoula.

I.5.1.3. Indice de Tamguerdt n'Isli

Une coupe E-W dans la région de Tamguerdt n'Isli où la minéralisation est toujours à dominante de molybdénite montre de bas en haut : granite à biotite - tirsouimite (cornéenne carbonneuse décrite par Termier en 1965 - grès métamorphiques souvent feldspathisés - grès sombres (carbonneux) - puissante série de calcaires métamorphiques, de cipolins et d'amphibolites-séricitoschistes passant parfois à des micaschistes.

La minéralisation exploitée est encaissée dans les grès métamorphiques. L'essentiel de la minéralisation est résumé dans le tableau III.

Pour Termier et al. (1977), deux étapes de minéralisation sont à distinguer :

- l'une d'origine sédimentaire et imprégnant les grès.
- la seconde avec molybdène serait apportée par des venues quartzo-feldspatiques issues du massif de Tichka.

I.5.1.4. Indice de Taouort

Les points minéralisés sont des parapyroxénites et grenatites intercalées dans les micaschistes. La paragenèse est formée de molybdénite, pyrite avec malachite et hématite.

I.5.2. Indices de la partie N et NW du massif

La minéralisation dans les indices d'Imaradene, Azmou Tarhart, Tizi n'Ouzdim, Tizi n'Tazoult est sous forme de mouches de molybdénite imprégnant les grenatites.

A Iggi Ouanjegjioune se sont des cipolins encaissés dans une bande d'amphibolite quisont minéralisés en galène.

"Contrairement aux autres indices, ceux de la partie N et NW du massif ne semblent pas avoir d'importance économique." (Termier et al. 1977).

I.5.3. Indices de la partie SE du massif

Les grenatites qui résultent de la transformation des calcaires sont minéralisées en molybdénite dans la région de Kma et Ouaoussalakt.

I.5.4. Indices de la partie NE et E du massif

Plusieurs indices se rencontrent dans la vallée de l'Oued N'fis, gîtes pyrométasomatiques d'Agadir n'Maine, hydrothermaux de Tizi n'Israquen, Ikissane, Oukilal-Ougourzi etc. Les indices de cette partie du massif seront détaillées plus loin dans ce mémoire (chapitre IV).

I.6. CONCLUSION

Le massif du Tichka qui s'est mis en place au cours de l'orogénèse hercynienne est composé de roches basiques (gabbros et diorites) et acides (granodiorites et granites). L'origine de ce massif syntectonique résulte d'une interaction entre manteau supérieur et croûte continentale inférieure. Les fluides hydrothermaux liés à ce complexe intrusif ont été à l'origine des minéralisations réparties sous forme d'indices à Cu, Au, Mo, Pb, Zn etc... localisés surtout dans l'encaissant métamorphisé d'âge Cambrien.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 F. 38041 B.P. 53
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: pialour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

chap. 2 : Pétrographie

- 1- introduction
- 2- pétrographie des roches grenues du massif et de ses apophyse
- 3- pétrographie du cortège magmatique filonien
- 4- pétrographie de la base du Paléozoïque
- 5- métamorphisme

II.1. INTRODUCTION

Dans la bordure orientale du massif du Tichka on distingue deux grands ensembles pétrographiques.

- Un ensemble schisto-calcaire (région d'Imlil, Irhrem ; Fig. 10).
- Un ensemble volcanique désigné dans la carte au 1/50000 de Termier sous le nom de complexe à biotite et complexe à amphibole (région d'Ikissane et d'Agadir n'Maine ; Fig. 10).

Le complexe intrusif affleure dans cette partie sous forme d'apophyses (repères n° I, II, II, IV sur la carte Fig. 10) et un cortège filonien assez dense (non repérable sur la carte), avec un pendage très faible vers l'intérieur du massif.

II.2. PETROGRAPHIE DES ROCHES GRENUES DU MASSIF ET SES APOPHYSES

Les faciès pétrographiques qui affleurent au sein du massif sont nombreux et diversifiés, ce qui rend le travail de cartographique assez difficile. Pour notre part nous nous sommes intéressé à la partie orientale de ce massif ainsi qu'aux apophyses qui émanent de cette partie.

Les faciès décrits ci-dessous ne se retrouvent pas sur la carte de cette partie. Nous avons effectué 21 sections minces pour typer ces roches grenues, qui appartiennent pour la plupart aux apophyses pér batholitiques. La subdivision présentée ci-dessous répond à la classification de Streickeisen

II.2.1. La diorite e : IK22, J3, J12 (voir carte de localisation, annexe 4)

Sa répartition dans la bordure orientale est réduite. Elle affleure à l'extrémité W de l'apophyse d'Ikissane et dans l'apophyse de Mawas sous forme de coupoles à l'intérieur des granodiorites. Elle est bien représentée dans la partie méridionale du massif proprement dit.

Texture: largement grenue pour IK22 et grenue pour J3 et J12.

Minéralogie: plagioclase, amphibole, chlorite, quartz, épidote, zircon et apatite.

Les cristaux de plagioclases sont subautomorphes et peuvent atteindre 6 mm de long. Le plagioclase est l'andésine (An 30-50) certains cristaux présentent le phénomène de zoning, indiquant des réactions solide-liquide à l'intérieur du magma qui engendre les diorites. Les plagioclases sont intensément séricitisés et contiennent par endroits des cristaux automorphes d'amphibole.

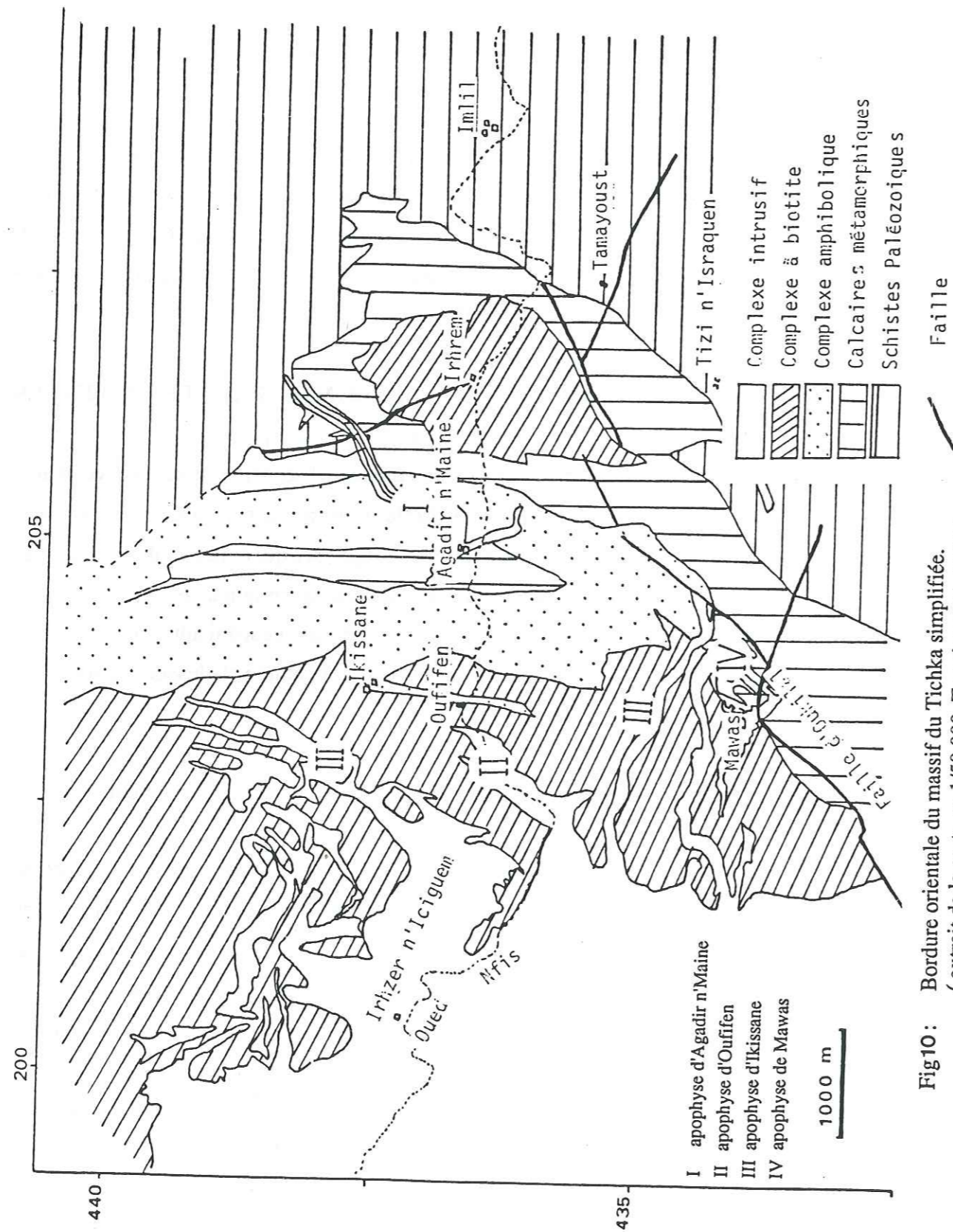


Fig 10 : Bordure orientale du massif du Tichka simplifiée.
(extrait de la carte au 1/50 000, Termier et al. 1964)

L'amphibole est une hornblende verte, les cristaux sont automorphes et peuvent atteindre 2 mm, les macles sont assez fréquentes. La chlorite est peu abondante et subxénomorphe. Elle s'associe aux épidotes pour former les produits d'altération des amphiboles. La biotite subautomorphe dont les cristaux atteignent 1 mm est pseudomorphosée en chlorite. Le quartz représente moins de 10 %. Les cristaux sont xénomorphes et remplissent les interstices entre les cristaux de plagioclases et d'amphibole. La pistachite est peu abondante, xénomorphe et certains cristaux peuvent atteindre 0,4 mm. La plupart du temps, ils sont en relation avec la chlorite. Le zircon, l'apatite et les opaques sont des phases accessoires dans ces diorites. La plupart des opaques sont entourés par les épidotes.

II.2.2. La diorite quartzique ; e : IK7, J8, J11.

Rares sont les affleurements de ce faciès. Elle forme l'extrémité W de l'apophyse de Mawas (OK64) et parfois elle est l'encaissant de la minéralisation à molybdène de l'apophyse d'Ikissane. Dans ce dernier cas son extension est métrique.

Texture: grenue porphyrique.

Minéralogie: plagioclase, quartz, biotite, amphibole, chlorite, épidote, zircon, apatite et opaques.

Les cristaux de plagioclase sont subautomorphes parfois zonés et plus ou moins altérés. Les phénocristaux peuvent atteindre 2 à 3 mm. Le plagioclase est un oligoclase. L'amphibole est une hornblende verte : les cristaux sont subautomorphes, leur taille est aux alentours de 400 µm. La biotite est subautomorphe à automorphe; par endroits, cette biotite brune est pseudomorphosée partiellement ou totalement en chlorite ferrifère. Les biotites se rassemblent par endroits en paquets plus ou moins flexueux pour dessiner une tendance d'orientation : ceci est vrai pour l'échantillon OK 64 qui présente aussi des cristaux de plagioclases dont les macles sont courbées (orthogneissification). (Photo 4, Pl. I). La pistachite, l'apatite, le zircon et les opaques sont plus ou moins abondants suivant la localité d'échantillonnage.

Des différences existent entre ces diorites quartziques, surtout au niveau des pourcentages d'amphibole. Exemple : dans l'échantillon IK 7, l'amphibole est pratiquement inexistante. Ce minéral est moins abondant dans l'échantillon J 11 que dans le J 8 ou OK64: On constate qu'il y a des variations minéralogiques au sein d'un même groupe pétrographique.

II.2.3. Granodiorite ; e : IK11, IK 19, IK 17, J 18, AM22 et OK 66

Les trois premiers échantillons proviennent de l'apophyse d'Ikissane, qui est essentiel

lement granodioritique, les échantillons J 18 et OK 66 proviennent eux, de l'apophyse de Mawas tandis que l'échantillon AM 22, appartient à une coupole qui affleure au sein de l'apophyse d'Agadir n'Maine, juste au NE des maisons d'Agadir n'Maine.

Texture : largement grenue pour l'apophyse d'Ikissane et celle de Mawas et microgrenue porphyrique à Agadir n'Maine.

Minéralogie: quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, chlorite, zircon, épidote, muscovite et opaques.

Le quartz est xénomorphe et cristallise en larges plages d'environ 4 mm englobant parfois des petits cristaux xénomorphes de quartz de 400 µm. Le plagioclase est un oligoclase, en cristaux subautomorphes de 0.5 à 3mm. Ces plagioclases sont maclés albite et parfois albite et carlsb. La majorité de ces cristaux sont zonés, leur partie centrale et damouritisée ils contiennent parfois des inclusions de cristaux subautomorphes de muscovite de biotite ainsi que certains petits cristaux de quartz. Le feldspath potassique est du microcline d'environ 1 mm, xénomorphe, avec son quadrillage caractéristique et de l'orthose xénomorphe dont certaines plages peuvent atteindre 5 mm, avec des perthites. Le mica noir est automorphe et par endroits il est pseudomorphosé par la chlorite. Ce mica peut être sous forme d'aiguilles très allongées (5 mm sur 80 µm) dans l'apophyse d'Agadir n'Maine et presque absent dans l'apophyse de Mawas. La muscovite est automorphe; elle est rare dans ce faciès. Les phases accessoires sont représentées par le zircon et la pistachite.

Le magma qui a engendré la granodiorite s'est différencié suivant les niveaux de mise en place. A Agadir n'Maine et Ikissane, le faciès est relativement mésocrate et les biotites abondent. Vers le haut de ce qu'on peut considérer comme la chambre magmatique, le faciès est leucocrate et les perthites sont abondantes. La présence de phénomène de zoning indique que le milieu était en déséquilibre et que les premiers cristaux de plagioclases formés réagissaient incomplètement avec la solution résiduelle qui tend vers une composition albitique en même temps qu'il y avait cristallisation de feldspath potassique. Ceci paraît expliquer l'abondance de perthite dans la granodiorite de Mawas (Mawas se trouve à haute altitude par rapport à Agadir n'Maine et Ikissane) qui formerait pour ces raisons le toit de la chambre magmatique qui a engendré la granodiorite.

II.2.4. Le monzogranite IK 21 et IK 14.

Ce faciès est leucocrate. Il affleure au sein de l'apophyse d'Ikissane.

Texture : grenue. La taille moyenne des cristaux est d'environ 1mm.

Minéralogie: quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, chlorite, épidote, zircon et apatite.

Le plagioclase est de l'oligoclase (An 25-30) il est subautomorphe, maclé albite et carlsbad. Certains cristaux présentent le phénomène de zoning. Le plagioclase contient des inclusions de muscovite, biotite et des petits cristaux (100 µm) automorphes de quartz. Un début d'altération en damourite est observable sur certains cristaux de plagioclases. Le feldspath potassique est le microcline et l'orthose. Les cristaux sont xénomorphes et de type perthitique. La biotite est très rare, en cristaux subautomorphes. Elle est en voie d'altération en chlorite. La muscovite est très rare aussi. Les cristaux sont subautomorphes d'environ 100 µm et inclus dans le feldspath potassique et le plagioclase.

Ce faciès présente localement des structures de myrmékites (Photo 1, Pl. I) lorsqu'il joue le rôle de l'encaissant des veines quartzieuses minéralisées en molybdénite de la région d'Ikissane.

Le quartz est xénomorphe et représente 40 à 45 % de la roche. Il cristallise en très grandes plages limpides. L'apatite, le zircon et la pistachite sont occasionnellement rencontrés dans ce faciès. Par la rareté des biotites, la présence abondante de perthites, ce faciès peut être rapproché des granodiorites de Mawas. On considère que les deux faciès ont pris naissance par le même processus génétique à savoir une différenciation d'un magma granodioritique.

II.2.5. Granite et granitoïdes, e : OF2, OF3, IK34, AM14, AM23 et J11.

II.2.5.1. Granite de l'apophyse d'Oufifen

Ce granite représente la totalité de l'apophyse d'Oufifen.

Texture : grenue.

Minéralogie: quartz, feldspath potassique, plagioclase, muscovite, chlorite, zircon, apatite et oxydes.

Le plagioclase est subautomorphe, il s'agit d'oligoclase, maclé albite et non altéré; la taille moyenne des cristaux est d'environ 1 mm. Le plagioclase contient des cristaux automorphes de très petite taille de mica blanc. Le feldspath potassique est du microcline. Il est rare, tandis que l'orthose est abondante et altérée; les cristaux sont subautomorphes. Le quartz est xénomorphe. La muscovite automorphe n'est pas très abondante.

Ce faciès de granite à muscovite est caractérisé dans la région d'Oufifen par l'existence d'auréoles d'oxydes de fer. Ce granite n'existe nulle part ailleurs dans la bordure orientale du massif du Tichka. Quelques minéraux accessoires (apatite et zircon) sont rencontrés dans ce faciès.

II.2.5.2. Granite de la bordure Est du massif proprement dit (Photo 3, Pl. I)

Ce granite affleure à l'Ouest d'Azib Irhzer Niciguem (voir carte d'échantillonnage). Il est de

couleur rose, largement grenu et formé essentiellement de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Le microcline et l'orthose cristallisent en très grandes plages pouvant atteindre 5 mm. Les perthites sont très abondantes. Le plagioclase subautomorphe est plus ou moins altéré est maclé albite. De très rares cristaux de biotite, muscovite de faible taille sont rencontrés dans ce faciès.

II.2.5.3. Granite de la bordure de l'apophyse d'Agadir n'Maine

Ce faciès affleure sur la rive droite de l'oued Aghbar, au contact des skarns minéralisés en pyrrhotite. Il affleure aussi à l'extrémité NE de cette apophyse. Dans la classification de Streikeisen ce faciès correspond aux granitoïdes hyperquartzeux.

Texture : microgrenue porphyrique.

Minéralogie : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, chlorite, amphibole, muscovite, épidote, zircon, apatite et opaques.

Les phénocristaux de plagioclases sont automorphes, maclés albite et présentent le phénomène de zoning. Certains cristaux sont séricitisés. La taille de ces phénocristaux est aux alentours de 2 mm. Le feldspath potassique est le microcline. Il est très rare et se présente sous forme de cristaux subautomorphes de taille micrométrique. l'amphibole est une hornblende verte. Les cristaux sont xénomorphes et généralement de petite taille. Le quartz se présente sous deux formes ; en cristaux xénomorphes dont la taille est d'environ 0,1 mm et d'autres cristaux interstitiels d'environ 100 µm. Le faciès de la rive droite est assez riche en pistachite subautomorphe, la chlorite remplace partiellement la biotite qui est rare dans ce faciès. L'amphibole présente des altérations en chlorite-pistachite. La muscovite en cristaux subautomorphes est présente en faible quantité. Les figures de myrmékite sont observables dans les deux faciès. L'apatite, le zircon, les épidotes et les oxydes représentent les phases accessoires dans ces granitoïdes.

II.2.6. Conclusion

L'étude pétrographique des roches grenues de la bordure orientale du massif du Tichka et des apophyses qui émanent de celui-ci nous a permis de mettre en évidence les caractères suivants.

- Une diversité des faciès pétrographiques.
- Une variation minéralogique à l'intérieur d'un même groupe de roches; ceci est quelquefois à mettre en relation avec le niveau d'intrusion (exemple, la granodiorite d'Agadir n'Maine affleure à 1800 m tandis que celle d'Oukilal elle est à 3000 m).
- La nature pétrographique des apophyses n'est pas celle d'un granite aplitique comme l'ont suggéré Bizard et Ziegler (1955) mais ces apophyses sont composées de roches de nature différente ; diorite, granodiorite, diorite quartzique, monzogranite et granite.

Pl. I

Roches grenues de la bordure orientale du massif du Tichka *

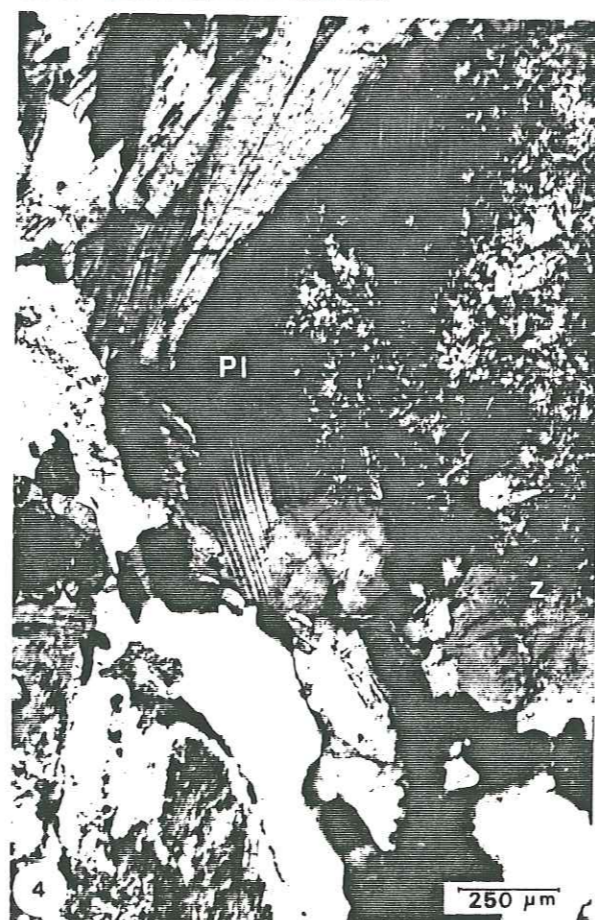
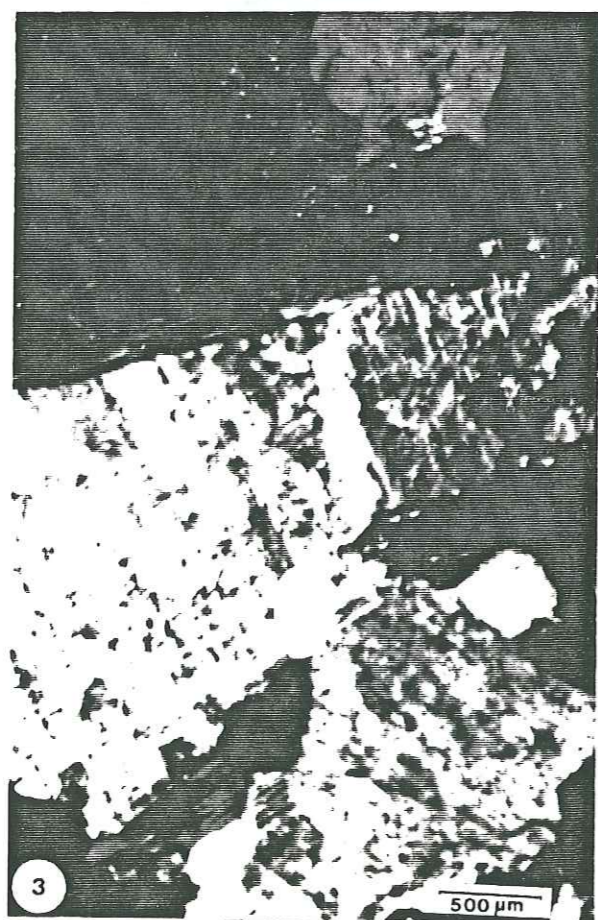
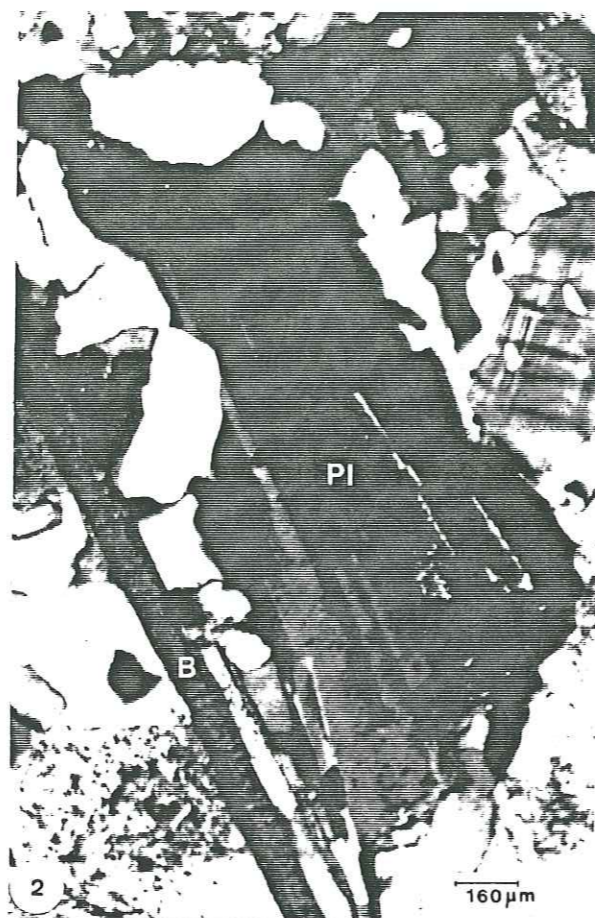
Photo 1 : Figures de myrmékite dans le monzogranite d'Ikissane.

Photo 2 : Granodiorite d'Agadir n'Maine avec des baguettes de biotite (B) très allongées et plagioclase (Pl).

Photo 3 : Monzogranite de la bordure du massif proprement dit montrant une association de microcline, orthose perthitique et plagioclase.

Photo 4 : Macles courbes du plagioclase (Pl) liées à la déformation de la diorite quartzique à l'approche de la faille d'Oukilal.

* toutes les photos sont prises en lumière polarisée et analysée (L.P.A)



II.3. PETROGRAPHIE DU CORTEGE MAGMATIQUE FILONIEN

Les relations sur le terrain entre les différentes générations de filons va nous permettre de donner un ordre chronologique de mise en place de ces filons qui sont nombreux et diversifiés. Notre revue pétrographique de cet aspect magmatique qui s'est manifesté dans la bordure orientale du massif est loin d'être exhaustive. On décrira des faciès filoniens au voisinage des minéralisations.

II.3.1. Le corps magmatique au voisinage de l'indice aurifère d'Agourzi-Oukilal

Au niveau des veines minéralisées dans le ravin de Tizirt (non visible sur la carte) deux générations de filons se distinguent par leurs relations sur le terrain (Photo 1, Pl II) et par leurs chronologies de mise en place (Fig 11).

II.3.1.1. Filons magmatiques antérieurs à la minéralisation aurifère

Ils sont d'aspect microgrenu, verdâtres sur lesquels se détachent des phénocristaux de plagioclases et d'amphiboles. Leur épaisseur est de 70 cm (ech J 15). Ils ont une orientation E-W et un pendage très fort : 80° vers le NNE et traversant la série du Cambrien inférieur.

Texture : microgrenue porphyrique.

Minéralogie : plagioclase, amphibole, quartz, biotite, épidote, apatite et opaques.

Le plagioclase se présente en phénocristaux qui peuvent atteindre 2 mm, automorphes très séricitisés ou en cristaux micrométriques subautomorphes formant avec l'amphibole le fond de cette roche. L'amphibole est une hornblende, sous forme de cristaux micrométriques subautomorphes aux bordures déchiquetées. Parfois les cristaux sont inclus dans les phénocristaux de plagioclases. La hornblende se présente aussi sous forme d'agrégats polycristallins de taille millimétrique (2 mm). La biotite est pseudomorphosée en chlorite. Le quartz est interstitiel et ne dépasse pas 10 % de la roche. Les opaques abondent dans ce faciès et sont intimement liés aux amphiboles. Les épidotes en association avec la chlorite, tendent à remplacer l'amphibole. L'apatite est très rare.

A notre avis ce faciès dérive d'un magma de composition dioritique, antérieur au plutonisme hercynien (et par conséquent à la minéralisation aurifère). Il pourrait être en relation avec l'épisode volcanique de type andésitique à dacitique développé à la base du Cambrien inférieur.

II.3.1.2. Filons postérieurs à la minéralisation aurifère. ech. J 14, J 16, AG 57

Ces filons sont observables sur toute la bordure orientale du massif du Tichka. Ils ont une épaisseur métrique et sont orientés généralement NS, avec un faible pendage vers l'W. (Photo 2, Pl.II.

Ces filons présentent différentes natures pétrographiques. On a rencontré dans la région d'Oukilal quatre types : diorite, diorite quartzique, andésite et dolérite.

*Les filons de diorite sont composés de plagioclase, biotite, hornblende, quartz, pistachite, chlorite et oxydes de fer.

Cette roche a une texture grenue, formée essentiellement de plagioclases, qui ont une taille moyenne d'environ 1 mm et sont peu séricitisés. La hornblende, la biotite et le quartz forment les phases interstitielles et sont de taille micrométrique. Certains cristaux d'amphibole présentent des dendrites d'oxyde de fer renforçant les plans de clivage.

A noter dans ce faciès la présence d'épidote, le début de la transformation de la biotite en chlorite. La pyrite est présente ainsi que le zircon.

*Les filons de diorite quartzique ont la même minéralogie que ceux de diorite mais le quartz est plus abondant. Les premiers ont une texture microgrenue porphyrique et les phénocristaux de plagioclases sont intensément séricitisés. L'abondance du quartz dans ce faciès leur confère un caractère leucocrate sur le terrain.

*Le troisième type de filons andésitiques est à texture microlitique fluidale. La roche est composée essentiellement de plagioclase, biotite, hornblende de quartz, auxquels viennent s'ajouter, pistachite, opaques et chlorite.

Les phénocristaux sont formés de plagioclases automorphes plus ou moins séricitisés. La biotite peut s'associer à la hornblende pour former des amas mafiques à l'intérieur de la trame microlitique.

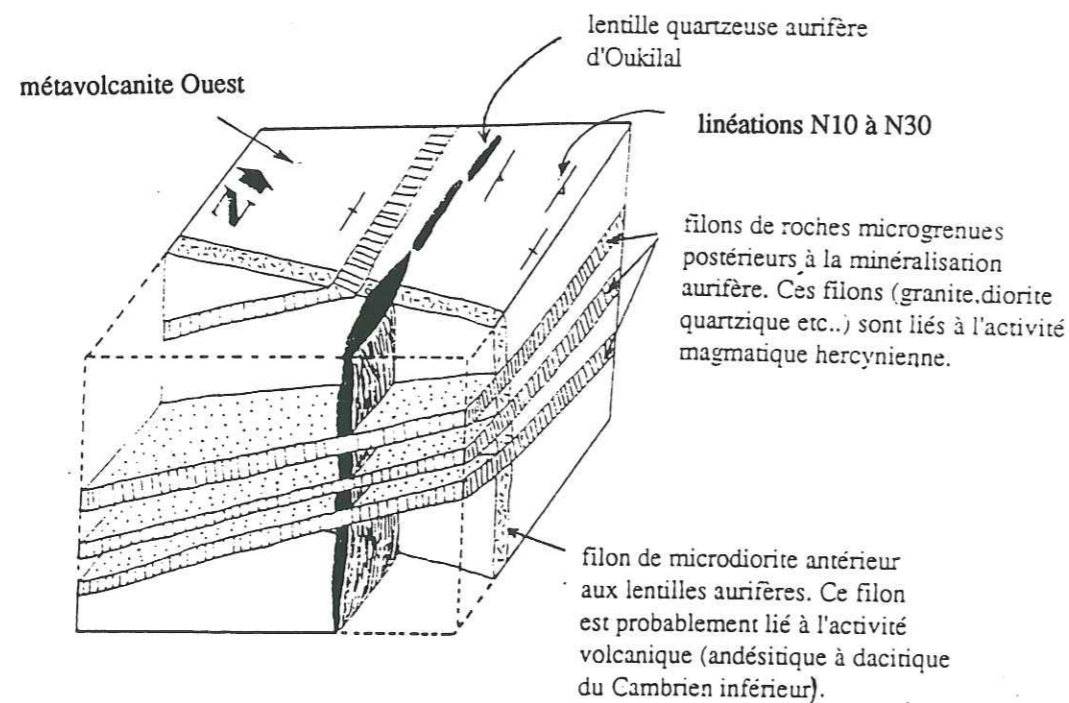


Fig 11: Bloc diagramme schématisant la relation entre le cortège magmatique filonien (E-W vertical et subméridien à faible pendage) et la minéralisation aurifère d'Oukilal.

*Le quatrième type de filon affleurant dans la région d'Oukilal est de nature doléritique. Les dolérites se présentent, soit sous forme de filons métriques ou de «culots», intrudant l'apophyse de Mawas (Photo 3, Pl II) ou les formations volcano-sédimentaires métamorphiques du Cambrien inférieur, soit sous forme de mylonites jalonnant les grandes fractures qui affectent ces formations. A notre avis, ces dolérites représentent la dernière manifestation magmatique dans le massif du Tichka. Ces filons de dolérite sont composés de : plagioclase, chlorite, épidote, apatite, pyrite et filaments opaques (oxydes ou hydroxydes de fer). La phase précoce de cristallisation de cette roche est schématisée par des phénocristaux de plagioclases automorphes plus ou moins altérés. La phase interstitielle est formée de chlorite, de minéraux opaques et de minéraux accessoires. (Photo 4, Pl. II). Ces dolérites sont reconnaissables sur le terrain par leur aspect sombre à patine verdâtre et elles sont très massives.

II.3.2. Le corps filonien de la région, Tamailloust - Tizi n'Israquen, ech : Ta 8, Ta 9, Ta 10 et IZ 1

Ces filons sont situés à l'Est de la faille d'Oukilal et recourent la formation schisto-calcaire. La majorité de ces filons, de puissance métrique, ont une direction N 70 et un faible pendage : 20 à 30° vers le NW.

Nous avons mis en évidence deux faciès de nature pétrographique différente, au niveau de la minéralisation à cuivre gris de Tizi n'Israquen. Ces filons sont antérieurs à la minéralisation.

II.3.2.1. Microdiorite quartzique

Ces microdiorites quartziques sont différentes de celles de la région d'Oukilal, par la taille des cristaux de biotite et leur abondance.

Texture : microgrenue porphyrique.

Minéralogie : plagioclase, quartz, biotite, chlorite, épidote, calcite, zircon, apatite et opaques.

Les plagioclases sont sous forme de porphyroïdes automorphes de grande taille (2 à 3 mm); parfois ils sont zonés. Ils sont plus ou moins altérés et présentent une composition d'andésine (An 30-40). La biotite se présente sous forme de cristaux subautomorphes d'environ 1 mm. Elle est pseudomorphosée par la chlorite, elle s'associe à la calcite à l'approche de certains filonnets de carbonates qui recourent ces filons de microdiorite quartzique. La calcite est abondante dans ce faciès. Elle est sous forme de cristaux isolés subautomorphes, de plages xénomorphes, en association avec la biotite

et /ou la chlorite ou en inclusions dans les phénocristaux de plagioclases ; (ech. Ta 9) ..

L'existence de cette calcite, témoigne des réactions d'endomorphisme qui se sont déroulées lors de la mise en place de ces filons au contact des calcaires du Cambrien inférieur de la bordure Est du massif.

II.3.2.2. Faciès particulier à muscovite (muscovitite)

Ce faciès filonien est composé de 50 % de muscovite, 20 % de quartz, 25 % de calcite et 5 % de plagioclase.

Texture : microgrenue. La taille moyenne des cristaux de quartz et de muscovite et de l'ordre de 200 µm.

Les cristaux de muscovite sont automorphes. Le quartz est xénomorphe et remplit les interstices entre les cristaux de première génération qui sont de la muscovite dans ce cas. De rares plages de quartz englobent des muscovites et des rhomboèdres de calcite. La calcite qui tapisse ce faciès est la dernière espèce qui apparaît par réaction d'endomorphisme au contact des calcaires encaissants. La pistachite et les opaques représentent les phases accessoires.

II.3.3. Conclusion

Trois générations de filons sont à distinguer dans la bordure orientale du massif du Tichka.

-Les filons liés au volcanisme Cambrien, de nature andésitique à dacitique.

-Les filons liés à l'activité magmatique hercynienne, de nature dioritique à granitique.

-Les filons postérieurs à l'intrusion granodioritique et qui sont de nature doléritique.

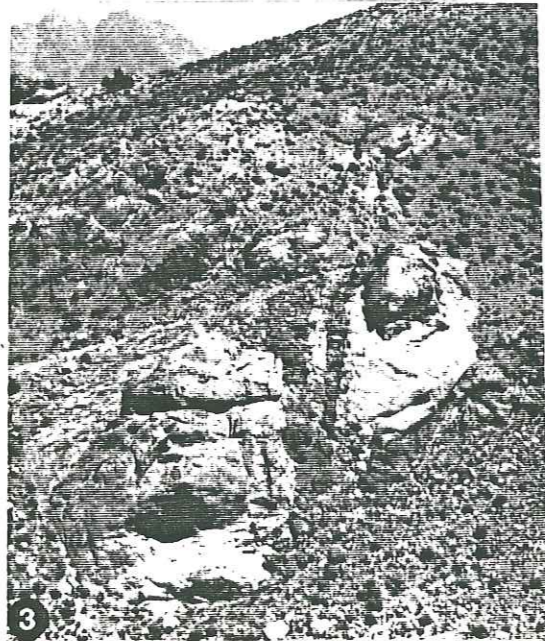
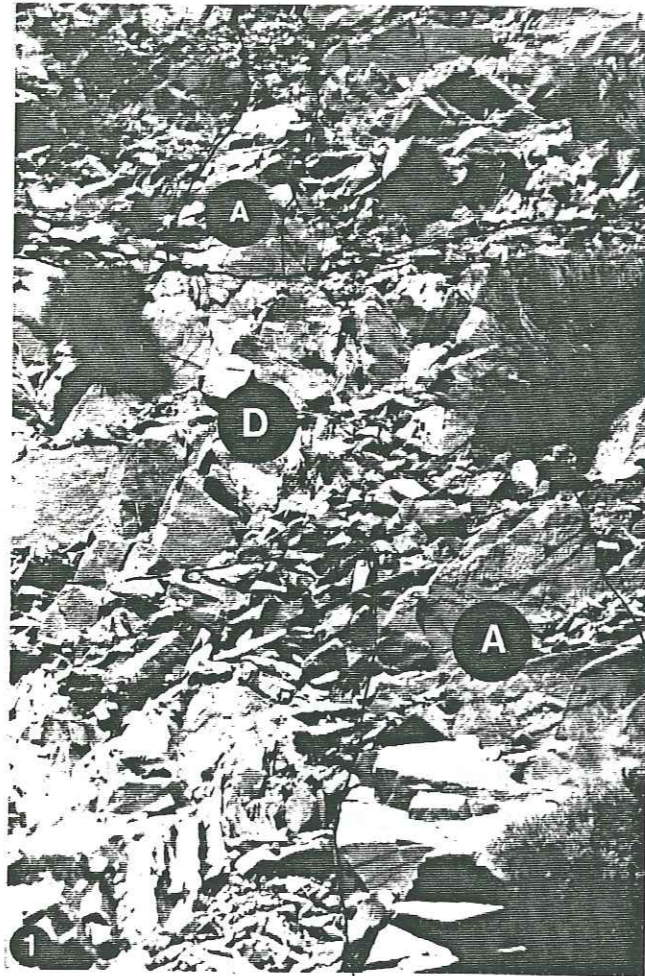
Ces activités magmatiques filoniennes nous ont permis de bien caler dans le temps certaines minéralisations. Exemple : la minéralisation aurifère liée au massif du Tichka est recoupée par les filons de roches grenues à faible pendage et associés au massif lui-même. Un autre type de filons microdioritiques orientés E-W et subverticaux, sont recoupés, et par la minéralisation et par les autres filons à faible pendage (Fig 11).

II.4. PETROGRAPHIE DE LA BASE DU PALEOZOÏQUE

Le massif du Tichka qui a intrudé la base du Paléozoïque, formée d'une série volcano-sédimentaire, a provoqué un métamorphisme de contact qui vient se superposer à un métamorphisme régional existant. Cet événement tectonométamorphique est responsable de la foliation orientée N10

Pl. II

- Photo 1 : Relation entre filon de microdiorite (A) antérieur à la minéralisation aurifère et filon de microdiorite quartzique (D) sub-méridien à faible pendage vers l'Ouest et postérieur à la minéralisation aurifère. Remarquer aussi le déplacement du filon E-W de part et d'autre du filon de microdiorite quartzique (ravin de Tizirt, région d'Oukilal).
- Photo 2 : Cortège magmatique filonien (diorite, diorite quartzique, microgranite etc...) très dense, à faible pendage vers l'intérieur du massif, se détachant sur la falaise calcaire de la région d'Oukilal.
- Photo 3 : Filon de dolérite traversant la granodiorite de Mawas, région d'Oukilal.
- Photo 4 : Aspect micrographique de la dolérite (phot.3). La mésostase est formée essentiellement d'opaques et d'amphibole. L.P.A.



à N30 dans la bordure orientale de ce massif. Nous avons effectué une coupe W-E le long de l'assif Aghbar, du massif vers les zones externes correspondant aux faciès les moins métamorphisés (Fig. 12). La coupe d'Aghbar (Fig. 12) présente des variations latérales de faciès surtout au niveau de la région de Tamaillouste et Imlil. On note aussi l'existence de lentilles chloritoschisteuses d'une centaine de mètres de long à l'intérieur du complexe volcanique métamorphisé au niveau de la rive gauche d'Irhzer n'Tiouialine. Des barres de cipolin d'extension kilométrique sont interstratifiées dans le même complexe volcanique c'est le cas des cipolins d'Agadir n'Maine.

Le but de cette coupe que nous avons levée est de décrire en détail tous les faciès sédimentaires et volcaniques rencontrés dans la bordure orientale, d'étudier leurs relations spatiales, d'avoir une idée sur l'histoire volcanique et sédimentaire de la région et enfin de savoir si tel ou tel type de minéralisation n'est pas en relation avec un type de roche bien particulier.

Pour la description de cette coupe, on commencera par les faciès les plus métamorphisés situés au contact immédiat du complexe intrusif.

II.4.1. Gneiss à sillimanite et andalousite e : 01. (Photo2, Pl. III)

Cette roche alterne avec des plutonites qui s'insèrent parallèlement à S1 (Photo 1, Pl III). Elle est formée de lits clairs à texture granoblastique et de lits sombres millimétriques à texture lépidoblastique formés essentiellement de biotite.

Minéralogie : biotite, quartz, plagioclase, feldspath potassique, muscovite, sillimanite, andalousite, épidote, zircon et opaques.

L'andalousite syn- à post-cinématique en plages globuleuses est très rare. La phase majeure est représentée par la biotite rouge formant plus de 50 % de la roche. La sillimanite est très abondante; elle se présente sous forme d'amas flexueux ou en individus isolés et orientés selon le plan de la schistosité. Certains lits leucocrates sont essentiellement formés de feldspath potassique perthitique. La muscovite bien développée paraît très stable dans ce faciès; certains cristaux sont secants sur S1.

II.4.2. Micaschiste à sillimanite et andalousite e : 02

Cette roche est différente des gneiss ci-dessus par la quasi absence de plagioclase et de feldspath potassique, la rareté de la muscovite et l'abondance de sillimanite et d'andalousite.

Cette formation est puissante d'environ 100 m et affleure au sein des plutonites. Les lits sombres inframillimétriques sont mal individualisés.

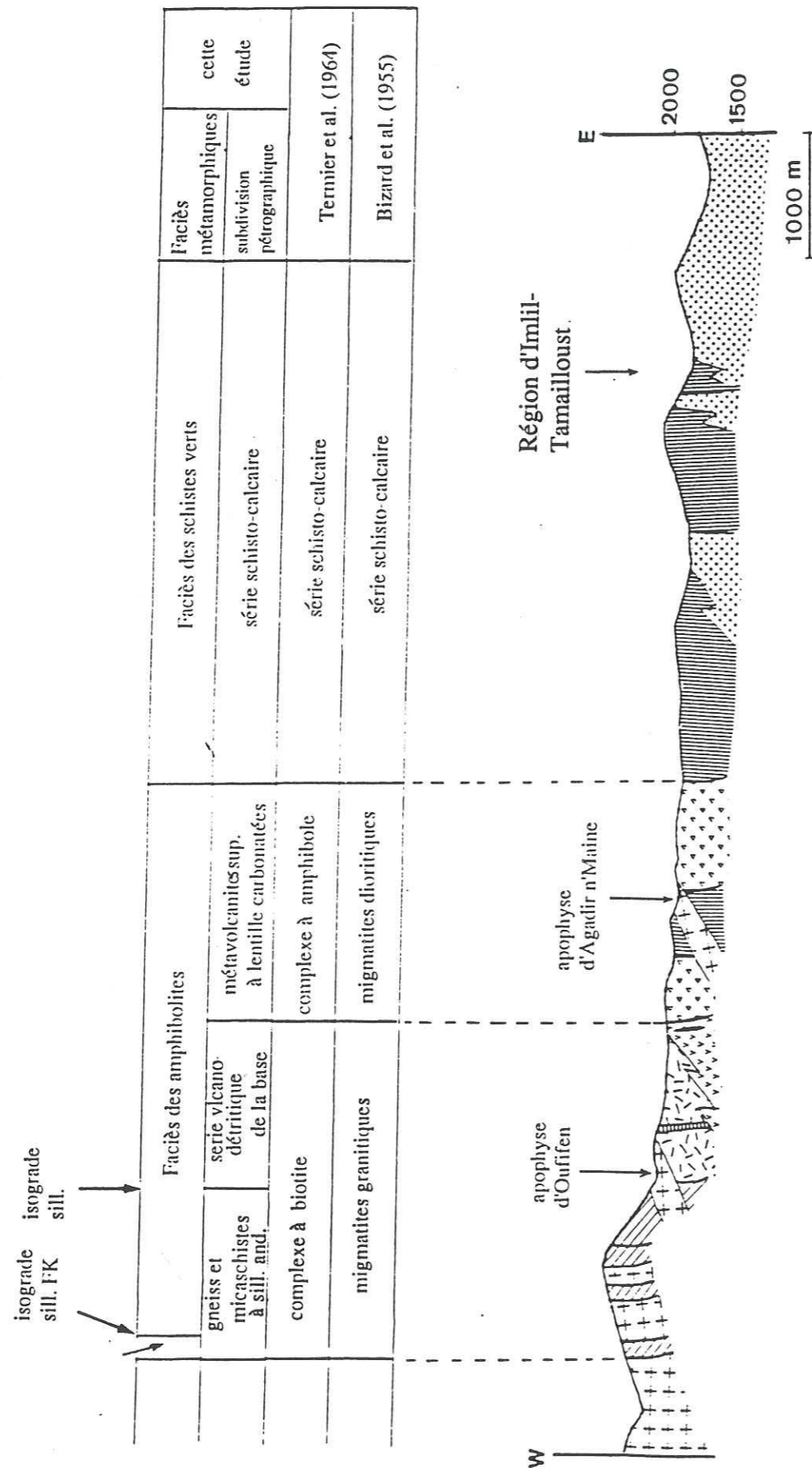


Fig 12 : Coupe schématique E-W le long de l'assif Aghbar montrant les différents termes pétrographiques

Texture : granonématoblastique.

Minéralogie : sillimanite, quartz, andalousite, biotite, muscovite, plagioclase, zircon et opaques.

L'andalousite est syn - à post-cinématique; elle est contournée par la biotite et/ou la sillimanite mais peut contenir des lamelles de biotite. Les amas flexueux de sillimanite retracent avec la biotite la schistosité de cette roche. L'andalousite se présente sous forme de plages globuleuses poecilitiques autour du quartz et quelques cristaux de micas. Une deuxième schistosité (S2), discrète et suborthogonale à S1, est observable sur certains paquets de sillimanite.

II.4.3. Miscaschiste à sillimanite et séricite e : 03

Ce faciès est formé par une alternance de lits mésocrates millimétriques et de lits leucocrates de 1 à 3 mm d'épaisseur.

Texture : granonématoblastique.

Minéralogie : quartz, biotite, séricite, muscovite, sillimanite, andalousite, chlorite, plagioclase, zircon, épidotes et opaques.

Les lits leucocrates hétérogranulaires sont formés essentiellement de quartz et de très rares cristaux de plagioclases. Le quartz de ces lits, lorsqu'il est bien développé, contient des inclusions de biotite, muscovite et zircon.

Les lits mésocrates sont formés d'un assemblage de biotite, séricite, muscovite et de sillimanite (très rare). La séricite se présente surtout sous forme de cordons parallèles à S1. La biotite est très rare par rapport aux faciès précédents. Les rares cristaux d'andalousite sont plus ou moins altérés en séricite. La rareté des silicates d'alumine dans cette roche pourrait nous indiquer que celle-ci était pauvre en matériaux argileux.

II.4.4. Miscaschiste à biotite, andalousite et sillimanite e : 04 et 041. (Photo 3, P1 III)

Ce micaschiste est caractérisé par l'abondance d'andalousite, l'alternance de lits sombres et claires disparaît et la roche acquiert une texture granoblastique; la schistosité est tracée par les paillettes de biotite, ici très abondante et la sillimanite.

Texture : granoblastique à tendance porphyrique.

Minéralogie : biotite, andalousite, quartz, sillimanite, muscovite, tourmaline, zircon et opaques.

Les plages globuleuses d'andalousites sont poecilitiques et contiennent des inclusions de biotite

de quartz et parfois de muscovite. Les andalousites sont contournées par la sillimanite qui se présente sous forme d'amas flexueux et elle est très abondante à la base de ce faciès. Vers le sommet la sillimanite disparaît ainsi que la muscovite qui devient très rare, voire absente. Les cristaux d'andalousite se développent et peuvent atteindre 2 mm et deviennent largement poecilitiques.

On propose de tracer l'isograde de la sillimanite au sommet de cette formation micaschisteuse. L'abondance des silicates d'alumine dans cette roche et la rareté des grains de quartz (de petite taille) indique que cette roche pourrait correspondre à un matériau riche en argiles (marne ou shale).

II.4.5. Formation volcano-sédimentaire de la base

Sous ce terme on a regroupé des faciès très hétérogènes qui ont des origines différentes. On note des passages latéraux des termes sédimentaires vers les termes volcaniques. Ces derniers abondent surtout dans la région d'Ikissane. Les volcanites se présentent sous forme de tufs ou de laves.

II.4.5.1. Roches d'origine sédimentaire e : 05, 051, 06 et Tw4

Ces roches sont formées essentiellement de quartz recristallisé auquel viennent s'ajouter de l'amphibole, de la biotite, de la pistachite et des plagioclases.

I.4.5.1.1. «Micagrès» à hornblende e : 05

Cette roche est hétérogène à l'échelle de la section mince et de l'affleurement. On remarque des zones très riches en amphibole et d'autres en biotite; on note une forte silicification vers le sommet de cette formation.

Texture : hétérogranulaire.

Minéralogie : quartz, amphibole, biotite, épidote, plagioclase, chlorite, zircon et opaques.

Les cristaux de plagioclases, plus ou moins altérés, sont xénomorphes et leurs bordures sont dentelées; ils sont parfois d'assez grande taille (2 mm). Ils contiennent de petits cristaux de quartz, de chlorite et d'amphibole. L'amphibole est une hornblende verte, elle se présente sous forme de petits cristaux noyés dans la masse quartzreuse ou sous forme de gros cristaux poecilitiques autour du quartz, témoignant de son origine métamorphique. La biotite se présente sous forme de petits cristaux noyés dans la masse quartzreuse ou sous forme de paquets de plusieurs cristaux dont le grand axe est parallèle à la schistosité régionale. L'épidote est une pistachite dont les cristaux sont poecilitiques autour du

quartz et peuvent atteindre 300 µm de long par endroits; ce faciès peut être skarnifié.

II.4.5.1.2. Micaschiste à biotite et chlorite e : 06

Ce micaschiste forme une barre d'environ 50 m d'épaisseur intercalée dans le micagrès. Cette barre micaschisteuse est repérable sur le terrain par l'alternance de lits leucocrates de 1 à 2 mm, formés principalement de quartz granoblastique et très peu de feldspaths et de lits mésocrates centimétriques formés principalement de biotite et de chlorite.

Texture : granolépido-blastique.

Minéralogie : quartz, biotite, chlorite, feldspath potassique, plagioclase, muscovite, andalousite, séricite, zircon et opaques.

La séricite se présente uniquement sous forme de produits d'altération d'anciens porphyroblastes (Andalousite (?)). La muscovite est presque absente, les feldspaths potassiques et les plagioclases se présentent sous forme de gros cristaux par rapport au quartz qui a recristallisé.

Ces feldspaths et ces plagioclases sont subautomorphes et leurs bordures sont parfois «dentelées». Ils peuvent être présents dans les lits leucocrates ou mésocrates. La chlorite résulte de la transformation de la biotite brune et elle contient des inclusions d'oxydes de fer. Cette roche est le résultat de la transformation métamorphique d'un faciès sédimentaire où alternaient niveaux argileux et niveaux gréseux.

II.4.5.1.3 Séricitoschiste à andalousite e : Tw4 (Photo 4, Pl IV).

Ce faciès est rencontré sur la rive gauche d'Irhzer n'Tiouialline au lieu dit Takouit Nok Darane; il est reconnaissable sur le terrain par des porphyroblastes d'andalousite chloritisée qui peuvent dépasser 1 cm de long. Ces andalousites sont noyées dans une matrice quartzo-phylliteuse très finement cristallisée. Cette lentille fait 100 m sur 20 m.

Texture : grano-porphyroblastique.

Minéralogie : muscovite, séricite, chlorite, quartz, andalousite, plagioclase, biotite, épidote, tourmaline, zircon, apatite opaques.

La muscovite se présente en grandes plages poecilitiques ou en cristaux individualisés parallèles à la schistosité; de loin c'est l'espèce minérale la plus abondante. La chlorite se présente en amas; soit en association avec la séricite pour former les produits d'altération de l'andalousite, soit en association avec la muscovite dans le fond quartzo-phylliteux. Les rares cristaux de plagioclases plus ou moins altérés sont moulés par la schistosité externe. L'andalousite syn- à post-cinématique

contient des inclusions de quartz, muscovite et tourmaline et elle est altérée en séricite et chlorite. Cette dernière espèce est surtout localisée à la périphérie de ces porphyroblastes. Le quartz se présente sous forme de petits cristaux granoblastiques ou en gros cristaux xénomorphes noyés dans la matrice quartzo-phylliteuse. La tourmaline et les opaques sont très abondants dans cette roche.

Pour Termier et al. (1963) ce faciès très localisé correspondrait à des conditions de genèse très étroites. Nous pensons que les conditions du métamorphisme étaient pareilles au moins pour les pyroclastites qui encaissent cette lentille micaschisteuse et les différences avec les autres faciès de la bordure correspondrait probablement à un matériel argileux à l'origine. C'est pourquoi elle est très riche en muscovite et silicate d'alumine.

II.4.5.2. Roches d'origine volcanique

Dans la formation volcano-sédimentaire de la base, les volcanites sont représentées par deux types de roches : des pyroclastites et des laves.

II.4.5.2.1. Méta-andésite e : OF 12 et IK 27

Elle est reconnaissable sur le terrain par sa couleur verdâtre à gris sombre verdâtre et la présence de microlites et de phénocristaux de plagioclase et d'amphibole qui se détachent sur un fond plus sombre composé essentiellement d'amphibole et de biotite.

Ces andésites affleurent au NE et au SW du hameau d'Ikissane et sur la rive gauche d'Irhzer n'Mawas. Sur l'ensemble de l'activité volcanique les coulées sont beaucoup moins abondantes que les produits pyroclastiques.

Texture : microlitique porphyroïde.

Minéralogie : plagioclase, amphibole, quartz, biotite, épidote, chlorite, séricite et opaque.

Les phénocristaux de plagioclases sont automorphes, intensément séricitisés et parfois zonés; ils contiennent en inclusions des amphiboles, des épidotes et du quartz. L'amphibole se présente sous forme de baguettes très allongées en association avec les microlites ou sous forme de phénocristaux; dans ce dernier cas il s'agit d'amas polycristallins enfin elle peut se présenter sous forme de plages xénomorphes poécilitiques d'origine probablement métamorphique. La biotite en petits cristaux est associée aux microlites de plagioclases et à l'amphibole; par endroits elle est altérée en chlorite. La pistachite et la zoïsité abondent dans cette roche de même que les opaques. Enfin l'effet du métamorphisme est schématisé par la recristallisation du verre peu représenté dans ces roches.

II.4.5.2.2. Pyroclastites à biotite (Photo 1, 2. Pl. IV)

Les pyroclastites sont beaucoup plus abondantes que les laves.

Texture : hétérogranulaire avec la présence de fragments de laves.

Minéralogie : quartz, plagioclase, biotite, chlorite, séricite, tourmaline, zircon et opaques.

Le ciment est très abondant et est entièrement recristallisé. Le plagioclase se présente sous forme de phénocristaux sub automorphes à bordures dentelées. Ses phénocristaux qui baignent dans le ciment sont plus ou moins altérés et contiennent des inclusions de biotite, de chlorite et du quartz xénomorphe. Les cristaux de plagioclases peuvent être de grande taille (700 µm) ou en baguettes très allongées. Ces cristaux ont des macles fusiformes. La biotite plus ou moins chloritisée qui a pris naissance par métamorphisme de contact se présente sous forme de petite paillettes dessinant le plan de la schistosité, elle peut se présenter aussi sous forme de paquets. Cette biotite moule les phénocristaux de plagioclases et les rares fragments de lave rencontrés vers la base de cette formation. Les fragments de lave sont de différente nature, on rencontre :

- des fragments de lave de type dacitique avec phénocristaux de plagioclases et biotite et de rares microlites. Le tout baigne dans un verre abondant qui a recristallisé sous l'effet du métamorphisme,
- un deuxième type avec des microlites très abondantes (peut être de type andésitique)
- le troisième type est formé uniquement de quartz granoblastique auquel vient s'ajouter la biotite chloritisée. Ces fragments peuvent avoir une dimension d'environ 1 cm de long,
- enfin, le quatrième type de fragment rencontré vers le sommet de cette formation pyroclastique est de nature tuffacée.

On remarque que cette formation s'enrichi en biotite vers son sommet. La biotite est subautomorphe et peut atteindre 500 mm de long. On remarque aussi que la muscovite commence à apparaître vers le sommet.

Les fragments tuffacés ci-dessus sont plus ou moins arrondis et peuvent avoir de 10 à 20 cm de diamètre (Photo 3, Pl. IV). Ces fragments sont composés d'éléments laviques à bordure diffuse se fondant dans le ciment très riche en phénoclastes de plagioclases.

Minéralogie de ces fragments tuffacés : plagioclase, quartz, muscovite, biotite, séricite et opaques.

Les plagioclases se présentent sous forme de microlites et phénocristaux dans les fragments laviques ou en porphyroclastes dans le ciment. Dans ce dernier cas, les angles des plagioclases sont plus ou moins arrondis; ceci témoigne d'un remaniement in situ (au sein de ce matériel tuffacé). Les

plagioclases sont très peu altérés et admettent des macles fusiformes. Le quartz ne forme jamais de cristaux individualisés. Il se présente sous forme microcristalline. Il résulte de la recristallisation du verre volcanique des fragments laviques et du ciment très peu abondant entre les porphyroclastes. La muscovite et la chlorite se développent beaucoup plus entre les porphyroclastes de plagioclases et les éléments laviques plutôt qu'à l'intérieur des fragments laviques.

La biotite a le même habitus que la muscovite et la chlorite. La séricite en plages microcristalline est abondante dans ce faciès.

Ces éléments arrondis sont des fragments de tuf. Ils sont très riches en muscovite et chlorite et proviennent, soit d'une formation tuffacée antérieure (?) dont il faut chercher l'affleurement ou ils ont été remobilisés sur place par une deuxième activité volcanique pyroclastique. Cette deuxième venue serait plutôt pauvre en muscovite et à ciment très abondant.

II.4.6. Volcanites supérieures e : 07 et 08 (Photo 1 et 2, Pl. V)

Ces volcanites viennent directement au contact des précédentes et sont formées essentiellement de tufs. La taille des fragments volcaniques varie du mm jusqu'à une dizaine de centimètres. Tous les éléments leucocrates sont allongés étirés et leurs grands axes sont parallèles au plan de la schistosité. Le ciment est très riche en amphibole. Sur le terrain ces tufs ressemblent à des conglomérats à éléments très étirés.

Ces formations affleurent depuis Irhzer n'Tiouialline jusqu'à environ 500 m à l'Est d'Amsioui. Ces formations sont connues sous le nom de migmatites dioritiques par Bizard et Ziegler (1955) et sous le nom de complexe à amphibole par Termier et al. (1971).

Ces tufs ont une puissance cumulée d'environ 1500 m; y' est intercalée une barre carbonatée de 500 m d'épaisseur et d'environ 4 km de long (cipolin d'Agadir n'Maine).

Texture : la texture est celle d'éléments laviques emballés dans un ciment tuffacé qui a subi le métamorphisme de contact du pluton du Tichka.

Minéralogie : quartz, plagioclase, amphibole, biotite, chlorite, épidote et opaques.

Le quartz est très finement recristallisé dans les fragments laviques et dans la matrice. Il existe aussi sous forme de filonnets inframillimétriques qui recoupent ce faciès. Le plagioclase est présent dans le ciment sous forme de clastes plus ou moins altérés et dans les fragments laviques. De nombreux cristaux sont à extinction roulante et présentent des macles fusiformes; par endroit ils sont très altérés. L'amphibole est une hornblende; elle est très abondante dans le ciment et se présente sous deux habitus : en phénocristaux pouvant atteindre 1 mm de long et contenant des inclusions de quartz matriciel. Cette amphibole est probablement d'origine métamorphique et peut se présenter

en aiguilles très fines. L'amphibole est très rare dans les fragments laviques. Ceci s'explique par la nature chimique d'origine des laves qui n'a pas permis l'appartition de l'amphibole. La biotite est moins importante que l'amphibole et se présente en petits cristaux dans le ciment et elle est pseudomorphosée par endroits en chlorite. L'épidote très abondante se présente en plages amiboïdes ou globuleuses englobant amphibole, quartz et toutes les autres espèces minérales; ceci affirmant son origine métamorphique. Les opaques abondent dans ce faciès.

II.4.7. Série schisto-calcaire

Au dessus des métavolcanites vient une série composée essentiellement de calcaires et de schistes peu métamorphiques. Cette série a une puissance cumulée d'au moins 4 000 m. Elle joue le rôle d'encaissant des minéralisations à Pb, Zn de Tamaillouste et à Cu gris de Tizi n'Israquen.

II.4.7.1. Termes calcaires e : 010, 011 et Ta 3

L'épaisseur des bancs calcaires est très variable. Elle va de lits millimétriques intercalés dans les schistes jusqu'à 1000 m. Les variations latérales de faciès sont très fréquentes dans la région de Tamaillouste.

Minéralogie : calcite, quartz, muscovite, chlorite et opaques.

Texture : La texture est granoblastique par endroits, avec des lits finement cristallisés. C'est le cas de l'échantillon 010. Dans d'autres endroits, plus loin encore du massif, la texture est hétérogranulaire c'est le cas de l'échantillon 011; il s'agit dans ce cas d'intercalations centimétriques de calcaires dans les schistes.

Un autre type de calcaire est rencontré dans la région de Tamaillouste avec une texture de conglomérat à éléments étirés suivant le plan de schistosité régionale. Les éléments étirés sont verdâtres et se détachent sur un fond blanc, formé de calcite largement cristallisée. La couleur verdâtre des éléments est due à l'abondance de chlorite. Ce dernier type de calcaire contient des fossiles. Ces fossiles pourraient être des Archéocyathidés, puisque les calcaires de cette région du massif sont datés du Cambrien inférieur par ces mêmes fossiles (Termier et al., 1945).

Ce qui ressort de l'étude pétrographique de ces calcaires est leur paragenèse simple, l'absence de trémolite ou de diopside indique que la température était trop basse et que l'influence du batholite du Tichka était trop faible sur ces masses calcaires.

II.4.7.2. Termes schisteux e : 09, 012, 011 et sh I (Photo 3, Pl. V)

Ils se présentent sur le terrain sous l'aspect de lits centimétriques en intercalations dans les lits calcaires, ou en formations dépassant 1000 m d'épaisseur. Ils sont surtout bien représentés dans la région d'Imlil.

Minéralogie : quartz, chlorite, muscovite, séricite, biotite, plagioclase, zircon et opaques.

Texture : schisteuse.

La chlorite qui est le minéral caractéristique de cette formation schisteuse se présente sous deux formes : une forme microcristalline dessinant avec les oxydes le plan de schistosité et une deuxième forme dont les cristaux sont de quelques dixièmes de mm et comprenant une ou plusieurs lamelles de muscovite. Cette deuxième forme est moulée par la schistosité et il peut s'agir d'un agrégat antécinématique.

Dans la littérature générale, ce type de chlorite a des origines différentes (in Piqué et al., 1987).
-Elles sont détritiques (Meinel, 1963 ; Beutner, 1978) ou synschisteuses (Gregg, 1986) et leur forme initiale a été détruite au cours de la déformation, surtout par dissolution sous pression.
-Elles sont dues à une croissance mimétique, guidée par des micas blancs détritiques (Voll, 1969 ; Roy, 1978 ; Woodland, 1982) ou par des minéraux argileux.
-Elles se développent par croissance syntectonique au cours de la déformation (Weber, 1972, Ludwig, 1973 ; Piqué, 1979 ; Weber, 1986).

Dans le cas du Tichka, les porphyroblastes de chlorite ont des morphologies différentes. Parfois le plan de clivage est perpendiculaire à la schistosité et les cristaux sont bombés; par endroits leurs extrémités sont plissées (photo 5, Pl. V). D'autres cristaux montrent des glissements intracristallins et voient leur clivage se paralléliser avec la schistosité (Photo 4, Pl. V).

La paragenèse de ces schistes les fait appartenir au faciès schistes verts. Au sein de ces schistes, un épisode volcanique est interstratifié, son épaisseur est de 3 m.

II.4.8. Dacite de la région de Tamailouste et Tizi n'Israquen e : Ta 2 et Tz 20

Cette manifestation volcanique affleure au NW de l'indice minéralisé de Tamailouste.

Texture : microlitique porphyroïde.

Minéralogie : plagioclase, biotite, chlorite, muscovite, séricite, quartz, épidote, zircon et opaques.

Le plagioclase est une andésine (An_{40-45}) et se présente sous forme de phénocristaux ou en

microlites. Ils sont automorphes, zonés et quelques cristaux sont plus ou moins altérés en un ensemble de micas blancs et épidote. Les plagioclases des dacites de Tizi n'Israquen sont intensément altérés. La biotite en phénocristaux automorphes contient des inclusions d'opaques et de zircon. Par endroit la biotite est pseudomorphosée par la chlorite. La muscovite est très rare par rapport à la biotite. Tous les phénocristaux ainsi que de rares quartz rhyolitiques baignent dans une pâte microlitique composée de paillettes de biotite, de microlites de plagioclase et d'un fond de silice plus ou moins recristallisée sous l'effet du métamorphisme.

II.4.9. Conclusion

L'étude pétrographique de la base du Paléozoïque nous a permis de connaître tous les faciès du Cambrien inférieur. Il s'agit en l'occurrence d'une série volcano-détritique qui a subi le métamorphisme général et le métamorphisme de contact.

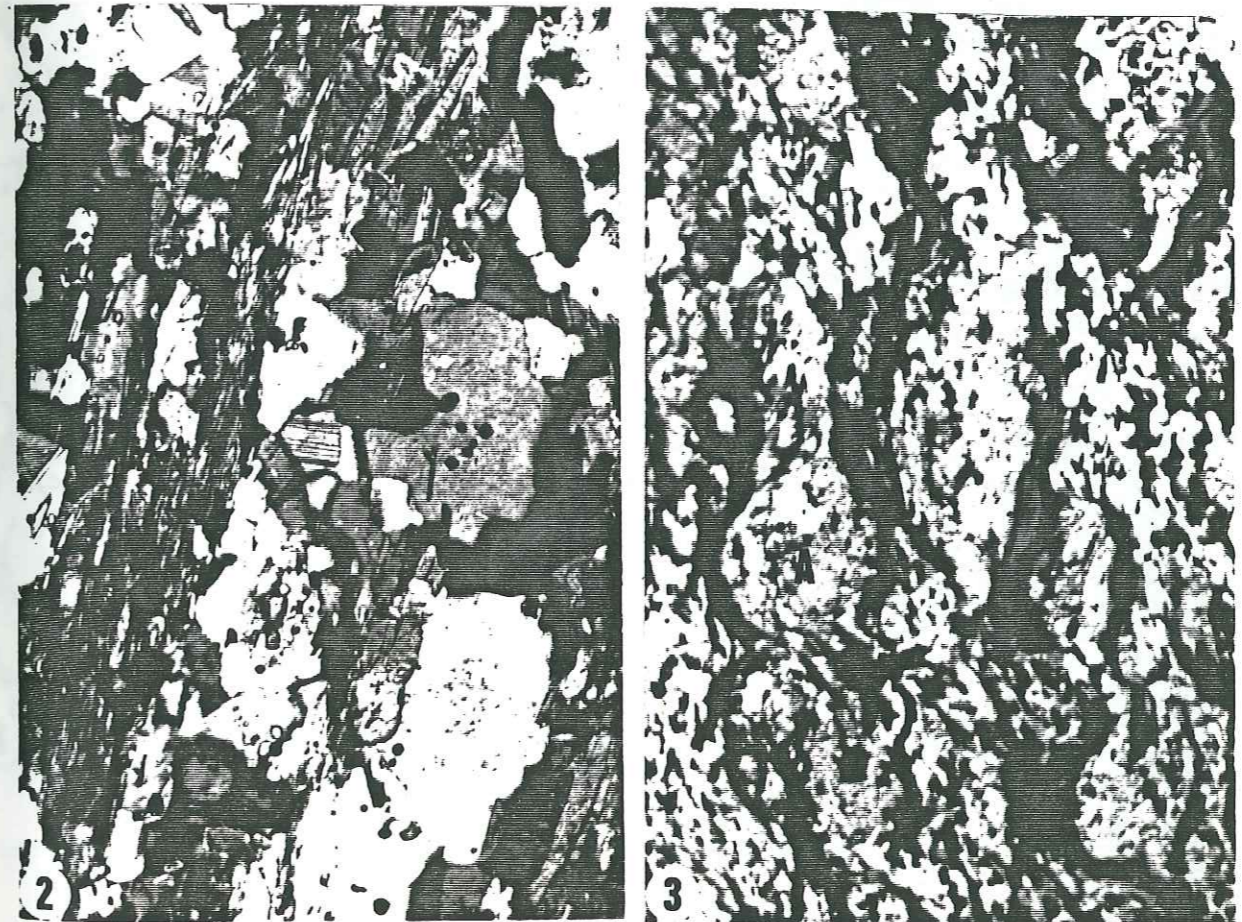
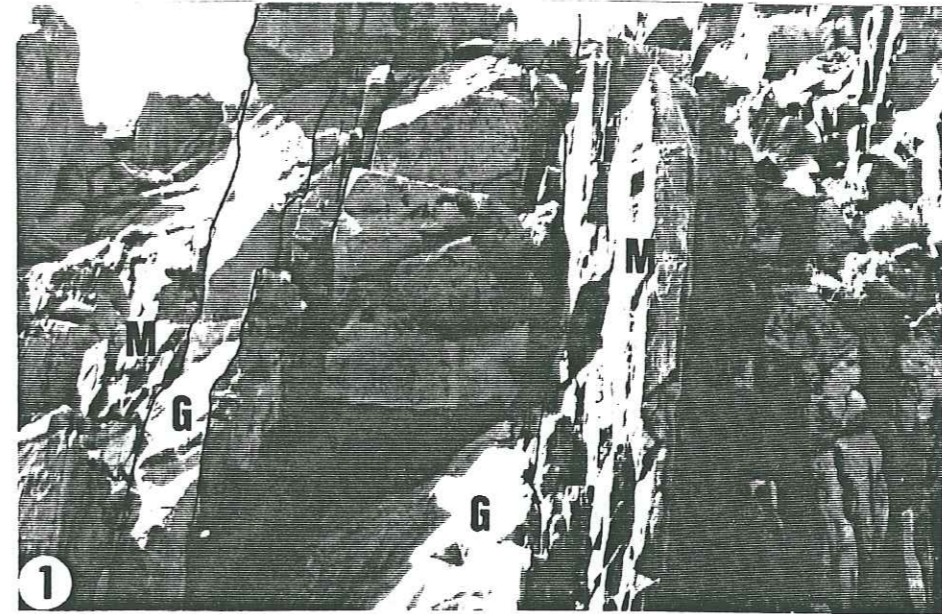
L'activité volcanique du Cambrien inférieur est très importante (Schaer, 1964 a reconnu une puissante série volcanique à l'Est du massif, pouvant atteindre 5000 m d'épaisseur). Cette série est formée essentiellement de produits pyroclastiques. Les laves (andésites et dacites) sont très rares. Cette activité volcanique était sub-aquatique comme en témoignent l'intercalation de lentilles micaschisteuses, carbonatées et le remaniement par endroits de certains fragments de tufs très riches en ciment argileux actuellement transformé en séricite et muscovite sous l'action du métamorphisme.

La subdivision que nous avons adoptée pour cette étude est basée sur la nature pétrographique. Une autre subdivision métamorphique est jointe à la première (Fig. 12). Notre subdivision pétrographique rend compte de la nature des sédiments qui ont été déposés au cours du Cambrien inférieur. A cette subdivision est jointe une autre subdivision métamorphique pour rendre compte des degrés de transformation des formations cambriennes. La subdivision de Termier et al. (1964) (Fig. 12) ne fait pas apparaître ce qui est à mettre en relation avec le métamorphisme et/ou la sédimentation. C'est pourquoi leur subdivision est parfois d'ordre sédimentaire (lorsqu'ils parlent de formation schisto-calcaire) et parfois d'ordre métamorphique (complexe à amphibole). Bizard et al. (1955) considèrent que leurs migmatites dioritiques sont un produit intermédiaire qui aboutirait à la formation des diorites du massif du Tichka; or les roches les plus transformées sont des gneiss à sillimanite, feldspath potassique, plagioclase et andalousite et elles sont au contact immédiat du complexe intrusif; d'autre part ces migmatites correspondent à des matériaux volcano-sédimentaires appartenant au faciès des amphibolites. Il paraît clair qu'il faut faire la part de ce qui est lié au métamorphisme et ce qui est lié à la sédimentation.

Pl. III

Faciès pétrographiques au contact immédiat du complexe intrusif

- Photo 1 : Injection lit par lit du granite (G) au contact du micaschiste (M) à andalousite chlorite et sillimanite (région d'Oukilal)
- Photo 2 : Gneiss à sillimanite, plagioclase et feldspath potassique au contact immédiat du granite (vallée d'Aghbar) L.P.
- Photo 3 : Micaschiste à andalousite globuleuse (A) syn- à post-cinématique . (vallée d'Aghbar). L.P.



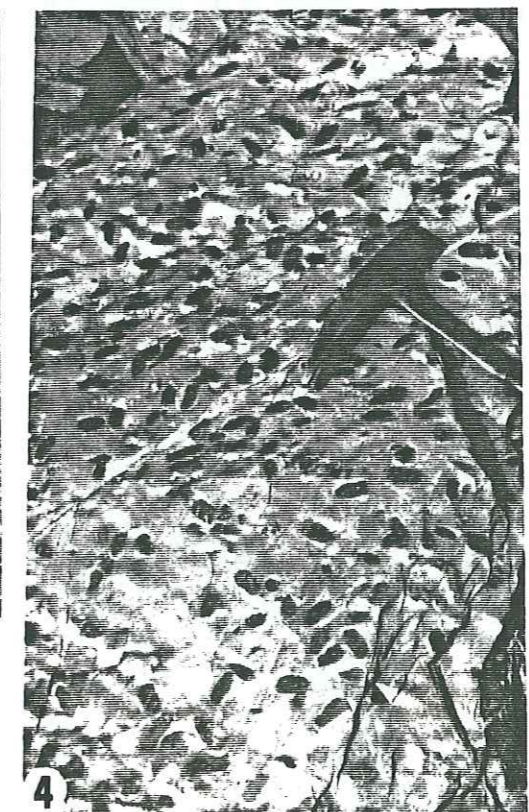
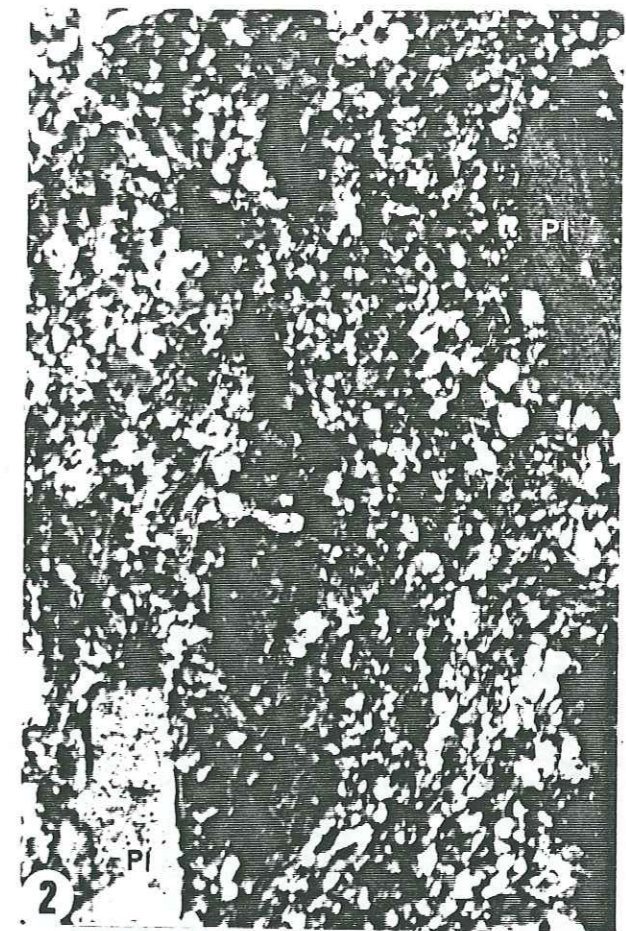
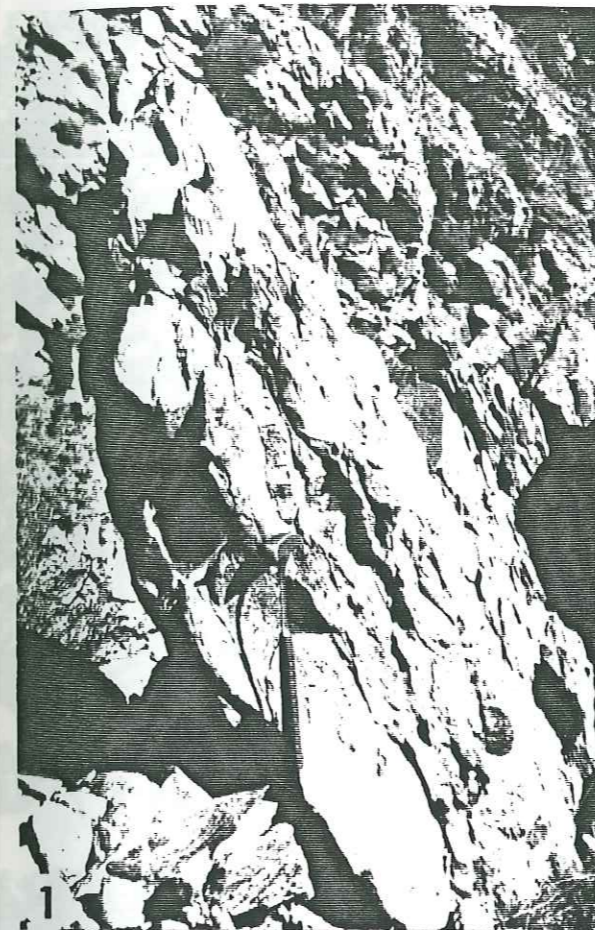
200 μ

500 μ

Pl.IV

Formations volcano-sédimentaires du Cambrien inférieur

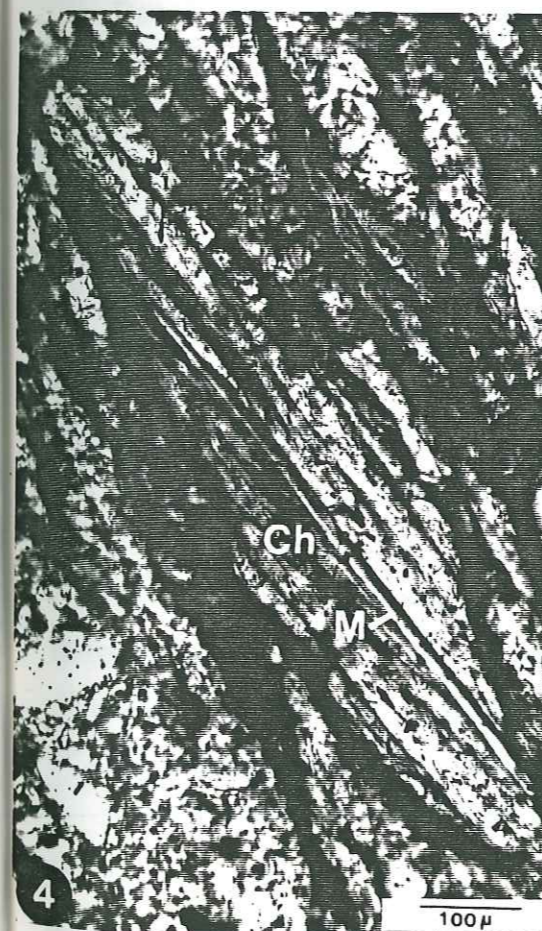
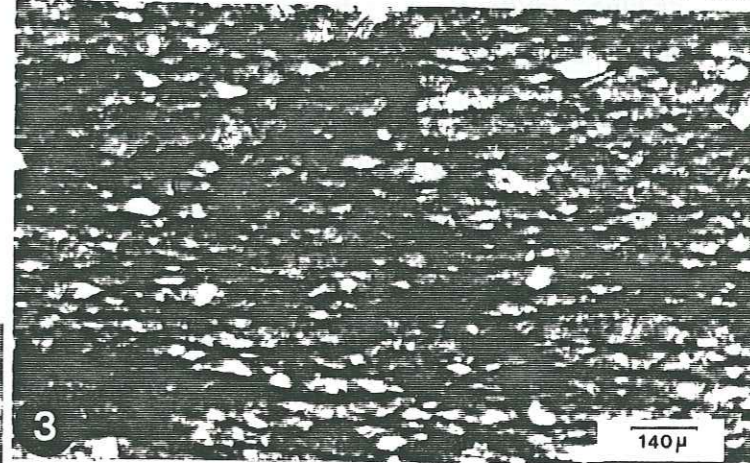
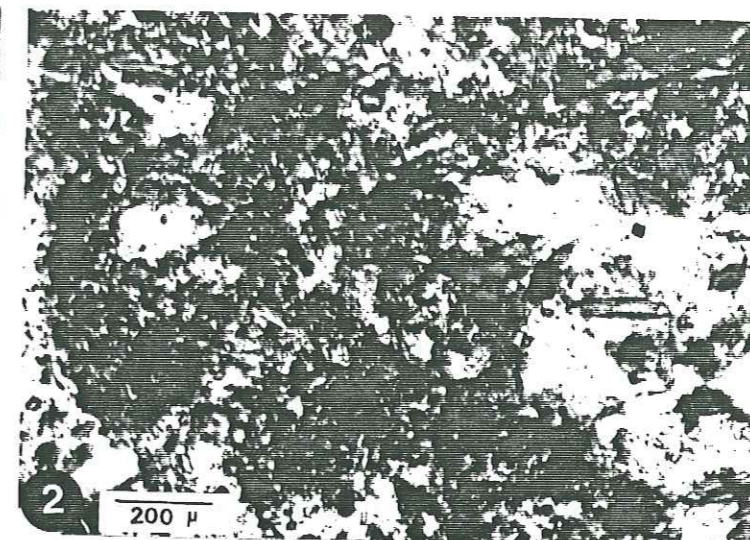
- Photo 1 : Métatuf à éléments laviques dont le grand axe est parallèle au plan de schistosité (ravin de Tizirt, région d'Oukilal).
- Photo 2 : Pyroclastite à biotite. Le fond de la roche est formé par du quartz recristallisé, de la biotite dessinant des plans grossiers de schistosité et de quelques rares microlites de plagioclase. Les porphyroblastes sont des plagioclases (Pl). (région d'Ikissane).L.P.
- Photo 3 : Métatuf emballant des fragments de lave (L) et d'autres fragments de tuf remaniés T (région d'ikissane)
- Photo 4 : Dalle de séricitoschiste à andalousite. Cette formation est encaissée dans les pyroclastites de la région d'Ikissane (rive gauche d'Irhzer n'Touialline).



Pl. V

Formation volcano-sédimentaire du Cambrien inférieur

- Photo 1 : Ciment tuffacé riche en amphibole. Le fond de la roche est formé de quartz recristallisé. (formation pyroclastique de la région d'Agadir n'Maine). L.P.
- Photo 2 : Ciment tuffacé riche en épidote et amphibole. Les plages poecilitiques d'épidote sont d'origine métamorphique (région d'Agadir n'Maine) L.P.
- Photo 3 : Schiste d'Imlil très riche en chlorite et oxydes de fer. L.P.
- Photo 4 : Détail de la photo 3 montrant un porphyroblaste de chlorite (Ch) autour d'une lamelle de muscovite (M). Le glissement intracristal lin tend à paralléliser le grand axe de cette chlorite avec le plan de schistosité. L.P.
- Photo 5 : Détail de la photo 3 montrant le bombement d'un porphyroblaste de chlorite avec ses bordures plissées. L.P.



II.5. ETUDE DU METAMORPHISME

II.5.1. Introduction

L'histoire tectonométamorphique du Cambrien inférieur, dans la bordure orientale du massif du Tichka, est assez complexe en raison des phénomènes suivants :

- les limites stratigraphiques sont sub parallèles aux plans de schistosité et grossièrement parallèles au contact du complexe intrusif. Ceci rend difficile l'interprétation de l'apparition ou la disparition d'une espèce minérale donnée, laquelle peut être imputée au métamorphisme prograde ou au changement de la nature du matériel de départ.
- La superposition de deux événements métamorphiques.
- La mise en place des apophyses dans cette bordure, perturbent le gradient thermique. C'est l'exemple de la bande de gneiss à sillimanite, piégée entre le massif proprement dit et l'apophyse d'Irhzer n'Iciguen - Ikissane (Fig. 13).

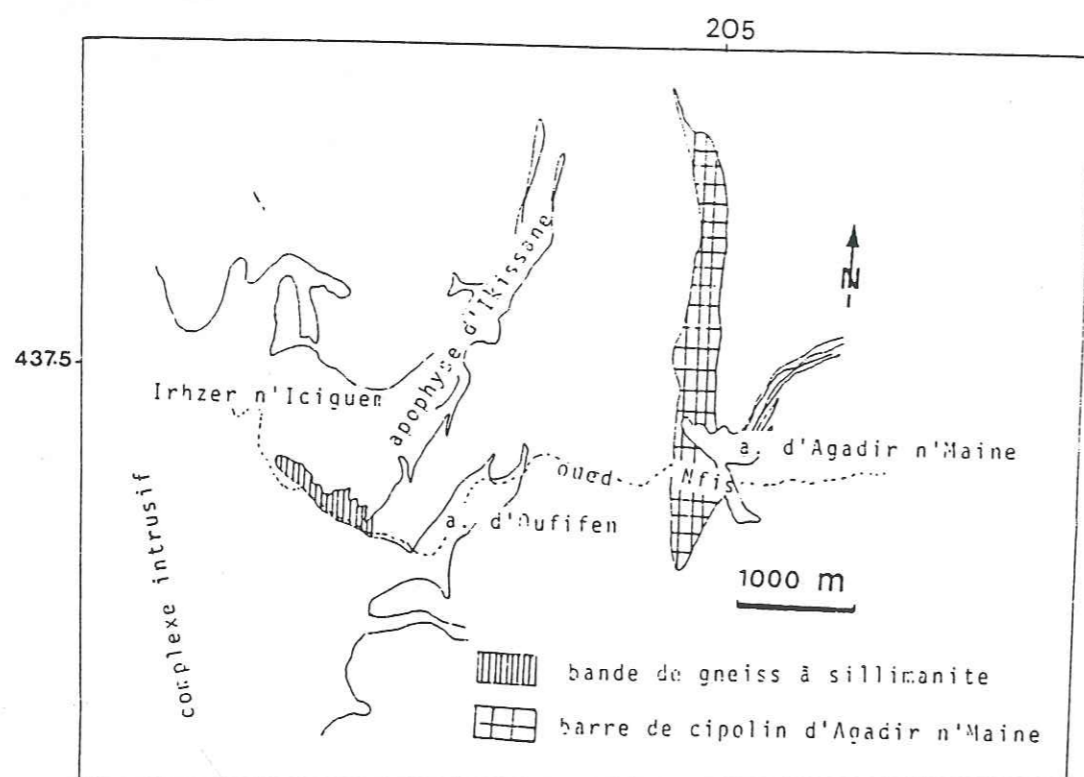


Fig13 : Extrait de la carte au 1/50000 de Termier (1964)

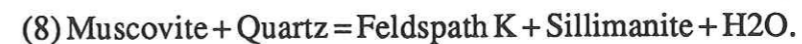
C'est l'exemple aussi de la bande de cipolin d'Agadir n'Maine où on trouve par endroits des paragenèses de haute température. Ceci coïncide toujours avec l'approche d'un corps intrusif, filon ou apophyse.

Les polymorphes du métamorphisme qu'on a pu rencontrer dans la bordure orientale du massif sont la sillimanite et l'andalousite. L'absence de disthène, de jadéite et de glaucophane indique que la base du Paléozoïque, dans le Haut-Atlas, a subi un métamorphisme de type basse pression (d'après la classification de Miyashiro, 1973).

II.5.2. Apparition de la sillimanite

Ce silicate de métamorphisme est caractéristique des hautes températures. C'est pourquoi on le rencontre exclusivement au contact du complexe intrusif. Les terrains situés à proximité immédiate de celui-ci correspondant à la base du Cambrien inférieur. Leurs conditions d'enfouissement et par la même occasion la température étaient donc probablement suffisants pour former la sillimanite. On trouve cette dernière en association avec l'orthose, la muscovite, le plagioclase et la biotite dans les bandes gneissiques enclavées dans le complexe intrusif (voir la coupe d'Aghbar au contact du complexe (Fig 12). A 500 m du complexe intrusif, l'orthose disparaît tandis que la sillimanite est toujours présente.

Dans le premier cas (celui des bandes gneissiques) la sillimanite provient sans doute de la destruction partielle de la muscovite suivant la réaction :



Cette réaction est portée sur la Fig. 14. Elle se produit dans le faciès amphibolite de certaines régions affectées par le métamorphisme général (Evans, 1965). On sait par exemple que dans les Appalaches du Nord cette réaction marque la limite entre le faciès amphibolite et le faciès granulite (Thompson and Norton, 1968).

Dans le faciès à sillimanite sans feldspath potassique, la sillimanite résulte plus vraisemblablement de la transformation de l'andalousite.

En se référant au diagramme P - T° des faciès métamorphiques (Miyashiro, 1973), on peut déduire un ordre de grandeur de la T° et de la pression qui ont régné lors de la formation des gneiss. Suivant la paragenèse rencontrée et la courbe d'équilibre n° 8, on peut dire que la température était de l'ordre de 700° C et la pression de 4 à 5 kbar.

A 500 m du contact de l'intrusif et dans les micaschistes à sillimanite muscovite, andalousite mais sans feldspath potassique, la sillimanite ne peut s'expliquer par la réaction (8) et proviendrait plutôt de la transformation de l'andalousite (courbe (7), Fig 12). Sur le diagramme P-T° on peut déduire la température de la formation de ces micaschistes.

En effet, l'absence de feldspath potassique nous situe à gauche de la courbe (8) et la présence

simultanée de sillimanite et de l'andalousite nous permet donc de dire que la T° était de l'ordre de 650°C pour une pression de 4 à 5 kbar.

Ces valeurs du couple P, T correspondent aussi au début de fusion des granites (courbe (9)) de ce fait on peut penser qu'une partie du granite provient de la fusion partielle de sédiments de la base du Cambrien inférieur.

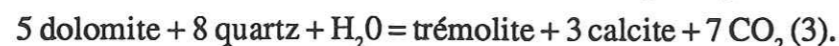
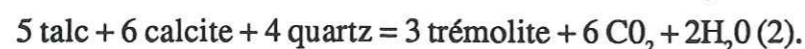
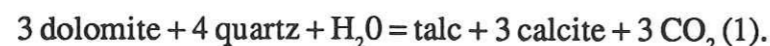
II.5.3. Perturbation du gradient thermique à l'Est du massif

En s'éloignant du massif et en remontant la série du Cambrien inférieur, la température diminue jusqu'à ce qu'on arrive aux schistes, termes les moins modifiés par l'action du métamorphisme. Ce gradient thermique qui s'abaisse vers l'Est, d'une manière générale, se trouve perturbé par des intrusions de corps filoniens ou d'apophyses.

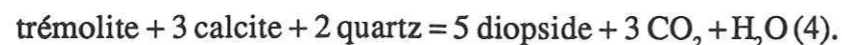
Pour bien illustrer ce phénomène de perturbation on prendra un exemple dans la barre des cipolins d'Agadir n'Maine située à environ 3 km du contact intrusif.

À la partie Ouest de cette barre de cipolin et au contact d'une lentille de skarn minéralisé en pyrrhotite on a prélevé un échantillon dont la paragenèse est la suivante :

calcite, (dolomite), diopside, trémolite, épidote, quartz, plagioclase et zircon. La trémolite et le diopside prennent naissance à partir de la dolomite et du quartz suivant les réactions suivantes.



Si la température continue d'augmenter légèrement on pourra avoir formation de diopside à partir de l'équation :



La cristallisation d'épidote témoigne de la présence d' Al_2O_3 dans le calcaire. Ce calcaire est impur et contient de la dolomite, de la calcite, du quartz, peu d'alumine et peu de K_2O comme le montre l'analyse chimique éch : AM 3.

En reprenant les équations 1 - 2 - 3 et 4 ci-dessus et en utilisant le diagramme de la Fig. 15, on peut déduire la température qui régnait lors du métamorphisme. Dans le cas des cipolins d'Agadir n'Maine, elle était de l'ordre de 500°C si on considère que la P était de 1 kbar, ce qui rendrait plus

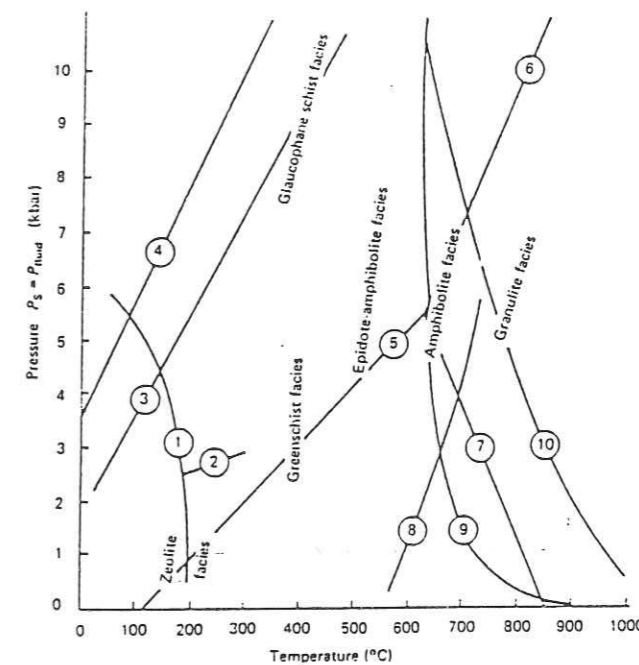


Fig 14 : Température et pression des faciès métamorphiques.

- 1 analcime + quartz = albite + H_2O ;
- 2 lawsonite + 2 quartz + 2 H_2O = laumonite;
- 3 aragonite = calcite;
- 4 jadéite + quartz = albite;
- 5 disthène = andalousite;
- 6 disthène = sillimanite;
- 7 andalousite = sillimanite;
- 8 muscovite + quartz = feldspath potassique + Al_2SiO_5 + H_2O ;
- 9 début de fusion du granite;
- 10 début de fusion de tholéites à olivine (Miyashiro 1973).

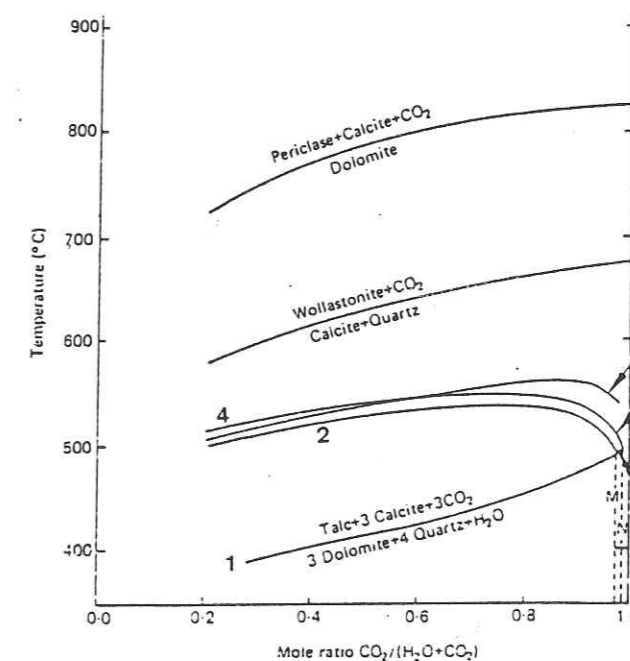


Fig 15 : Courbes d'équilibre à pression constante pour les réactions du métamorphisme des calcaires en présence de fluides (CO_2 et H_2O). La pression totale est de 1 Kbar. (in Miyashiro, 1973)

facile l'utilisation du diagramme de la Fig 15.

Par cette température (relativement élevée) nous constatons que le gradient thermique dans la bordure orientale du Tichka ne diminue pas d'une manière homogène : la température est anormalement élevée au niveau d'Agadir n'Maine.

Du fait que ce faciès à diopside-trémolite est tout proche des skarns, la température obtenue ci-dessus pourrait valoir aussi pour la formations des skarns.

Pour expliquer cette T° élevée, il faut faire intervenir un matériel chaud et l'apophyse d'Agadir n'Maine qui n'est pas loin de cet affleurement pourrait être bien à l'origine de cette anomalie du gradient thermique. A l'Est de l'apophyse d'Agadir n'Maine, l'effet du métamorphisme diminue progressivement. Les calcaires d'Irherm et les schistes sont de ce fait les témoins d'une faible température. D'une part leurs cristaux sont de très faible taille et d'autre part leurs paragenèses les font apparenter aux faciès schistes verts.

II.5.4. Conclusion

Le métamorphisme régional qui a affecté la base du Paléozoïque (Georgien) est de type basse pression. Les terrains métamorphisés vont du faciès schistes verts jusqu'au faciès des granulites au contact du complexe intrusif.

Les températures qu'on avait indiquées pour la formation des gneiss à sillimanite sont du même ordre que celles de la fusion partielle de la croûte continentale. Dans le cas du Tichka les roches grenues formant le massif dériveraient (en partie) de la fusion partielle de la croûte continentale.

Chap. 3 : Géochimie

- 1- géochimie des matériaux volcano-plutoniques
- 2- géochimie des matériaux détritiques

Légende des figures (Géochimie)

Granite, monzogranite et granitoïde.

Diorite et diorite quartzique.

Granodiorite.

Métavolcanite.

Méta-andésite. | CAMBRIENNES

Dacite.

Gabbro.

Micaschistes.

Schiste.

Calcaire métamorphiques.

Ca Calco-alcalin

Th Tholéitique.

Vecteurs de fractionnement : minéraux.

bi (biotite); pl (plagioclase); ol (olivine);

cpx (clinopyroxène); opx (orthopyroxène);

ap (apatite); am (amphibole); zr (zircon);

ksp (feldspath potassique).

V1 : pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,2.

V2 : pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,1 ; mt 0,05.

V3 : pl 0,6 ; am 0,35 ; mt 0,05.

V4 : pl 0,55 ; am 0,2 ; cpx 0,2 ; mt 0,05.

V5 : (ksp, pl) 0,6 ; bi 0,15 ; am 0,2 ; mt 0,05.

V6 : pl 0,6 ; cpx 0,2 ; am 0,15 ; mt 0,05.

III.1. GEOCHIMIE DES MATERIAUX VOLCANO-PLUTONIQUES

III.2.1. But et moyens

L'étude pétrographique nous a montré l'existence de différents faciès au sein des plutonites hercyniennes. Ces plutonites sont caractérisées par leur minéralogie, leur texture et leur mode de gisement.

La géochimie va nous permettre de caractériser les produits affleurant à la partie Est du massif ainsi que les volcanites du Cambrien inférieur dans un premier temps, de caractériser les différents groupes rencontrés dans un deuxième temps et d'essayer de comprendre certains phénomènes magmatiques ou tardi-magmatiques qui ont été à l'origine de ce complexe volcano-plutonique.

A la fin, on passera en revue la géochimie des matériaux détritiques de la base du Paléozoïque. Dans cette étude géochimique on a effectué des analyses des éléments majeurs et des éléments traces. La répartition des analyses est la suivante :

17 analyses dans le groupe plutonique

8 analyses dans les volcanites du Cambrien inférieur

11 analyses dans les faciès détritiques de la base du Paléozoïque.

D'autres résultats d'analyses des éléments majeurs ont été empruntés à Scott et al. (1980), dont 5 analyses de gabbro, 2 de granites et 2 de diorites afin de compléter notre étude géochimique et de savoir s'il y a une relation entre les termes basiques, acides et intermédiaires. Toutes ces analyses sont consignées dans les annexes 1, 2 et 3.

N.B. Dans la transposition des données on regroupera sur les mêmes diagrammes ce qui concerne les plutonites hercyniennes et les volcanites du Cambrien inférieur.

III.1.2. Typologie des matériaux magmatiques

III.1.2.1. Evolution des éléments au cours de la différenciation magmatique

On utilisera pour ce point les diagrammes de Harker (1909, Fig. 16) qui rendent compte de cette évolution.

.Silice

Les valeurs de la silice varient entre 50,27 % pour un gabbro et 77,20 % pour un granite. On note une continuité depuis les termes basiques jusqu'aux termes les plus acides qui laisse déjà présumer une différenciation progressive.

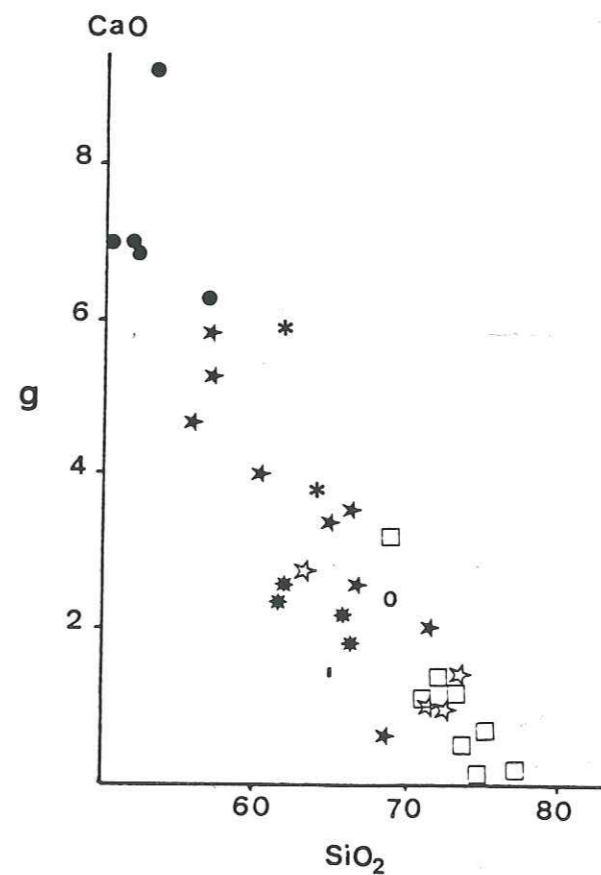
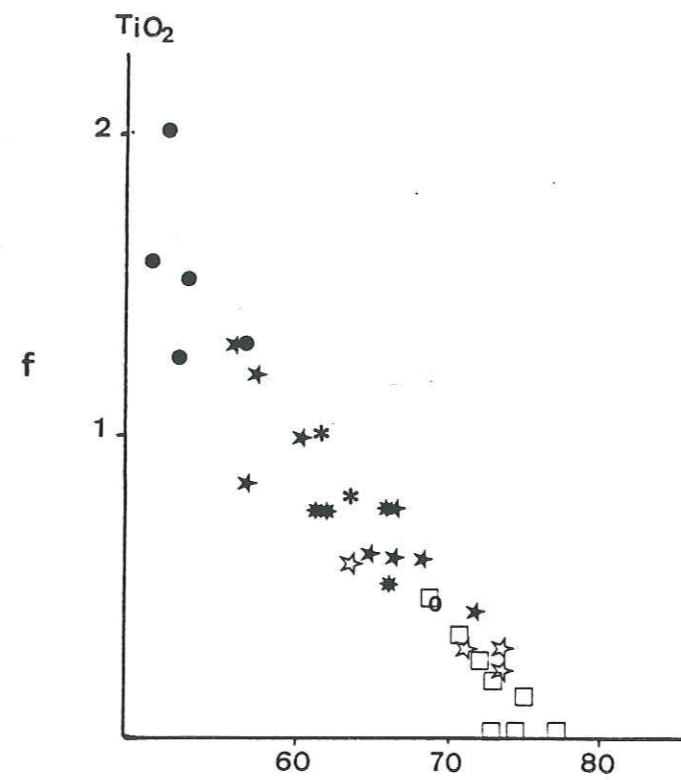
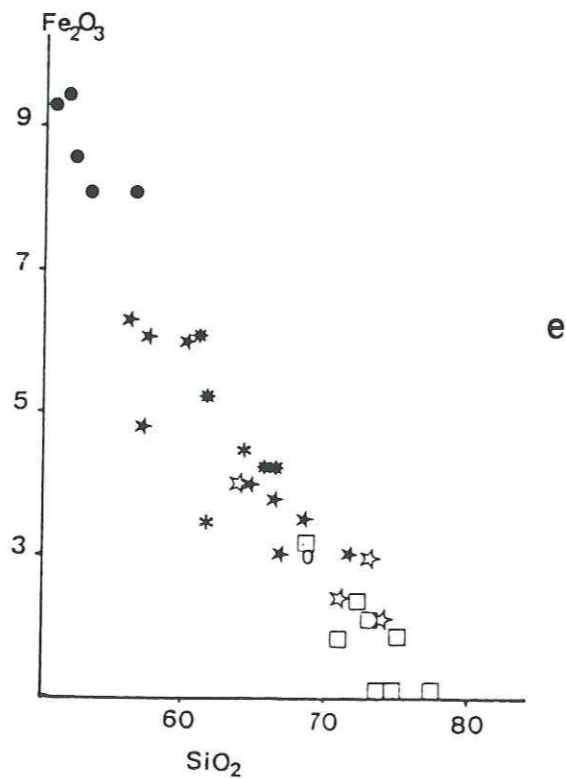
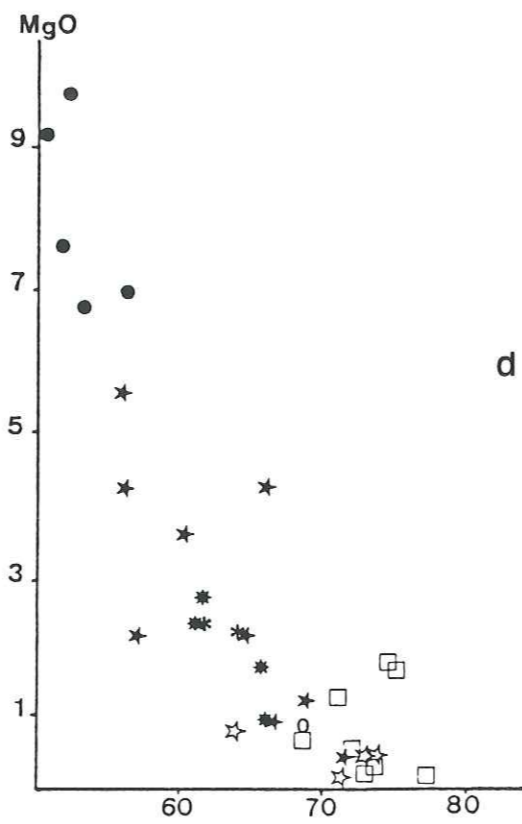
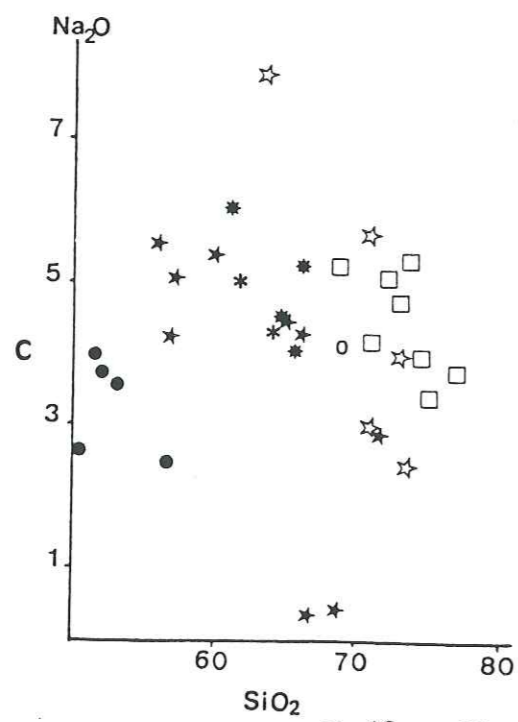
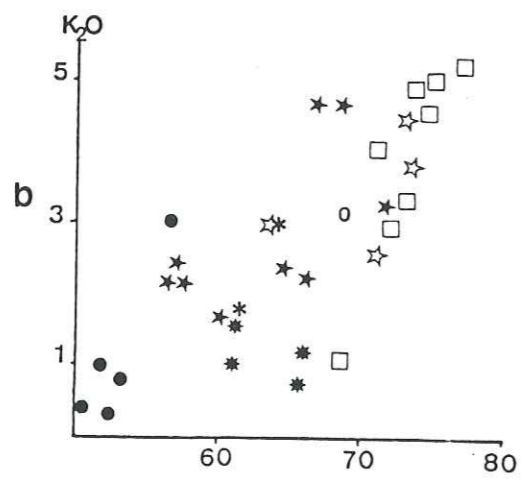
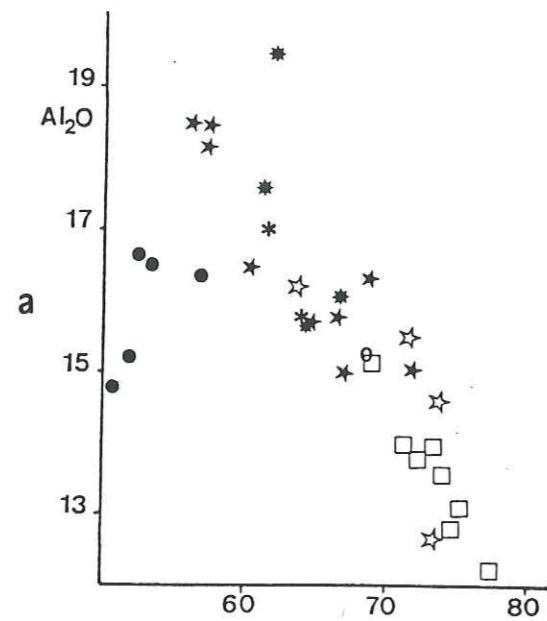


Fig 16 : Diagrammes de Harker (1909)
 a : $Al_2O_3 - SiO_2$, b : $K_2O - SiO_2$, c : $Na_2O - SiO_2$, d : $MgO - SiO_2$
 e : $Fe_2O_3 - SiO_2$, f : $TiO_2 - SiO_2$, g : $CaO - SiO_2$

Diagrammes de Harker , suite.

. Ti, Ca, Fe et Mg

Les oxydes de ces éléments diminuent lorsque la silice augmente. Ces faits traduisent un fractionnement des minéraux ferrotitanés, des plagioclases, des ferromagnésiens (amphiboles, pyroxènes...) au cours de la différenciation. On note pour le diagramme binaire MgO - SiO₂ une chute brutale de MgO, dans les termes basiques. Ceci étant dû au fractionnement de l'olivine et des pyroxènes.

. Al₂O₃

Sa teneur est corréllée positivement à SiO₂ dans les termes basiques. A partir de 56 - 58 % de SiO₂ sa teneur diminue jusqu'à ce qu'elle atteigne les valeurs les plus basses dans les termes les plus différenciés (granite à orthose).

. K₂O

Cet oxyde montre des variations discontinues, toutefois une corréllation positive est à remarquer vers les termes acides. Ceci est dû à la cristallisation tardive de l'orthose, vérifiée à l'échelle de la lame mince. On constate aussi 3 trends correspondant à des évolutions à l'intérieur de chaque groupe de roches; basiques, intermédiaires et acides.

. Na₂O

Les valeurs dispersées de Na₂O peuvent être expliquées par la mobilité de cet élément. On remarque au passage les deux valeurs très faibles de Na₂O qui correspondent à deux échantillons qui ont subi une métasomatose aux épontes de la minéralisation à Cu gris de Tizi n'Israquen.

Remarque

La discontinuité 56 - 58 % de SiO₂ (repérable sur les diagrammes a, c, Fig. 16) marque une limite entre les gabbros et diorites d'une part et les autres faciès d'autre part.

III.1.2.2. Tendence géochimique de la lignée magmatique

-Diagramme A.F.M. de Kuno (1968) Fig. 17.

Nos échantillons de plutonites et volcanites sont insérés pour la plupart et sans ambiguïté dans le domaine calco-alcalin défini par Kuno (1968) ou Tegye (1979) à l'exception des gabbros qui tombent dans le champ des tholeïtes abyssales défini par Engel et al (1965) et Wood et al. (1979). On constate sur ce diagramme 2 populations de granite qui se différencient par leur teneur en Mg.

-Diagramme de Besson et Fonteilles (1974) Fig. 18.

Il est de même conception que celui de Kuno, sauf qu'il met en jeu l'alumine (réputée peu sensible aux altérations) à la place des alcalins qui lui sont plus sensibles. Ce diagramme montre que la série magmatique est d'affinité calco-alcaline. Il marque aussi un léger étirement des roches basiques (gabbros) sur l'axe des cumulats tholéïtiques «Fener Trend» exprimé par un enrichissement en fer des termes basiques.

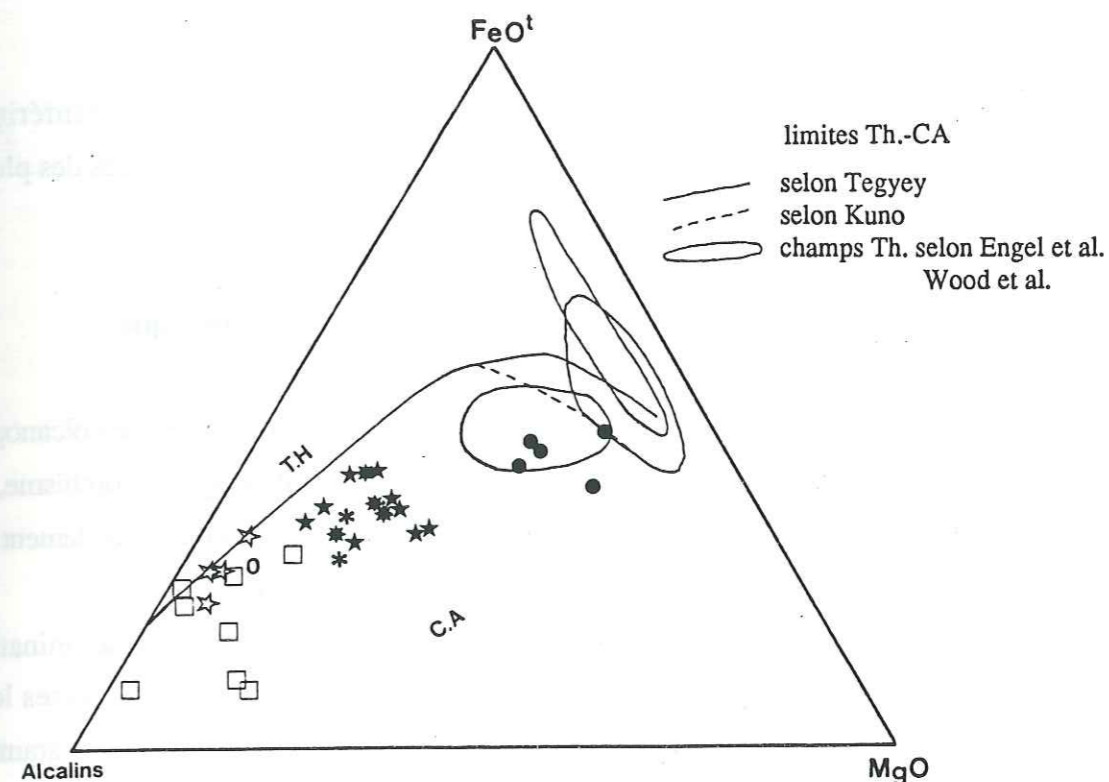


Fig 17 : Diagramme A-F-M ; Kuno (1966)

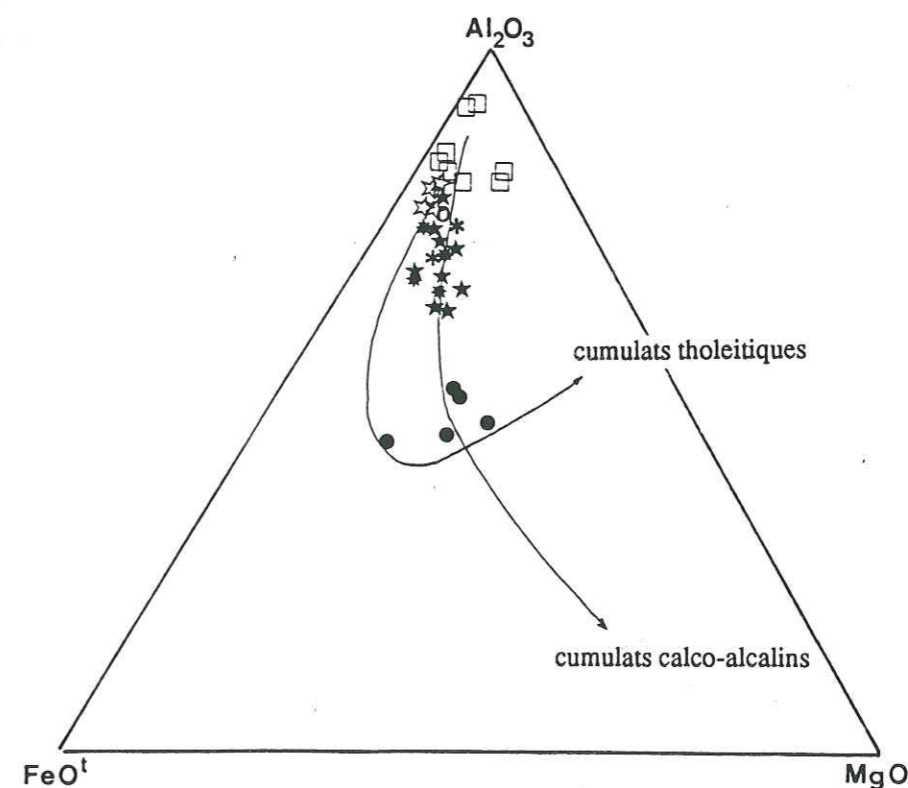


Fig 18 : Diagramme de Besson et Fonteilles (1968); Al₂O₃ - FeO_t - MgO

En conclusion : Ces deux diagrammes montrent que le volcanisme du Cambrien inférieur et le magmatisme hercynien sont de nature calco-alcaline. Les termes les plus basiques des plutonites hercyniennes sont de nature tholéitique.

III.1.2.3. Caractère subalcalin de la série volcanoplutonique

Jusqu'à présent on n'a utilisé que des éléments majeurs pour typer notre série volcanoplutonique. Ces éléments sont susceptibles de varier au cours des transformations (métamorphisme, hydrothermalisme...). C'est pourquoi on leur préfère des diagrammes basés au moins partiellement sur des éléments traces, qui sont réputés inertes lors des processus l'altération.

Celui de Winchester et Floyd (1977) $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ permet une meilleure discrimination des termes magmatiques. En effet, le rapport Zr/TiO_2 augmente en allant vers les termes les plus différenciés, par le fractionnement des oxydes ferrotitanés qu'on a montré dans les diagrammes de Harker. Nos échantillons portés dans ce diagramme (Fig. 19) montrent les faits suivants.

- Notre série est située à la partie gauche du diagramme, ce qui lui confère un caractère subalcalin.
- les roches magmatiques se répartissent en deux grands groupes.
 - . Le premier est formé par les diorites et les méta-andésites.
 - . Le deuxième est formé par des dacites, des granodiorites, des diorites quartziques et des granites. On constate que le volcanisme du Cambrien inférieur est de nature intermédiaire, andésitique à dacitique.

III.1.2.4. Nature et modalité du fractionnement

Pour rendre compte des modalités de fractionnement on a utilisé les diagrammes de Pearce et Norry (1979) qui se basent sur les éléments incompatibles : $\text{TiO}_2, \text{Zr}, \text{Nb}$. Ces éléments sont réputés inertes lors des processus postmagmatiques.

On a porté sur les diagrammes $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ et $\text{Nb} - \text{Zr}$ (Fig. 20 et 21) les plutonites provenant de la partie orientale du massif du Tichka. Il ressort de ces diagrammes les faits suivants :

- .Un groupe relativement riche en Zr, englobant les diorites, les diorites quartziques, les granodiorites et quelques granites.
- .Un autre groupe moins riche en Zr et qui correspond à des granites: OF3, OF2 provenant de l'apophyse d'Oufifen et IK 34 IK 21 qui proviennent de l'apophyse d'Ikissane.

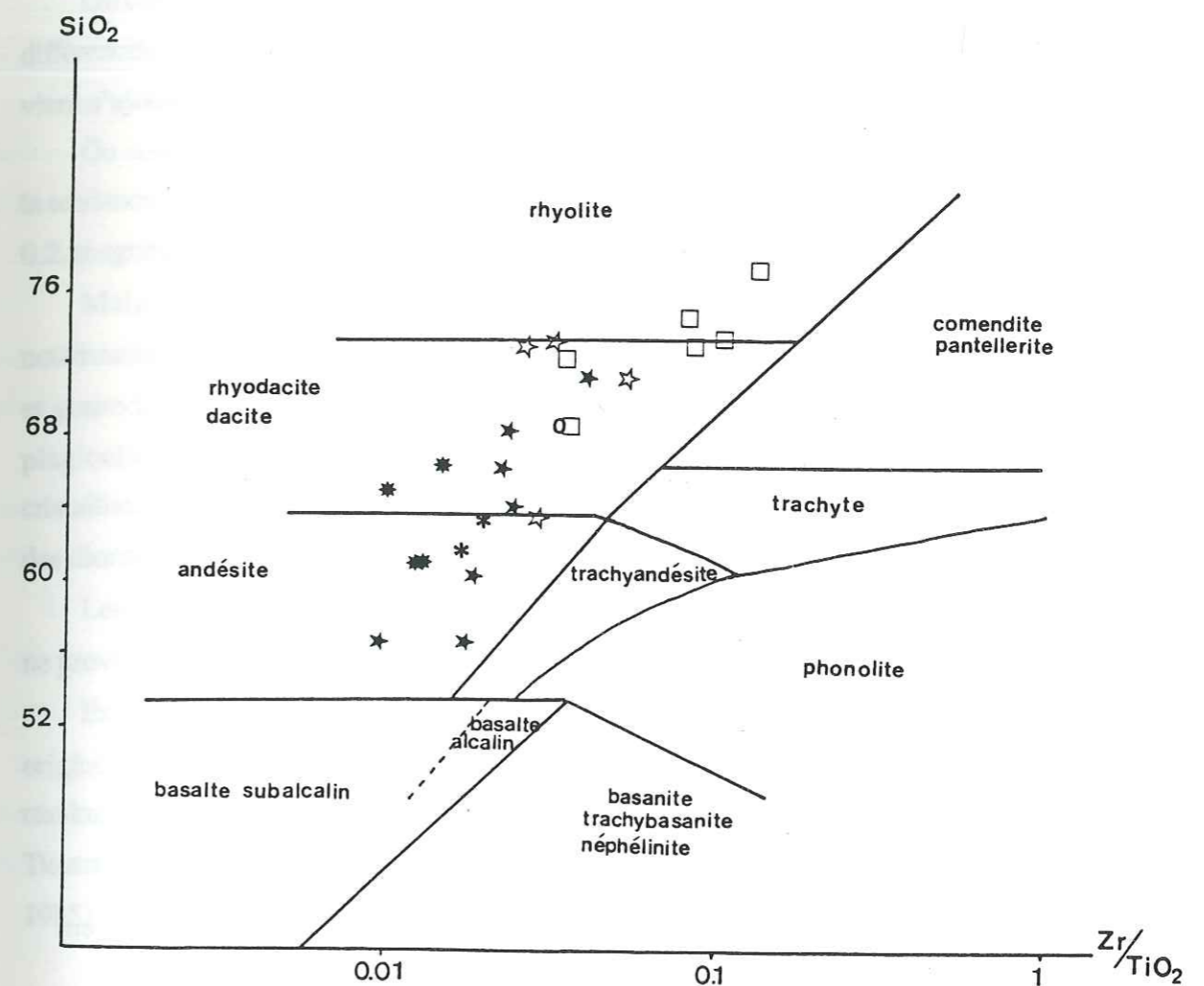


Fig 19 : Diagramme de Winchester et Floyd (1977); $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$

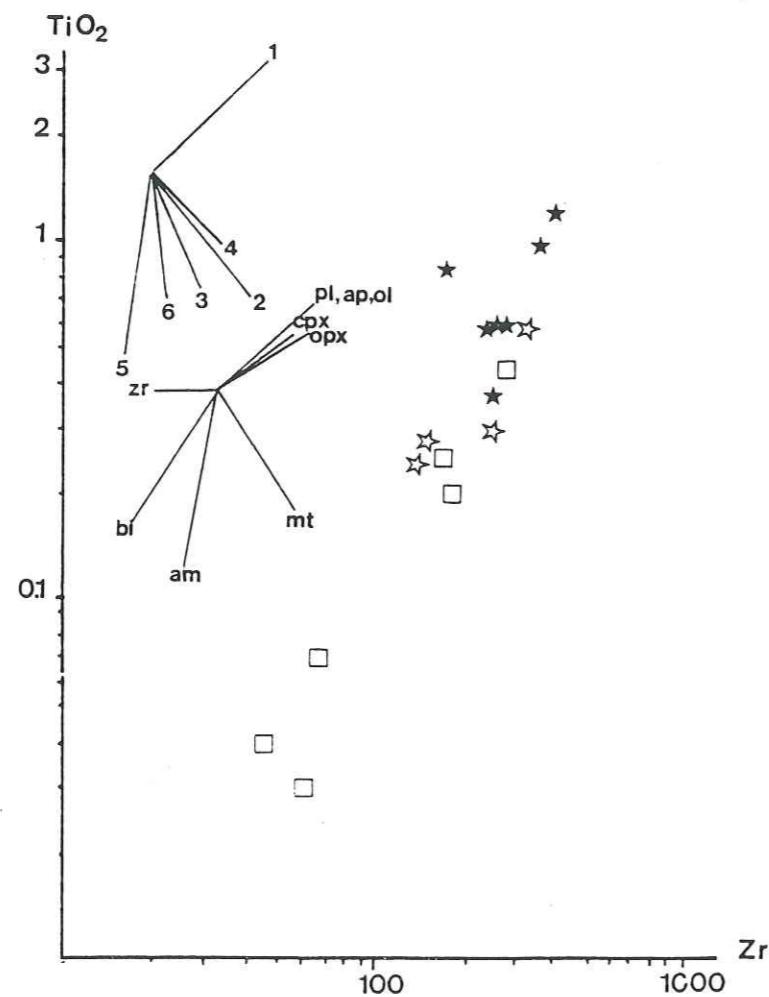


Fig 20 : Diagramme de Pearce et Norry (1979); TiO_2 - Zr avec positionnement des plutonites hercyniennes

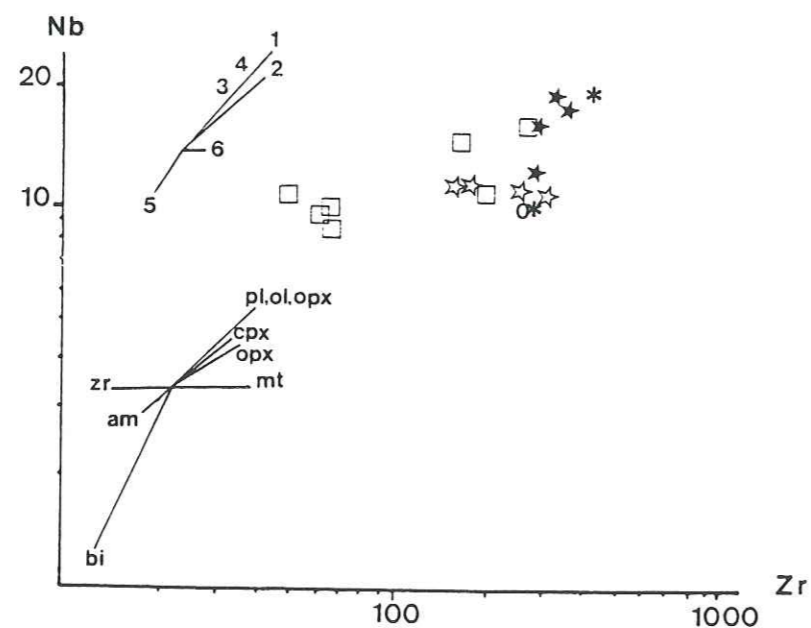


Fig 21 : Positionnement des plutonites hercyniennes et des volcanites cambriennes dans le diagramme de Pearce et Norry (1979); Nb - Zr .

On constate sur le diagramme TiO_2 - Zr une forte diminution de TiO_2 vers les termes les plus différenciés. La diminution de TiO_2 peut être expliquée par la cristallisation de la magnétite à laquelle vient s'ajouter l'amphibole et la biotite dans le cas du massif du Tichka.

On note une diminution du Zr en allant vers les termes les plus différenciés. Sur ce diagramme la tendance de fractionnement est sub parallèle au vecteur V5 (Ksp, Pl) 0,6 ; biotite 0,15, amphibole 0,2, magnétite 0,05 ainsi que sur le diagramme Nb - Zr.

Malgré la rareté des échantillons, l'absence de résultats concernant les produits basiques, notamment les gabbros, on pourrait dire que les produits intermédiaires (diorite, diorite quartzique et granodiorite) résultent de la cristallisation d'un magma où interviennent, le feldspath, le plagioclase, la biotite, l'amphibole et la magnétite. Le terme ultime de cette différenciation par cristallisation fractionnée a donné les granodiorites et quelques granites situés sur le prolongement des diorites et des diorites quartziques.

Les granites à faible teneur en Zr sont bien détachés du reste des autres échantillons. Ce groupe ne provient, apparemment pas de la cristallisation fractionnée des diorites.

En conclusion, les granites d'Ouffen et une partie des granites de l'apophyse d'Ikissane ont une origine crustale, tandis que les autres roches plutoniques de la bordure orientale pourraient être le résultat d'un mélange, croûte continentale-manteau comme cela a été suggéré par Vogel et al. (1976), Tisserant (1977) ou le produit ultime de la cristallisation de matériel mantellique (suggéré par Mrini, 1985). Une étude des roches basiques est à entreprendre.

III.1.2.5. Fractionnement des volcanites Cambriennes

Reportées dans le diagramme de Pearce et Norry (1979) Fig. 22, ces volcanites tombent en partie dans le champ des diorites, granodiorites et granites qui en dérivent. De ce point de vue, on constate donc une similitude entre roches volcaniques cambriennes et roches plutoniques hercyniennes.

- V1 : pl. 0,5 ; cpx 0,3 ; ol. 0,2 (B)
- V2 : pl. 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,1 ; mt 0,05 (L)
- V3 : pl. 0,6 ; amp. 0,35 ; mt. 0,05 (L)
- V4 : pl. 0,55 ; amp. 0,2 ; cpx 0,2, mt. 0,05 (L)
- V5 : (ksp, pl) 0,6 ; bist. 0,15 ; amp. 0,2 ; mt. 0,05 (A)
- V6 : pl. 0,6 ; cpx. 0,2 ; amp. 0,15 ; mt. 0,05 (A).
- B : liquide basique
- L : liquide intermédiaire
- A : liquide acide

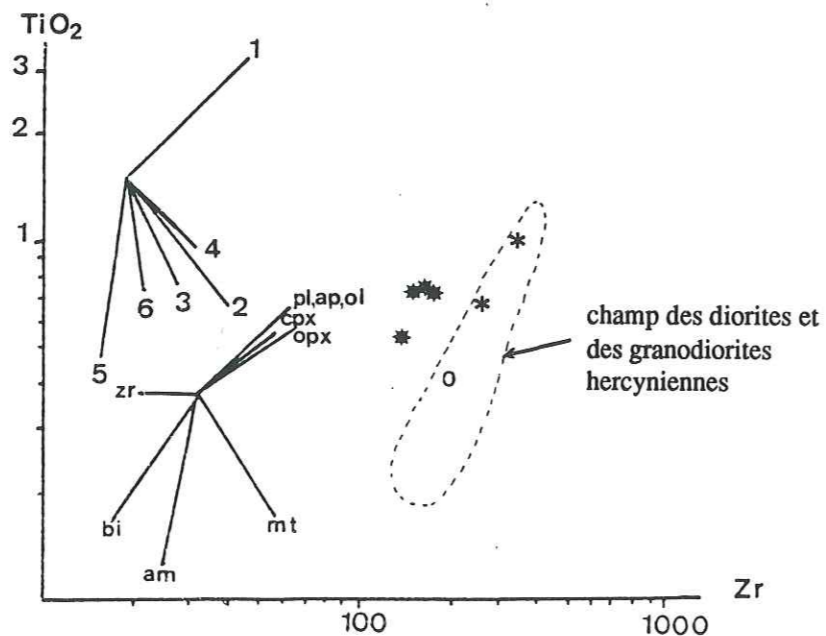


Fig 22 : Diagramme de Pearce et Norry (1979); TiO_2 - Zr avec positionnement des volcanites cambriennes

III.1.2.6. Approche du site géotectonique

Coleman et Peterman (1975) ont utilisé des diagrammes binaires Rb - Sr et K_2O - SiO_2 pour différencier les plagiogranites des autres roches leucocrates. Ils constatent dans les séries calco-alcalines une diminution du Sr et une augmentation du Rb en allant des termes intermédiaires vers les termes les plus acides. Ils constatent aussi que le rapport alcalin ($\text{K}_2\text{O} \times 100 / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) est aux environs de 49 pour les granophyres continentaux tandis que celui des plagiogranites est de l'ordre de 5. Ils en déduisent que les granites océaniques peuvent être différenciées du reste des autres granites par leur rapport alcalin et par leur faible teneur en Rb (5 ppm en moyenne).

Nos échantillons portés sur ces diagrammes (Fig. 23 et 24) montrent que ces roches s'insèrent dans le domaine des granophyres continentaux avec un léger ancrage sur le domaine des trondhjemites continentales (granites riches en sodium).

Les deux échantillons de diorite quartzique ont des teneurs très faibles en Sr, cela pourrait s'expliquer par leur emplacement aux épontes de la minéralisation à Cu gris et sidérose, de sorte qu'un phénomène de lessivage serait à l'origine de cet appauvrissement.

A première vue et en attendant des analyses géochimiques d'autres éléments en traces (par exemple : Yttrium, Tantale et Ytterbium), on peut dire que nos granitoïdes se sont mis en place dans un domaine continental, dans un contexte d'arc ou de marge continentale.

III.1.3. Conclusion à l'étude géochimique des masses volcanoplutoniques

L'étude géochimique a abouti aux résultats suivants :

- La tendance du volcanisme du Cambrien inférieur est de type calco-alcaline. La nature des matériaux est intermédiaire (andésitique à dacitique).
- Les plutonites hercyniennes appartiennent à une série calco-alcaline à tendance subalcaline.
- Deux magmas sont à l'origine des plutonites de la partie Est du massif du Tichka.
 - .Le premier (à partir duquel précipitent ; feldspath potassique, plagioclase, biotite, amphibole et magnétite) a engendré les diorites, les granodiorites et quelques granites; ce magma pourrait être d'origine mantellique ou résulter d'un mélange de matériel mantellique et crustal.
 - .Le deuxième a engendré les autres granites et résulte lui-même de la fusion partielle de la croûte continentale.
- Le site géotectonique des plutonites serait de type arc ou marge continentale.

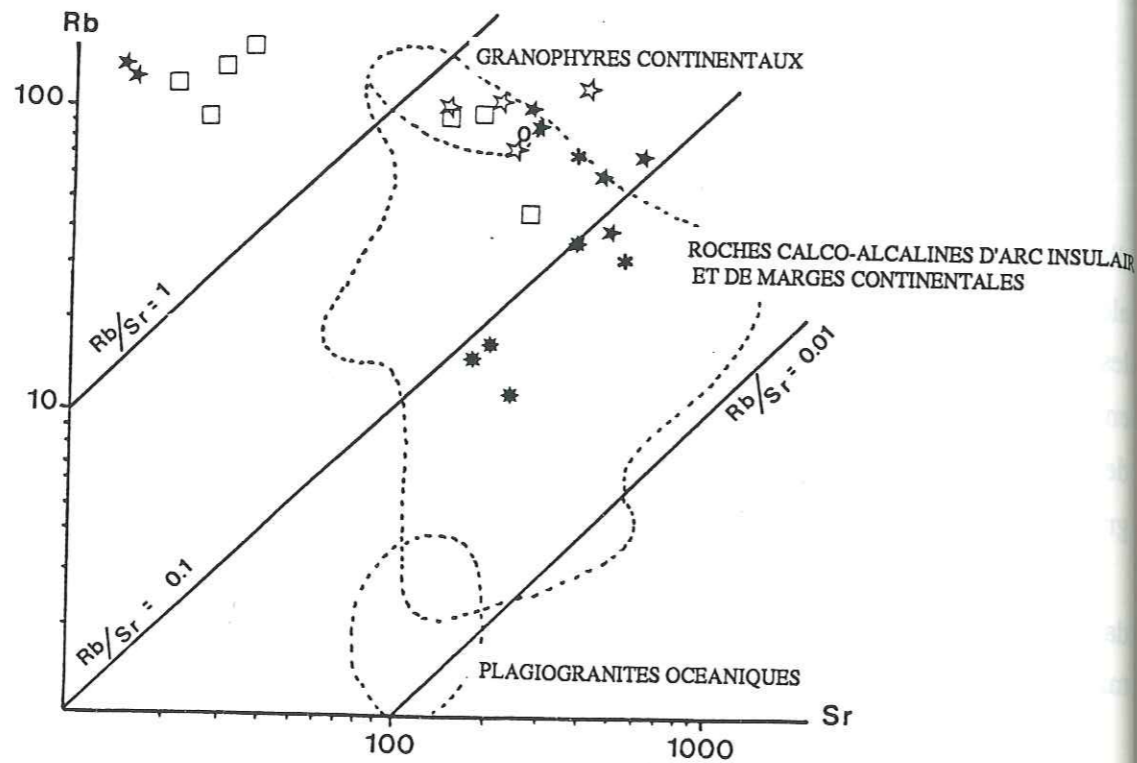


Fig 23: Diagramme de Coleman et Peterman (1975); Rb - Sr

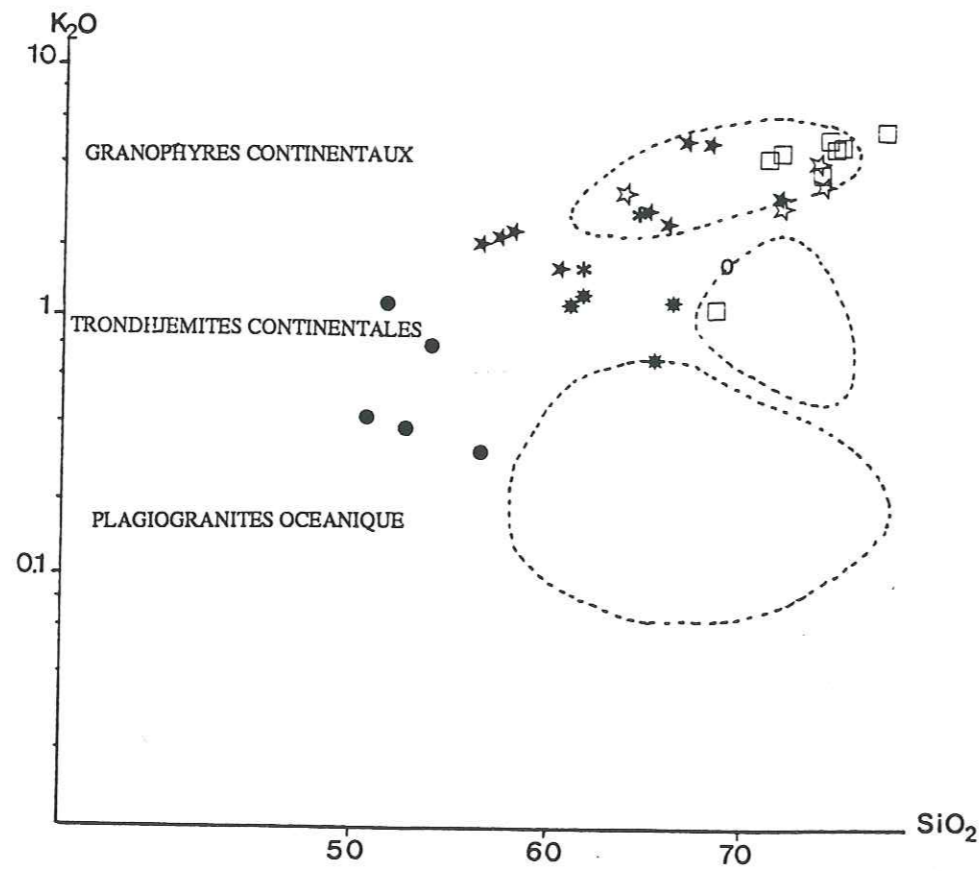


Fig 24 : Diagramme de Coleman et Peterman (1975); K₂O - SiO₂

III.2. GEOCHIMIE DES MATERIAUX DETRITIQUES

III.2.1. Introduction

L'étude géochimique des matériaux détritiques a porté sur les schistes d'Imlil, les micaschistes de la région d'Oukilal et certains matériaux carbonatés. Les analyses sont consignées dans l'annexe 2. Il y a lieu de signaler que les analyses sont fragmentaires. On ne dispose pas d'analyses sur toutes la série du Cambrien inférieur, notamment sur les gneiss et micaschistes d'origine éventuellement détritique qui sont au contact immédiat du complexe intrusif.

III.2.2. Etude géochimique des matériaux détritiques

Pour cette étude nous nous sommes basé sur les travaux de La Roche et Moine, qui permettent une approche de la nature des formations détritiques, de leur origine et de la composition de leurs phases argileuses.

* Diagramme Al₃-K - Al₃-Na ; De La Roche (Fig. 25)

Les matériaux détritiques analysés s'insèrent en majorité dans le domaine sédimentaire, à l'exception de trois échantillons qui correspondent à un micaschiste à albite antécinématique (origine magmatique), un schiste très riche en débris volcaniques (surtout des feldspaths) ce qui explique leur relative proximité du pôle albite, et un schiste de la région d'Oukilal.

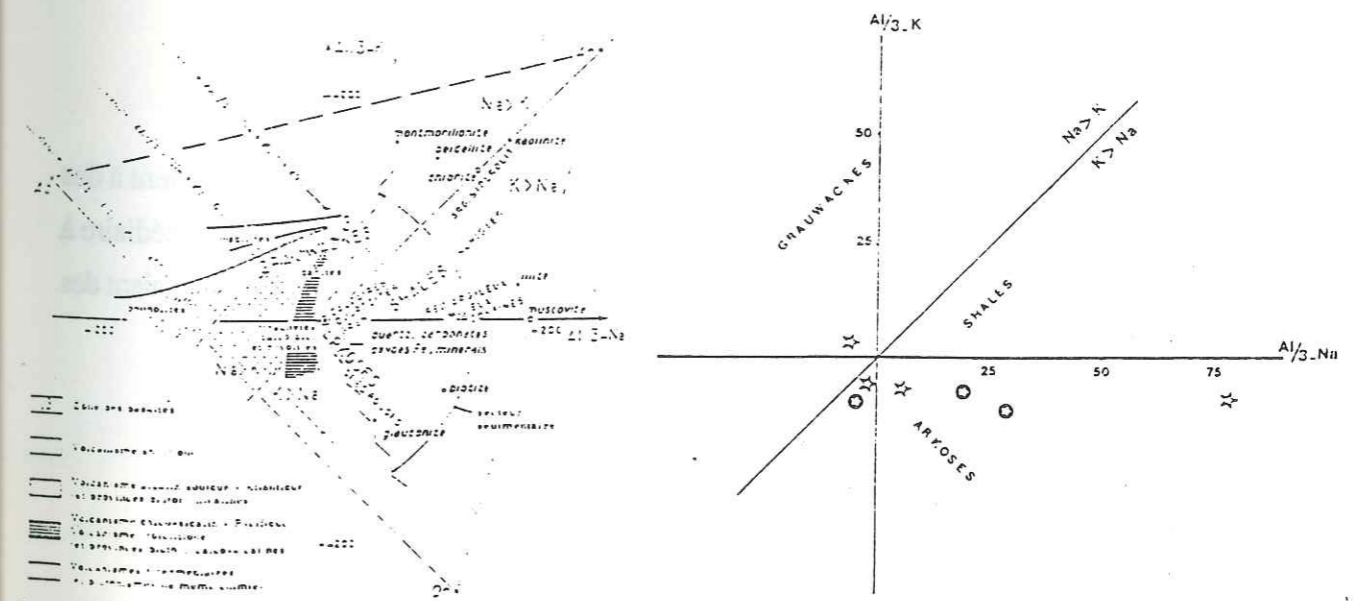


Fig 25 : Diagramme de La Roche (1968); Al₃-K - Al₃-Na

Domaines et tendances volcaniques et sédimentaires présentes en fonction du comportement différentiel de Na, K et Al.
(Na, K et Al sont exprimés en millimoles dans 100 g de roche ou de minéral.)

* Diagramme Na/Al - K/Al; Moine (Fig. 26)

Ce diagramme est de la même conception que celui De La Roche. On y constate que nos formations détritiques correspondent à des sédiments matures (échantillons étalés entre le domaine des shales et des phyllites) à l'exception de l'échantillon Tz 21, qui correspond à un matériel grauwakeux dont la nature des débris volcaniques est acide à intermédiaire, et l'échantillon OKg1.

III.2.3. Essais de détermination de la paragenèse argileuse anté-métamorphique

* Diagramme K/Al - Na - Fe + Mg / Al - Na; Moine, (Fig. 27)

Ce diagramme situe les principaux minéraux argileux et leur tendance à l'aggradation ou la dégradation d'une espèce dans une autre. Il permet de visualiser la transformation minéralogique de la kaolinite pour donner de l'illite et d'autre part la transformation de la montmorillonite pour aboutir à l'illite, ceci dans un milieu où la teneur en Mg reste à peu près constante.

Nos échantillons sur ce diagramme se placent à peu près dans le domaine des illites, avec toutefois un léger étirement vers le pôle des chlorites. L'échantillon Tz21 est étiré vers le pôle des carbonates et sulfures de fer, ceci s'explique par sa paragenèse qui contient entre autres de la calcite et de nombreux opaques.

* Diagramme de Moine (1974), $10(Na+K)/Al - 10(Fe+Mg)/Al$; (Fig. 28)

Ce diagramme affirme l'affinité illitique des argiles de nos formations détritiques du Cambrien inférieur. Ces illites proviennent de l'aggradation rapide de la kaolinite; donc on peut dire que notre paragenèse argileuse de départ était formée essentiellement de la kaolinite et de l'illite.

III.2.4. Conclusion à l'étude géochimique des formations détritiques

Les sédiments qui ont été déposés au cours du Paléozoïque inférieur correspondent à des grauweekes et à des shales. Les débris volcaniques des grauweekes sont de nature intermédiaire à acide. Ceci nous renseigne sur la nature chimique du socle démantelé. Ces sédiments contenaient des argiles de type kaolinite et illite.

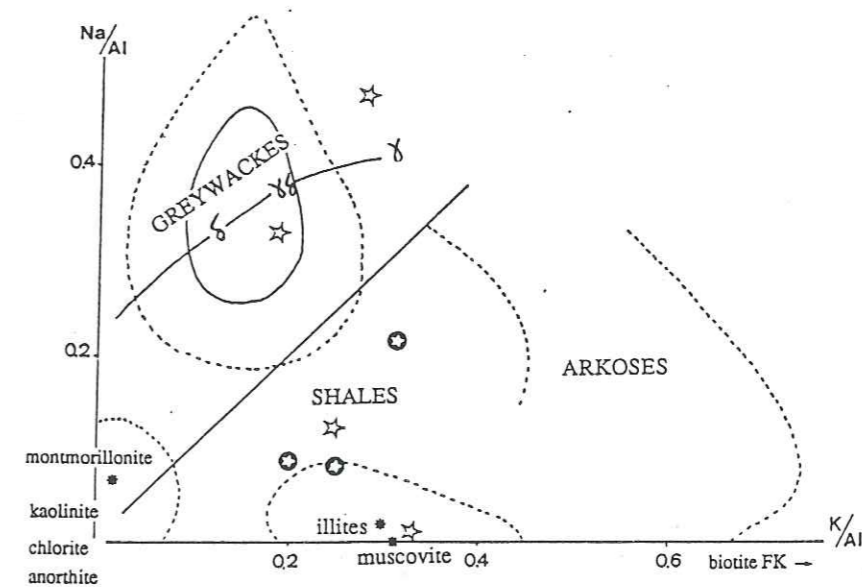


Fig 26 : digramme de Moine ; Na/Al - K/Al

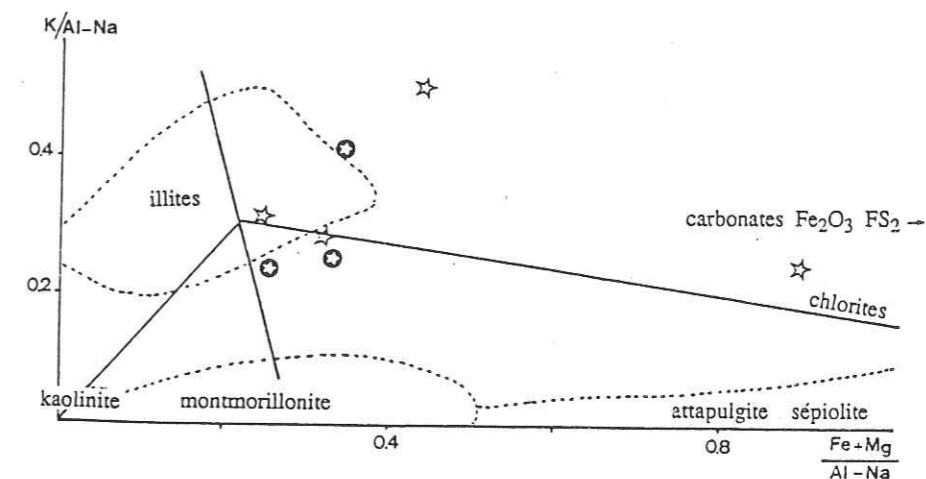


Fig 27 : Diagramme de Moine; K/Al - Na - (Fe+Mg)/Al - Na

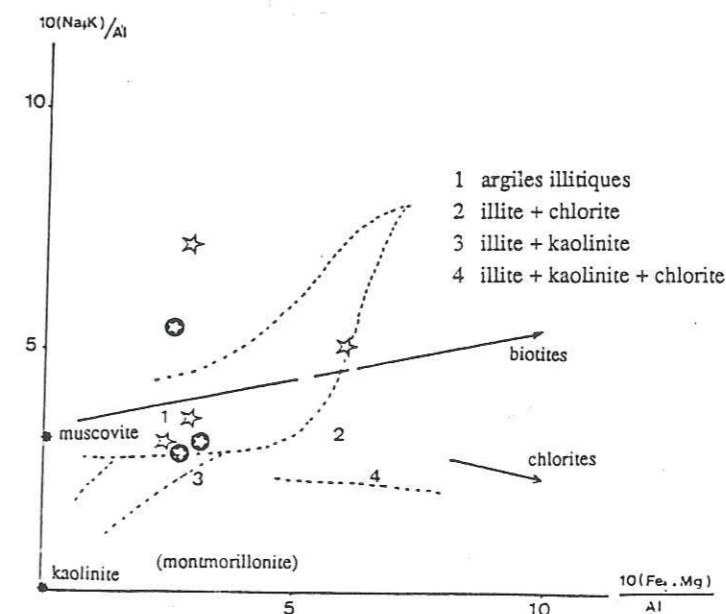


Fig 28 : Diagramme de Moine (1974); $10(Na+K)/Al - 10(Fe+Mg)/Al$

Chap. 4 : Métallogénie

- 1- introduction
- 2- indice de molybdénite d'Ikissane
- 3- indice de cuivre gris de Tizi n'Israquen
- 4- indice aurifère d'Oukilal

I.V.1.INTRODUCTION

Plusieurs indices minéralisés ont été déjà décrit dans la bordure orientale du massif du Tichka (Alnikine, 1932 ; Clariond, 1938, Bizard et al., 1955 ; Termier et al. , 1977). Ces indices sont assez diversifiés (Fig. 29) ; on trouve des gisements pyrométasomatiques (skarns d'Agadir n'Maine, minéralisés en scheelite, molybdénite, pyrite, pyrrhotite, etc.), des gisements filoniens qui recoupent la série schisto-calcaire et qui sont minéralisés en Cu gris, chalcoppyrite, pyrite... dans une gangue sidéritique (c'est le cas de Tizi n'Israquen). Des filons qui recoupent les apophyses et la série volcano-sédimentaire inférieure ; c'est le cas des filons de quartz et/ou feldspaths minéralisés en molybdénite, chalcoppyrite, pyrite, etc. d'Ikisane. D'autres filons de quartz peuvent être interstratifiés et parallèles à la schistosité ; c'est le cas des filons quartzo-carbonatés minéralisés en blende, galène et pyrite de Tamaillouste qui sont encaissés dans une série schisto-calcaire et des lentilles quartzzeuses aurifères d'Oukilal qui sont encaissées dans une série volcano-détritique. Enfin la minéralisation plombo-zincifère dans une brèche de faille dans les calcaires métamorphiques de Taourarhte.

Nous passerons en vue la minéralisation à molybdénite d'Ikissane, à cuivre gris de Tizi n'Israquen et enfin on insistera sur la minéralisation aurifère que nous situerons dans son contexte géologique, et par une étude métallographique et géochimique on essayera de comprendre les différents phénomènes qui ont conduit à sa mise en place.

IV.2. INDICE DE MOLYBDENITE D'IKISSANE

IV.2.1.Rappel bibliographique sur la métallogénie du molybdène

La molybdénite (MoS_2) de densité 4,8 est la seule source actuelle du molybdène. Elle est formée de 60 % de Mo et 40 % de S, toutefois le soufre peut être remplacé par du sélénium (Se), (jusqu'à 25 % de Se) et par du rhénium, exceptionnellement 2 % dans les gîtes de cuivre-molybdène, type «porphyrique». Il ne faut pas perdre de vue les impuretés en inclusions dans les défauts cristallins de la molybdénite.

D'autres minéraux contiennent du Mo comme la wulfénite Pb MoO_4 et la drysdallite MoSe_2 , mais elles n'ont pas d'intérêt économique.

Le molybdène est généralement lié aux roches acides (granite-granodiorite). Les gîtes les plus nombreux sont de type pneumatolytique.

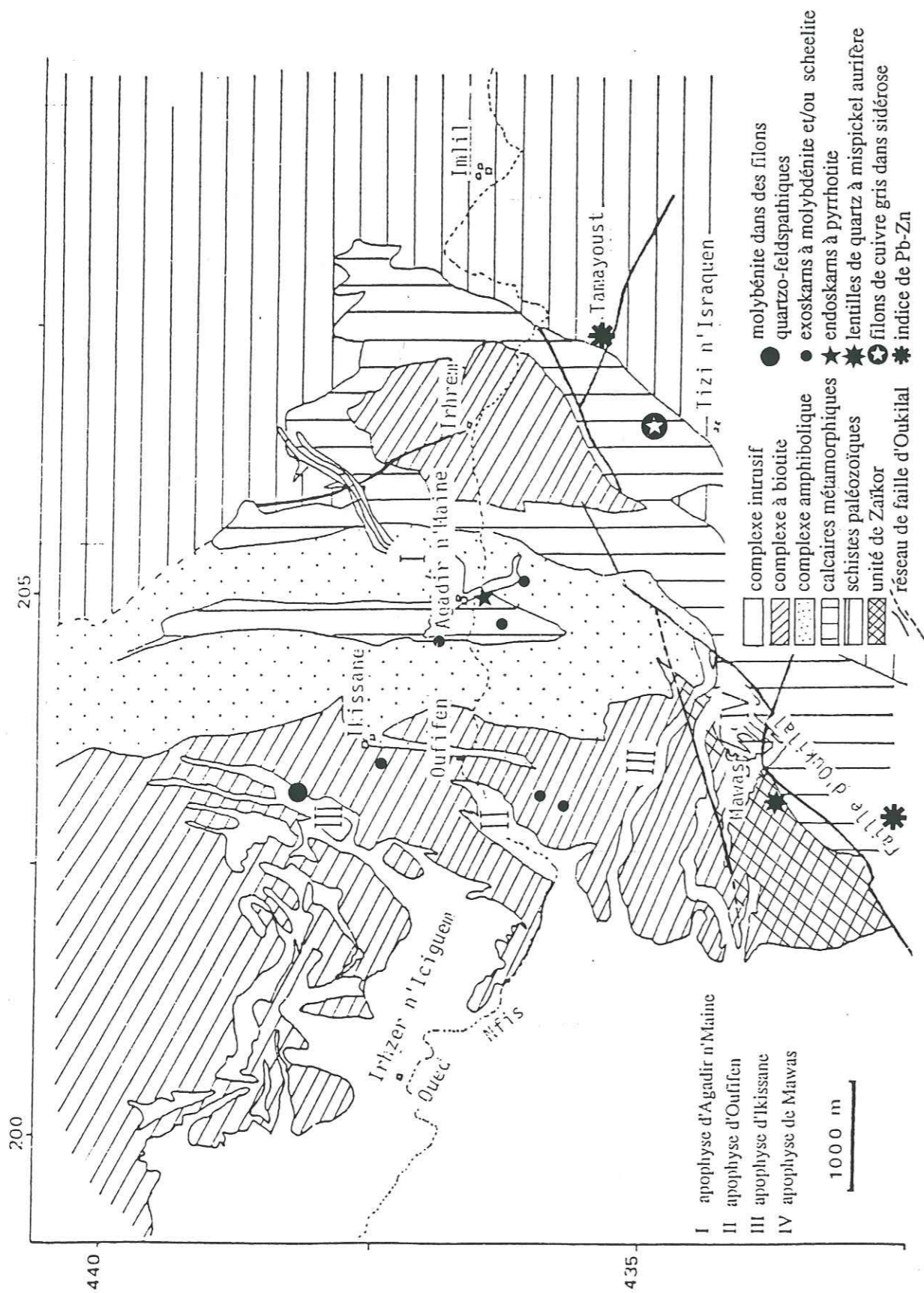


Fig 29 : Carte géologique de la bordure orientale du massif du Tichka, modifiée et simplifiée.
 (extrait de la carte de Termier et al. (1964))

IV.2.2. Géologie du molybdène

Plusieurs gîtes ont été reconnus (in Voisset, 1975) pour le molybdène:

- + Gîtes pegmatitiques.
- + Gîtes pneumatolytiques avec :
 - les greisens à molybdénite et wolframite,
 - la paragenèse à molybdénite et quartz,
 - la paragenèse à molybdénite, quartz et silicates avec comme sous-groupes :
 - . paragenèse à molybdénite, quartz et microline enrichie en cuivre
 - 1°/Quartz en gros cristaux et molybdénite en rosettes.
 - 2°/Quartz monocristallin et petites paillettes de molybdénite.
 - . paragenèse à molybdénite, quartz, séricite, muscovite sans microline.
 - . un dernier sous-groupe, pauvre en sulfures de Fe et de Cu mais enrichi en séricite contient moins de MoS_2 .
- + Gîtes pyrométasomatiques (forte teneur en rhénium) avec les paragenèses :
 - Scheelite - molybdénite.
 - Chalcopryrite - molybdénite.
- + Porphyry - copper ; cuivre - molybdène.

Il existe ici cinq sous-groupes dont quatre présentent la paragenèse à Cuivre Molybdénite à rhénium.
- + Gîtes téléthermaux liés aux fluides volcaniques (volcanic sublimate).

IV.2.3. Mine d'Ikissane

IV.2.3.1. Introduction

La mine d'Ikissane se trouve sur la rive droite de l'Oued Aghbar, au Nord du hameau d'Ikissane, à une altitude comprise entre 2380 et 2600 m. Ce gîte est situé à 2,5 km au NW d'Agadir n'Maine. Il est encaissé dans des terrains métavolcaniques; l'indice de molybdénite qui se présente sous forme de filons recoupe l'apophyse «granitique» d'Ikissane.

IV.2.3.2. Géologie

La minéralisation en molybdénite se présente sous forme d'un faisceau de veines de quartz sub-

parallèles et qui ont une direction sensiblement méridienne. D'Ouest en Est on rencontre les veines A, B, C... K (Fig. 30). Ces veines ont une puissance allant de 2 à 30 cm. Un autre filon (appelé W) est situé au SE de la mine d'Ikissane, ce filon est surtout minéralisé en molybdénite et pyrite.

Les veines de quartz ont la plupart du temps un pendage très fort et sont d'allure sinueuse ; c'est le cas des veines B et K (Photo 1 et 2, Pl. VI), ou décalées par des failles c'est le cas de la veine J (Photo 3, Pl. VI). Ces faits traduisent des événements tectoniques postérieurs à la minéralisation.

L'encaissant de cette minéralisation peut être la métavolcanite et/ou l'apophyse «granitique» d'Ikissane.

On a rencontré dans la mine d'Ikissane deux types de gangue ; soit du quartz généralement enduit d'oxydes de fer (quartz ferrugineux), soit du quartz largement cristallisé très peu minéralisé occupant le centre de certaines veines. Ce dernier type de veines ont des épontes quartzo-feldspathiques (plagioclases, microcline et quartz largement cristallisés) minéralisées surtout en molybdénite (Photo 4, Pl. VI).

Les cristaux de molybdénite sont surtout abondants lorsqu'il y a présence de feldspath potassique et de plagioclase.

Pour une estimation de tonnage, de nombreux grattages et galeries ont été exécutés sous la direction d'Alnikine. Les résultats de ces travaux sont consignés dans le tableau IV. Il ressort de ce tableau, ainsi que de l'observation sur le terrain, que la minéralisation est irrégulière.

D'après Clariond (1938) "les filons A, C, E, F sont certainement inexploitable, seuls les filons G et éventuellement I et K pourraient être exploités. Le tonnage possible de la mine d'Ikissane est estimé entre 600 et 800 t de molybdénite dans l'hypothèse la plus optimiste" (Clariond, 1938).

IV.2.3.3. Métallographie

Deux paragenèses sont à distinguer, d'abord celle liée aux épontes quartzo-feldspathiques et l'autre liée uniquement aux filons de quartz plus au moins ferrugineux.

-La première paragenèse est formée essentiellement de molybdénite à laquelle vient s'ajouter la blende.

La molybdénite se présente en lamelles très allongées flexueuses et idiomorphes. Elle est surtout concentrée entre les joints des cristaux de feldspath et de quartz, (Photo 1, Pl. VII). Cet habitus entre les joints montre que sa cristallisation est postérieure à celle des minéraux de la gangue. Il en va de même pour la blende qui est le deuxième sulfure après la molybdénite dans ce premier type de paragenèse liée aux quartz et feldspaths.

La blende peut également former des filonnets s'insérant dans les espaces intergranulaires de la gangue. Cette blende peut être xénomorphe et contient par endroits des micro-inclusions de

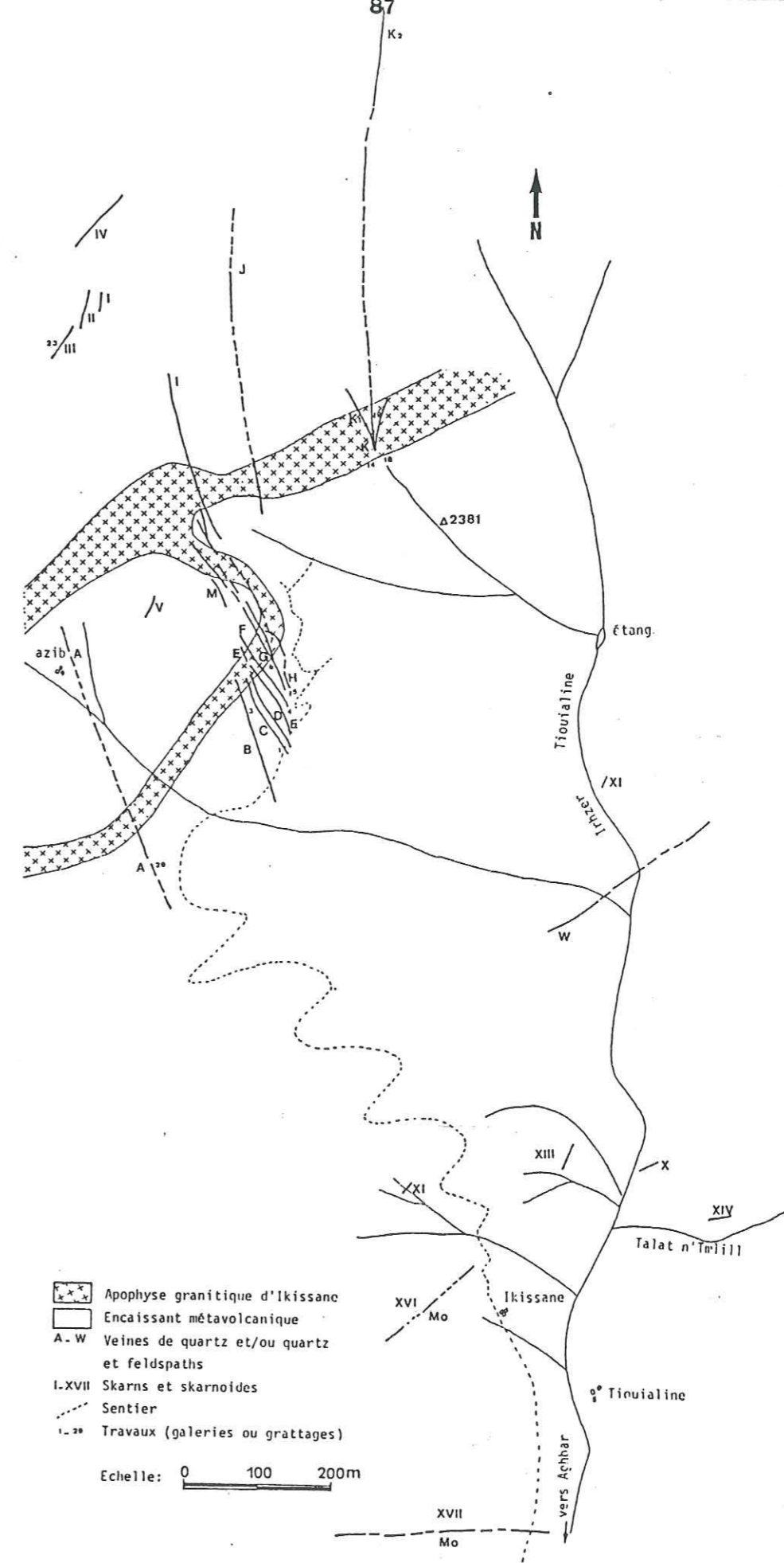


Fig 30 : Indice de molybdénite d'Ikissane (document C.M.T.)

chalcopryrite. Dans cet indice on a mis en évidence deux types de blende ; l'une riche en fer à réflexions internes rouge, l'autre est minocristalline, pauvre en fer et caractérisée par des réflexions internes blanches.

-La deuxième paragenèse liée aux filons de quartz ferrugineux est essentiellement formée de pyrrhotite et de chalcopryrite. Cette paragenèse paraît postérieure à la première; sa gangue uniquement quartzreuse lui confère son caractère hydrothermal

La pyrrhotite se présente en grandes plages xénomorphes; elle est plus ou moins altérée et se transforme en pyrite (Photo. 3, Pl VII). Elle est d'autre part associée à la chalcopryrite.

La chalcopryrite se présente en plages xénomorphes et tend à remplacer la pyrrhotite. (Photo 2, Pl VII) et contient quelques cristaux de pyrite.

La pyrite primaire est très rare; elle se présente sous forme de petits cristaux idiomorphes dispersés dans la masse quartzreuse ou en inclusions dans les deux principales phases.

Un peu de blende en agrégats polycristallins est isolée dans la masse quartzreuse ou en association avec les autres sulfures.

D'autres espèces minérales ont été décrites, entre autres le mispickel et la galène.

FILON GALERIE N°	A 29	C 1	E 2	F 4	G 5	8	H 10	32	I 13	K 14
Longueur de la galerie analysée en m	7.50	19.6	10	6	46	24	12	32	11	26
% de MoS ₂ du tout venant	0.03	0.1	0.05	0.06	0.136	0.04	0.15	0.11	0.09	0.104
% de MoS ₂ du minerai trié	0.3	0.16	0.3	0.3	0.603	0.64	0.18	0.2	0.231	0.28

la teneur moyenne du tout venant sur l'ensemble des filons est égale à 0.087 % de MoS₂

Tab IV : Travaux et teneurs du tout venant dans la mine d'Ikissane (Clariond, 1938)

IV.2.3.4. Aspect métallogénique et conclusion

Le gîte de molybdénite d'Ikissane présente deux types de minéralisations: molybdénite dans les filons quartzo-feldspathiques et pyrrhotite-chalcopryrite dans les filons hydrothermaux de quartz plus ou moins ferrugineux.

Pour Agard (1973) ces filons seraient «des produits de cristallisation provenant du refroidissement des apophyses».

Les observations sur le terrain, l'étude de la paragenèse font apparenter ce gîte au sous-groupe à molybdénite, quartz et microcline du groupe des gîtes pneumatolytiques (cf. 2). Cette pneumatolyse s'est opérée dans un premier stade (stade 1 de la Figure 31) donnant lieu à la première paragenèse évoquée plus haut (cristaux de feldspaths potassiques, plagioclases, quartz et rares biotites chloritisées aux épontes et quartz blanc laiteux largement cristallisé au centre des filons. Ce quartz blanc est très peu minéralisé; seules les épontes quartzo-feldspathiques sont minéralisées, surtout en molybdénite.

Cette pneumatolyse est suivie d'un stade hydrothermal (Stade 2, Fig. 31) et qui a donné lieu à la seconde paragenèse à remplissage uniquement quartzeux plus ou moins ferrugineux, avec apport de Cu, Zn et Fe sous forme de chalcopryrite, blende, pyrite et pyrrhotite.

Des auteurs (Bizard et Ziegler, 1955) ont rattaché cette minéralisation à l'apophyse d'Ikissane. A notre avis la nature pétrographique hétérogène de cette apophyse (diorites, diorites quartziques et granodiorites) différente de la gänge quartzo-feldspathique de la minéralisation (laquelle rappelle la cristallisation pegmatitique d'un granite, du même type que celui du massif plutonique proprement dit) est un facteur qui permet de rattacher cette minéralisation au massif de granitoïdes plutôt qu'à son apophyse.

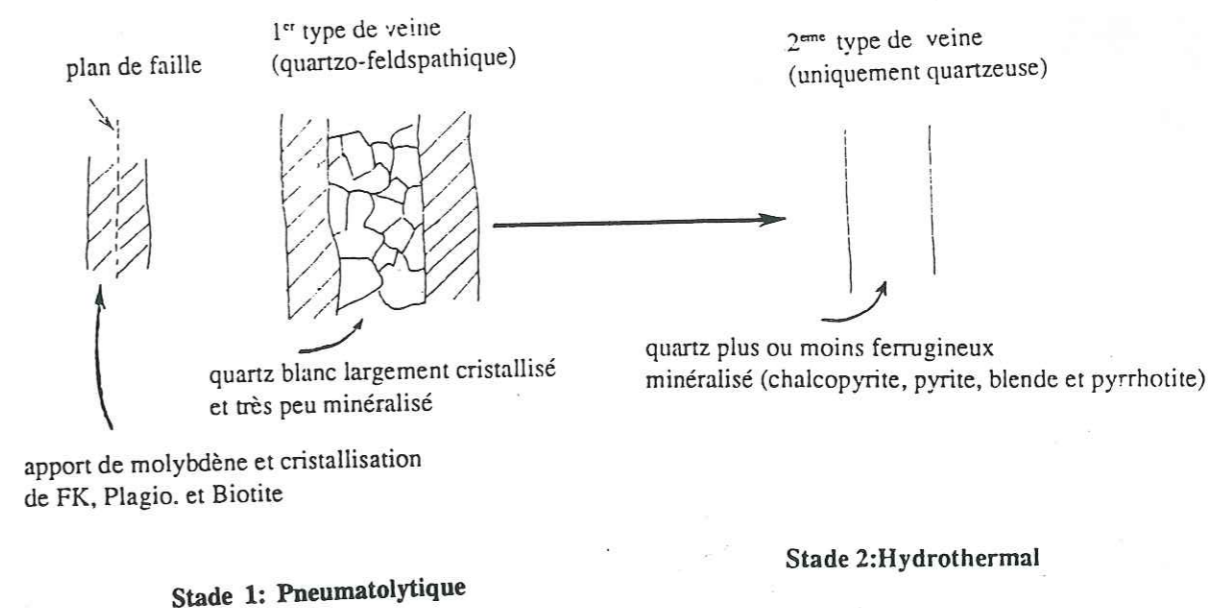


Fig 31 : Evolution d'une veine quartzreuse aux épontes quartzo-feldspathiques (mine d'Ikissane)

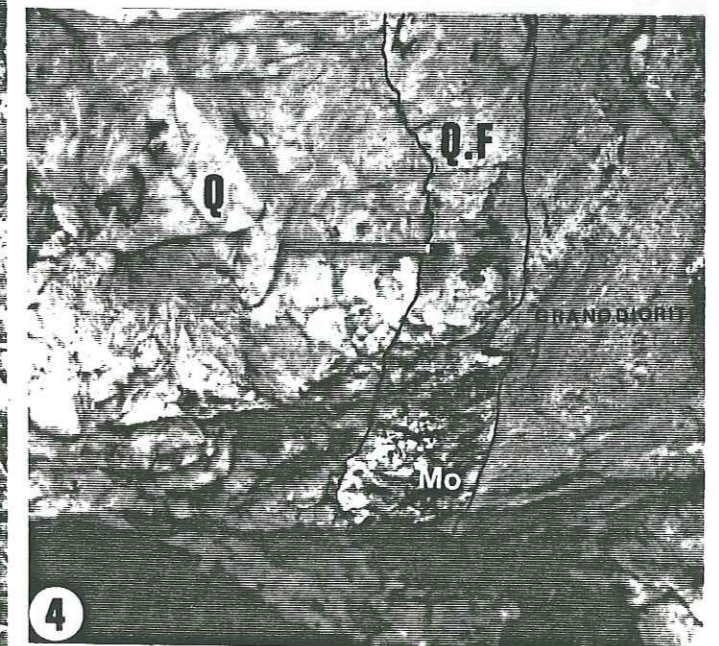
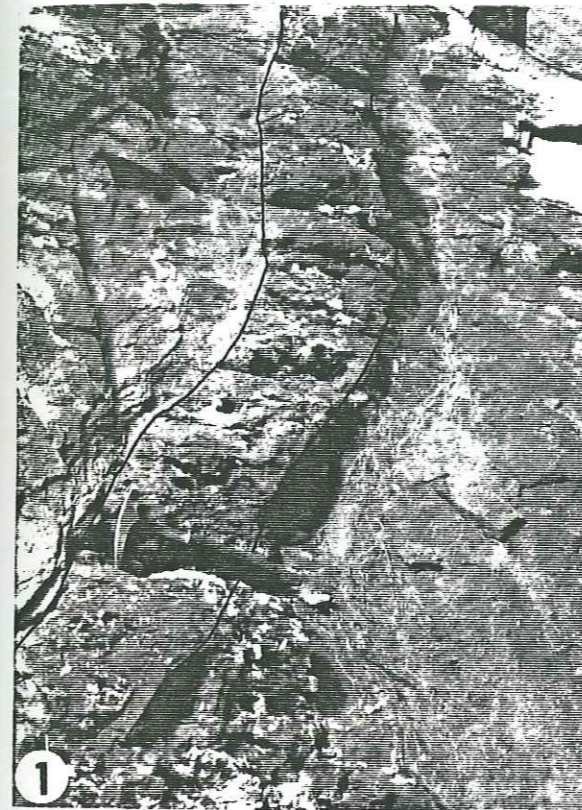
Pl. VI

Morphologie de l'indice de molybdénite d'Ikissane

Photo 1 et 2: Allure sinueuse (liée à la tectonique hercynienne) de la veine K (phot.1) encaissée dans la granodiorite d'Ikissane et de la veine B (phot.2) encaissée dans une métavolcanite. Indice d'Ikissane.

Photo 3 : Veine J décalée par une faille N10. 50°W. L'encaissant est formé par une métavolcanite et par la granodiorite d'Ikissane.

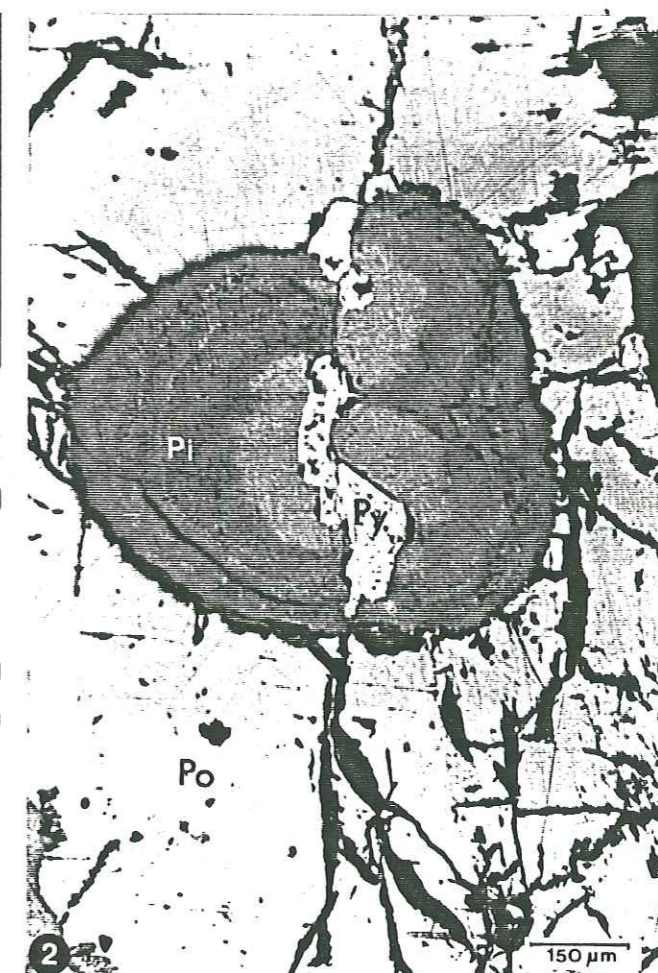
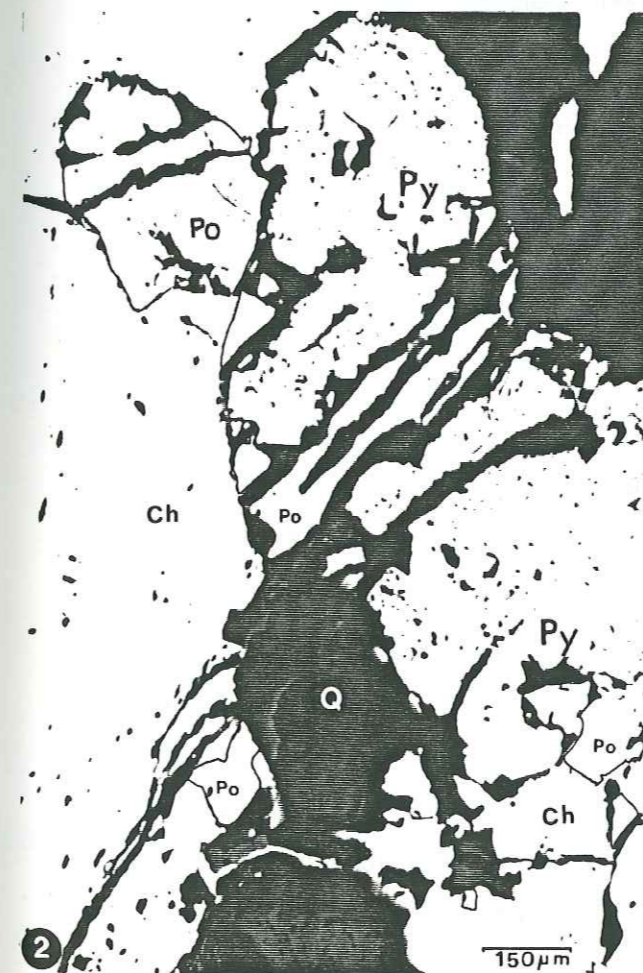
Photo 4 : Gangue quartzo-feldspathique minéralisée en molybdénite vers les épontes. L'encaissant est la granodiorite (filon G, galerie 6, indice d'Ikissane).



Pl. VII

Indice de molybdénite d'Ikissane

- Photo 1 : Lamelles flexueuses de molybdénite (Mo) en position intergranulaire dans une gangue quartzo-feldspathique. L.N.R.
- Photo 2 : Association chalcopryrite (Ch), pyrite (Py) et pyrrhotite (Po) dans une gangue uniquement quartzeuse (Q). L.N.R.
- Photo 3 : Altération superficielle de la pyrrhotite (Po) avec apparition d'un produit intermédiaire (Pi) qui donnera à la fin la pyrite (Py). Stade hydrothermal avec gangue quartzeuse L.N.R.



IV.3. INDICE DE TIZI N'ISRAQUEN

IV.3.1. Introduction

Le gîte de Tizi n'Israquen est situé à environ 4 km au SW d'Imlil et au NE de Tizi n'Izrakine (Fig. 32).

Les travaux miniers exécutés sont situés entre 2400 et 2600 m d'altitude. Ce gîte affleure au sein des calcaires à intercalations schisteuses du Cambrien inférieur à moyen. Il sont peu métamorphiques et traversés par des filons de roches microgrenues antérieurs à la minéralisation en cuivre gris.

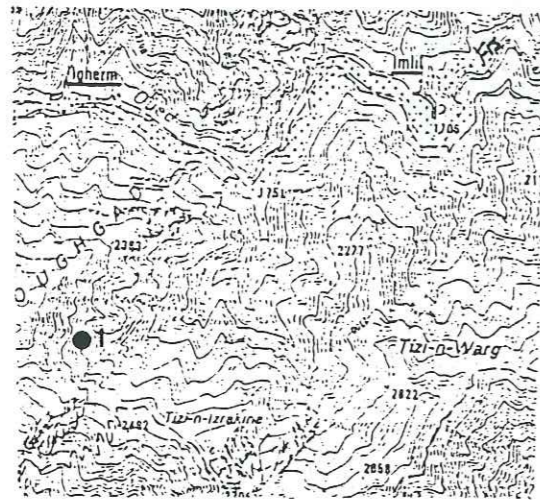


Fig32: Localisation de l'indice du cuivre gris de Tizi n'Israquen.
●1 indice de Tizi n'Israquen.

IV.3.2. Gîtologie

L'indice (Fig. 33) se présente sous forme de filons de sidérose à paragenèse sulfurée. Ces filons recoupent orthogonalement les calcaires et schistes; c'est le cas des filons B, C, E et G. Ils peuvent être intercalés dans le plan de la schistosité (N20 à N30) qui est de même direction que la stratification dans cette région; c'est le cas du filon A qui a fait l'objet des premières recherches pour le fer, puis a été abandonné par la suite lorsque la Compagnie minière du Maroc a découvert que les filons B et C contiennent du cuivre.

Le filon B qui est le plus important a une direction N 150 et il est sub-vertical. Il a une longueur d'environ 600 m et une largeur qui varie de 0 à 50 cm. Ce filon correspond au remplissage d'une faille normale postérieure à la granitisation, dans la mesure où elle décale les filons de microgranite, microdiorite. Le jeu de cette faille ne dépasse pas 2 m. On a pu mesurer aussi sur un plan de faille

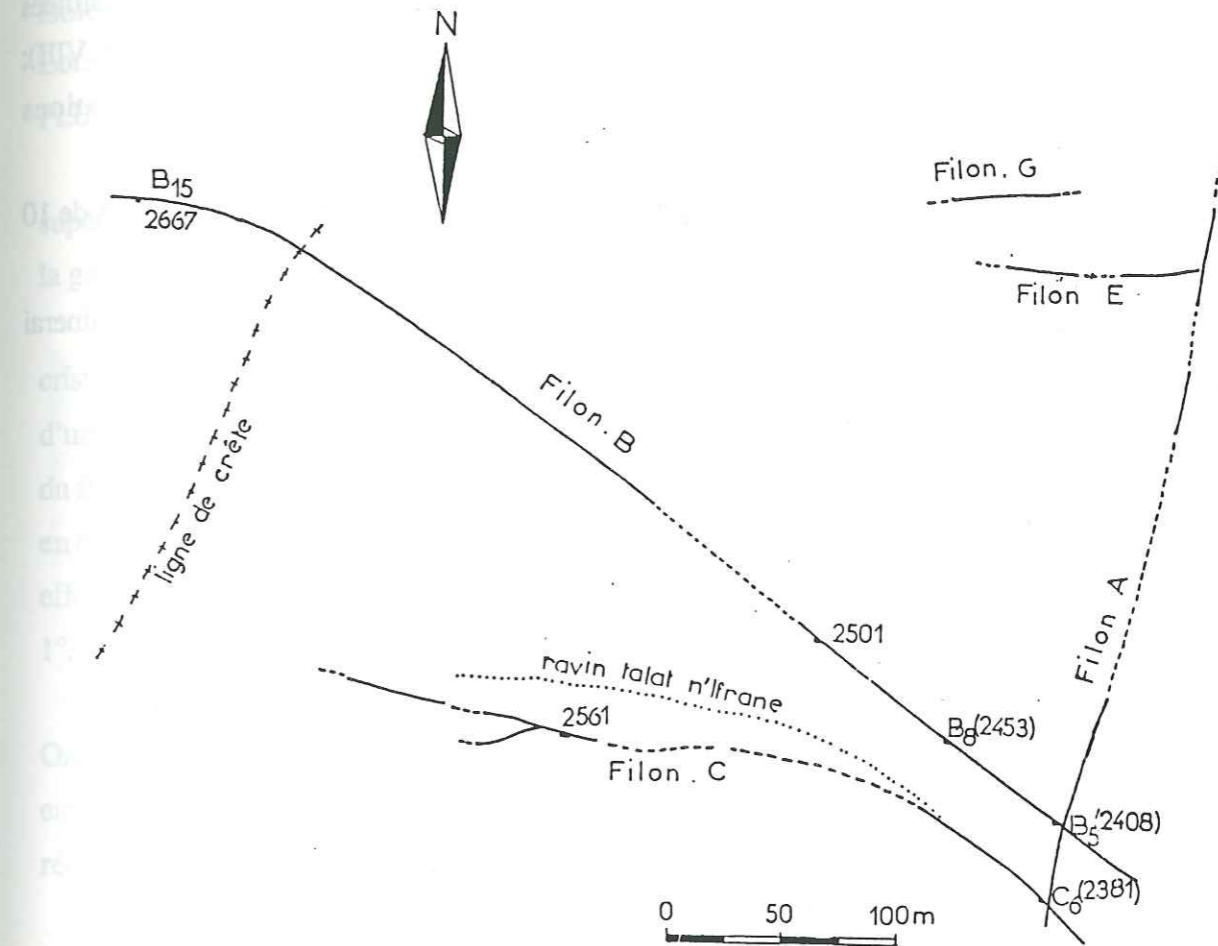


Fig 33 : Filons cuprifères de Tizi n'Israquen (document CMT).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

(N 150) situé sur le prolongement SE du filon B de sidérose minéralisée, des stries qui ont un plongement de 50° vers le SE. Il s'agit donc bien d'une faille normale. Notons aussi que sur le filon C situé à 50 m au SW du filon B on a pu constater que la sidérose emballe des fragments millimétriques à centimétriques de roches encaissantes évoquant ainsi une brèche de faille (Photo 1, Pl. VIII). Le filon A correspond à de petites lentilles de sidérose (altérées en surface en hématite) interstratifiées dans les calcaires et les schistes. Ces lentilles émanent des filons principaux B et C (Phot. 2, Pl. VIII); d'ailleurs entre la galerie B5 et B8 on a constaté ce type d'émanations sous forme de digitations d'ordre métrique qui s'interstratifient dans les terrains encaissants.

La minéralisation dans cet indice se présente sous forme de filonnets, de nids ou en amas de 10 cm sur 30 à 50 cm de long (Fig. 34).

Les travaux qui ont été effectués dans ce gîte ainsi que les teneurs du tout venant ou de minerai trié sont résumés dans le tableau V ci-dessous.

	Galerie B5 minerai riche		Galerie B8 tout venant	Galerie B15 tout venant	Galerie C6 riche en Cu gris riche en chale.	
	0 à 30 m	30 à 45 m	0 à 5.70 m	0 à 4.5 m	0 à 20 m	
Cu %	10.03	3.20	4.56	3.23	3.94	8
Sb %	4.67	0.60	-----	-----	0.36	1.42
Ag (ppm)	199	45	125	72	60	180
Au (ppm)	1	0.3	0	0	tracés	-----

Tab V: Résultats analytiques sur l'indice du cuivre gris du Tizi n'Israquen (Clariond 1938)

Il ressort de ce tableau les faits suivants :

- Le minerai est légèrement aurifère et argentifère.
- La teneur moyenne en cuivre du tout venant est de 3 à 4,5 % au maximum dans le filon B.

Le tonnage est estimé par Clariond à 30 000 t de Cu métal si on tient compte de l'ensemble des filons de ce gîte.

IV.3.3. Métallographie

La paragenèse est composée de : cuivre gris, chalcopryrite, pyrite, mispickel, et bornite.

Le cuivre gris : Il se présente en grandes plages ou filonnets, parfois en cristaux subxénomorphes isolés dans la sidérose. Le cuivre gris est surtout abondant vers le bas du filon (SE du filon B). Lorsqu'il est en grandes plages il contient des inclusions de chalcopryrite et de mispickel. (Photo 2, Pl. IX).

La chalcopryrite : en plages xénomorphes dans le cuivre gris. Elle est très abondante vers la partie supérieure du filon où elle emballe la pyrite fortement cataclasée. Elle peut être aussi dispersée dans la gangue sidéritique (e : SP.Ta 16) ou encore se trouver aussi au bord des filonnets de cuivre gris.

Pyrite : Elle est surtout présente dans la partie supérieure du filon B, où elle se présente en cristaux xénomorphes fortement cataclasés (Photo 3, Pl. IX). Cette cataclase est liée à l'approche d'une faille ferrugineuse qui passe au NW du filon minéralisé principal. D'ailleurs dans cette partie du filon, l'encaissant est fortement diaclasé et la stratification S_0 , qui est parallèle à la schistosité (S_1) en dehors de cette zone, varie beaucoup sur un espace restreint ; quelques mesures structurales effectuées dans l'encaissant de la terminaison NW du filon B ont donné les résultats suivants :

1°/ S_0 : N 90. 45°N 2°/ S_0 : N15. 55°SE 3°/ S_0 : N45. 90°N

S_1 : N20 S_1 : N20 S_1 : N30

On remarque que la S_1 n'a pratiquement pas changé (N20 à N30). La S_0 a des valeurs variables, ceci est dû probablement à une fracturation antérieure à l'événement tectono-métamorphique, qui a réorienté localement la stratification.

La pyrite diaclasée peut former des filons d'épaisseur millimétrique ayant la même direction que le filon de sidérose (N 150) dans laquelle elle se trouve.

Le mispickel : Il se présente en petits cristaux idiomorphes, s'associant à la chalcopryrite dans les parties inférieures du filon et apparaît en inclusions dans le cuivre gris.

La bornite : Nous avons récolté un échantillon riche en bornite dans les halles situées entre la galerie B8 et B15. Dans une bornite du même site Termier et al. (1977) ont observé des figures de remplacement entre bornite et chalcopryrite.

Enfin des produits d'altération donnent lieu à des filonnets de covellite surtout en association avec le cuivre gris.

Remarque : le quartz étant toujours limité à des filonnets minéralisés qui recourent la sidérose (Photo 1, Pl. IX) on se demande si la minéralisation est liée à une phase siliceuse ou à une phase carbonatée.

Pl VIII

Cuivre gris de Tizi n'Israquen

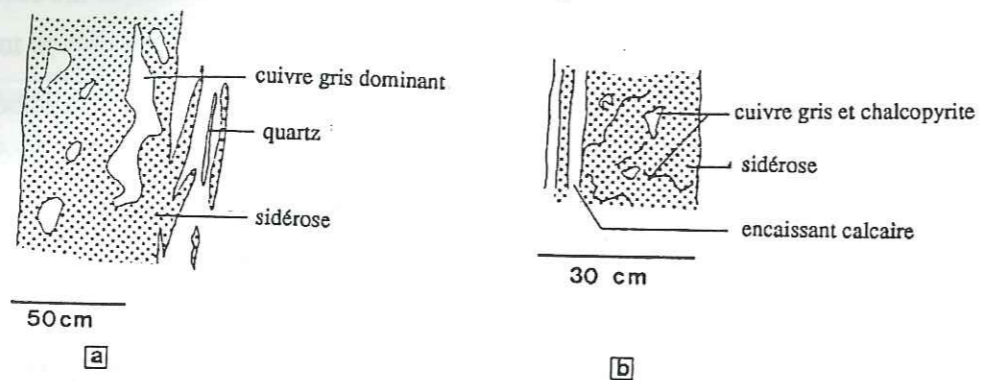


Fig 34 : Aspect du filon de sidérose et la morphologie de la minéralisation.
 a- à 60 m; galerie B5,
 b- à 60 m; galerie B15.



Photo 1 : Aspect bréchiqne du filon C à 20 m au NW de la galerie C6

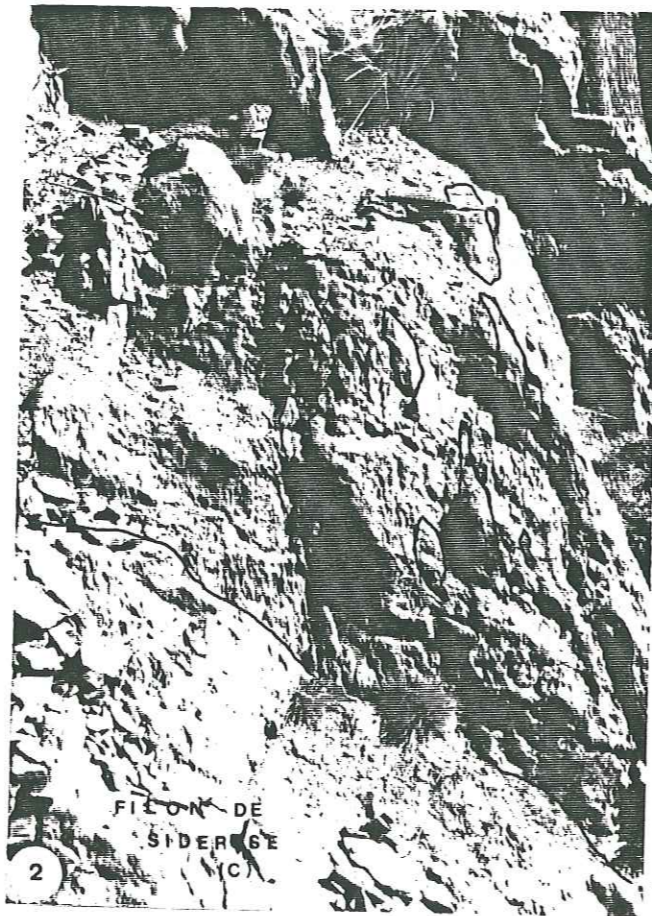
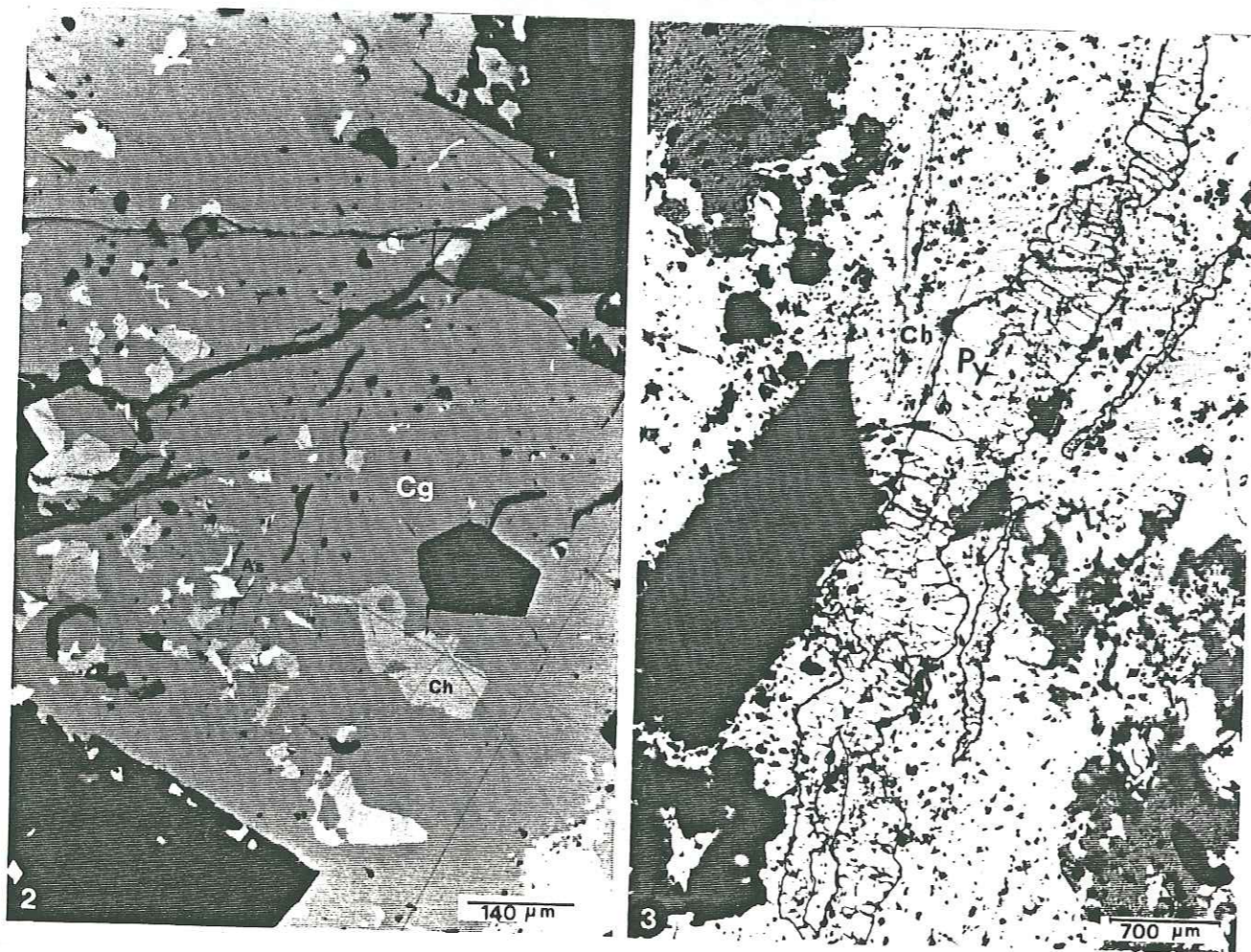
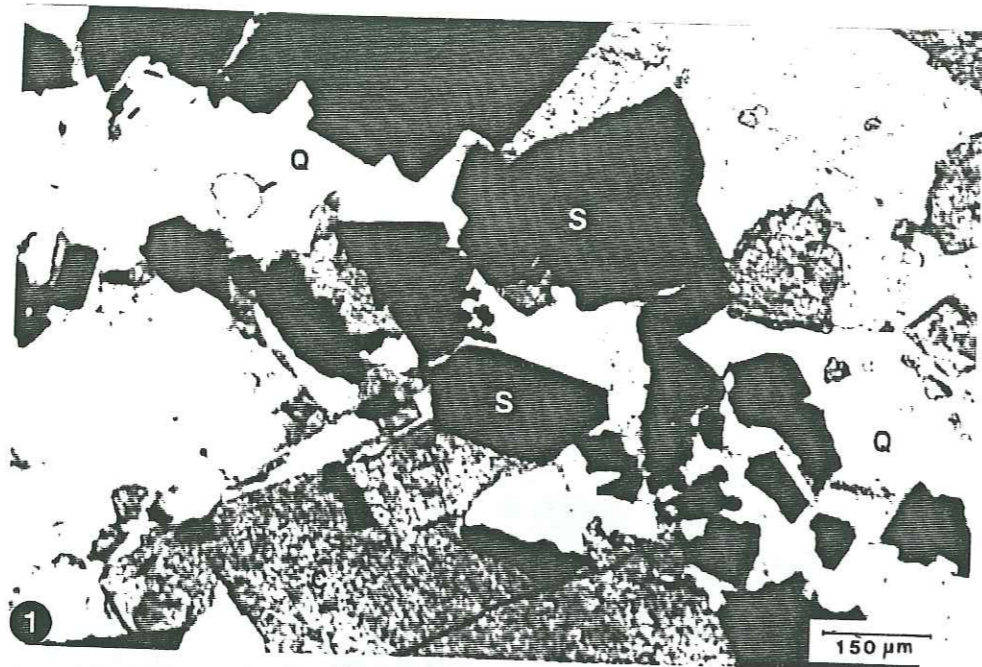


Photo2 : Départ du filon A au niveau de la galerie C6. Le départ se fait par des lambeaux de sidérite qui viennent s'interstratifier dans les calcaires encaissants

Pl. IX

Indice de cuivre gris de Tizi n'Israquen

- Photo 1 : Relation entre quartz (Q), carbonates (sidérite) (C) et sulfures (S). L.N.A.
- Photo 2 : Plage de cuivre gris (Cg) avec inclusions de chalcopryrite (Ch) et de mispickel (As). L'échantillon provient de la partie basse du filon B où domine le cuivre gris. L.N.R.
- Photo 3 : Filonnet de pyrite (Py) fracturé et emballé par la chalcopryrite (Ch). Partie haute du filon B où domine la chalcopryrite; (Q): quartz. L.N.R.



IV.3.4. Aspect métallogénique et conclusion

Dans l'indice de Tizi n'Israquen on est en présence d'une minéralisation filonienne à sulfures de cuivre dominant dans une gangue carbonatée (sidérose). Cette minéralisation est typiquement hydrothermale.

L'étude gîtologique et métallographique montre en fait qu'il y a une certaine zonation des sulfures de cuivre au sein d'un même filon : d'abord le cuivre gris dans la partie inférieure, puis la chalcopyrite vers le haut en passant par une zone à bornite (Fig. 35).

Ceci est à mettre en relation avec le changement des propriétés physico-chimiques du fluide minéralisateur ascendant.

Une analyse effectuée sur le cuivre gris (Clariond, 1938) avait conduit aux résultats ci-dessous.

Cu	Sb	S	As	Fe	Zn	Bi	Pb	Ag	Au	Co+Ni	Mn
26.10	10.71	18.41	6.43	20.28	1.6	0.13	--	740	4	--	0.42

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P	CO ₂ +O
0.6	1.33	0.43	1.08	--	13.26

NB. Au et Ag en ppm

Sachant que les cuivres gris forment une suite isomorphe continue entre tétraédrite ($\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) et la tenantite ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$), on constate que les cuivres gris de notre indice sont plus proches du pôle tétraédrite. Les fortes teneurs en Fe, CO₂, MgO, Al₂O₃ et SiO₂ indiquent que le matériel sur lequel a été effectuée l'analyse n'était pas pur et contenait des éléments de la gangue (sidérite et quartz)

A partir d'une autre analyse faite sur un grattage provenant du filon C, Clariond avait obtenu les résultats suivants :

As	Cu	Co	Ni	Ag (ppm)
16.2	0.01	0.34	0.14	16.2

Pour les deux analyses, on ignore la méthode utilisée et la précision. Toutefois on constate que

les valeurs de Co (0,34 %) et Ni (0,14 %) sont très élevées sans qu'aucune phase minérale de ces deux éléments soit exprimée. La relative abondance de ces deux éléments-traces suggère l'influence d'une source basique ou ultrabasique sur la minéralisation à cuivre gris du Tizi n'Israquen. D'ailleurs l'exceptionnelle teneur (324 ppb) en palladium ; (élément réputé le plus mobile du groupe du platine) que nous avons détecté dans une autre minéralisation située au SW de Tizi n'Israquen (l'échantillon à mispickel de l'indice d'Oukilal) pourrait conduire à la même conclusion.

A notre avis cette source basique pourrait être les gabbros associés aux granitoïdes du massif du Tichka. Il serait peut-être intéressant de reprendre l'étude de ces gabbros du point de vue des platinoïdes.

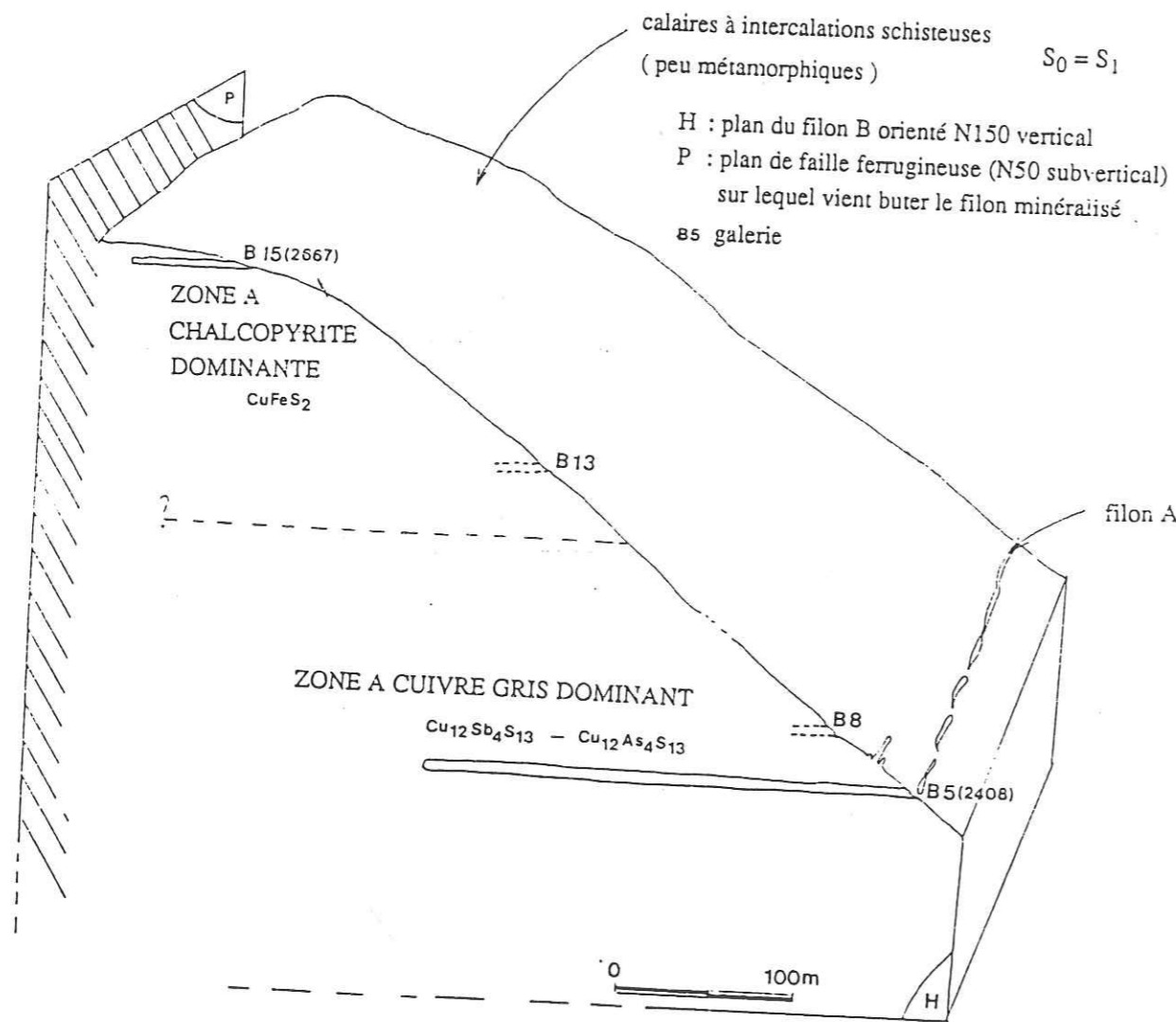


Fig 35: Coupe schématisée dans le plan du filon B montrant la relation spatiale entre les sulfures.

IV.4. INDICE AURIFERE D'OUKILAL

IV.4.1. Rappel bibliographique sur la métallogénie et la géochimie de l'or

IV.4.1.1. Cristallochimie

L'or pur cristallise dans le système cubique. Son numéro atomique et sa masse atomique sont respectivement 79 et 196,967. L'or peut former une solution solide complète avec l'argent, du fait de leurs rayons atomiques identiques (1,44 Å). L'or peut contenir des éléments comme, Bi, Pt, Pb, Rh (40 %), Hg et Cu. L'or naturel n'a qu'un seul isotope $^{197}_{79}\text{Au}$. Les états d'oxydation de l'or sont : or aureux, Au^{2+} , or aurique Au^{3+} et or natif Au^0 . Sa dureté est de 2,5 - 3 et sa densité est de 19,3. Sa température de fusion est 1062°C (celle de l'argent, 961°C). L'or est soluble seulement dans l'eau régale. Un cycle de conversion existe entre les différents états de l'or (Fig. 36). L'or aureux et aurique n'existent pas dans la nature, par contre ils existent sous forme de complexes stables dans certaines conditions physico-chimiques.

IV.4.1.2. Minéraux de l'or

Les minéraux communs de l'or sont : les tellurures et l'or natif. Le tableau VI ci-dessous donne la liste des principaux minéraux d'or actuellement connus.

L'or natif contient généralement quelques % d'Ag, Cu, Fe et quelques éléments traces, Na, Ba, Hg, Fe, Sn, Pb, Zr, As, Sb, Se, Te, Cr, Mo, W, Mo, Co, Ni, Rd, Pd, Pt, U, Th, TR.

Certains auteurs (Antweiler et Sutton, 1970) ont essayé d'utiliser la composition en éléments traces de l'or pour la prospection minière. Pour cela ils ont analysé 67 échantillons d'or natif de différents gîtes américains; parmi les 24 éléments détectés, Ag, Cu, Fe, et Ti sont les plus fréquents, Pb, Bi, Pd, V, Ni, Co sont en relation avec l'or filonien, tandis que Ti, Zr, La, Y et Cr sont en rapport avec l'or alluvionnaire.

IV.4.1.3. Abondance de l'or dans les roches

Plusieurs auteurs se sont intéressés à ce problème. Je n'en citerai que quelques-uns pour avoir une idée sur l'abondance de l'or dans les roches et les phénomènes qui influencent sa répartition. Boyle pour sa part s'est basé sur plusieurs milliers de résultats dont les moyennes sont résumées dans

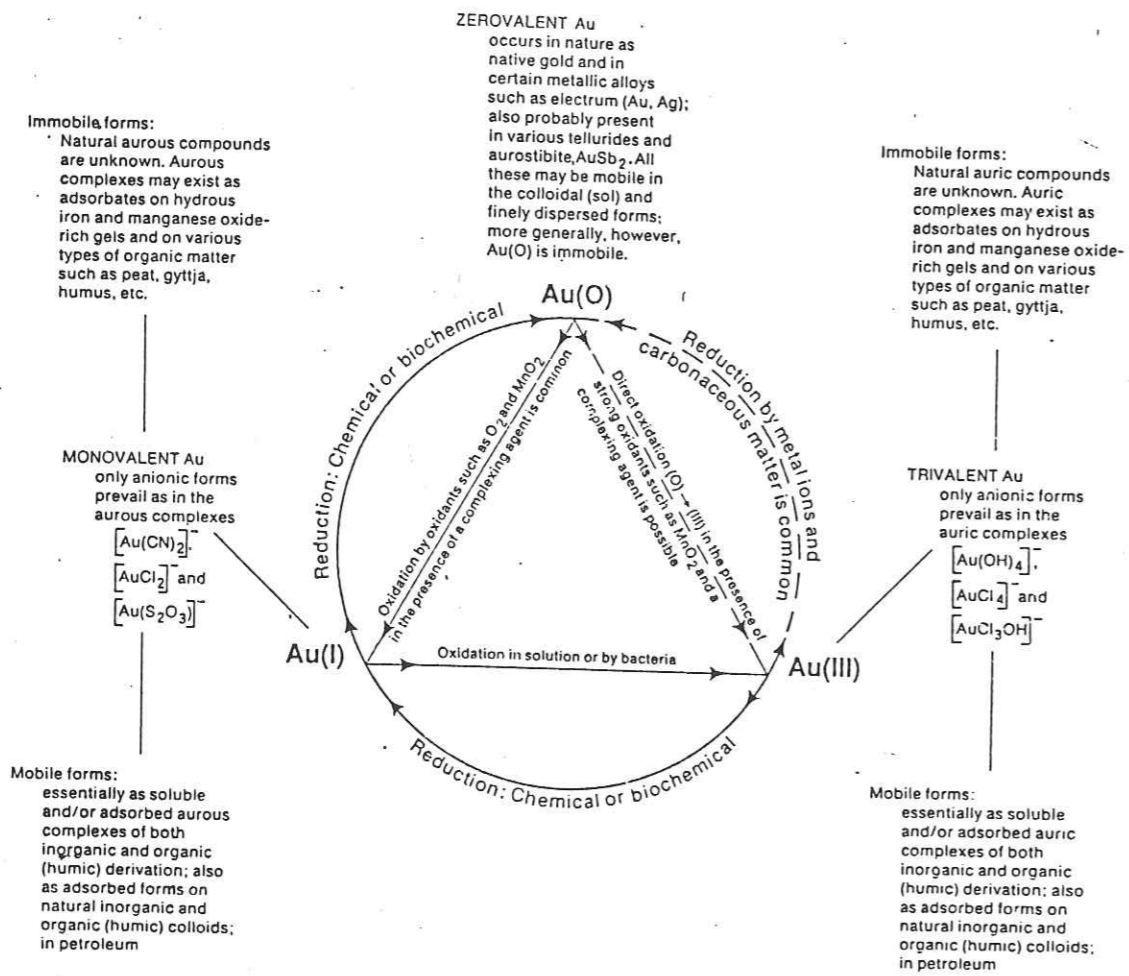


Fig 36 : Cycle de conversion de l'or (Boyle, 1979)

Gold	Au
Argentian gold (electrum)	(Au, Ag)
Cuprian gold (cuproauride)	(Au, Cu)
Palladian gold (porpezite)	(Au, Pd)
Rhodian gold (rhodite)	(Au, Rh)
Iridic gold	(Au, Ir)
Platinum gold	(Au, Pt)
Bismuthian gold	(Au, Bi)
Gold amalgam	Au ₂ Hg ₃
Weishanite	(Au, Ag) ₃ Hg ₂
Maldonite	Au ₂ Bi
Auricupride	AuCu ₃
Tetraauricupride	2(CuAu)
Rozhkovite	Cu ₃ Au ₂
Palladium cuproauride	(Cu, Pd) ₃ Au ₂
Sulphide	
Uytenbogaardite	Ag ₃ AuS ₂
Tellurides	
Calaverite	AuTe ₂
Krennerite	(Au, Ag)Te ₂
Montbrayite	(Au, Sb) ₂ Te ₃
Petzite (antamokite)	Ag ₃ AuTe ₂
Muthmannite	(Ag, Au)Te
Sylvanite	(Au, Ag)Te ₄
Kostovite	AuCuTe ₄
Nagyagite	Pb ₃ Au(Te, Sb) ₄ S ₅₋₈
Bezmerovite	(Au, Ag) ₄ Cu(Te, Pb)
Bogdanovite	Au ₅ (Cu, Fe) ₃ (Te, Pb) ₂
Antimonide	
Aurostibite	AuSb ₂
Selenide	
Fischesserite	Ag ₃ AuSe ₂
Tellurate	
Gold tellurate (?)	
	Ag ₈₋₁₂ Au _{0.3-1} AsSe _{1.3} S ₅₋₆ (?)
	(Ni, Au)AsS (?)
	(Pd, Ag, Au) ₂ As (?)
	Au(Bi, Pb) ₅ S ₄ (?)

Tab VI : Les minéraux d'or (Boyle 1979), complété.

le tableau VII (5 400 échantillons pour les roches métamorphiques, 14 400 pour les roches ignées et 5 760 pour les roches sédimentaires).

TYPE DE ROCHES	DISPERSION	TENEUR (ppm)
Roches sédimentaires	0,0001-2,5000	0,0403
Roches ignées	0,0001-2,9000	0,0119
Roches métamorphiques	0,0001-3,7000	0,0109
Crôte terrestre		0,0050
Roches ignées		
R. ultrabasiqes: dunites, péricotites	0,0002-0,7800	0,0114
Lamprophyres	0,0007-0,0020	0,0016
R. basiques: gabbros diabases	0,0003-0,6800	0,0230
R. intermédiaires: diorites, monzonites granodiorites	0,0001-0,3500	0,0075
R. acides: granites	0,0002-2,9000	0,0114
Roches métamorphiques		
Marbres	0,0002-0,1000	0,0132
Schistes	0,0001-3,7000	0,0186
Amphibolites, roches vertes	0,0001-0,1000	0,0071
Gneiss, granulites	0,0002-0,3000	0,0031

Tab VII : Abondance de l'or dans les roches (Boyle, 1979)

Saagare et al. (1982) ont analysé 98 échantillons de roches basiques et ultrabasiqes du Précambrien inférieur de l'Afrique du Sud. Les teneurs d'or de ces roches s'échelonnent entre 0,1 et 372 ppb. Pour comparer leurs résultats, ils ont analysé aussi 56 échantillons qui proviennent du complexe ultrabasiqes paléozoïque de l'Europe (Finero, entre l'Italie et la Suisse et Hochgrössen et Kraubath en Autriche). Dans ce dernier cas les teneurs en or s'échelonnent entre 0,1 et 25 ppb. Ces auteurs constatent que la différence des teneurs et la répartition de l'or dépendent du lieu d'échantillonnage. Ils attribuent ces différences régionales aux points suivants.

1°/ La première différence est liée à la concentration hétérogène de l'or dans le manteau supérieur, comme cela a été suggéré par Gottfried et al. (1972).

2°/ La différence du développement de la croûte et la différenciation du manteau supérieur, avec le volcanisme archéen qui contient une plus grande quantité d'or que les mêmes roches d'âge plus récent (Viljoen et al., 1969).

3°/ Le troisième fait est lié aux processus métamorphiques et hydrothermaux qui ont affecté les

différentes régions à des degrés différents, perturbant ainsi la distribution primaire de l'or par processus de sécrétion et redistribution (Boyle, 1961).

L'occurrence de l'or dans les roches est liée à sa nature. L'or est considéré généralement comme un élément sidérophile; il peut être de nature chalcophile, parce qu'il peut se combiner au Te, Bi et Sb, mais on ne connaît qu'une seule espèce qui contient du soufre, l'uytenbogaardite ($Ag_3 Au S_2$) (Barton et al., 1978).

Le caractère lithophile de l'or est très rare, par conséquent la concentration de l'or dans les silicates est faible. Lorsqu'il y est présent, il est généralement localisé dans les défauts cristallins. Boyle (1979) donne une valeur de 0,2 à 924 ppb comme teneur dans les silicates.

Toutes les analyses d'or dans les minéraux montrent que les sulfures en contiennent beaucoup plus que les minéraux silicatés (Gottfried et al., 1972; Tilling et al., 1973; Boyle, 1979). Ceci montre que le caractère chalcophile de l'or est beaucoup plus important que son caractère lithophile.

Boyle (1979) considère que l'or est présent sous trois formes dans les roches : 1°/ à l'état natif ; 2°/ atomes libres ; 3°/ substitution atomique ou ionique dans la maille des minéraux.

La comparaison entre les provinces aurifères et non aurifères (Gottfried, 1972 et Boyle, 1979) aboutit au résultat suivant : «Il n'existe pas de différence universelle entre les batholites associés aux dépôts d'or et ceux qui sont stériles».

IV.4.1.4. Eléments associés à l'or

Dans les gîtes hypogènes et supergènes, l'or est souvent accompagné par des éléments, surtout chalcophiles parmi lesquels S, Se, Te, As, Sb, Bi, Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Sn, Pb, Mo, W, Pt, Pd, Co et Ni; en plus de ces éléments, d'autres beaucoup moins fréquents peuvent accompagner l'or dans ses gisements (voir tableau VIII).

IV.4.1.5. Classification des gisements d'or

Diverses classifications ont été proposées.

* L. de LAUNAY (1913) classe les gisements d'or d'après leurs relations avec les roches ignées.

Il distingue ainsi :

- . Les inclusions dans les roches ignées de compositions diverses.
- . Les gîtes de ségrégation, gîtes de départ immédiat localisés dans la roche même, et les gîtes de contact.
- . Les imprégnations diffuses de profondeur, en relation avec un métamorphisme granitisant.

PERIODIC TABLE

éléments à forte teneur
 éléments à teneur basse
 éléments rares

Tabl.VIII: Eléments associés à l'or dans les dépôts aurifères de type skarn, quartz aurifère et disséminé. Les éléments de la gangue sont exclus sauf ceux qui sont présents en forte concentration

- . Les filons minces et multipliés.
 - . Les grands filons et filons réticulés des chaînes tertiaires.
 - . Les gisements encaissés dans les calcaires.
 - . Les conglomérats aurifères.
- * W. LINGREN, (1933) ; EMMONS, (1937) et RAGUIN, (1961) ont des classifications proches, basées sur la profondeur de mise en place et la température de dépôt. Ils distinguent ainsi :
- . Les gisements hypothermaux.
 - . Les gisements mésothermaux.
 - . Les gisements épithermaux.
 - . Les placers et les conglomérats aurifères.
- * P. ROUTHIER (1963) et RW. BOYLE (1979) regroupent les gisements aurifères selon la nature de la roche encaissante.

ROUTHIER distingue 5 grands groupes :

- . Les gisements encaissés dans les roches sédimentaires sans relations visibles avec des plutons.
- . Les gisements associés à des plutons granitiques et qui peuvent être intraplutoniques ou périplutoniques.

- . Les gisements dans les roches basiques et ultrabasiques souvent d'origine volcanique.
 - . Les gisements liés principalement au volcanisme calco-alcalin post-orogénique des chaînes tertiaires.
 - . Les gisements dans des terrains métamorphiques sans relations visibles avec des plutons.
- * BOYLE adopte une classification comparable et distingue.
- . Les dépôts aurifères liés à des skarns.
 - . Les veines, filons, stockwerks, «pipes» minéralisés et corps silicifiés irréguliers à Au-Ag ou Ag-Au dans les fractures des zones écrasées, des zones bréchiques, principalement dans un encaissant volcanique.
 - . Les veines, filons, zones aplaties et structure en selles dans les failles, des zones broyées, des anticlinaux, principalement dans un encaissant sédimentaire.
 - . Les dépôts à minéralisation disséminée ou en stockwerk dans des roches ignées intrusives, volcaniques ou sédimentaires.
 - . Les dépôts aurifères dans des conglomérats et des quartzites.
 - . Les placers.

*BACHE (1982) les a classés en fonction de leur contexte géostructural, de la nature de leur remplissage et de celle de leur encaissant. Sa classification s'articule autour de trois grands groupes:

- . Les gisements du groupe volcano-sédimentaire pré-orogénique.
- . Les gisements du groupe plutono-volcanique, post-orogéniques.
- . Les gisements du groupe détritique.

* BONNEMAISON (1986) a mis au point un modèle géotologique dynamique «la shear zone aurifère» capable d'expliquer la genèse de la majorité des minéralisations aurifères associées aux grandes fractures régionales. Ce type de gisement constitue la principale source de l'or produit dans le monde à l'exception du Witwatersrand (placers, Afrique du Sud) et d'autres gîtes éventuellement mal connus.

IV.4.1.6. Origine de l'or

Plusieurs origines ont été proposées pour l'or, dans les minéralisations aurifères.

- Une origine mantellique suivant laquelle l'or proviendrait directement du manteau supérieur. Pyke (1976) note la proximité des dépôts aurifères des roches ultramafiques. Il suggère que ces roches soient la source de l'or, mais on a vu (cf. 3°) que l'abondance de l'or dans les roches ultrabasiques et les autres roches volcaniques est la même et peut varier suivant leur âge.

Si l'origine profonde de l'or s'avère vraie, tous les systèmes de failles profondes (réputées

contemporaines de la minéralisation), dans le district de Yellowknife devraient être minéralisés en or constate Boyle (1961), or ce n'est pas le cas.

- La deuxième origine est crustale. Elle est étayée par l'étroite association des filons quartzo-aurifères et les plutons.

Pour introduire sa théorie de sécrétion Boyle constate que :

. Beaucoup de gîtes aurifères épigénétiques se situent dans des zones où on n'observe pas de roches ignées synchrones.

. Les éléments accompagnateurs de l'or, tels que Cu, Zn, Fe, Ca et S sont concentrés dans les roches basiques et non acides.

. Il n'y aurait pas de relation particulière entre l'abondance de l'or dans les corps ignés et la présence de minéralisations aurifères.

- La troisième origine est la dévolatilisation ou sécrétion métamorphique. Plusieurs auteurs (Moinsseenko et al., (1972); Gavrilenko et al., (1974); Boyle, (1979)) accordent beaucoup d'importance à cette théorie, suivant laquelle l'or, l'argent et les éléments de la gangue, initialement présents dans les roches encaissantes, ont été mobilisés et concentrés dans des pièges structurellement ou chimiquement favorables.

D'après Boyle (1979) toutes les roches sont capables de fournir de l'or (voir tableau ci-dessous).

Type de roches	Quantité d'or (t/Km ³)
ROCHES IGNEES	
roches ultrabasiques	13.5
roches basiques	21.6
roches intermédiaires	14.1
roches acides	8.1
ROCHES SEDIMENTAIRES	
grès, conglomérats	78.9
marnes, argilites	11.7
calcaires	10.2

Un modèle de sécrétion métamorphique a été proposé par le même auteur pour expliquer la genèse du district de Yellowknife (Canada). Il est résumé ainsi (Fig. 37).

-Plissement d'une épaisse série précambrienne, puis granitisation. Au cours de cette phase, les gradients de température conduisent à la zonation de faciès métamorphiques, autour des foyers de granitisation. Les éléments comme H₂O, CO₂, S et quelques métaux migrent perpendiculairement aux isogéothermes ; stade a de la Fig. 37.

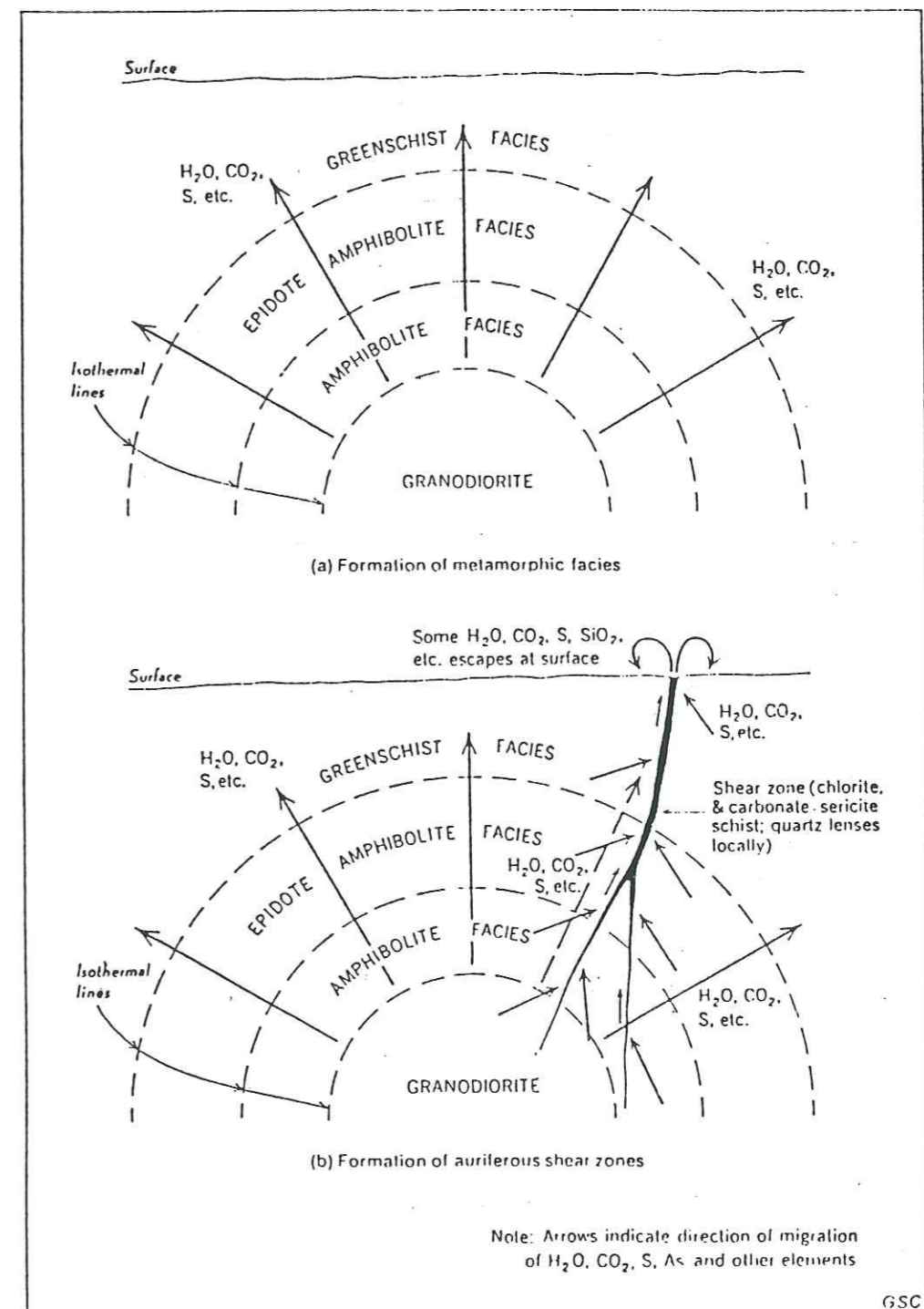


Fig 37 : Relation schématique entre métamorphisme, intrusion et shear zone(Boyle 1979).

- Formation d'un grand système de fractures cisailantes à la fin de l'orogénèse.
- Changement radical de direction des vecteurs de migration : les zones cisailantes absorbent les éléments mobiles (H_2O , CO_2 , S et métaux) ; stade b de la Fig. 37.
- Déplacement de l'équilibre chimique le long des zones cisailées conduisant à la chloritisation, la carbonitisation, la pyritisation, etc. d'un énorme volume de roches volcaniques métamorphisées.
- Libération de Si, K, Ca, Fe, Au, Ag et métaux à partir des roches altérées.
- Migration latérale et verticale de ces composés par diffusion à basse pression vers des zones de dilatation à l'intersection des fractures.
- Précipitation du quartz, des carbonates, de pyrite aurifère et argentifère et de l'arsénopyrite dans ces sites à faible potentiel chimique.
- Génération tardive successive d'or natif, sulfosels, pyrite et quartz par exsolution des éléments des sulfures primaires.

IV.4.1.7. Transport de l'or

«Des quantités considérables d'or sont transportées dans des solutions hydrothermales sous forme de thio-complexes, particulièrement à des pH neutres où la forme $Au(SH)_2^-$ prédomine, ceci à des températures $< 300^\circ C$. Ces thio-complexes très stables existent aussi à des températures comprises entre 300 et $350^\circ C$ donnant lieu à des solubilités excédant 500 ppm» Seward, (1973).

A des températures élevées $> 300^\circ C$, des expériences ont montré que l'or est très soluble sous forme de complexes chlorurés en milieu acide et chloruré (Henley, (1973)). Plusieurs autres complexes existent dans la nature; Kerrich et Fyfe (1981) proposent l'existence de complexes carbonatés et/ou carbonyles. D'autres auteurs (Seward, (1973); Rytuba, (1977)) suggèrent la présence de complexes arséniés ou sulfo-arséniés pour rendre compte de l'association fréquente or-mispickel.

A température et composition anionique constantes, les données sur la solubilité de l'or sont données par les diagrammes $\text{Log } f(O_2) - \text{pH}$, ces diagrammes ne faisant intervenir que les espèces $AuCl_2^-$ et $Au(SH)_2^-$. (Fig. 38).

La solubilité de l'or sous forme de thio-complexes s'accroît avec l'augmentation de la fO_2 . Dans le domaine de prédominance de HSO_4^- et SO_4^{2-} , l'or est soluble sous forme d' $AuCl_2^-$.

Les facteurs contrôlant le dépôt de l'or sont des changements de température, pH, potentiel redox du système et concentration totale du soufre.

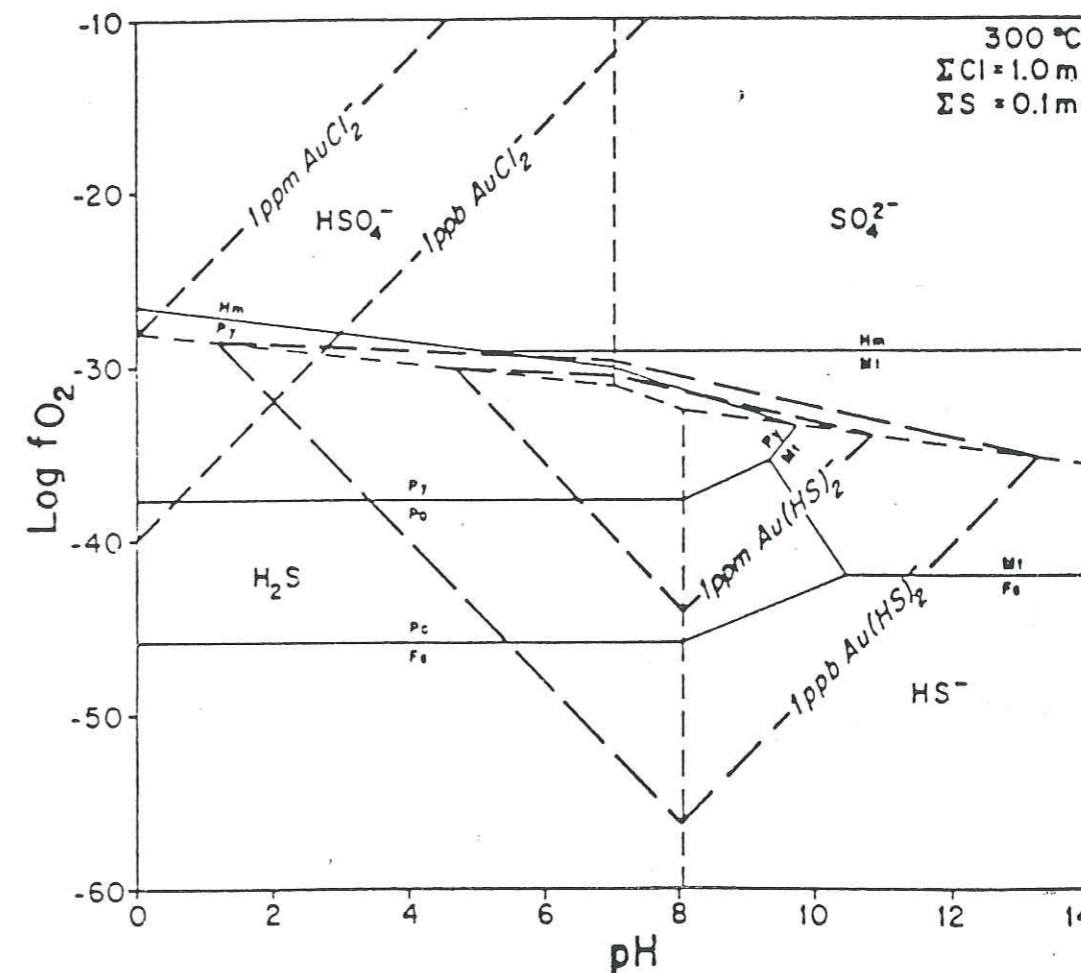


Fig 38 : Diagramme $\text{Log } fO_2 - \text{pH}$ représentant:

- les limites de prédominance des espèces sulfurées en solution.
- le champ d'existence de la pyrite, pyrrhotite, magnétite et hématite.
- les courbes d'isosolubilités de l'or sous forme $AuCl_2^-$ et $Au(SH)_2^-$ (Seward, 1973; 1984 et Helgeson 1969).

IV.4.1.8. Conclusion

L'or est présent dans presque tous les types de roches. Il peut être libre dans la matrice, lié aux silicates ou plus concentré dans les sulfures (caractère chalcophile de l'or). Sous des conditions physico-chimiques particulières, liées à l'histoire géologique de la province où il se trouve, l'or est solubilisé sous forme de complexes (chlorurés à haute température et pH acide, thio-complexe à pH neutre et basse température, carbonyles, arséniés etc...) pour aller se déposer loin dans des pièges chimiquement et/ou structurellement favorables.

Lors de sa mobilisation il est accompagné d'un certain nombre d'autres éléments qui sont ses bons accompagnateurs (Ag, Te, Sb, Bi, Cu, Se, Pt, etc...) qui peuvent être utilisés comme indicateurs lors de la prospection aurifère.

IV.4.2. Situation de l'indice d'Oukilal

L'indice d'Oukilal est situé à environ 1 km à l'Est du complexe intrusif du Tichka (Fig. 29 et 39). Il affleure dans des terrains volcano-sédimentaires métamorphisés. Cet indice est situé au SE d'Isk n'Mawas à une altitude d'environ 2700 m. Les lentilles quartzzeuses minéralisées dont il est formé viennent buter au SSW contre la faille d'Oukilal, verticale et orientée N50.

IV.4.3. Géologie de l'indice aurifère

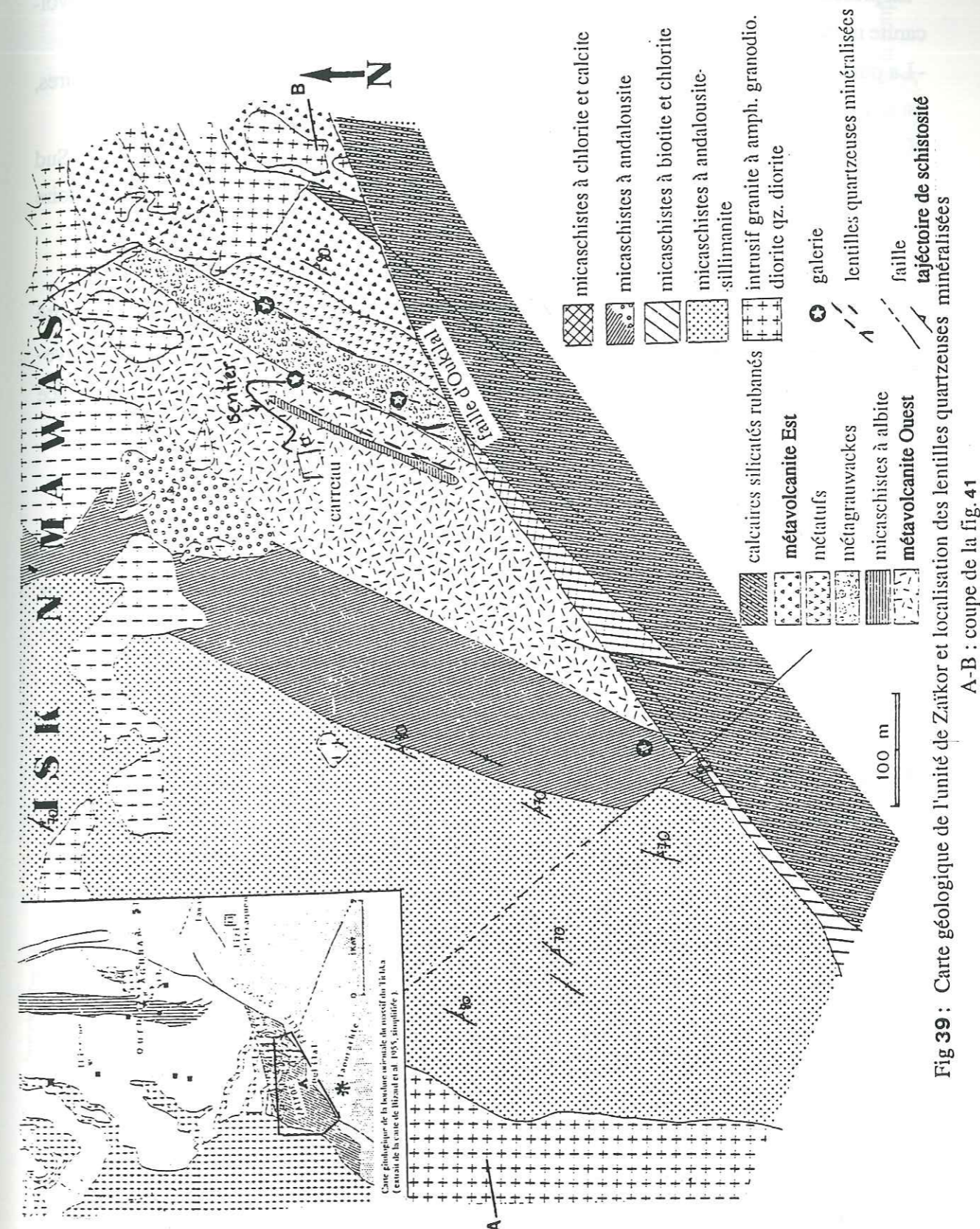
Nous avons effectué au cours de cette étude un levé géologique au 1/6000 (Fig. 39) pour mieux situer cet indice et préciser ses relations spatiales avec les terrains encaissants. Pour ces derniers, nous avons procédé à une description détaillée des différents faciès (cf. 2).

L'indice aurifère d'Oukilal est situé dans un contexte géologique qui est différent du reste de la bordure orientale du massif du Tichka. Ces différences vont nous permettre de définir une unité qu'on appellera unité de Zaïkor, du nom de la dépression topographique correspondante.

IV.4.3.1. Définition de l'unité de Zaïkor

Cette unité est différente du reste de la bordure orientale par les faits suivant :

- la sillimanite est moins abondante au contact immédiat du pluton, tandis que dans l'assif Aghbar et au contact du complexe elle est très abondante (gneiss à sillimanite).



- La présence d'une barre micaschisteuse à albite anté-cinématique encaissée dans la métavolcanite n'existe nulle part ailleurs.

- La puissance de la série stratigraphique, en faisant abstraction des formations schistocalcaires, est réduite par rapport à celle de la coupe d'Aghbar (Fig. 40).

- La situation de cette unité entre deux failles verticales et subparallèles (faille d'Oukilal au Sud et une autre faille située à environ 1 km au Nord de la précédente (Fig. 29) lui confère une histoire structurale différente du reste de la bordure orientale.

- Enfin, elle en diffère aussi par le fait qu'elle contient une minéralisation aurifère.

Par cet ensemble de caractères, nous proposons le nom d'unité de Zaïkor à cette entité géologique qui contient la minéralisation aurifère d'Oukilal. Nous passerons en revue successivement la pétrographie de cette unité, sa structure et nous examinerons pour finir la géologie de l'indice minéralisé.

IV.4.3.2. Pétrographie de l'unité de Zaïkor

Nous décrirons ci-dessous les différents faciès qui affleurent au sein de l'unité de Zaïkor (pour la localisation voir Fig. 39 et 41). Cette unité est constituée de termes sédimentaires et volcaniques qui les uns comme les autres ont été le siège des transformations tectonométamorphiques.

IV.4.3.2.1. Micaschistes à chlorite, andalousite et sillimanite e : OK 62.

Ce faciès affleure à la partie Ouest de l'unité de Zaïkor et vient directement au contact du complexe intrusif.

Texture : granoblastique.

Minéralogie : quartz, muscovite, chlorite, séricite, andalousite, sillimanite, biotite, feldspath, zircon et opaques.

Cette roche est reconnaissable sur le terrain par des lentilles de quartz d'épaisseur millimétrique très allongées et intercalées dans un ensemble de phyllites composées essentiellement de chlorite et muscovite, auxquelles vient s'ajouter de la sillimanite fibreuse en très faible quantité. Ce faciès est très riche en séricite qui résulte vraisemblablement de l'altération hydrothermale d'un silicate de métamorphisme (andalousite). Au sein des amandes quartzieuses très allongées on rencontre de très rares cristaux de feldspath xénomorphes et altérés.

Deux types de chlorites sont à distinguer dans ce faciès. D'abord des chlorites provenant de la pseudomorphose d'anciennes biotites et qui sont parallèles au plan de la schistosité; le deuxième type de chlorite qui est en association avec la séricite et de rares cristaux de muscovite, forme le produit d'altération d'anciens porphyroblastes d'andalousite anté- à syncinématique.

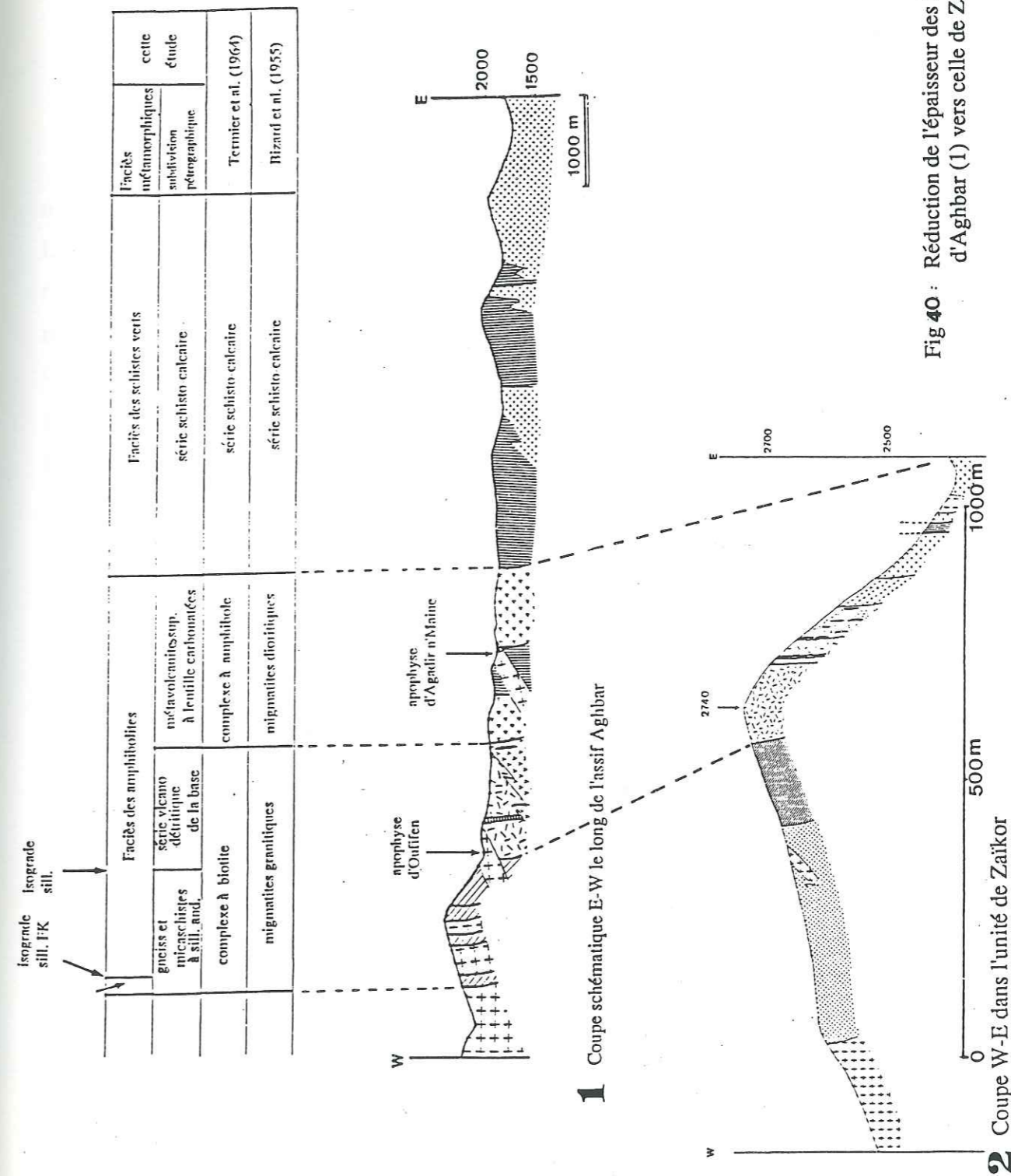


Fig 40 : Réduction de l'épaisseur des faciès de la coupe d'Aghbar (1) vers celle de Zaïkor (2)

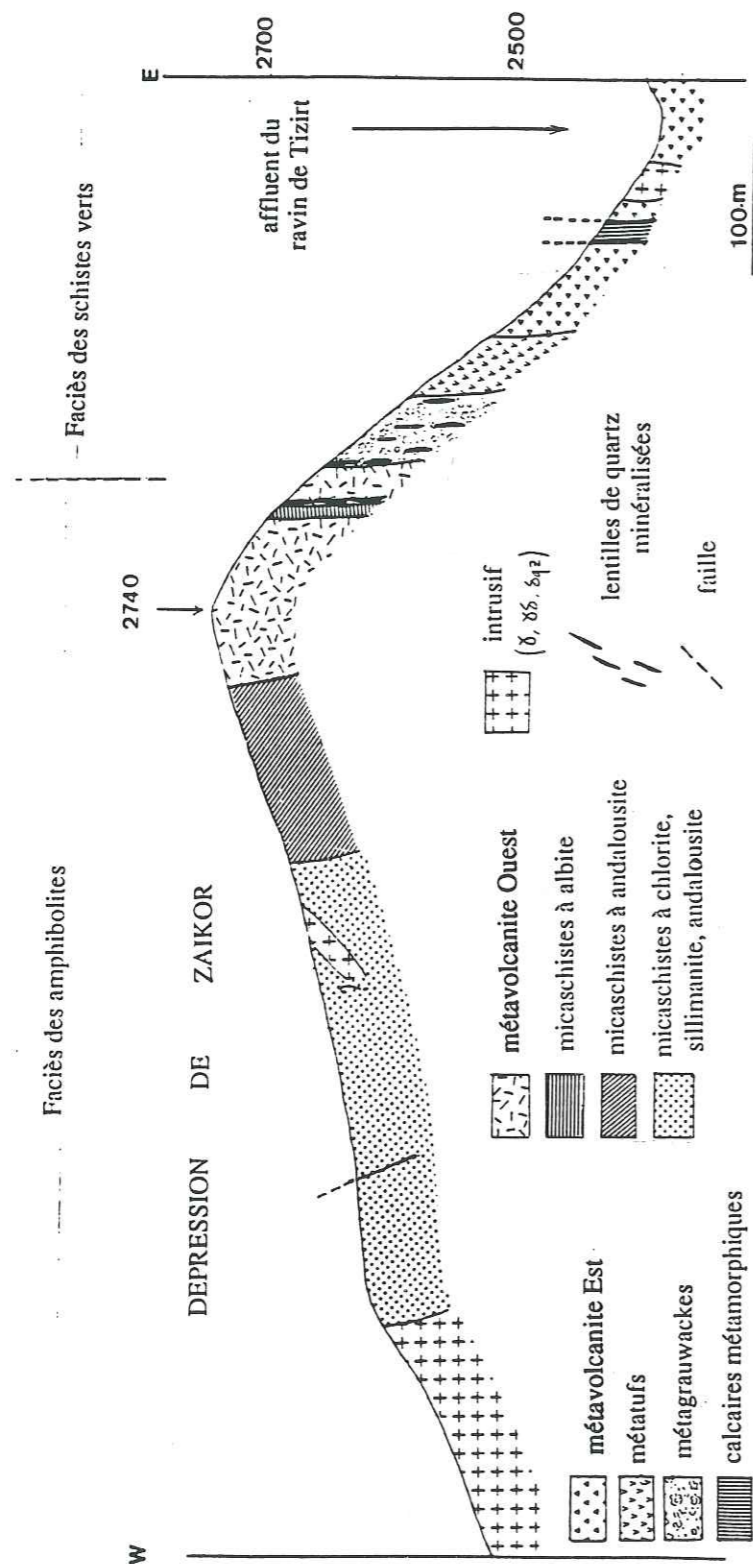


Fig 41 : Coupe W-E dans l'unité de Zaïkor montrant les relations entre la minéralisation aurifère et son encaissant.

L'andalousite, sous forme de porphyroblastes d'environ 1 mm, est rare et elle est en voie de transformation.

IV.4.3.2.2. Micaschiste à andalousite e : OK 70 (Photo 1, Pl. X)

Texture : poeciloblastique.

Minéralogie : andalousite, quartz, biotite, muscovite, tourmaline et opaques.

Le fond de la roche est composé d'un assemblage de fines paillettes de muscovite et biotite sur un fond quartzeux. Les poeciloblastes d'andalousite d'environ 1 mm sont syn- à post-cinématiques. Leurs inclusions hélicitiques attestent de l'existence d'un régime de déformation à composante cisailante (décrochement senestre). Les bords externes de certaines andalousites ont poussé statiquement sur la schistosité externe, englobant ainsi de fines paillettes de muscovite et de biotite. Ces observations montrent la contemporanéité du plutonisme et de l'évènement tectonométamorphique hercynien. Elles montrent aussi que l'évènement thermique provoqué par l'intrusion du pluton du Tichka a continué d'exercer son effet après la phase majeure de compression hercynienne qui a affecté la base du Cambrien inférieur.

Ce micaschiste à andalousite montre aussi que la compression hercynienne de direction régionale NW-SE est accompagnée, dans le cas du Tichka et plus particulièrement dans l'unité de Zaïkor, d'une composante cisailante.

IV.4.3.2.3. Métavolcanite ouest, e : OK 68, OK 34, OK 36, OK 61, A G29, 87 I

Minéralogie : quartz, plagioclase, biotite, amphibole, chlorite, séricite, épidote, zircon, apatite et opaques.

Cette métavolcanite est constituée d'un fond quartzeux très finement recristallisé dans lequel sont noyées les autres espèces minérales. L'amphibole est une hornblende verte et elle est très abondante dans l'échantillon OK 68. Ce faciès est traversé par des filonnets millimétriques de quartz auquel est associée la hornblende (Photo 2, Pl. X). La métavolcanite contient parfois des fragments de lave en voie de recristallisation, rappelant ainsi la structure d'un métatuf.

Les clastes de plagioclase (il s'agit d'une andésine, An 30-35) sont plus ou moins altérés et fracturés; leurs dimensions peuvent atteindre 3 mm environ. Les plagioclases peuvent se présenter sous forme d'agrégats polycristallins de 3 ou 4 individus, aux bords déchiquetés; ces clastes admettent par endroits des macles fusiformes. La biotite automorphe peut être, soit de petite taille dispersée dans la matrice, soit rassemblée en paquets dessinant par endroits les plans grossiers

de la schistosité. La séricite peut être très abondante, donnant lieu à des roches leucocrates sur le fond desquelles se détachent des porphyroclastes de plagioclases (e 87 I).

Dans les échantillons qui proviennent des épontes de la minéralisation aurifère, on note l'abondance d'opagues (magnétite et sulfures).

IV.4.3.2.4. Micaschiste à albite ; e : OK 58 (Photo 4, Pl. X).

Affleurant au sein de la métavolcanite ci-dessus, ce faciès constitue une lentille d'environ 200 m de long sur 4 à 6 m de large.

Texture : poeciloblastique.

Minéralogie : biotite, muscovite, quartz, albite, zircon et opagues.

Le fond de la roche est constitué par un feutrage de phyllites finement cristallisées (biotite et muscovite) et des petits cristaux de quartz. Les poeciloblastes d'albite sont le plus souvent altérés en quartz et parfois en quartz et calcite (altération hydrothermale). Les bords de ces porphyroblastes sont plus ou moins arrondis; leur grand axe est incliné de 40 à 50° sur le plan de la schistosité. Le plus souvent aussi les queues de cristallisation sont dissymétriques. Tous ces faits témoignent d'une rotation de ces cristaux de plagioclases antécinématiques.

IV.4.3.2.5. Métagrauwackes e : OK g 1, OK 52 et OK 38

Cette roche forme le toit de la caisse moyenne minéralisée.

Texture : granoblastique.

Minéralogie : quartz, muscovite, biotite, chlorite, séricite, feldspaths, épidote, zircon et opagues.

Le quartz se présente sous trois aspects dans ces métagrauwackes. Le quartz de la matrice très finement cristallisé formant la totalité de la roche. Le quartz d'altération des feldspaths (?) est xénomorphe et est associé à la séricite. Le troisième aspect est celui du quartz filonien; ces filonnets millimétriques qui traversent cette roche peuvent contenir des sulfures et/ou de la chlorite et de l'épidote. (Photo 3, Pl. X). La muscovite se présente sous forme de fines paillettes très allongées tapissant la totalité de ce faciès ou sous forme de cristaux automorphes d'environ 100 µm de long, groupés en amas et associés parfois à la biotite qui est très rare dans cette roche et qui est plus ou moins chloritisée. La biotite et la muscovite dessinent un feutrage grossièrement parallèle à la schistosité. Ces deux espèces minérales peuvent se présenter en inclusions très fines dans les cristaux de

feldspaths (?) altérés. La chlorite est aussi sous forme de filonnets traversant ce faciès. Dans ce cas elle est associée aux épidotes, au quartz et aux sulfures. Le feldspath (?) se présente sous forme de phénocristaux altérés. La séricite peut être très abondante et tapisser toute la masse de la roche, surtout au contact de la minéralisation aurifère. Elle peut se présenter aussi sous forme de cordons (lits) subparallèles à la schistosité régionale. Les opagues (sulfures et magnétite) sont très abondants aux épontes de la minéralisation. Les épidotes sont associés au filonnets quartzeux; il s'agit de pistachite et de clinzoïsite.

IV.4.3.2.6. Calcaire silicaté rubané, e : OK 69

Cette formation carbonatée affleure au Sud de la faille d'Oukilal, et vient coiffer l'unité de Zaïkor

Minéralogie : calcite, quartz, biotite, chlorite, diopside, trémolite, pistachite et opagues.

Cette roche contient des rubans millimétriques riches en quartz, chlorite et biotite. Ces rubans peuvent être discontinus et se biseautent à l'intérieur de la calcite largement cristallisée. Dans les rubans, la biotite est très finement cristallisée et elle est plus ou moins remplacée par la chlorite. Ces phyllites sont parallèles aux grands axes de rubans, eux-mêmes parallèles à la schistosité régionale. Les cristaux de diopside sont xénomorphes et peuvent atteindre 1,7 mm de long; ils sont poeciloblastiques et contiennent des inclusions de quartz de calcite d'épidote, etc... D'autres cristaux de diopside sont de très faible taille et sont subautomorphes. L'amphibole est très rare; il s'agit de trémolite sous forme de fines aiguilles associées au pyroxène. Le quartz se présente sous forme de plages polycristallines associées aux lits très riches en diopside. La calcite est soit microcristalline, soit largement cristallisée suivant les rubans rencontrés dans cette roche. On note la présence de pistachite et d'opagues dans ces calcaires.

Vu leur paragenèse, il est évident que ces calcaires sont impurs. Le diopside y a probablement pris naissance à partir d'une réaction du type :



Pour une pression de 1 kbar, la température à l'équilibre de cette réaction est de l'ordre de 500 °C (cf. métamorphisme).

IV.4.3.2.7. Micaschiste à chlorite et calcite, e : J 6.

Ce faciès affleure au sein des calcaires métamorphiques.

Texture : granoblastique.

Minéralogie : quartz, chlorite, calcite, feldspath, épidote, zircon et opaques.

La roche est composée essentiellement de quartz finement cristallisé. Cette matrice quartzuse contient des cristaux plus ou moins altérés de feldspath. Elle est tapissée de chlorite très finement cristallisée dont les paillettes sont parallèles au plan de la schistosité régionale. La calcite qui est très abondante se présente soit sous forme de cristaux isolés dans la masse quartzuse, soit en filonnets recoupant ce micaschiste. La présence de cette calcite témoigne d'un phénomène de métasomatose qui avait affecté la roche. La pistachite, le zircon et les opaques forment les phases accessoires dans cette roche d'origine sédimentaire.

IV.4.3.2.8. Micaschiste à biotite et chlorite ; e : J 1.

Texture : granoblastique.

Minéralogie : quartz, biotite, chlorite, épidote, tourmaline, muscovite, séricite et opaques.

Le quartz est xénomorphe et constitue l'essentiel de la roche. Viennent s'y ajouter la biotite sous forme de paillettes automorphes parallèles à S_1 et qui est partiellement transformée en chlorite. La chlorite peut se présenter sous forme cryptocristalline formant par endroits des plages poecilites. La muscovite et la séricite sont très rares. Des fantômes de porphyroblastes sont remplacés par un assemblage de chlorite, séricite et quartz; il pourrait s'agir de cristaux de cordiérite (?) déstabilisés. De rares cristaux de feldspath, pistachite, tourmaline apparaissent aussi dans ce faciès.

IV.4.3.2.9. Métavolcanite est; e : J 13, J 19, 87 B.

Cette roche affleure à l'Est de l'unité de Zaïkor.

Texture : grano-nématoblastique à tendance porphyrique.

Minéralogie : plagioclase, quartz, biotite, chlorite, muscovite, feldspath potassique, tourmaline, épidote, séricite, apatite et opaques.

La trame de la roche est constituée de quartz granoblastique. La schistosité orientée N20 est dessinée par la biotite, la chlorite et la muscovite. Toutes ces espèces micacées sont automorphes. Certaines paillettes de muscovite statique sont perpendiculaires au plan de la schistosité. Les porphyroblastes antécinématiques de plagioclases sont plus ou moins altérés et contiennent des

inclusions de biotite, chlorite, opaque, muscovite, etc... La taille de ces plagioclases peut atteindre 1,2 mm; ils sont plus ou moins moulés par la schistosité. De rares cristaux de feldspath potassique se rencontrent dans ce faciès. L'apatite est bien développée et peut atteindre 1 mm de long. La tourmaline est abondante dans cette roche de même que les opaques qui ont leur grand axe parallèle au plan de la schistosité. Cette métavolcanite supérieure diffère de la métavolcanite inférieure par l'absence d'amphibole, l'abondance de muscovite et de biotite et par la schistosité très apparente.

IV.2.3.2.10. Micaschiste à andalousite, muscovite et chlorite ; e : J 5.

Ce faciès est situé au prolongement Nord de la métavolcanite inférieure. Il est intrudé par des coupoles de l'apophyse de Mawas.

Texture : nématoblastique à tendance porphyrique.

Minéralogie : muscovite, chlorite, biotite, andalousite, quartz, séricite, tourmaline, épidote et opaques.

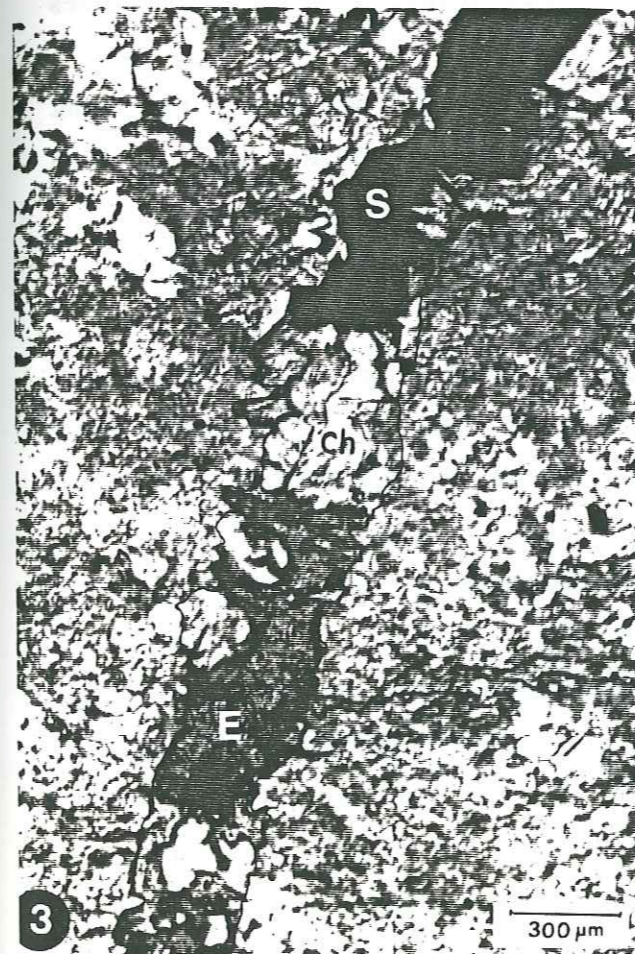
La muscovite sont les espèces minérales les plus abondantes. Leurs cristaux se présentent sous forme de prismes très allongés et orientés parallèlement au plan de la schistosité. La presque totalité de la biotite est pseudomorphosée par la chlorite. Le quartz est faiblement représenté dans cette roche. L'andalousite forme des plages globuleuses plus ou moins altérées en séricite et qui contiennent des inclusions de muscovite, de quartz ainsi que d'autres inclusions opaques. La tourmaline est abondante dans ce faciès. La pistachite est très rare, elle peut se présenter en inclusions dans la chlorite.

IV.3.3.2.11. Conclusion

- L'unité de Zaïkor est formée d'une série volcano-détritique, qui a été le siège de transformations lors des événements géologiques qui l'ont affectée.
- L'événement tectono-métamorphique de type BP-HT était synchrone de la mise en place du complexe intrusif du Tichka.
- Ce métamorphisme est caractérisé par la sillimanite et l'andalousite.
- Un épisode d'altération hydrothermale ayant affecté l'unité de Zaïkor est schématisé par l'apparition des filonnets quartzo-chloriteux et/ou quartzo-amphiboliques, localisés surtout autour des lentilles de quartz aurifères et par la chloritisation de la biotite.
- Cette étude a montré aussi que les lentilles de quartz aurifère sont situées à la limite entre faciès amphibolique et le faciès schistes verts. Cette limite pourrait indiquer l'ordre de température de la mise en place des lentilles minéralisées en or..

Pl. X

- Photo 1 : Andalousite rotationnelle syn- à post-cinématique montrant le synchronisme entre cisaillement ductile sénestre ayant affecté l'unité de Zaïkor et le flux thermique associé à la mise en place du complexe intrusif du Tichka. (micaschiste à andalousite, région d'Oukilal) L.P.A.
- Photo 2 : Filonnet quartzo-amphibolique traversant la métavolcanite inférieure de la région d'Oukilal . L.P.
- Photo 3 : Filonnet à chlorite (Ch), épidote (E) et sulfures (S) traversant la métagrauwacke encaissant immédiat de la caisse moyenne (indice aurifère d'Oukilal). Le fond de la roche est très riche en séricite et chlorite. L.P.
- Photo 4 : Albite rotationnelle anté-cinématique. Remarquer les bords arrondis et les cassures ayant affecté ce plagioclase sous l'effet de la compression avec une composante cisailante. L.P.A



- L'unité de Zaïkor a subi une déformation avec une composante cisailante attestée par les andalousites rotationnelles et par le décrochement des filons microgrenus orientés EW.

IV.4.4. Gîtologie

L'indice aurifère d'Oukilal est composé de quatre faisceaux de lentilles quartzéuses subparallèles à la schistosité régionale. D'Ouest en Est ces faisceaux sont appelés: caisse Nord, caisse moyenne, caisse intermédiaire et caisse Sud. Elles sont développées sur une longueur d'environ 120 m. La caisse Nord et la caisse moyenne sont les plus importantes et leur épaisseur dépasse rarement 1 m (Fig. 42).

Les faisceaux sont composés par un ensemble de lentilles quartzéuses discontinues en surface et en profondeur. Leur direction est NNE-SSW; elles sont subverticales et recoupées par des filons acides à intermédiaires de roches plutoniques microgrenues. Le remplissage est surtout quartzéux (quartz blanc laiteux ou quartz ferrugineux), parfois le remplissage se fait par du quartz rubané avec des oxydes de fer intercalés entre les lits quartzéux; le quartz de la gangue contient parfois des paillettes de chlorite, muscovite et tourmaline.

Une nette altération hydrothermale caractérisée par la présence abondante de séricite apparaît aux épontes des lentilles quartzéuses. Ces «filons» quartzéux ont parfois une allure sinueuse (caisse Nord) (voir Photo 2, Pl. XI), et dans ce cas leur épaisseur n'excède pas 5 cm.

La minéralisation sulfurée se présente sous forme d'amas dans le quartz ou en fissures secondaires ayant affecté celui-ci.

Les caisses quartzéuses minéralisées sont encaissées dans les terrains qui à l'origine étaient volcaniques et/ou sédimentaires. La caisse Nord est située entre la barre des micaschistes à albite et la métavolcanite inférieure, tandis que la caisse moyenne apparaît entre la métavolcanite inférieure et les métagrauwackes. (Photo 1, Pl. XI).

La caisse intermédiaire est encaissée dans les métagrauwackes et enfin la caisse Sud entre les métagrauwackes et les métatufs à éléments laviques très étirés.

Compte tenu de ce que le pendage général de la série encaissante ainsi que sa direction et sa schistosité sont identiques à celui des filons aurifères, on pourrait penser à priori qu'il s'agisse là d'un gîte stratiforme. Mais sachant que l'unité de Zaïkor est affectée d'un cisaillement sénestre, les fentes d'ouverture vont apparaître dans les zones de faiblesse qui sont les plans de stratification et, dans ce cas, ces fentes constitueraient un piège favorable pour une minéralisation sulfurée d'origine hydrothermale.

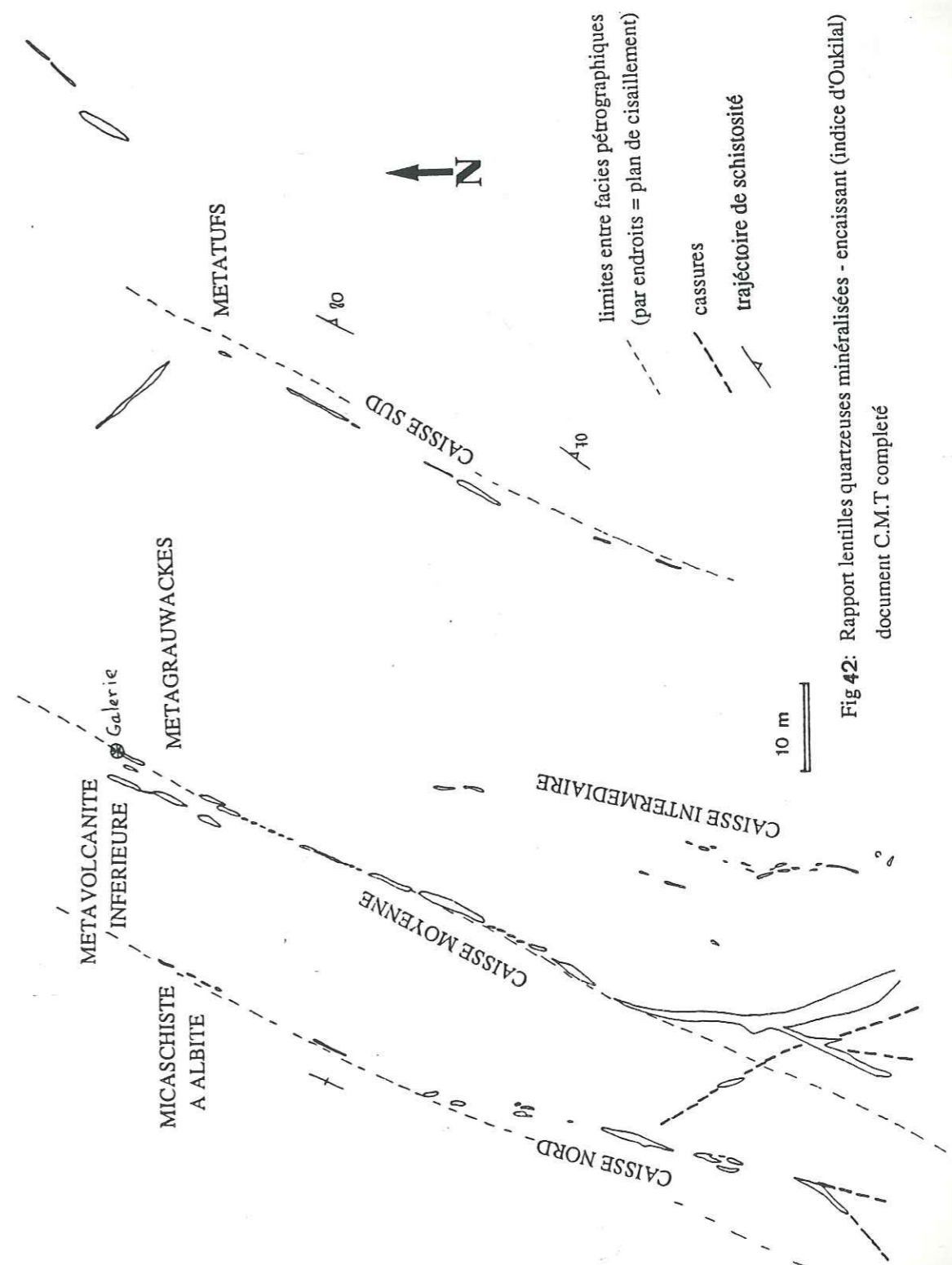
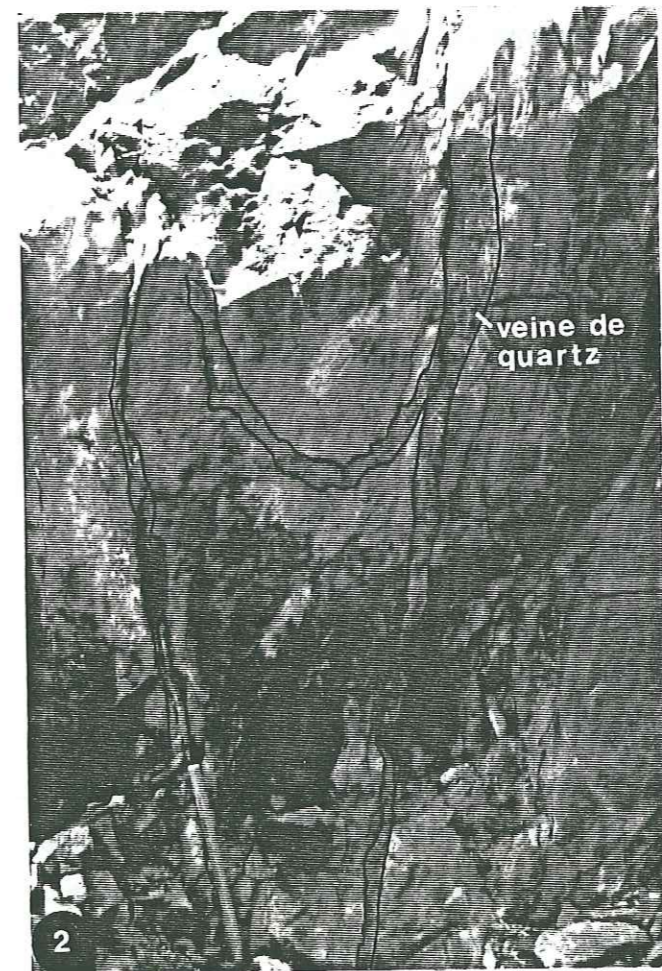
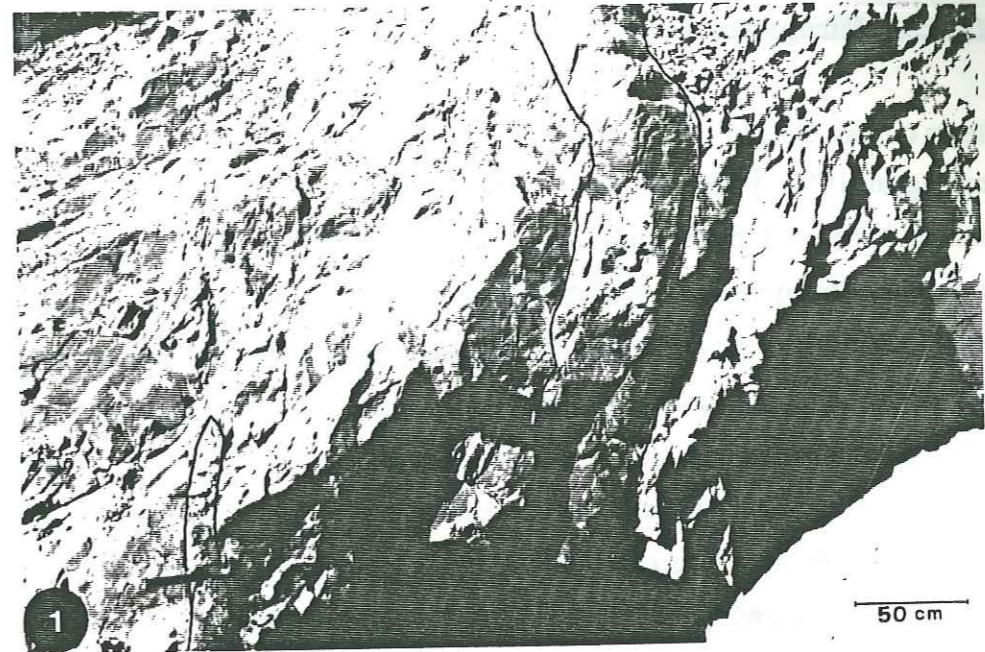


Fig 42: Rapport lentilles quartzéuses minéralisées - encaissant (indice d'Oukilal) document C.M.T complété

Pl. XI

Photo 1 : Aspect de la veine minéralisée et début de la galerie sur la caisse moyenne (indice aurifère d'Oukilal)

Photo 2 : Allure de veine quartzuse encaissée dans une métavolcanite (caisse Nord indice aurifère d'Oukilal).



IV.4.5. Métallographie

IV.4.5.1. Paragenèse

Les auteurs qui ont étudié cette minéralisation (Termier et al., 1977; Bizard et Ziegler, 1955; Agard et Permingeat, 1952; Fauvelet, 1948; Clariond, 1938 et Alnikine, 1932) ont reconnu sept espèces minérales (mispickel, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, blende, galène et or natif).

Un examen plus détaillé nous a montré l'existence d'autres sulfures et élément natif; nous avons ainsi découvert : le bismuth natif, la löllingite (Fe As_2), la maldonite ($\text{Au}_2 \text{Bi}$), des sulfotellurures de bismuth et plomb et finalement un sulfure d'or et de bismuth. Le bismuth natif est l'espèce la plus abondante parmi les minéraux à bismuth.

Mispickel : Il se présente en amas polycristallins ou en cristaux idiomorphes noyés dans le quartz; il contient des inclusions de pyrrhotite, chalcopryrite et löllingite. Les cristaux du mispickel sont très fracturés et quelquefois cimentés par la pyrite et/ou la pyrrhotite. Photo 1, 2, Pl. XII.

Pyrrhotite : en agrégats xénomorphes. La pyrrhotite arrive à dominer toutes les autres espèces minérales, par endroits sur la caisse moyenne. Cette pyrrhotite présente des figures d'altération (birds eyes structures, Photo 3, Pl. XII). Par endroits elle est entièrement transformée en pyrite. La pyrrhotite se présente en inclusions dans le mispickel ou en flammèches dans celui-ci. (Photo 4, Pl. XII). Ce dernier cas de figure indique que le mispickel est en équilibre avec cette pyrrhotite qu'on va appeler pyrrhotite primaire et qui est différente de la pyrrhotite secondaire : cette dernière en effet emballe les cristaux de mispickel fracturés qui représentent la première cristallisation d'espèce sulfurée. On verra plus loin que ces figures d'équilibre permettent d'avoir une idée sur la température de dépôt des mispickels.

Pyrite : Elle se présente en cristaux isolés idiomorphes dans le quartz ou en filonnets traversant le mispickel (Photo 1, Pl. XIII); elle apparaît aussi sous forme de cordon au sein des pyrrhotites déstabilisées (pyritisation de la pyrrhotite) (Photo 3, Pl. XII). La pyrite est postérieure au mispickel dont elle emballe certains fragments (Photo 1, Pl. XII).

Chalcopryrite : Elle se présente en petites plages xénomorphes dans le quartz ou dans toutes les autres espèces; elle se présente aussi en filonnets cimentant les autres espèces sulfurées (Photo 2, Pl. XIII). Elle peut former aussi des filonnets tardifs en association avec le bismuth natif et la bismuthinite; de ce fait la chalcopryrite est postérieure à tous les autres sulfures.

Galène : Elle a été mentionnée par les auteurs qui ont étudié cet indice. Nous l'avons rencontrée une seule fois dans nos échantillons. (Photo 3, Pl. XIII).

Blende : Elle est très rare également et se présente en cristaux isolés dans le quartz ou en filonnets

recoupant les sulfures majeurs (Photo 4, Pl. XIII).

Löllingite (Fe As_2) : Au cours de cette étude nous avons rencontré deux inclusions de löllingite dans des cristaux de mispickel (éch OK 47). Les analyses correspondantes effectuées à la microsonde sont données dans le tableau XV.

Les minéraux d'or

Or natif : Il a été déjà rencontré dans cette minéralisation; Fauvelet (1948) a trouvé une mouche d'or dans une fissure d'un cristal de mispickel; l'échantillon provenait de la partie sud de la caisse moyenne. Termier et al. (1977) ont trouvé des granules d'or natif au contact de plages de pyrrhotite incluses dans le mispickel et au contact de filonnets de chalcopryrite-mispickel (la chalcopryrite étant postérieure au mispickel).

L'étude métallographique que nous avons effectuée et qui porte sur des échantillons provenant des caisses Nord et moyenne nous a permis de vérifier ces observations et de les compléter. A cette occasion nous avons trouvé effectivement des grains d'or d'environ 30 à 70 μm dans des cristaux de mispickel; ces derniers sont généralement fracturés. Nous avons trouvé aussi des grains d'or du même ordre de grandeur dans la pyrite \pm fracturée, dans les fissures de mispickel comblées par la chalcopryrite, mais aussi des grains d'or d'environ 20 μm libres ou liés au bismuth (Photo 1, 2 Pl. XIV), dans les fractures secondaires du quartz de la gangue ou entre les cristaux de quartz (Photo 3, Pl. XIV et Photo 2, Pl. XV). Ces observations permettent de faire la remarque suivante : la situation de cet or exprimé pourrait être en relation avec un phénomène tardif (remobilisation). Dans la mesure où, comme nous le verrons plus loin, le mispickel et la pyrrhotite sont aurifères, l'or pourrait provenir de ces sulfures.

Maldonite ($\text{Au}_2 \text{Bi}$) : Ce minéral est observé pour la première fois dans ce gisement. Il se présente en association avec le bismuth natif, avec un sulfure d'or - bismuth - plomb et avec d'autres tellurures (Photo 1, Pl. XV).

Sulfure d'or bismuth et plomb : Un sulfure d'or, bismuth et plomb a déjà été signalé dans la littérature (Dobosi et al., 1989). Un sulfure d'or et bismuth de composition $\text{Au Bi}_5 \text{S}_4$ a été mentionné par Picot (Colloque PIRSEM, Montpellier 1986). Ce minéral a été observé dans le filon de la petite Faye, en association avec l'or libre et des minéraux du bismuth. Sa présence indique une élévation de la fugacité en soufre. Il a été découvert aussi à la Routière (Vendée) puis à Rosende (Nord Portugal) (Picot et al., 1988), mais n'a pu faire l'objet d'une description cristallographique à cause de l'exiguïté des plages. J. Reyx (communication personnelle) qui l'a également observé dans plusieurs indices aurifères, signale qu'il contient aussi des traces de Pb.

Ce même sulfure d'Au et Bi a été observé dans la mine de Tsugahira au SW du Japon par Hamasaki et al. (1986). Dans cette mine le minéral a été découvert dans des veines de quartz à tourmaline minéralisées en Au, Bi et W.

Dobosi et al. (1989) ont observé au Nord de la Hongrie un sulfure d'Au, Bi et Pb. Ce sulfure d'Au-Bi-Pb appartient au stade tardif de la minéralisation en Hongrie de même que celui qui a été observé au Japon. La situation paragenétique du sulfure d'Au-Bi-Pb d'Oukilal est semblable à celle des deux autres mines, à savoir le caractère tardif de celui-ci, de même que les éléments métalliques mis en jeu (Te, Bi, Pb, Au).

Les analyses à la microsonde que nous avons effectuées sur le sulfure d'Au-Bi et Pb sont données dans le tableau IX ci-dessous. A titre de comparaison, nous avons joint les 2 analyses obtenues sur le sulfure d'Au-Bi-Pb obtenues par Dobosi et al. (1989) et celles obtenues par Hamasaki et al. (1986). Nous constatons à partir de ce tableau que le sulfure d'Au-Bi-Pb d'Oukilal contient jusqu'à 7 % de Pb comme dans celui qui a été décrit par les autres auteurs (Dobosi et al., 1989). Nous pensons que le sulfure d'Au-Bi-Pb correspondrait à une solution solide dans laquelle le Pb peut être substitué au Bi.

Pourcentage en poids									
Sulfure d'Au-Bi d'Oukilal	Japan					Hongrie			
	Hamasaki et al (1986)					Dobosi et al. (1989)			
	1	2	3	4	5	1	2	1	2
Au	13.95	13.64	13.99	13.81	14.17	15.36	15.48	14.81	14.87
Bi	67.90	67.94	69.08	68.05	68.12	75.31	75.48	68.39	71.11
S	9.91	9.85	9.91	10.04	9.82	9.41	9.40	9.81	9.75
Pb	7.51	7.93	6.27	7.67	7.52	n.d	n.d	5.95	9.75
Te	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	n.d	n.d	n.d	n.d
Se	0.03	-	-	0.05	0.03	n.d	n.d	n.d	n.d
Ag	-	-	0.02	-	0.02	n.d	n.d	0.12	0.28
Total	99.33	99.38	99.30	99.64	99.72	100.11	100.07	99.08	100.32

Proportions atomiques							
	1	2	3	4	5	1	2
Au	9.55	9.36	9.58	9.40	9.70	1.06	1.07
Bi	43.80	43.92	44.57	43.61	43.97	4.93	4.92
S	41.67	41.51	41.71	41.93	41.31	4.01	4.01
Pb	4.89	5.18	4.08	4.96	4.90	--	--
Te	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	-	-
Se	0.05	0.01	-	0.08	0.05	-	-
Ag	--	--	0.03	--	0.03	-	-

Tableau IX : Analyses à la microsonde du sulfure d'Au-Bi-Pb de l'indice d'Oukilal (analyste; N. Valignat, INPG)

Dans ce cas, et en se référant à la formule $Au Bi_5 S_4$ donnée par Picot et al. (1988) Hamasaki et al. (1986), Dobosi et al. (1989), la formule de notre sulfure découvert à Oukilal est $Au (Bi, Pb)_5 S_4$. Par sa teneur élevée en Pb ce sulfure correspondrait à une nouvelle espèce minérale faisant partie d'un groupe non homologué. Des études sont en cours sur cette nouvelle espèce minérale qui a un pouvoir réflecteur proche de celui de la bismuthinite et qui est anisotrope avec des teintes rougeâtres caractéristiques.

Dans le cas d'Oukilal ce sulfure d'Au-Bi-Pb est associé à des éléments natifs (Bi, Au) et à des minéraux à Bi, Te et Au (joséite B ($Bi_{4-x} Te_{2+x} S$); bismuthinite ($Bi_2 S_3$); maldonite ($Au_2 Bi$); et un sulfotellurure de Bi dont la formule structurale est proche de la grünlingite ($Bi_4 TeS_3$). Voir Photo 1, Pl. XV et Pl. XVI.

Joséite B ($Bi_{4-x} Te_{2+x} S$). Photo 1, Pl. XV.

Ce minéral se présente en lamelles. Il est inclus dans le bismuth et associé aux autres minéraux du Bi et Te. L'analyse de cette joséite B est donnée dans le tableau X ci-dessous.

% en poids			
	1	2	3
Bi	74.68	75.36	74.95
Te	21.06	19.71	20.73
S	2.97	3.18	3.07
Pb	0.03	0.31	0.18
Se	0.04	0.05	0.04
Total	98.78	98.61	98.97

Tableau X : Analyse à la microsonde de la Joséite B incluse dans du Bi natif

Sulfotellurure de Bi : Photo 3, Pl. XV.

Cette espèce se présente en petites inclusions dans le sulfure d'Au-Bi-Pb, ou entre les cristaux de quartz. Elle est associée aux autres espèces minérales à Bi, Te. Quatre analyses de ce sulfotellurure sont données dans le tableau XI, ci-dessous.

% en poids				
	1	2	3	4
Bi	80.56	81.50	80.94	79.80
Te	11.20	11.17	11.22	11.48
S	6.91	6.92	6.83	6.78
Pb	0.83	0.68	0.73	0.83
Se	0.02	0.03	0.03	0.02
Total	99.52	100.30	99.75	98.71

Tableau XI : Analyse à la microsonde du sulfotellurure de Bi d'Oukilal (analyste N. Valignat, INPG)

Bismuth natif :

C'est l'espèce minérale la plus abondante par rapport aux autres minéraux de tellure et bismuth. Il se présente en grains isolés dans la masse quartzeuse ou dans des sulfures primaires (mispickel); il peut former des chapelets autour des grains de quartz (Photo 1, Pl. XIV) ou remplir des fissures secondaires ayant affecté celui-ci. Le bismuth peut se présenter aussi en inclusions dans la bismuthinite (Photo 4, Pl. XV). Les cristaux du bismuth peuvent contenir des grains d'or natif (Photo 1, Pl. XIV); lorsque ses plages sont assez grandes il contient en inclusions; la maldonite, la tellurobismuthite, le sulfure d'or et bismuth et des cristaux de mispickel secondaires idiomorphes contenant des inclusions concentriques de bismuth (Photo 1, Pl. XV). Le bismuth natif associé à l'or et aux minéraux de tellure et bismuth ainsi qu'aux filonnets de chalcopryrite paraît être la dernière manifestation minéralisante dans le cas de l'indice d'Oukilal.

-Remarque : le bismuth est généralement lié aux intrusions acides; dans notre cas le complexe intrusif du Tichka serait à l'origine de cet élément.

Sulfure de bismuth : Photo 2, 3, Pl. XVII et Photo 1, Pl. XVI.

Il se présente sous forme de plages xénomorphes et occupe une position intergranulaire dans la gangue ou dans les fissures secondaires qui ont affecté le quartz. Ce sulfure contient des inclusions de bismuth natif, de l'or peu argentifère (12 à 17% Ag, analysé à la microsonde) et de la joséite B. Ce sulfure de bismuth peut contenir jusqu'à 3% de Pb (voir tableau ci dessous). Il peut contenir du Cu (jusqu'à 2%). Sa formule structurale est $Cu_{0.04}Pb_{0.29}Bi_{11.02}S_{17.82}$; on constate que cette formule s'approche de celle de la pékoïte ($CuPbBi_{11}S_{18}$) avec toutefois un léger déficit en Cu et Pb. On retrouve là une espèce où interviennent certains des éléments métalliques du stade tardif de la minéralisation d'Oukilal.

% en poids						
	1	2	3	4	5	6
Bi	78.40	79.33	76.67	78.22	77.99	78.10
Cu	0.05	0.01	0.20	0.12	0.11	0.08
Pb	1.82	0.74	3.22	2.26	2.18	2.03
S	19.45	19.32	19.34	19.33	19.45	19.50
Total	99.72	99.40	99.43	99.96	99.73	99.71

Un sulfure de Bi et Pb a été rencontré en inclusions dans le sulfotellurure de Bi ci-dessus (Photo 1, Pl. XVI). Cette espèce contient jusqu'à 37% de Pb (voir tableau ci dessous) et contient aussi un peu d'argent. Sa formule structurale est $Ag_{0.02}Bi_{7.76}Pb_{6.45}S_3$.

% en poids						
	Te	Bi	Ag	Pb	S	Total
1	0.08	44.54	0.11	37.34	16.92	98.99
2	0.07	43.73	0.10	36.24	17.13	97.27

IV.4.5.2. Conclusion

- La minéralisation d'Oukilal paraît s'être effectuée en plusieurs stades:
- Venue du mispickel avec pyrrhotite I peu abondante.
 - Fracturation bien visible sur le mispickel.
 - Venue de pyrrhotite II (plus abondante que la pyrrhotite I) et de pyrite I cimentant les cristaux de la première phase.
 - Altération hydrothermale de la pyrrhotite donnant lieu à la pyrite II.
 - Remobilisation de l'or, initialement contenu dans les principaux sulfures (mispickel et pyrrhotite). Cet or va s'associer au bismuth au tellure et à un peu de plomb lors de la mise en place d'une phase tardive à chalcopryrite.

La nouvelle espèce $Au(Bi, Pb)_3S_4$ prendrait alors naissance lors de cette dernière phase sous des conditions physico-chimiques qui restent à déterminer.

IV.4.6. GEOCHIMIE DE LA MINERALISATION

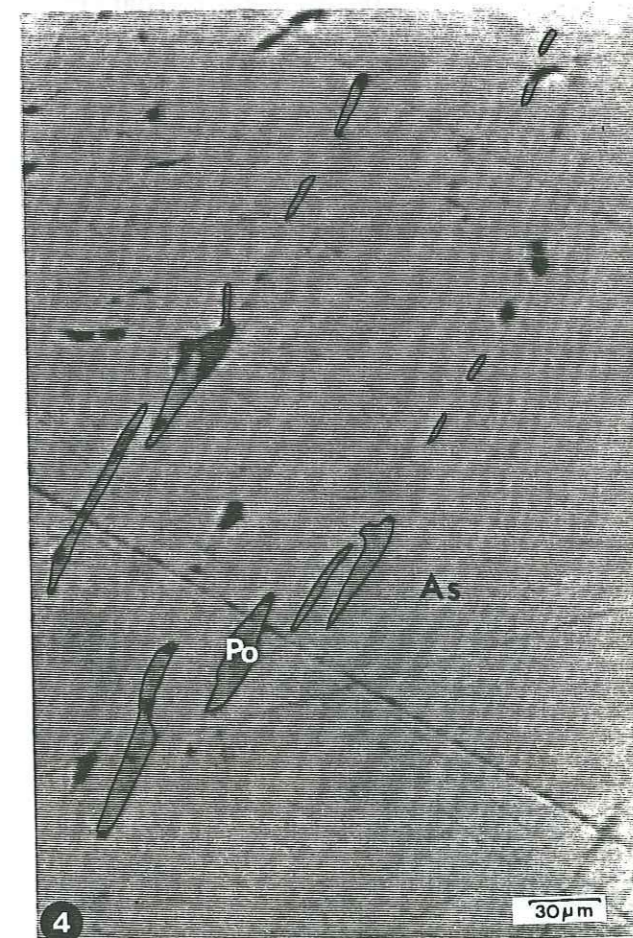
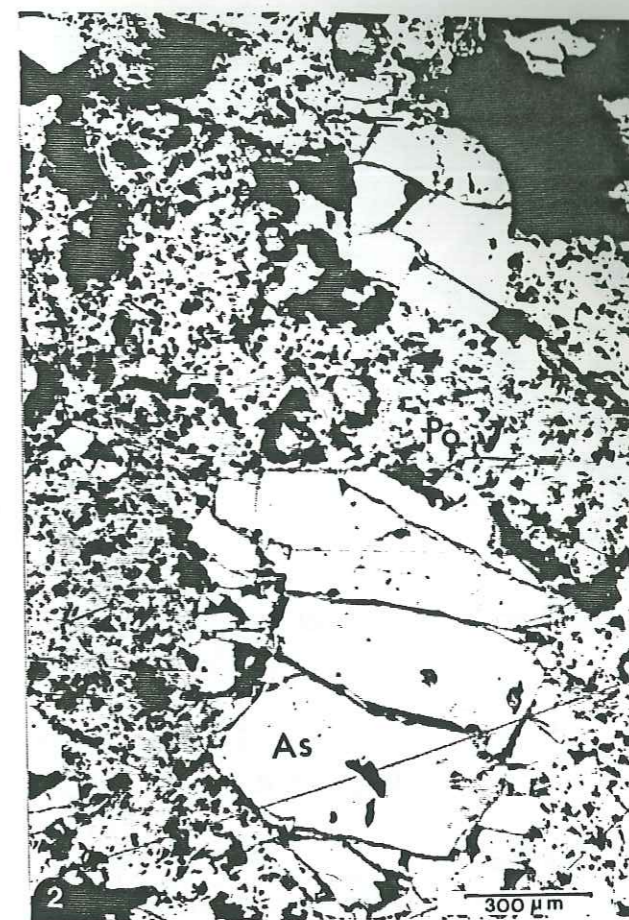
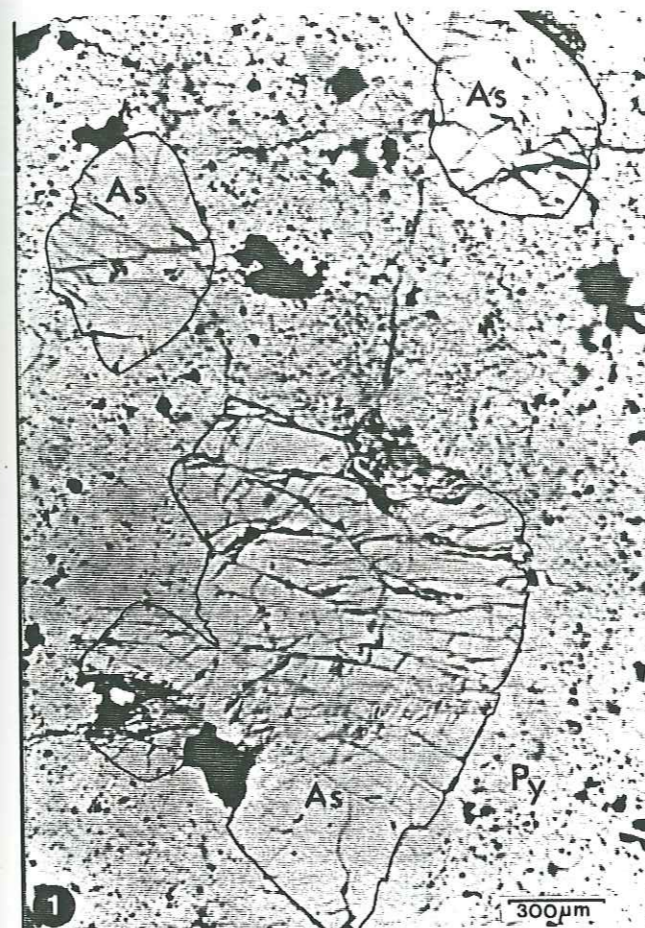
IV.4.6.1. Résultats analytiques sur l'ensemble de la minéralisation

Les premiers résultats sur l'indice d'Oukilal datent de 1932 (Alnikine). Ces résultats analytiques sont consignés dans le tableau XII suivant. Il s'agit d'analyses sur roche totale mais le lieu exact

Pl. XII

Indice aurifère d'Oukilal

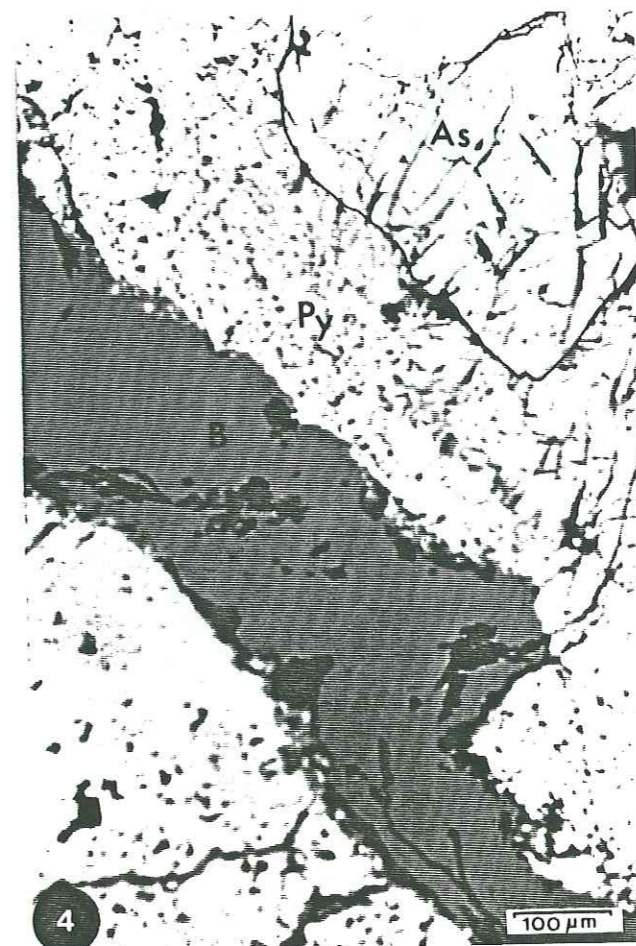
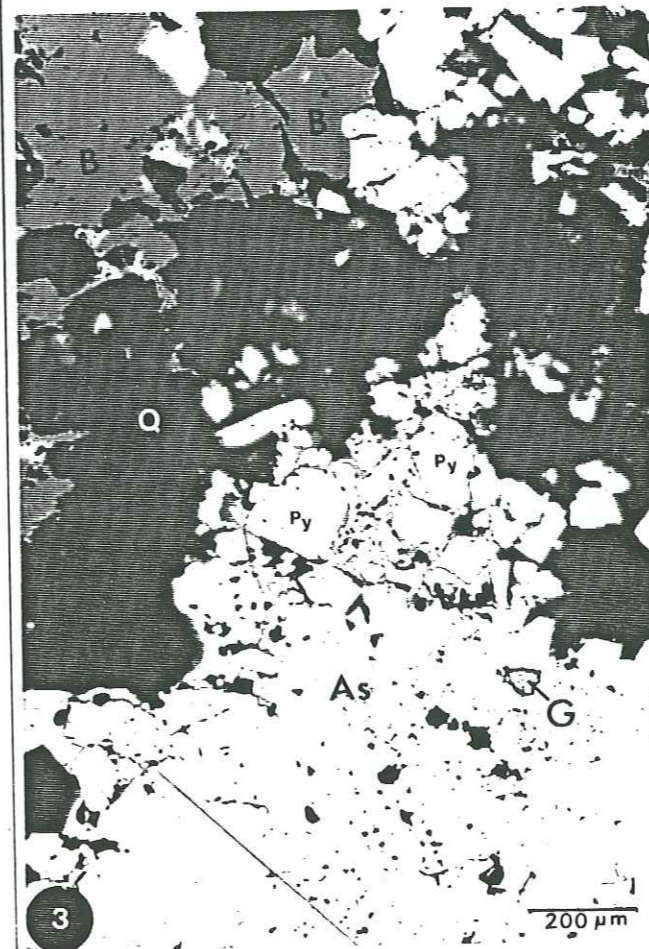
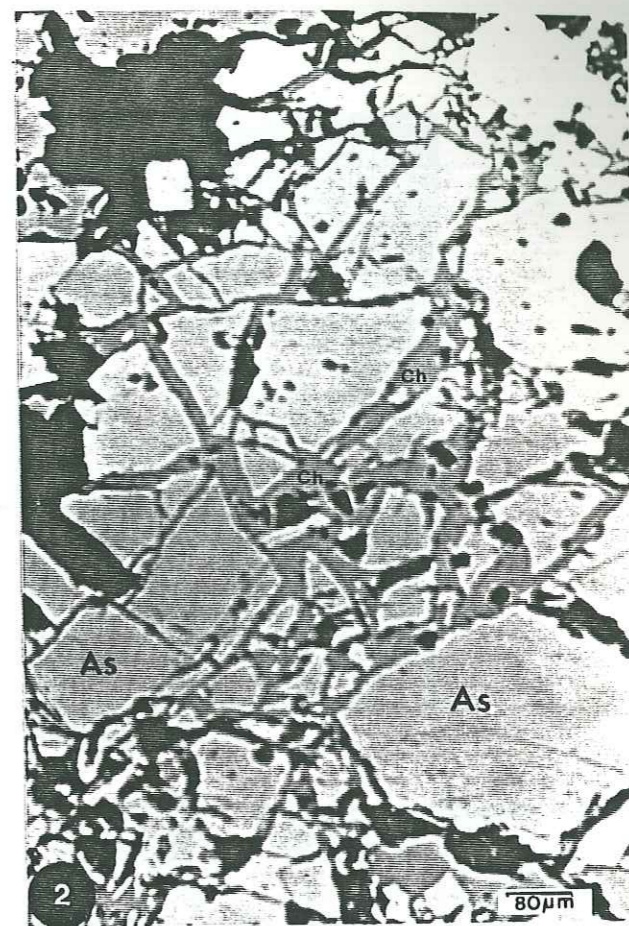
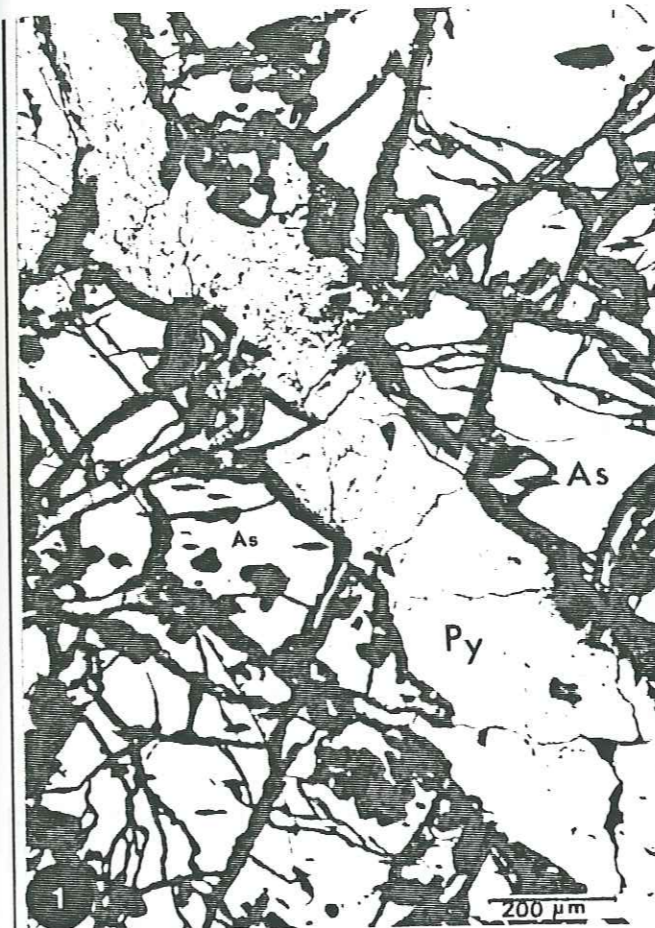
- Photo 1 : Cristaux de mispickel (As) du stade précoce intenses fracturés et emballés par la pyrite II provenant de l'altération de la pyrrhotite (Py). L.N.R.
- Photo 2 : Cristaux de mispickel fracturés et emballés par la pyrrhotite II (Po). Le profil de concentration des ions réalisé au microanalyseur ionique est effectué sur cet échantillon à l'interface pyrrhotite - mispickel. L.N.R.
- Photo 3 : Altération de la pyrrhotite (Po) «bird's eyes» et apparition de la pyrite (Py) (pyritisation de la pyrrhotite). L.N.R.
- Photo 4 : Inclusions orientées de pyrrhotite primaire (Po) dans des cristaux massifs du mispickel de première génération (As). Il pourrait s'agir de figures d'équilibre ou d'une cristallisation liée au métamorphisme ou à des contraintes tectoniques. L.N.R.



Pl. XIII

Indice aurifère d'Oukilal

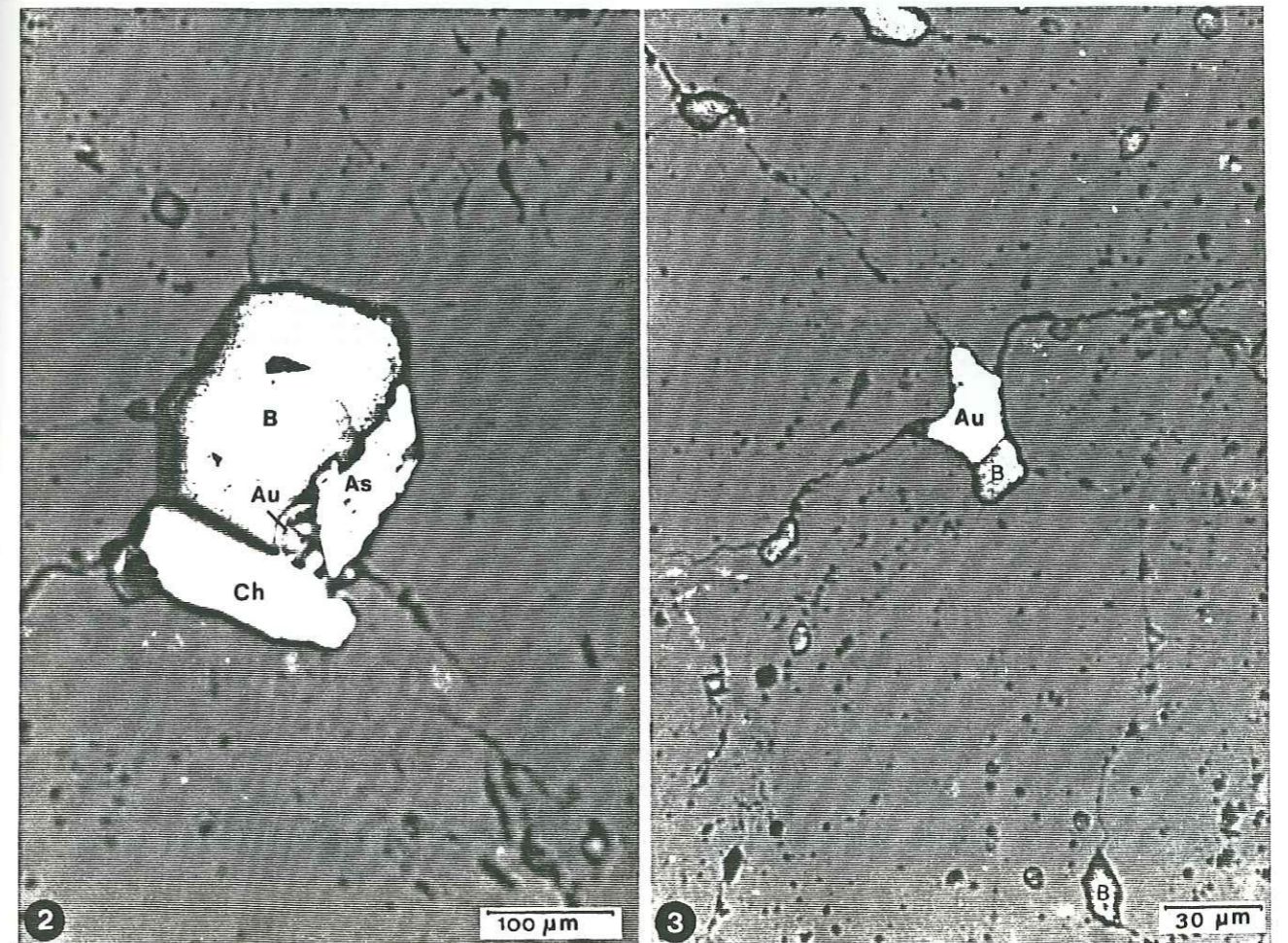
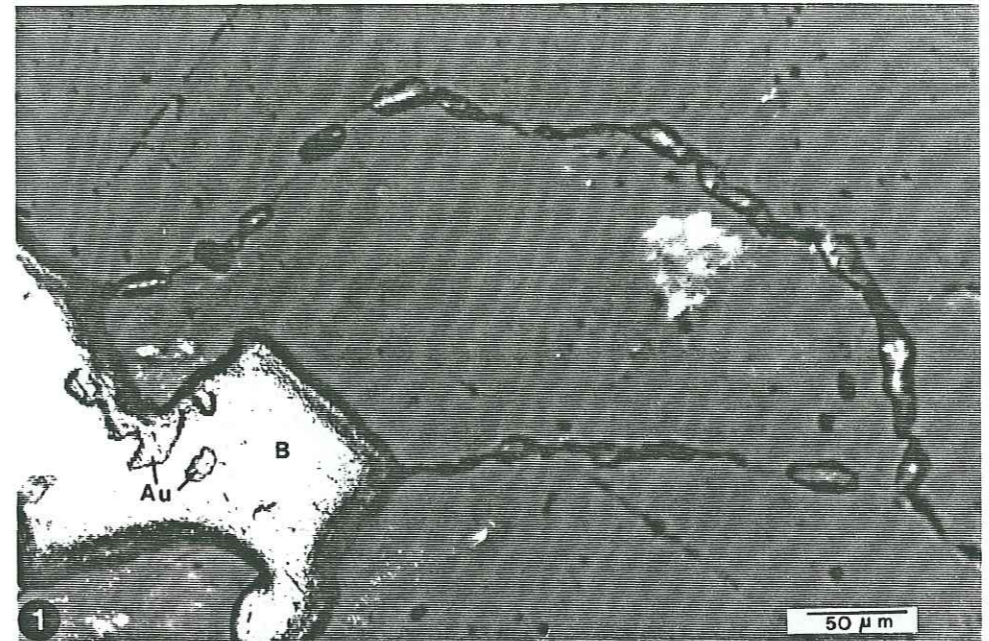
- Photo 1 : Filonnet de pyrite (Py) traversant un cristal de mispickel très fracturé (As). L.N.R.
- Photo 2 : Cristal de mispickel (As) fracturé et cimenté par la chalcopryrite (Ch). L.N.R.
- Photo 3 : Cristaux de pyrite (Py) cimentés par la chalcopryrite (Ch) et inclusion de Galène (G) dans mispickel. (B) : blende, (Q) : quartz. L.N.R.
- Photo 4 : Filonnet de blende (B) du stade tardif traversant la pyrite (Py) qui emboîte des cristaux de mispickel (As) fracturés du stade précoce. L.N.R.



Pl. XIV

Paragenèse tardive d'Oukilal

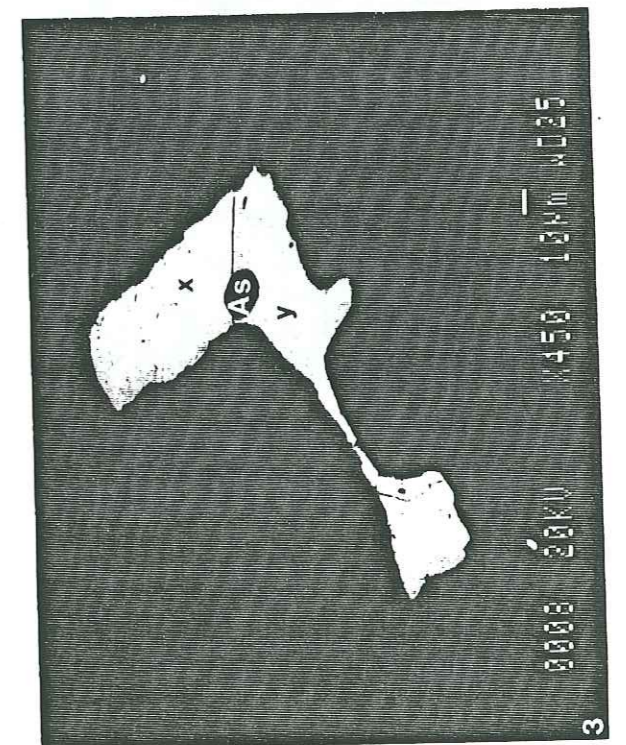
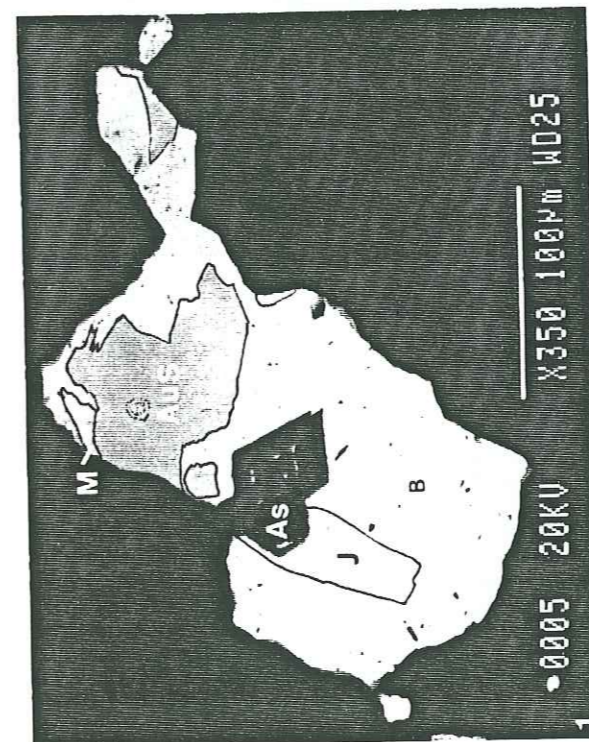
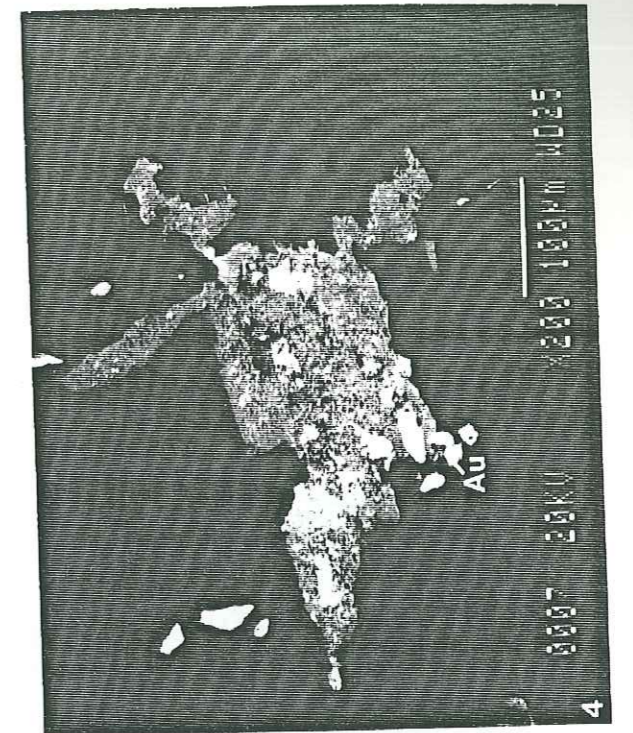
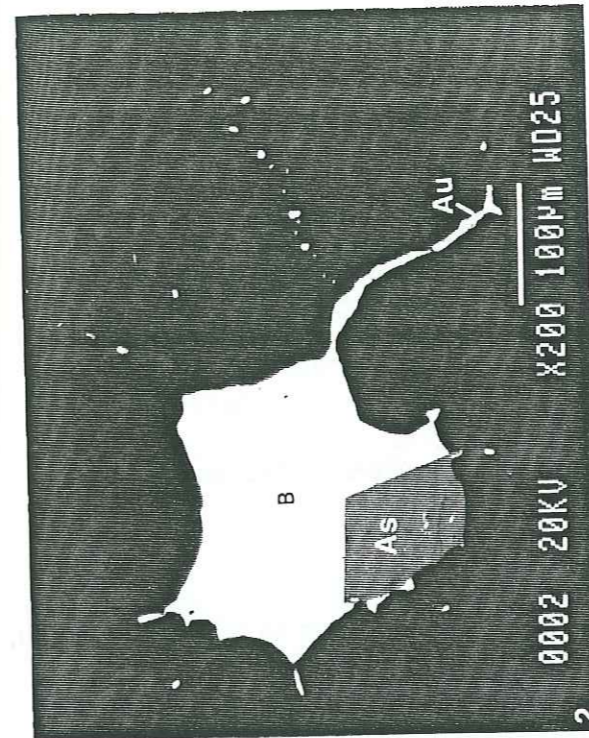
- Photo 1 : Chapelet de bismuth (B) autour d'un grain de quartz et inclusion d'or (Au) dans le bismuth L.N.R.
- Photo 2 : Association bismuth (B), mispickel II (As), or (Au) et chalcopryrite. Remarquer l'habitus intergranulaire. L.N.R.
- Photo 3 : Or (Au) et bismuth (B) entre les cristaux de quartz. L.N.R.



Pl. XV

Stade tardif de la minéralisation d'Oukilal
(photos prises au M.E.B par Garden, INPG)

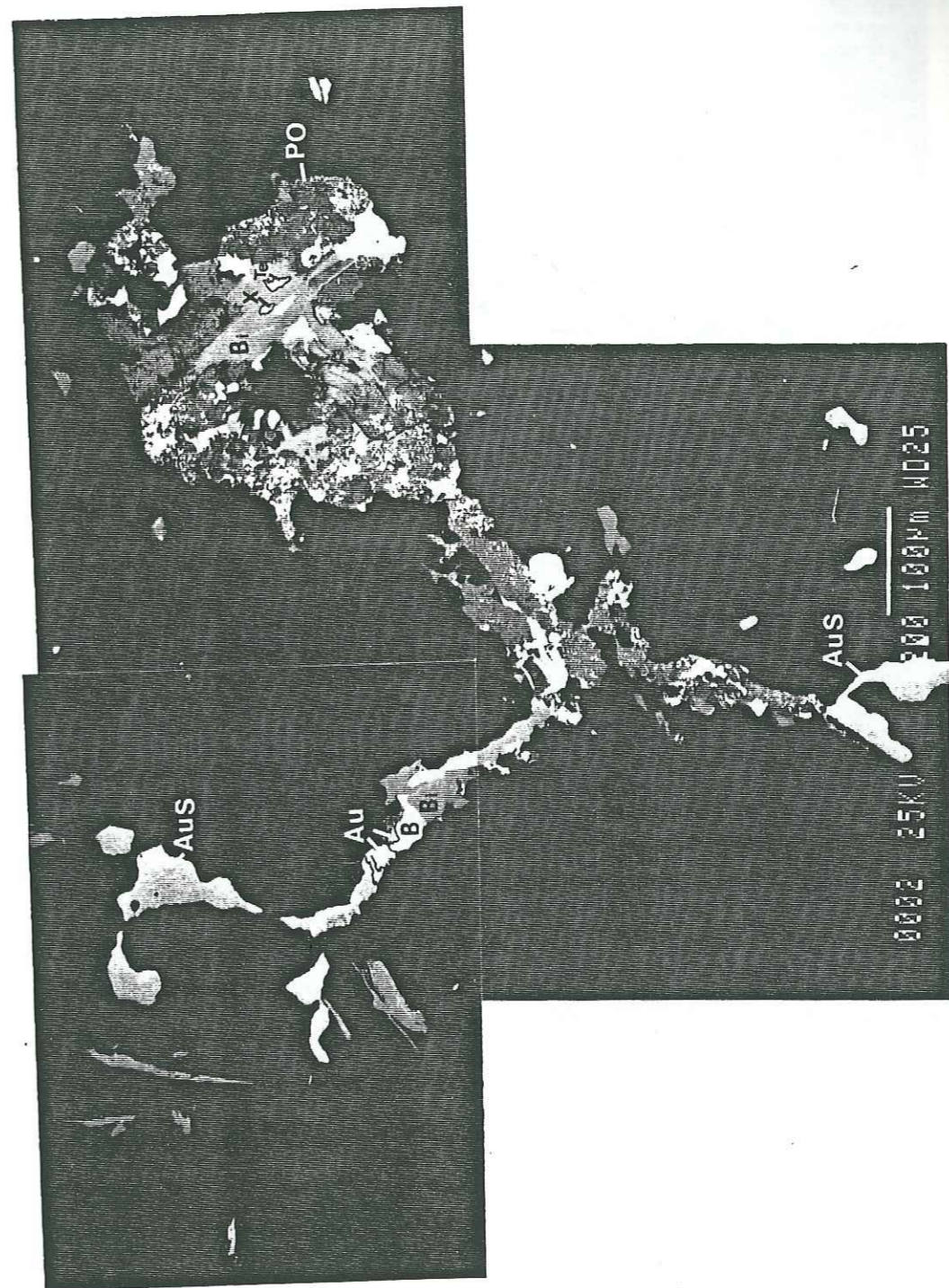
- Photo 1 : Plage de bismuth (B) avec des inclusions de joséite B (J), de mispickel (As) contenant des inclusions de bismuth, de sulfure d'or - bismuth - plomb (AuS) et de maldonite (M).
- Photo 2 : Association bismuth (B), mispickel (As) et or (Au).
- Photo 3 : Association sulfotellurures de Bi et Pb (X): 0.75% de Pb et (Y) : 7.03% de Pb, mispickel (As) et bismuth (B).
- Photo 4 : Plage de bismuthinite (Bi) contenant des inclusions de bismuth (B). Le grain d'or (Au) contient 10 à 15% d'argent (analysé à la microsonde).



Pl. XVI

Stade tardif de la minéralisation aurifère d'Oukilal

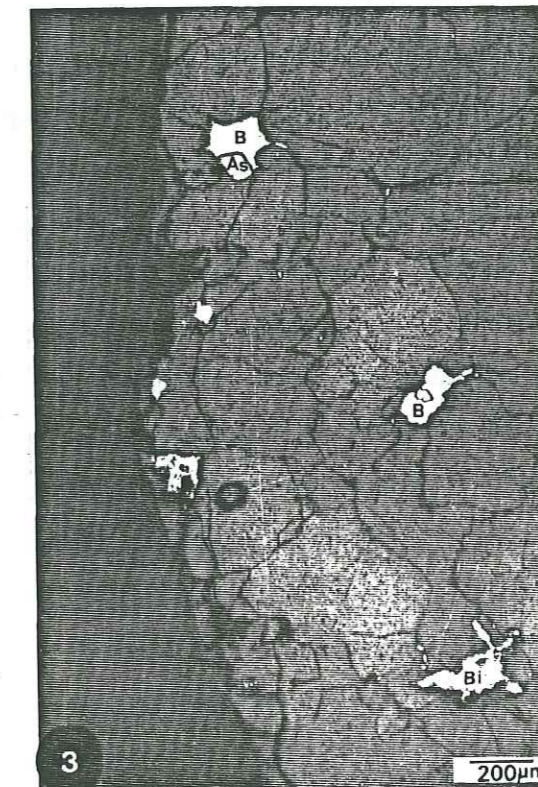
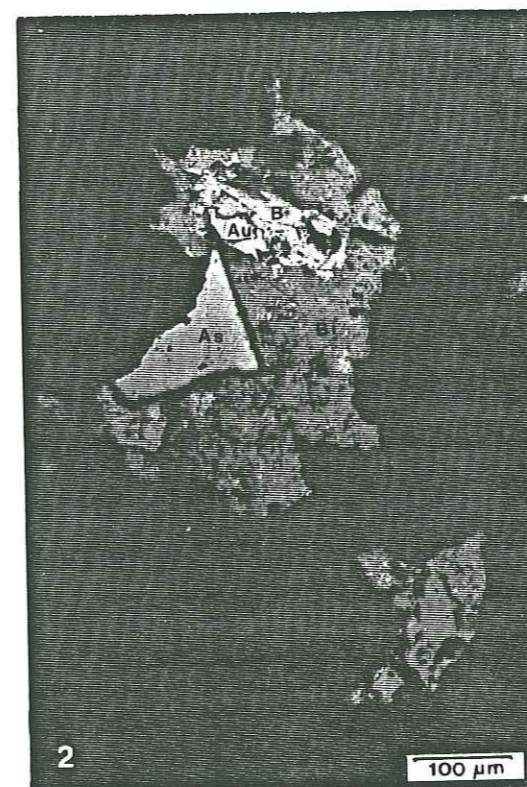
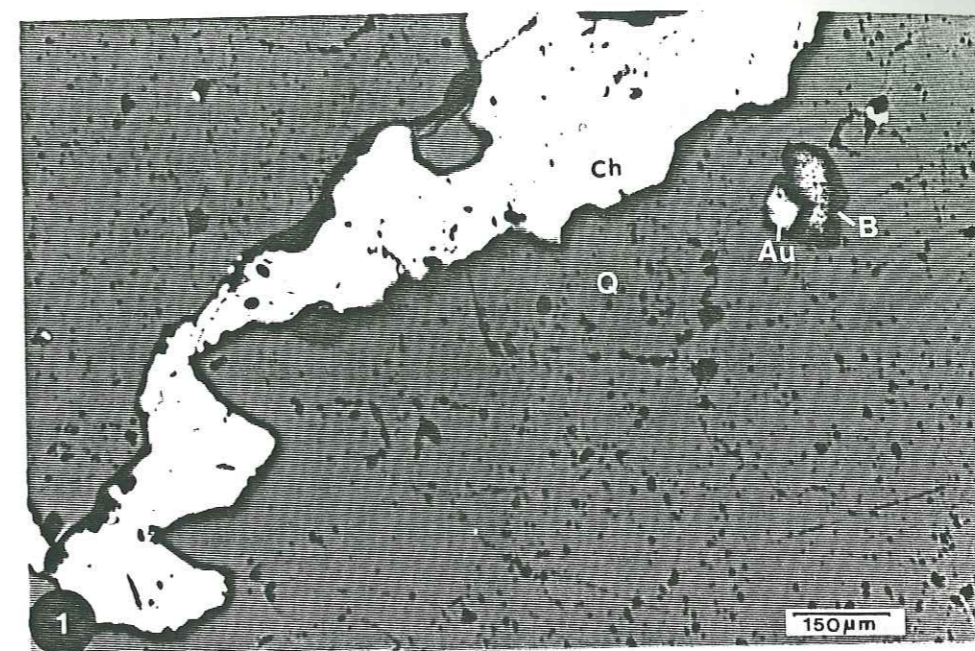
Photo 1 : Cristallisation entre les joints de grains à partir d'une solution riche en Bi, Te, Pb, de bismuth natif (B) de sulfure d'or - bismuth - plomb (AuS), d'or natif (Au), de sulfure de bismuth riche en plomb (Bi) et d'une espèce à 37% de Pb (X). . (PO): produit d'oxydation des espèces bismuthifères.



Pl. XVII

Paragenèse du stade tardif de la minéralisation aurifère d'Oukilal

- Photo 1 : Filonnet de chalcopryrite (Ch). Grain de bismuth (B) et or (Au) dans une gangue quartzeuse (Q). L.N.R.
- Photo 2 : Plage de sulfure de bismuth (Bi) contenant des inclusions d'or (Au) et bismuth (B) . Cette plage est associée à un mispickel (As) automorphe du stade tardif. L.N.R.
- Photo 3 : Habitus intergranulaire du bismuth (B) , mispickel (As) , sulfure de bismuth (Bi) et sulfure d'or - bismuth; voir détail Pl. XV . L.N.R.



de prélèvement des échantillons n'est pas indiqué par l'auteur.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Au (ppm)	30	12	8	36	27	10	6.5	--	11	3	28	8	6
Ag (ppm)	--	--	4	5	11	10	1	6	23	--	--	--	--
As (%)	24.30	20.62	33.88	32.10	21.31	7.52	27.26	1.39	25.71	2	6	8	3
Fe (%)	14.24	17.15	10.92	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Tab XII : Analyse des filons de mispickel, indice aurifère d'Oukilal (Clariond 1938)

On ignore par quelle méthode ont été analysés les échantillons ainsi que la fiabilité des résultats, toutefois on constate que les teneurs en or sont assez élevées et irrégulières. Toujours dans le même rapport, il est indiqué que la moyenne de sept grattages a donné 27,60 ppm, ce qui paraît très élevé par rapport à la moyenne résultant du tableau ci-dessus.

Actuellement et depuis 1984, la CMT (Compagnie Minière de Touissit) a effectué des travaux portant sur la caisse moyenne en vue de déterminer la teneur en or. Pour cela elle a ouvert deux galeries, la première sur la caisse moyenne et la deuxième sur la caisse Nord.

Il nous paraît intéressant d'exposer la méthode d'échantillonnage pratiquée au cours de ces travaux. Cet échantillonnage a été fait de deux façons ; sur terre abattue (volée) et par rainurage. Pour terre abattue il s'agit de prélever un échantillon par pelletées prises systématiquement à chaque volée après quoi vient une réduction des blocs d'échantillons à 5/10 mm et un quartage pour l'échantillon destiné à l'analyse. Pour le rainurage, chaque front de taille, après chaque volée a fait l'objet d'un échantillon par rainurage sur caisse et sur encaissant, avec broyage jusqu'à 6/8 mm et prise d'échantillon par quartage pour analyse. Les échantillons ainsi obtenus ont été analysés systématiquement dans deux laboratoires: laboratoire de Touissit (Maroc) et laboratoire OMAC (Irlande). Les résultats de ces analyses sont consignés dans le tableau XIII. Ce tableau conduit aux remarques suivantes.

- Les teneurs en or du quartz du rainurage sont différentes de celles du quartz de la volée.
- Les teneurs en or du tout venant sont anormalement élevées par rapport à celles du quartz de la volée des fronts I, II, et VI.
- Les teneurs en or sont discontinues et aléatoires.

La caractéristique de la discontinuité a été mise en évidence dans d'autres minéralisations au

N° front	teneur du quartz du rainurage	teneur du quartz de la volée	teneur du tout venant (volée/1.20 m)
I	9.1	3.8	6.7
II	8.3	3.5	5.7
III	12.1	26.8	15.9
IV	6.3	4.1	2.3
V	5.4	6.1	2.2
VI	5.0	2.1	6.2
VII	7.0	6.0	2.1
1	3.4	3.7	3.5
2	4.7	6.5	3.5
3	7.9	3.7	3.3
4	5.5	6.9	3.6
5	4.0	7.6	2.4
6	4.6	8.3	3.0
7	7.4	6.9	2.0
8	5.8	5.6	4.8
9	6.1	3.8	2.9
10	3.5	3.8	1.3
11	26.3	6.4	2.6
12	8.2	13.2	8.5
13	4.1	9.4	5.4
14	6.2	7.6	3.1
15	4.4	6.8	3.0
16	2.8	8.4	1.9
17	4.5	5.8	1.8
18	2.1	3.3	2.4
19	2.0	2.1	1.1
20	--	2.3	0.9
21	1.3	3.7	2.3
22	4.6	2.8	1.0
23	3.8	3.7	1.0
24	1.1	3.0	0.6
25	0.8	3.2	0.7
26	1.9	4.8	1.6
27	2.9	3.7	1.9
28	0.9	4.9	1.1
29	2.9	3.4	1.0
30	3.1	2.8	1.3
31	3.4	3.9	1.3

Tab. XIII : Teneurs moyennes en or de la caisse moyenne, indice aurifère d'Oukilal (document C.M.T)

rifères (Salsigne et le Bourneix, France). Cette discontinuité est en rapport avec la répartition aléatoire de l'or dans la caisse filonienne moyenne de la minéralisation d'Oukilal. La répartition aléatoire de l'or minéralogique est vérifiée même à l'échelle de la section polie. Les échantillons qui contiennent des fissures secondaires remplies de chalcopryrite sont susceptibles de donner des valeurs en or plus élevées que les échantillons moins fissurés et qui ne contiennent que des sulfures massifs. L'échantillonnage et, par la même occasion, les teneurs en or le long des veines quartzieuses aurifères posent un gros problème pour les mineurs. «La répartition spatiale pépétique de l'or filonien entraîne que tout échantillon de petite dimension ne représente que lui-même et ne permet pas d'estimer un quelconque volume autre que celui de l'échantillon lui-même» (Duchêne, 1987).

Seul un levé très détaillé de toutes les caractéristiques géologiques de la veine minéralisée pourrait donner une idée sur la répartition de l'or. Dans le cas d'Oukilal, il faut mentionner les fissures secondaires riches en chalcopryrite et bismuth auxquels l'or est souvent associé, mais vu la taille des grains de bismuth, une étude métallographique systématique est à envisager pour déterminer et tracer les limites de zones riches en bismuth, ceci permettra d'expliquer les fortes teneurs en or rencontrées le long de la veine.

D'autres éléments ont été analysés dans cette minéralisation; il s'agit de l'argent, du cuivre et de l'antimoine: Ag dépasse rarement 10 ppm; Cu est toujours < 3 %; Sb ne dépasse pas 50 ppm (ces résultats figurent dans un rapport interne de la CMT, Wadjiny, 1986).

Pour notre part nous avons dosé par absorption atomique le palladium, l'or, le rhodium et le platine, dans quatre échantillons provenant de la caisse moyenne. On a dosé aussi l'or et le palladium dans la métavolcanite inférieure (e : OK 68) et dans la métagrauwacke (e : OK g1) jouant le rôle d'encaissant immédiat de la caisse moyenne et dans la diorite (OK 64) d'Oukilal. Ces résultats sont consignés dans le tableau XIV ci-dessous.

	OK40	OK33	OK39	OK37	OKg1	OK68	OK64
Au (ppm)	5.08	13.86	11.5	34.24	1.1	<ppb	<ppb
Pd (ppb)	55	27	324	9	9	<ppb	<ppb
Rh (ppb)	81	23	--	--	--	--	--
Pt (ppb)	<20	<20	<20	--	--	--	--

Tableau XIV: Teneurs en or et quelques platinoïdes des échantillons de quartz minéralisé (OK 40, 33, 39 et 47), de roches encaissantes (OKg1, OK68) et de diorite d'Oukilal (OK 64)

*Toutes ces analyses ont été effectuées à l'institut de géologie de Grenoble par la méthode d'absorption atomique électrothermique (Amossé et al., 1986).

Ces résultats montrent une fois de plus que la teneur en or est aléatoire, ceci étant dû à la répartition pépétique de l'or; en effet, la valeur de 34,24 ppm est très élevée: elle correspond à l'échantillon OK 47 qui contient des grains d'or (or pur ou or peu argentifère, la maldonite, et un sulfure d'or et bismuth). Ce même échantillon est très riche en bismuth.

Nous remarquons aussi que les teneurs en palladium (élément du groupe du platine) sont relativement élevées : 324 ppb pour l'échantillon OK 39. Ces valeurs semblent témoigner d'une influence de corps basiques ou ultrabasiques sur la minéralisation aurifère d'Oukilal. Le rôle des roches ultrabasiques a été invoqué maintes fois (Keays et Scott, 1976; Picot et Marcoux, 1987 ; Pyke 1976 ; Ahmadzadeh, 1984; Zappettini, 1983) pour expliquer l'origine de l'or dans le cas des minéralisations aurifères, du fait de la teneur anormale de ces roches en or et autres éléments du groupe du platine et de leur relation spatiale avec ce type de minéralisation. C'est vrai qu'il y a des roches basiques (gabbros) qui affleurent au sein du massif du Tichka (à 8 km WSW de l'indice aurifère d'Oukilal). La relation de ces roches avec notre indice minéralisé n'est pas bien claire dans la mesure où les études géochimiques effectuées jusqu'à présent sur les gabbros de la région n'ont pris en compte ni l'or ni les platinoïdes. Toutefois les fortes teneurs en Pd indiquent qu'il y a une influence probable de ces corps gabbroïques visibles à l'affleurement ou d'autres massifs basiques ou ultrabasiques susceptibles d'être présents en profondeur.

A partir du tableau précédent nous remarquons aussi que les teneurs en or de l'encaissant (OKg1 et OK 68) sont très faibles <1 ppb; la valeur de 1,1 ppm (OK g1) est liée au fait que cette métagrauwacke est traversée par des filonnets millimétriques de quartz minéralisé en sulfures. On peut déduire de ces deux analyses de l'encaissant que celui-ci ne présente pas d'anomalie en or, de même que la diorite d'Oukilal (OK 64).

IV.4.6.2. Conclusion

- Dans l'indice d'Oukilal les teneurs en or sont irrégulières. Ce fait est à mettre en relation avec la répartition pépétique de l'or dans cette minéralisation.
- L'absence d'anomalie en or dans l'encaissant immédiat des minéralisations et dans la diorite d'Oukilal et les fortes teneurs en Pd de la minéralisation sont en faveur d'une influence basique sur cet indice aurifère.
- Les éléments accompagnateurs de l'or sont en très faible quantité (Ag <10 ppm, Sb <50 ppm).
- La teneur moyenne sur environ 40 m de galerie est de 3,05 ppm.
- La teneur moyenne sur 40 m du quartz de la volée est de 5,64 ppm.

Ces teneurs nous paraissent faibles pour une exploitation en haute altitude.

IV.4.6.3. Apport de l'analyse minéralogique à la compréhension de la minéralisation.

Si l'or minéralogique est facile à repérer au microscope métallographique ou au microscope électronique à balayage (MEB), l'or lié aux sulfures majeurs, sous forme atomique (substitution diadochique) ou en liaison chimique avec d'autres atomes ou groupes d'atomes, est difficile à mettre en évidence. Une réponse partielle au deuxième type d'occurrence nécessite l'utilisation d'autres moyens d'investigation.

IV.4.6.3.1. Analyse minéralogique du mispickel

Le mispickel est un satellite de l'or ; c'est pourquoi nous nous sommes intéressés à ce sulfure. Pour cela nous avons effectué des analyses ponctuelles dans le mispickel en vue de savoir si ce minéral contient des concentrations aurifères, détectables à la microsonde. Les résultats sont consignés dans les tableaux XV et XVI. Une série d'analyses (tableaux XV) avec dosage éléments majeurs (Fe, As, S) et des éléments traces (Au, Bi, Ag, Sb) a été effectuée à Nancy; une autre série d'analyses (tableau XVI), portant sur les mêmes échantillons a été effectuée au B.R.G.M, Orléans.

Remarques : Les analyses ont été faites sur des cristaux de mispickel massifs (mispickel primaire). 2 löllingites et 2 pyrites ont été analysées pour les mêmes éléments.

Le bismuth

Les teneurs en Bi varient entre 190 ppm (pour M 24) et 3580 ppm (pour M 11). Sur les 25 points analysés où on a détecté le Bi, 15 donnent des teneurs en Bi > 600 ppm. On peut considérer qu'il y a un fond géochimique riche en Bi dans tous les sulfures majeurs. L'irrégularité des résultats indique que ce bismuth est réparti d'une manière aléatoire à l'intérieur du réseau cristallin des phases sulfurées.

L'argent

L'argent a été détecté sur 14 points, les teneurs vont de 50 ppm (M 32) jusqu'à 780 ppm (M 20). Sur les 14 résultats seuls 8 concernant le mispickel donnent des valeurs > 200 ppm. On peut dire que les teneurs ne sont pas répétitives et elles n'indiquent des valeurs significatives que sur 4 points analysés. Nous avons vu précédemment que les teneurs en Ag de la minéralisation ne dépassent pas 10 ppm et qu'aucun minéral d'argent n'a été rencontré au cours de cette étude. On peut conclure qu'il n'y a pas de concentration en Ag dans les sulfures primaires (ceci en tenant compte du seuil de détection de cet élément à la microsonde). Il se peut qu'il y ait un fond géochimique dans les sulfures mais il faut avoir recours à d'autres instruments d'analyse dont le seuil de détection est beaucoup plus bas que celui de la microsonde (analyseur ionique par exemple).

L'antimoine

D'habitude cet élément est présent dans les minéralisations aurifères; c'est un «bon» accompagnateur de l'or, mais dans le cas d'Oukilal, aucune espèce antimonifère n'a été trouvée. Sur 71 analyses nous avons détecté Sb 5 fois dans le mispickel. Les valeurs qui vont de 30 ppm à 340 ppm sont trop faibles pour être significatives. Effectivement, le fonctionnement de la microsonde implique qu'au-dessous d'une valeur d'au moins 500 ppm, on ne peut pas affirmer que Sb est réellement présent. Seule la valeur de 1300 ppm rencontrée dans un grain de Bismuth (B 1, tableau XV) est significative. Nous concluons que les sulfures majeurs ne contiennent pas d'antimoine à des concentrations décelables à la microsonde.

Rappel : Les teneurs en Sb (par procédés chimiques) de la minéralisation sont inférieures à 50 ppm.

Nous avons analysé d'autres éléments (Ni et Co) dans des cristaux de mispickel. Ces éléments sont d'habitude présents en quantité appréciable dans des roches basiques et ultrabasiques ou dans des minéralisations en relation étroite avec ces roches.

Le Nickel

Les teneurs en Ni dans le cas de notre minéralisation vont de 40 ppm jusqu'à 490 ppm. 4 analyses des mispickels présentent des teneurs supérieures à 200 ppm. Ces teneurs nous paraissent faibles.

Le Cobalt

Les teneurs en Co des mispickels s'échelonnent entre 70 ppm et 630 ppm dont 15 analyses sur 21 (où on a détecté le Co) sont supérieures ou égales à 200 ppm. Les teneurs en Co et Ni ne sont pas trop élevées. Ces teneurs combinées à l'absence de carbonates ferro-magnésiens et l'absence de minéraux de Ni et de Co (bravoïte, gersdorffite) dans la minéralisation aurifère d'Oukilal laissent sous entendre qu'il n'y a pas de relation entre des roches basiques ou ultrabasiques et cette minéralisation. Toutefois les teneurs relativement élevées du Pd, qui migre beaucoup plus loin que le Co et Ni, indiquent qu'il y a une influence de corps basiques sur la minéralisation d'Oukilal.

L'Or

Nous avons déjà vu que l'Or dans l'indice d'Oukilal est présent sous forme minéralogique (or pur, mélangé à l'argent, sous forme d'un sulfure d'or et bismuth ou en alliage avec le bismuth (maldonite). Il nous reste à savoir si l'or est exprimé sous une autre forme dans les sulfures majeurs. Les teneurs obtenues par l'analyse à la microsonde électronique s'échelonnent entre 70 ppm et 1250 ppm. Ces teneurs en or, sans être fortes (elles atteignent 1,7 % dans les mispickels aurifères du Châtelet qui sont généralement fins et aciculaires) sont parfois élevées (1250 ppm pour le M 29). Ces

teneurs ne sont pas reproductibles; tel est l'exemple du point triplé M 47, M 48 et M 49 où les teneurs (mesurés à trois instants successifs) ont donné respectivement 890 ppm, 210 ppm et 0 ppm. Il faut donc prendre ces résultats avec précaution en faisant intervenir le temps de comptage (un temps court donne des résultats sous estimés), les fluctuations du bruit de fond et le seuil de détection. Sachant que le seuil de détection de l'or est de l'ordre de 200 ppm et que le temps de comptage est égal à 60 secondes pour les éléments traces, les valeurs obtenues, même fortes, sont des valeurs erratiques et correspondent à des chutes de bruit de fond (Marcoux, communication orale). Nous pouvons déduire que l'or, s'il est présent dans les mispickels, apparaît à des teneurs tellement basses (cachées par les fluctuations du bruit de fond) qu'il faut faire appel à d'autres méthodes d'investigation (le micro-analyseur ionique par exemple) dont le seuil de détection de l'or est beaucoup plus bas que celui de la microsonde électronique.

IV.4.6.3.2. Expression de l'or et phénomènes associés au regard du micro-analyseur ionique.

Le microanalyseur ionique permet lui aussi l'étude in situ des minéraux. Il est utilisé pour connaître la localisation des éléments majeurs et traces à l'intérieur d'une espèce minérale.

IV.4.6.3.2.1. Principe

L'échantillon est bombardé par un faisceau d'ions primaires. Les particules émises sont sous forme d'atomes ou groupe d'atomes ionisés. Chaque point de la surface devient donc une source d'ions secondaires, caractéristiques des éléments ou isotopes qui s'y trouvent. Ces ions secondaires sont de 3 types.

- ions monoatomiques monochargés
- ions monoatomiques multichargés
- ions polyatomiques monochargés.

Par un système d'optique électrostatique, on obtient une image d'ions réelle. Ensuite par une spectrométrie de masse on choisit une image élémentaire correspondant à une espèce ionique.

Enfin, l'image filtrée est envoyée sur un amplificateur afin de l'observer sur un écran ou de l'enregistrer sur un film photographique.

IV.4.6.3.2.2. Résultats

IV.4.6.3.2.2.1. Profil de concentration des ions à l'interface pyrrhotite-mispickel.

Il est possible d'effectuer des profils de concentration relative de quelques groupements

d'atomes à l'intérieur des espèces minérales. La répartition des éléments pourrait être hétérogène à l'intérieur des sulfures. Cette répartition reflète des changements de conditions physico-chimiques du fluide minéralisateur au cours de sa cristallisation (Cathelineau et al., 1989). D'autres changements peuvent affecter une minéralisation primaire (par exemple : remobilisation secondaire, arrivée d'une autre solution minéralisante, etc.). L'utilisation des profils de concentration dans le cas de la minéralisation d'Oukilal pourrait être intéressante puisque celle-ci a évolué en plusieurs stades. L'or remobilisé sous un régime cisailant va migrer et se déposer dans les sulfures tardifs (pyrrhotite dans le cas d'Oukilal). L'utilisation de ces profils d'interface, surtout entre deux espèces d'âges différents (le mispickel est antérieur à la pyrrhotite qui le cimente), permet d'avoir des indications sur les conditions de dépôt (zonage des minéraux sulfurés, corrélation de certains ions, etc...).

Sur le profil de concentration (line scan) (Fig. 43) qui correspond à une «coupe» de 400 µm à l'interface pyrrhotite-mispickel on constate les faits suivants :

- . Le mispickel et la pyrrhotite sont aurifères.
- . La répartition de l'or dans le mispickel est plus ou moins homogène (exception faite d'une zone de fracture) tandis que dans la pyrrhotite certaines zones sont riches en or par rapport à d'autres.
- . Le passage mispickel-pyrrhotite est marqué par une surconcentration de l'or (ions AuO₂ et AuS) dans la pyrrhotite (de 150 µm à 250 µm sur la figure 43) puis fluctuation d'une teneur de fond entre 0 et 150 µm.
- . Une nette corrélation positive est observée entre AuS et SO₄ surtout dans la zone de passage du mispickel à la pyrrhotite.

Remarque : au niveau de la zone de fracture (300 µm) on constate que la baisse de teneur déjà signalée pour l'or est également vraie pour les autres ions considérés ici.

A partir de ces constatations, on pourrait dire que l'or invisible dans le mispickel a été remobilisé. Cette remobilisation est concomitante de la cristallisation de la pyrrhotite (que l'on sait postérieure au mispickel) et éventuellement de la pyrite. L'une et l'autre en effet piègent l'or libéré à partir du mispickel. Ceci expliquerait la surconcentration de l'or dans la pyrrhotite au contact immédiat du mispickel.

La corrélation positive entre les ions aurifères et les ions SO₄ laisse supposer que l'or est soit présent sous forme de complexes sulfatés, soit sous forme d'atomes libres (substitution diadochique, Au/Fe); d'ailleurs une nette corrélation négative est observée entre ces deux éléments à partir des teneurs de plus de 500 ppm d'or dans les mispickels.

La cristallisation du mispickel aurifère, dans le cas d'Oukilal s'est effectuée dans un milieu sulfaté. La présence de ces sulfates indique que le milieu de dépôt était oxydant. Henley (1973) en étudiant la solubilité de l'or dans des solutions chlorurées, trouve qu'une augmentation rapide de

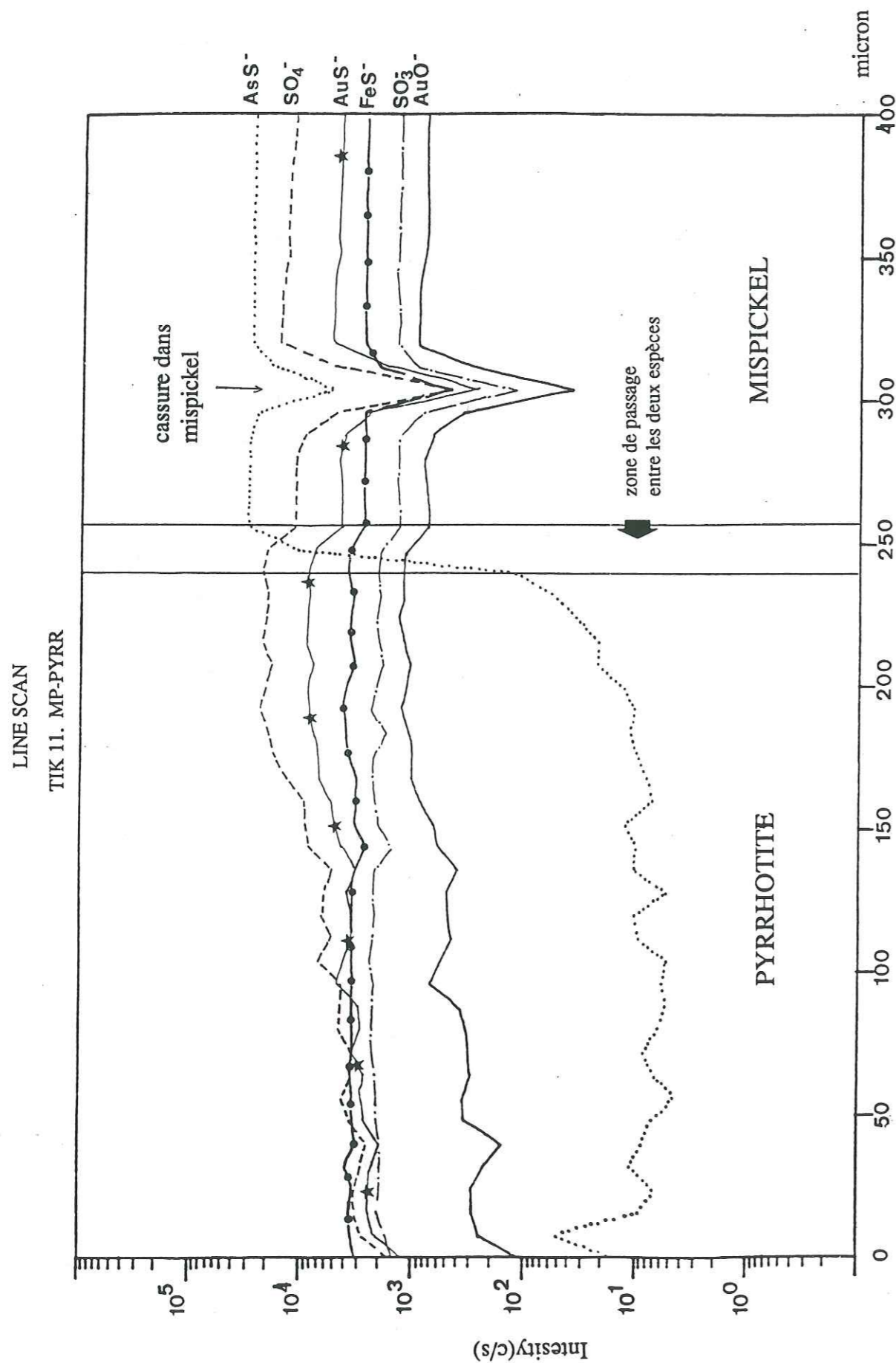


Fig 43 : Profil de concentration des ions à l'interface Pyrrhotite-Mispickel

la fugacité d'O₂ implique une oxydation des espèces sulfurées en sulfates; ceci est d'autant plus important pour complexer l'or sous forme chlorurée (Fig.44). Ces complexes chlorurés d'or (AuCl₂) sont prédominants à des températures supérieures à 300° C (Helgeson and Garrels, 1968). Nous pouvons penser que l'or dans l'indice d'Oukilal a été solubilisé sous forme de complexes chlorurés à des températures très élevées.

IV.4.6.3.2.2. Images ioniques

L'image ionique est l'équivalent d'une cartographie des éléments à l'intérieur des cristaux. Pour différencier les matrices porteuses des éléments en traces, une image ionique des ions AsS⁻ (Photo 1, Pl. XVIII) est effectuée pour différencier le mispickel de la matrice (dans notre cas, il s'agit de la pyrrhotite) qui l'emballer et qui est noire sur la photo puisqu'elle ne contient pas d'As. L'image ionique de l'or (Photo 2, Pl. XVIII) est détectée sous forme d'ions secondaires AuS⁻. Ceci suggère un état de l'or lié chimiquement au S. L'ion Au⁻ n'est pas détecté parce que son rendement d'ionisation secondaire est plus faible que celui d'AuS⁻ (Ph. Holliger, communication orale). On voit sur la photo 2, que l'or lié est beaucoup plus concentré dans la pyrrhotite que dans le mispickel (pyrrhotite beaucoup plus claire que le mispickel). L'or dans le cas du Tichka est lié chimiquement aux sulfures majeurs (mispickel, pyrrhotite); il peut se présenter aussi sous forme pépétique (état natif).

Nous pouvons admettre que l'or est libéré à partir des cristaux du mispickel partiellement déstabilisés. Cet or peut être piégé par la pyrrhotite ou la pyrite qui cristallisent au moment de la déstabilisation du mispickel. On observe cependant que, lorsqu'il n'y pas d'autres sulfures au voisinage immédiat du mispickel, l'or se concentre dans les fissures du quartz ou entre les grains de quartz ou simplement dans les fissures du mispickel lui-même. Le cas inverse, où c'est la pyrrhotite précoce qui est déstabilisée en libérant son or, a été décrit au Châtelet (France) (Picot et Marcoux, 1987; Bonnemaïson, 1987) et dans ce cas, c'est dans le mispickel «encroûtant» que l'or se trouve finalement piégé.

IV.4.6.3.3. Estimation de la température de mise en place de la minéralisation

Le mispickel a été étudié à des fins géothermométriques par Klark (1960), Kretschmar et Scott (1976) et par Lowell et Gasparini (1982). Kretschmar et Scott (1976) ont synthétisé plusieurs mispickels dans des conditions physico-chimiques différentes. Ils ont ensuite calculé les pourcentages atomiques d'As dans les mispickels. Ils ont constaté que la teneur en As de ces mispickels est fonction de deux paramètres indépendants; l'activité en soufre et la température (Fig. 45). Dans l'indice d'Oukilal, les teneurs en As s'échelonnent de 31 % à 36,8 % at avec 70 % des analyses qui ont des

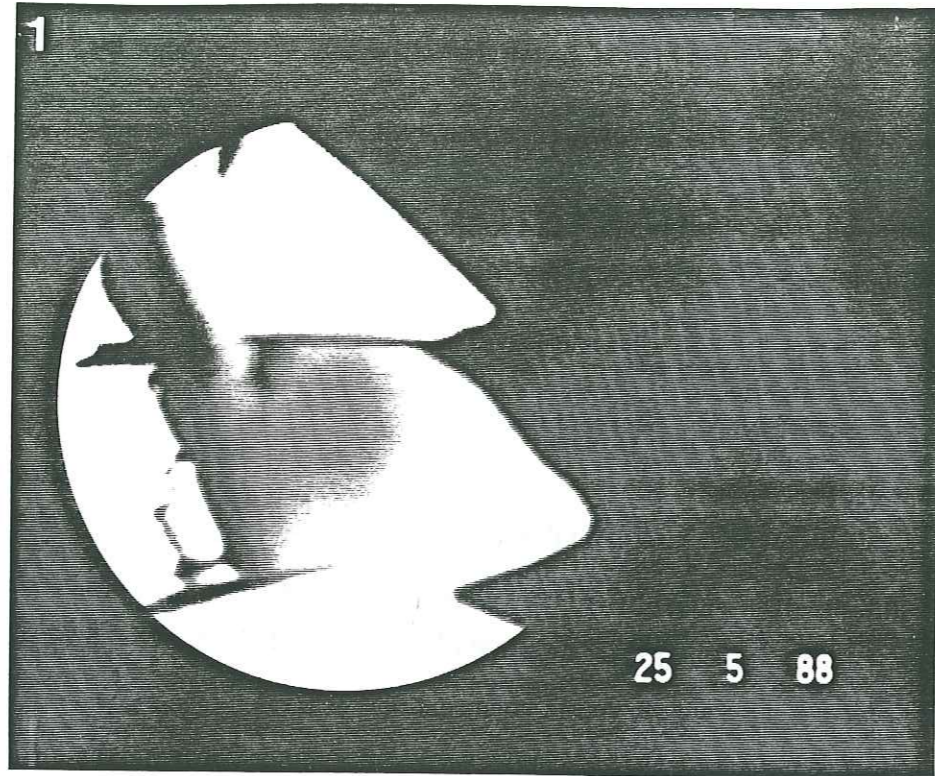


Image ionique d'AsS⁻, pour caractériser le mispickel.
le diamètre de la plage est d'environ 400μ

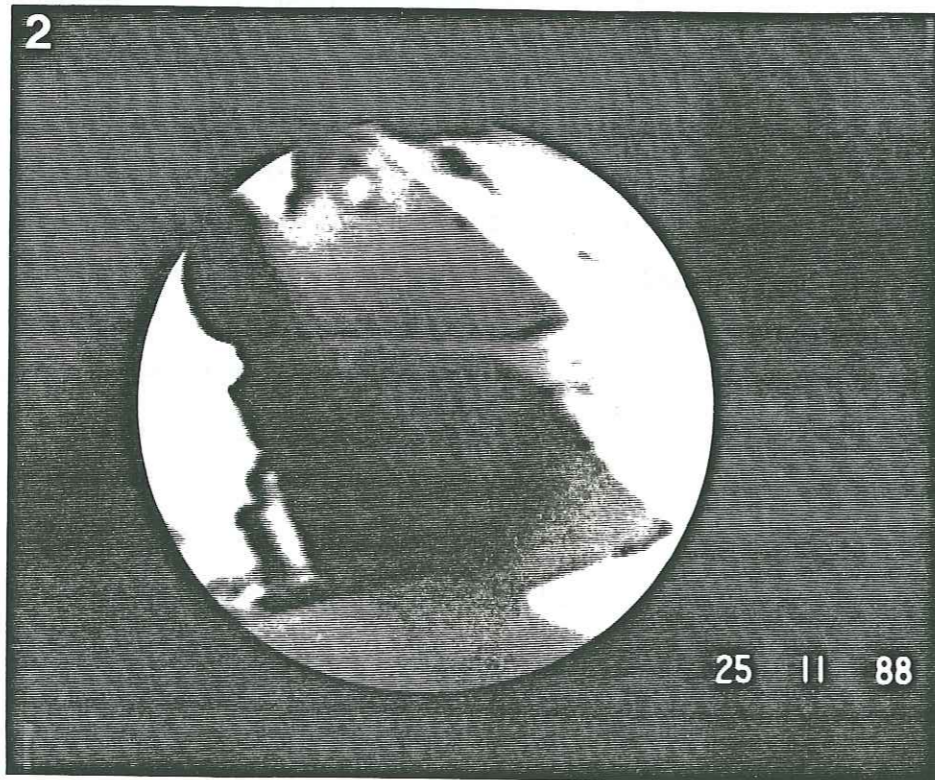


Image des ions AuS⁻. L'or dans la pyrrhotite est beaucoup plus abondant que dans le mispickel (pyrrhotite plus claire)

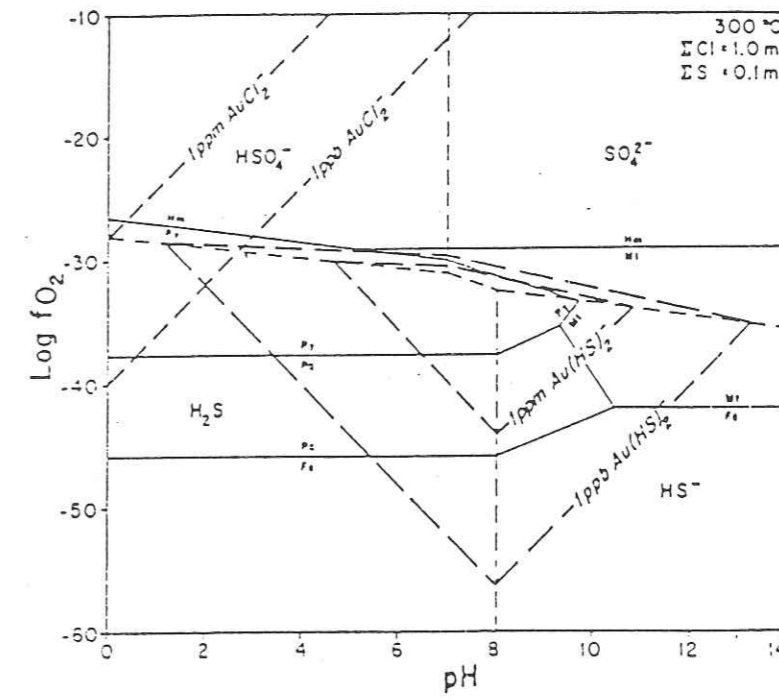


Fig 44 : Diagramme Log fO₂-pH représentant:
- les limites de prédominance des espèces sulfurées en solution.
- le champ d'existence de la pyrite, pyrrhotite, magnétite et hématite.
- les courbes d'isodissolubilités de l'or sous forme AuCl₂⁻ et Au(SH)₂⁻
(Seward, 1973; 1984 et Helgeson, 1969).

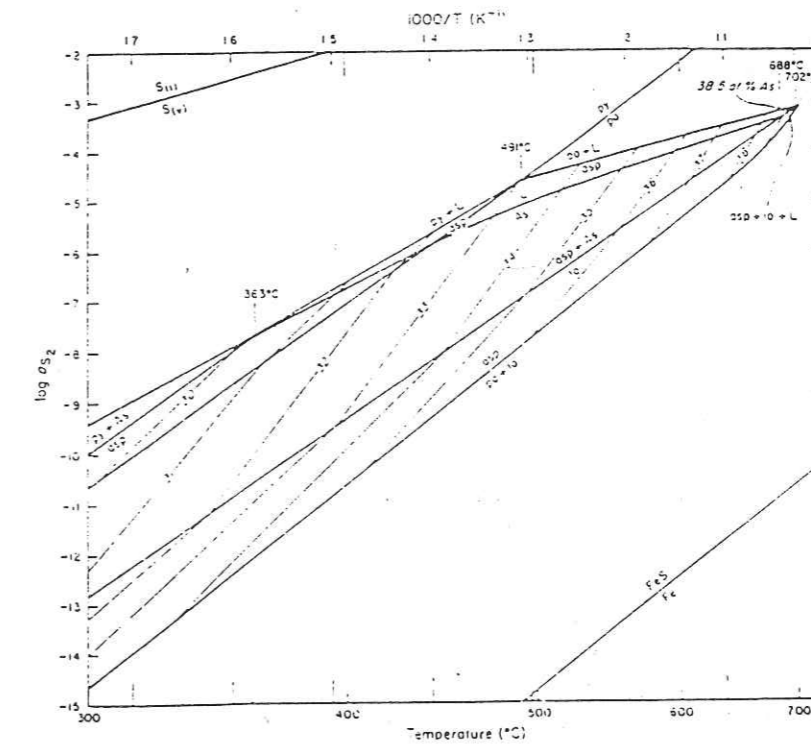


Fig 45: Activité en soufre - Température et relation entre les différentes phases dans le système Fe-As-S en équilibre et en présence de vapeur. Les isoplettes sont en pourcentage atomique de As dans le mispickel. py. : pyrite, po. : pyrrhotite, lb. : löllingite, asp. : arsénopyrite, As-L-S. : liquide (Kretschmar and Scott, 1976)

% at. As compris entre 33 et 36 % at. Les mispickels d'Oukilal qui sont en équilibre avec la löllingite ont des % atomiques d'As variant entre 35.02 et 35.58. Si on se place sur la courbe d'équilibre asp+As/Lö, ceci nous donne une température de l'ordre de 500°C et une fugacité en soufre de 10^{-7} à 10^{-6} .

Les faibles pourcentages atomiques d'As des mispickels pourraient correspondre à une évolution avec augmentation de la fugacité en soufre du système et on se trouvera alors sur la courbe d'équilibre po+L/asp. Pour les %at d'As de 33, la température est de 490°C et la fugacité en soufre est de l'ordre de 10^{-5} . En attendant des études détaillées sur l'équilibre entre phases minérales, surtout l'équilibre mispickel-pyrrhotite et mispickel-löllingite on pourrait dire que nos mispickels ont cristallisé à des températures élevées (de l'ordre de 500°C). Ce géothermomètre est à utiliser avec prudence, vu que la stoechiométrie des mispickels peut être influencée par la pression et que les conditions physico-chimiques sont sujettes à des évolutions rapides au cours de la croissance d'autres cristaux. Seule l'utilisation de plusieurs méthodes (inclusions fluides, degré de métamorphisme si la minéralisation est synchrone à ce dernier, paragenèse d'altération hydrothermale, etc...) peuvent confirmer les températures données par le diagramme de Kretschmar et Scott (1976).

Une étude des inclusions fluides de la minéralisation aurifère d'Oukilal est en cours de réalisation en collaboration avec le CREGU.

IV.4.7. Métallogénie

Pour expliquer la genèse de la minéralisation aurifère d'Oukilal on devrait tenir compte des événements géologiques ayant guidé de loin ou de près la concentration des éléments rencontrés dans cette minéralisation.

IV.4.7.1. Relation plutonisme acide-minéralisation

Le massif du Tichka qui affleure à environ 1 km à l'Ouest de cet indice, ainsi que ses apophyses (apophyse de Mawas) ont exercé une influence sur cette minéralisation par le fait que le Bi, qui est généralement un bon indicateur de l'influence acide, est très abondant dans cet indice. L'acheminement de ce bismuth vers la structure hôte s'est effectué au dernier stade de la genèse polyphasée de cette minéralisation. La tectonique hercynienne, responsable de l'ouverture des fentes de tension (piège pour la minéralisation), et la mise en place du pluton syncinématique du Tichka, sont deux facteurs qui ont permis le drainage des métaux vers la zone minéralisée. Cette zone va subir par la suite une déformation continue responsable de la remobilisation in situ de la minéralisation du premier stade représentée par le mispickel primaire aurifère et très peu de pyrrhotite et éventuellement celle du deuxième stade.

IV.4.7.2. Comparaison

Les caractères métallogéniques semblables à ceux d'Oukilal sont rencontrés dans d'autres minéralisations aurifères. A savoir, la morphologie du corps minéralisé qui est sous forme de lentilles (Châtelet, Cros Gallet et Oukilal). Cette morphologie est intimement liée à l'histoire tectonique de la région. Ce type de gisement est dans la majorité des cas syncinématique à une phase de déformation, voir à plusieurs qui peuvent reprendre la même minéralisation.

On constate aussi, à partir du tableau 17, que l'encaissant ne joue pratiquement aucun rôle. La minéralisation est indifférente à la nature des terrains qu'elle traverse (leucogranite au Châtelet, gneiss et micaschistes au Cros Gallet, gneiss ocellés à Fenillaz, prasinites à Challant et volcano-détritique à Oukilal).

Ce qui est très intéressant à remarquer dans la paragenèse est la présence quasi constante de l'or lié aux sulfures majeurs (mispickel, pyrite et pyrrhotite). Viennent s'ajouter à ces espèces, qui sont généralement précoces, d'autres minéraux des stades tardifs (minéraux à Sb, Zn, Cu, Pb, Te, Bi, etc).

Il ressort de ces successions paragénétiques le fait que l'or libre pourrait être libéré à partir des sulfures aurifères sous des contraintes tectoniques ou sous la venue d'autres solutions minéralisantes. Ces dernières pourraient déstabiliser les sulfures majeurs de première génération et déposer les espèces minérales des stades tardifs.

L'origine des éléments métalliques est à mettre en relation avec des intrusions de corps acides et/ou basiques, qui sont généralement associés aux minéralisations aurifères envisagées dans ce tableau.

En conclusion, deux facteurs nous paraissent favorables pour la naissance de minéralisations aurifères.

- un corps chaud qui jouera le double rôle de moteur thermique qui lessivera des métaux pouvant éventuellement être présents dans des niveaux métallogéniquement anormaux, et de précurseur de fluides ayant une origine directement magmatique. Ce corps intrusif devrait se mettre en place dans un contexte tectoniquement actif (par exemple, Châtelet, Tichka) ou postérieurement tectonisé pour permettre la remobilisation de la minéralisation précoce. Ceci nous conduit à envisager un deuxième facteur important dans la genèse des minéralisations aurifères qui est la tectonique.

- la tectonique permet de créer des pièges structurellement favorables à la mise en place de la minéralisation et permet aussi de remobiliser l'or contenu initialement dans les sulfures. Ce deuxième facteur rappelle le modèle "shear zone" décrit dans le massif central français (Bonnemaison et al., 1987) et à Oukilal, Maroc (Jouhari et al., 1988).

	Morphologie	Encaissant	Paragenèse	Contenu métal	Magmatisme et Age	Structuration	Auteurs
Châtelet Massif Central France	filons ou lentilles anastomosés irréguliers	leucogranite	3 stades -phase ferro-arsénifère (mispickel aurifère) -phase antimoniifère -phase plombo-cuprifère	Fe, As, Cu, Ni, Co, Zn, Sb, Pb Au	montée de granite hercynien (roches ultrabasiqes rencontrées dans la région)	zone de cisaillement liée à de grands accidents	Zappettini (1983) Bonnamaison et al. (1987)
Cros Gallet Massif Central France (les plus fortes teneurs 40 à 50 ppm)	colonnes ou corps lenticulaires	socle varisque métamorphisé gneiss et micaschistes	mispickel et pyrite aurifères (jusqu'à 300 ppm), Cu gris, minéraux d'Ag, min- éraux de Sb pyrrhotite chalcopryrite, minéraux de Bi, pyrrargyrite, blende, polybasite, argyrose, or natif (tardif)	Fe, As, Cu, Pb, Ag, Au, Zn, Sb, Bi	dome leucogranitique hercynien (roches ultrabasiqes connues dans la région)	accident majeur avec roches broyées	Ahmadzadeh (1984)
Fenillaz Bechaz District de Challant Val d'Aoste, Italie (teneur 0 à 15 ppm)	filons discordants	gneiss ocellés prasinites	pyrite(aurifère) or natif, galène Cu gris, chalcopryrite mispickel, blende pyrrhotite	Sb, As, Pb, Au, Fe, Zn, Cu	Cycle alpin	accident majeur de Ranzola	Richard (1981)
Oukilal massif du Tichka Maroc	lentilles subconcordantes	volcano- détritique	3 phases -ferro-arsénifère -pyrrhotite, pyrite -phase plombo- zincifère avec minéraux de Bi, Te, Cu et or natif (tardif)	Fe, As, Cu, Au, Bi, Te, Zn, Pb, Ag	intrusion de pluton composite (acide et basique) Cycle Hercynien	zone cisailée proche de la faille majeure d'Oukilal	Présente étude

Tableau 18 : Comparaison et caractères généraux de quelques minéralisations aurifères

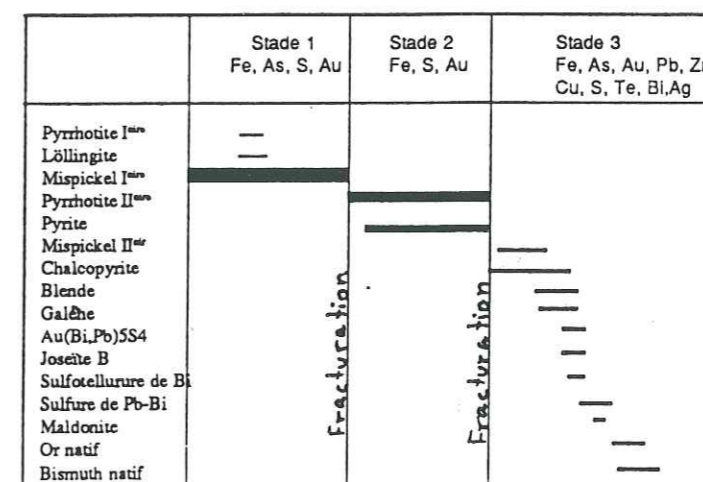
IV.4.8. CONCLUSION

Il ressort de l'étude de la minéralisation aurifère les faits suivants :

- Les lentilles quartzeuses dans l'indice d'Oukilal sont subconcordantes avec la schistosité régionale. Cette gîtologie est intimement contrôlée par les deux failles bordant l'unité de Zaïkor. Cette unité a été le siège d'une déformation à composante cisailante (décrochement sénestre).
- La minéralisation est contemporaine du phénomène tectonométamorphique hercynien accompagnant la mise en place du pluton du Tichka.
- La paragenèse est composée de : mispickel, pyrrhotite, pyrite, löllingite, chalcopryrite, galène, blende, maldonite, bismuth, joséite B, or natif, sulfotellures de Bi, sulfure de Bi-Pb, Bi natif et un sulfure d'Au-Bi-Pb.
- L'or dans cette minéralisation se présente sous forme d'atomes libres ou liés à l'intérieur du mispickel ceci dans un premier stade.

Dans un deuxième stade cet or est remobilisé et se présente soit dans des sulfures qui cristallisent au moment de sa libération, soit sous forme libre (pépitique) ou en association avec le bismuth ou en alliage avec ce dernier pour donner la maldonite (Au₂ Bi) ou encore sous forme de sulfure (Au (Bi, Pb)₅ S₄).

- L'influence de roches acides du pluton du Tichka est exprimée au sein de cet indice par l'appartition du bismuth natif et des minéraux du bismuth.
- L'influence des roches basiques (gabbros et diorites) du massif serait exprimée au sein de l'indice aurifère d'Oukilal par les fortes teneurs en palladium de cette minéralisation.
- Les teneurs en or le long de la galerie (casse moyenne) sont hétérogènes et correspondraient à la répartition aléatoire de l'or pépitique au sein de cet indice.
- La moyenne du tout venant sur 40 m de galerie (casse moyenne) est de 3,05 ppm. Cette valeur nous paraît faible pour une éventuelle exploitation à haute altitude (2700 m).
- La succession paragenétique dans la minéralisation d'Oukilal est résumée dans le tableau XVIII.



Tab. XVIII: Séquence paragenétique de la minéralisation aurifère d'Oukilal

Conclusions générales

CONCLUSIONS GENERALES

Les roches plutoniques affleurant à la partie Est du massif du Tichka se présentent sous forme d'apophyses et de filons à faible pendage vers l'intérieur du massif.

Pétrographie : Ces roches peuvent se subdiviser en cinq grands groupes: diorites, diorites quartziques, granodiorites, monzogranites et granites-granitoïdes. Les variations minéralogiques à l'intérieur d'un même groupe pétrographique sont fréquentes. Les apophyses (d'Agadir n'Maine, d'Ikissane et de Mawas) sont composées de différents termes pétrographiques, à savoir : granite, granodiorite, diorite et diorite quartziques, et ne correspondent pas à des aplites contrairement à ce qui a été suggéré par Bizard et al (1955).

L'étude pétrographique de l'encaissant du pluton nous a montré qu'il est formé d'une puissante série volcano-détritique coiffée par une série schisto-calcaire du Cambrien inférieur. Les produits volcaniques sont essentiellement formés par des pyroclastites et accessoirement par des laves andésitiques et dacitiques. L'activité volcanique du Cambrien inférieur était sub-aquatique (intercalation de lentilles carbonatées, argileuses dans des formations tuffacées dont les fragments sont remaniés par endroits et riches en matière argileuses).

La mise en place du pluton du Tichka est contemporaine de l'événement tectonométamorphique hercynien ayant affecté la base du Paléozoïque. Le métamorphisme qui a affecté l'encaissant du pluton était de BP - HT et il est caractérisé par la sillimanite et l'andalousite. Cette dernière est syn à post-cinématique et témoigne de la persistance du flux thermique après la compression majeure qui est orientée NW-SE (Lagarde et al., 1985, Lagarde, 1987) et responsable de la structuration de cet encaissant.

Une zonation métamorphique a pu être observée à la bordure orientale du massif du Tichka. Elle va du faciès des schistes verts jusqu'au faciès des granulites (à FK, Pl et silli) au contact immédiat du granite en passant par le faciès des amphibolites. La température de formation de ces gneiss est estimée à 650°C ce qui laisse supposer qu'une partie, au moins, des roches grenues du massif pourrait provenir de la fusion partielle de la croûte continentale.

Géochimie : les plutonites hercyniennes de la bordure orientale du massif du Tichka sont de nature calco-alkaline. Deux magmas sont à l'origine des granites dans cette partie du massif ; le premier groupe de granite proviendrait probablement de la cristallisation fractionnée d'un magma basique (dioritique) à (pl. FK) pour 60 %, biotite 15 %, amphibole 20 % et magnétite 5 %. Le deuxième groupe moins riche en Zr et en Sr et riche en Rb pourrait provenir de la fusion partielle de la croûte continentale. Cette dualité entre magma basique d'origine profonde et

magma acide d'origine relativement superficielle a été invoquée par Vogel et al. (1975, 1976), Scott et al. (1980), Tisserant (1977) et Mrini (1985) pour l'exemple du massif du Tichka. Cette étude géochimique nous a montré aussi que les volcanites du Cambrien inférieur sont de nature calco-alcaline et leur fractionnement magmatique est similaire à celui des plutonites.

La géochimie des matériaux détritiques a montré que les sédiments du Cambrien inférieur correspondraient à des greywackes et à des shales dont la paragenèse argileuse de départ était de nature illitique.

Métallogénie : les indices minéralisés dans la bordure orientale du massif se subdivisent en deux grands groupes.

-Les indices hydrothermaux dont molybdénite d'Ikissane, cuivre gris de Tizi n'Israquen, blende et galène de Taourarht et Tamaillouste et quartz aurifère d'Oukilal.

-Les indices pyrométasomatiques dont molybdénite des exoskarns de la région d'Ikissane et d'Azilal Gdid et scheelite d'Agadir n'Maine.

Trois indices du premier groupe ont fait l'objet de cette étude. Ils se présentent comme suit.

La minéralisation en molybdénite d'Ikissane qui est liée à la tectonique hercynienne et qui traverse l'apophyse d'Ikissane et les pyroclastites de cette région s'est effectuée en deux stades.

.Un premier stade pneumatolytique dont la cristallisation a donné lieu à de larges cristaux de feldspaths potassiques, plagioclases et quartz avec lesquels la totalité de la molybdénite a cristallisé en position intergranulaire.

.Un stade hydrothermal dont la cristallisation a donné lieu à une gangue quartzreuse avec cristallisation des sulfures de Fe et de Cu (Pyrite, Pyrrhotite et chalcopryrite). Cette deuxième venue hydrothermale s'est mise en place au sein du faisceau primaire minéralisé. L'origine de ces fluides est fort probablement le pluton du Tichka.

L'indice de cuivre gris de Tizi n'Israquen situé dans des terrains peu métamorphiques (faciès schistes verts) correspond au remplissage de fractures sub-verticales orientées N150. La gangue est sidéritique et les sulfures de Fe et de Cu qui y cristallisent sont répartis suivant des zones verticales correspondant à des changements des propriétés physico-chimiques du fluide ascendant. On rencontre de bas en haut le Cu gris, la bornite et la chalcopryrite. Ceci témoigne de l'ascension d'un fluide hydrothermal d'origine magmatique.

On voit à travers ces deux exemples (Molybdénite et Cu gris) que le contrôle de la minéralisation est lié principalement à la fracturation hercynienne et à l'activité magmatique. L'encaissant ne joue pratiquement pas de rôle dans ces deux minéralisations.

Dans l'indice aurifère d'Oukilal la minéralisation se présente sous forme de quatre faisceaux de lentilles quartzreuses sub-concordants à la schistosité régionale. Ces lentilles avaient pris naissance sous un régime cisailant. La paragenèse primaire est formée par du

mispickel, de la pyrrhotite et de la pyrite. Ces sulfures majeurs sont plus ou moins aurifères. A cette paragenèse primaire vient s'ajouter une paragenèse tardive qui recoupe la première ou vient s'installer en position intergranulaire. Cette deuxième paragenèse est formée essentiellement de bismuth - bismuthinite - sulfo-tellures de Bi sulfure de Bi-Pb - or natif - chalcopryrite - blende - galène - maldonite - et un sulfure d'Au-Bi-Pb.

L'or est initialement présent dans le mispickel sous forme d'atomes (substitution Au-Fe) ou sous forme de complexes chimiques dont on ne connaît pas la nature actuellement. Cet or pourrait être remobilisé sous l'action de contraintes tectoniques ou sous l'influence de venues hydrothermales à Bi, Cu, Pb et Te. Cet or remobilisé peut se concentrer dans les pyrrhotites au contact immédiat du mispickel. Dans ces pyrrhotites une forme cristalline (monoclinique ou hexagonale) pourrait être favorable au piégeage de l'or. L'étude systématique de ces deux pyrrhotites qui existent côte à côte dans l'indice d'Oukilal pourrait être utile pour la compréhension de certains phénomènes métallogéniques.

La minéralisation dans le cas d'Oukilal a subi une influence de corps acides (granites, granodiorites) pour sa richesse en Bi et l'influence de corps basiques (gabbros) pour ses teneurs élevées en Pd. Un scénario de mise en place de cette minéralisation est résumé par la Fig. 48 ci-dessous.

La répartition des différents indices autour du pluton du Tichka est contrôlée par la structuration, les faciès métamorphiques qui confèrent la température de dépôt et par le magma, qui dans le cas du Tichka est composite (acide et basique).

«La composition chimique des minéralisateurs n'est pas la même d'un point à l'autre de l'auréole d'une masse éruptive» Raguin (1940). C'est dans cette optique que rentre la diversité des indices minéralisés dans la bordure orientale du massif du Tichka.

Perspectives. Au terme de cette étude, plusieurs problèmes sont soulevés à savoir :

- la nature de l'or à l'intérieur des phases sulfurées majeures, ce qui permettra de mettre en oeuvre un type de traitement pour la récupération,
- l'influence de corps basiques devrait être étayée par une étude géochimique très fine des gabbros du massif du Tichka,
- l'étude de l'altération de l'encaissant pourrait constituer un élément pour la prospection, de même que la recherche d'anomalies en Au qui permettra de connaître l'origine exacte de ces métaux dans l'indice d'Oukilal,
- l'étude des pyrrhotites liées à l'indice aurifère nous renseignera sur la relation, piégeage de l'or - contraintes cristallographiques,
- les conditions de déstabilisations des sulfures majeurs sont encore mal connues.
- étude des platinoïdes dans la minéralisation et dans les roches basiques.

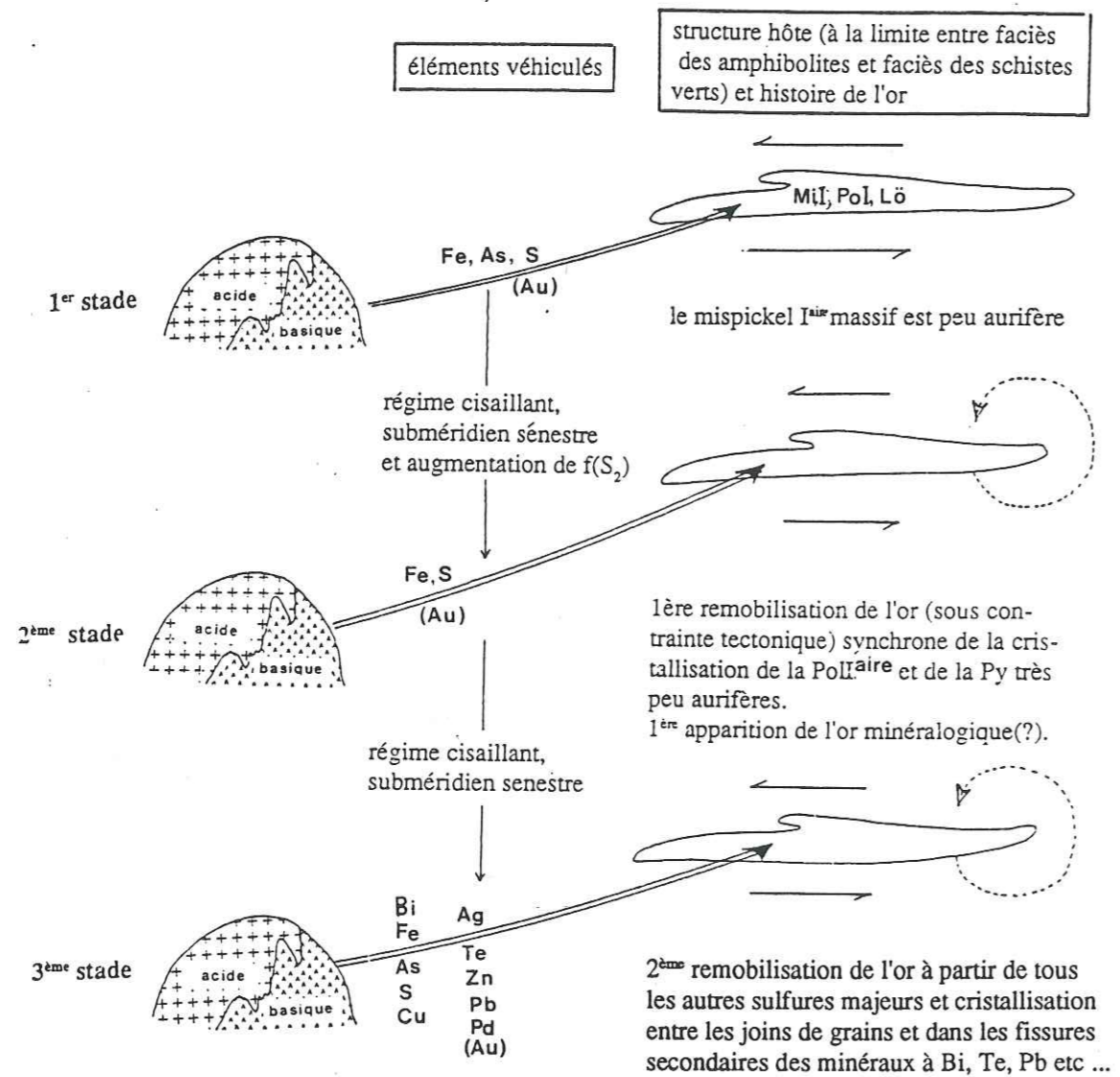


Fig 46 : Scénario de mise en place de la minéralisation aurifère d'Oukilal

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

- Agard J., Permingeat F. (1952)* - Etain, wolfram et molybdène, in Géologie des gîtes minéraux marocains. Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc n° 87 et (XIX Cong. géol. inter. monog. rég., 3è série, Maroc, n°1 chap. 1, pp. 17 - 44.
- Agard J., (1973)* - Prospection pour wolfram et molybdène de la bordure E et NE du massif granitique du Tichka (Haut-Atlas occidental) BRGM, Sgn/met/git. n° 270.
- Ahmadzadeh H., Auriol M., CALLI M., de Vaucorbeil H., Foglierini F., Gelas M., Olivie C., Picot P. et Tollon F. (1984)* - Le gisement aurifère de Gros-Gallet, le Bourneix district de Saint-Yrieix (Haute-Vienne) Chron. rech. min. n° 474, pp. 11 - 32.
- *Alnikine (1932)* - Rapport interne CMT.
- Amossé J., Fischer W., Allibert M. et Piboule M. (1986)* - Méthode de dosage d'ultra-traces de platine, palladium, rhodium et or dans les roches silicatées par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique. Analysis, 14 (1), pp. 26 - 31.
- Antweiler J.C., Sutton A.L. (1970)* - Spectrochemical analysis of native gold samples. U.S. Clearinghouse Fed. Sci. Tech. Inform, PB Rep. n° 194809, 32 p.
- Antweiler J.C., Campbell W.L. (1976)* - Application of gold compositional analysis to mineral exploration in the United States. 25 Int. geol. Congr., V2, pp. 433 - 434.
- Bache J.J. (1982)* - Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative. Mem. BRGM, n° 118.
- Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J. and Oen J.S. (1978)* - Uyttenbogaardite, a new silver-gold sulfide - Canadian Mineralogist, V.16, pp. 651 - 657.
- Bernard A.J., Maier O.W. et Mellala (1988)* - Aperçu sur les amas sulfurés massifs des hercynides marocaines. Mineral. Deposita, 23, pp. 104 - 114.
- Beutner E. (1978)* - Slaty Cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delavare water gap, New Jersey. Am. J. Sci., 278, pp. 1 - 23.
- Besson M. et Fontailles M. (1974)* - Relation entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., 97, pp. 445-449.
- Bizard Ch. et Ziegler V. (1955)* - Contribution à l'étude des gîtes hypothermaux et pyrométasomatiques en fonction de la pétrographie dans la bordure orientale du massif du Tichka. Notes, Serv. Géol. Maroc, t.11 n°123 pp. 113 - 154.

- Boiron M.C. (1987)* - Minéralisation à Au, As, Sb, altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif Central français). Thèse d'Université de Poitiers.
- Bonnemaison M. (1986)* - Les filons de quartz aurifères : un cas particulier de shear zone aurifère. Chron. Rech. Min. n° 482, pp. 55 - 66.
- Bonnemaison M. et Marcoux E. (1987)* - Les shear zones aurifères, proposition d'un modèle conceptuel. Rapport BRGM n° 87 DAM 016 DEX.
- Bonnemaison M. et Marcoux E. (1987)* - Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. Chron. Rech. Min. n° 488 pp. 20 - 42.
- Bonnemaison M. (1987)* - Les concentrations aurifères dans les zones de cisaillement ; métallogénie et prospection. Thèse de doctorat d'Etat Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Boyle R.W. (1961)* - The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Geological Survey of Canada, Memoir, 310, 193 p.
- Boyle R.W. (1979)* - The geochemistry of gold and its deposits : Geological Survey of Canada Bull., 280, 584 p.
- Cathelineau M., Boiron M.Ch., Holliger Ph., Marion P. et Denis M. (1989)* - Gold-rich arsenopyrite: crystal chemistry, location and state of gold, and physical and chemical condition of crystallisation. Econ. Geology, sous presse.
- Clariond L. (1938)* - Les gîtes miniers du massif du Tichka. Rapport interne CMT. inédit.
- Coleman R.G. and Peterman Z.E. (1975)* - Oceanic plagiogranite. J. Geoph. Res., 180, 8, pp. 1099 - 1108.
- Cornée J.J., Destombes J. et Willefert S. (1987)* - Stratigraphie du Paléozoïque de l'extrémité nord-ouest du Haut-Atlas occidental (Maroc Hercynien) ; interprétation du cadre sédimentaire du Maroc occidental. Bull. Soc. Géol. France (8) t III, n° 2, pp 327 - 335.
- De Koning G. (1957)* - Géologie des Ida ou Zal (Maroc) stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie SW du bloc occidental du massif ancien du Haut-Atlas. Leidse. Geol. Meded., Leiden, 23, pp. 1-209.
- De Launay L. (1913)* - Traité de métallogénie, Gîtes minéraux et métallifères, Tome III. Paris et Liège. Librairie polytechnique Ch. Béranger.

-Dobosi G. and Naggy B. (1989) - The occurrence of an Au-Bi sulphide in the Nagybörzsöny hydrothermal or deposit, Northern Hungary. N. Jb. Miner. Mh. H.1, pp. 8 - 14.

-Duchêne M. (1987) - Echantillonnage et conduite de l'exploitation dans un gisement d'or filonien. Chron. Rech. Min. n° 488, pp. 63 - 67.

-Emmons W.H. (1937) - Gold deposits of the world. 1 vol, New-York.

-Engel C.G., Fisher R.L. (1975) - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system W.I.O. Geol. Soc. Am. Bull. v. 86, pp. 1553 - 1578.

-Fauvelet E. (1948) - Etude géologiques de la région d'Alebdj et de l'Arhbar. document interne CMT. inédit.

-Gasquet D., Leterrier J., Mrini Z., Vidal P. (1988) - Caractérisation isotopique des unités composant le massif du Tichka (Haut-Atlas occidental Maroc). 12ème Réunion des sciences de la terre Lille 1988.

-Gavrilenko B.V., Belolipetskiy A.P., Bolotov N.I., Vorobets A.A. (1974) - Geochemistry of gold in the Kolmozero - voron'ya - metamorphic complex. Kola Peninsula. Geochemistry Int., v. 11, n° 1, p. 111 - 117.

-Gottfried D., Rowe J.J. and Tilling R.I. (1972) - Distribution of gold in igneous rocks. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper. 727, 42 p.

-Gregg, W. (1986) - Déformation of chlorite-mica aggregates in cleaved psammitic and pelitic rocks from Islesboro Maine, U.S.A. J. Struct. Geol., 8, pp. 59 - 68.

-Hamasaki S., Murao S., Hushino K., Watanabe M. and Soeda A. (1986) - Unnamed Au-Bi sulphide from the Tsugahira mine, Southern Kyushu SW Japan. N. Jb. Miner. Mh. H.9, pp. 416 - 422.

-Harker, A. (1909) - The natural history of igneous rocks. New-York, Macmillan 384 p.

-Helgeson H.C. and Garrels R.M. (1968) - Hydrothermal transport and deposition of gold. Econ. Geol. 63, pp. 622 - 635.

-Henley R.W., (1973) - Solubility of gold in hydrothermal chloride solution. Chem. Geology, vol. 11, pp. 73 - 87.

-Huvelin P. (1977) - Etude géologique et géochimique du massif Hercynien des Jebilet. Notes et Mém. Sev. Géol. Maroc. n° 232.

-Jouhari A., Wadjinny A., Tane J.L. (1988) - Un exemple possible de «shear zone aurifère» dans le massif du Tichka, Haut-Atlas occidental (Maroc). 12ème réun. Scien. de la Terre. Lille. p. 78.

-Keays R. (1984) - Archean gold deposits and their source rocks : The upper mantle connection, in Foster R.P. et. Gold'82 Zimbabwe Geological Society, Special Publication n° 1, pp. 17 - 52.

-Keays R. and Scott R. (1976) - Precious metals in the ocean-ridge basalts implication for basalts as source rocks for gold mineralisation. Econ. Geol., v. 71, n° 4, p. 705 - 720.

-Kerrick R. and Fyfe W.S. (1981) - The gold - carbonate association : source of CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. Chem. Geology, vol. 33, pp. 265 - 294.

-Kraut F., Termier H. et Termier G. (1976) - Etude pétrographique des granites à amphibole du massif du Tichka (Maroc). Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. t 90, n° 1, pp. 90 - 96.

-Kretschmar U. and Scott S.D. (1976) - Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe - As - S - and their application. Can. Mineral. 14, pp. 364 - 386.

-Kuno H. (1968) - Differentiated of basalts magmas. In: (Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition d. Hes, H.H. Intersec. Publ., pp. 623 - 688.

-Lagarde J.L. et Rodaz B. (1983) - Le massif plutonique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc) un diapir syntectonique. Bull. Soc. Géol. Fr. 25, n° 3, pp. 389 - 396.

-Lagarde J.L. (1985) - Cisaillement ductils et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la méseta Marocaine. Hercynia T. 1, pp. 29 - 37.

-Lagarde J.L. (1987) - Les plutons granitiques hercyniens, marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la méseta marocaine. Thèse doct. Rennes I.

-La Roche H. de (1968) - Comportement différentiel de Na, Ka et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., Fr. t. 267, pp. 39 - 42.

-Lindgreen W. (1933) - Mineral deposits - New-York 4e ed. MC Graw-Hill.

-Marion P., Regnard J.R. et Wagner F.E. (1986) - Etude de l'état chimique de l'or dans les sulfures aurifères par spectroscopie Mössbauer ¹⁹⁷Au; premiers résultats. C.R. Acad. Sci. Fr. 302 série II n° 8, pp. 571 - 574.

-Marion P., Wagner F.E., Jumas J.C. et Regnard J.R. (1988) - Apport de la spectroscopie Mössbauer à la connaissance de l'état de l'or dans les sulfures. Doc. BRGM, n° 158, pp. 509-525.

- Meinel G. (1963)** - Zur Frage der «chlorit porphyroblasten» in Gesteinen des Thüringer Schiefergebirges, *Geologie*, 12, 1106 - 1109.
- Michard A. (1976)** - Eléments de géologie marocaine - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 252.
- Michard A. et Piqué A. (1979)** - The variscan belt in Morocco: structure and developmental model. I.G.C.P. Blacksburg, Virginia 317 - 322.
- Miyashiro A. (1973)** - Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen and Unwin LTD, 492 p.
- Moine B. (1974)** - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région de Ambatofinandrahana). Mémoire Sciences de la Terre n° 31 (Nancy).
- Moiseenko v.g. and Fatyanov I.I. (1972)** - Geochemistry of gold 24e Inter. Geol. Congr. section 10, pp. 159 - 165.
- Mrini Z. (1985)** - Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc : Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse de l'Université Clermont II.
- Oudin E., Jouhari A., Tane J.L., Wadjinny A. (1989)** - Observation d'un sulfure d'or-plomb-bismuth Au (Pb, Bi)₅S₄ dans une minéralisation du massif du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc) à paraître.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979)** - Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33 - 47.
- Permingeat F., Termier H. et Termier G. (1950)** - Sur la présence de la scheelite dans le massif du Tichka (Haut-Atlas, Maroc) C.R.A.S. t. 231, pp. 1155 - 1156.
- Petit J.P. (1976)** - La zone de décrochement du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le carbonifère, Thèse 3e cycle. Montpellier.
- Picot P. et Johan Z. (1977)** - Atlas des minéraux métalliques. Mémoires du B.R.G.M., n° 90, 403 p.
- Picot P. et Marcoux E. (1987)** - Nouvelles données sur la métallogénie de l'or. C.R.A.S. t. 304. série II, n° 6, pp. 221 - 226.
- Picot P. et Marcoux E. (1988)** - Comparaison minéralogique listvenites - filons aurifères : Source ultrabasique et évolution minéralogique de l'or. Document du B.R.G.M. n° 158, pp. 469 - 487.

- Pinet M., Termier H. et Termier G. (1972)** - Les minéralisations du massif du Tichka, Haut-Atlas (Maroc), C.R.A.S., t. 275. série D, pp. 891 - 894.
- Piqué A. et Michard A. (1981)** - Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sciences Géologiques Bull. Strasbourg Fr.*, 34 (2), pp. 135 - 146.
- Piqué A. (1981)** - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. *Sciences géologiques Bull. Strasbourg. Fr.*, 34, (2), pp. 123 - 134.
- Piqué A. et Wybrecht E. (1987)** - Origine des chlorites de l'épizone. Héritage et cristallisation synschisteuse. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.* 110, 665 - 682.
- Proust F., Petit et Taponnier P. (1977)** - L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut-Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, n° 3, pp. 541 - 551.
- Pyke D.R. (1976)** - On the relationship between gold mineralisation and ultramafic volcanic rocks in the Timmin area, Northeastern Ontario. *Canadian Inst. Mining Metall. Bull.*, v 69, n° 773, pp. 79 - 87.
- Raguin E. (1961)** - Géologie des gîtes minéraux. Masson et Cie, éd. Paris, 3e éd., 686 p.
- Richard A. (1981)** - Le district aurifère de Chalant (Val d'Aoste - Italie) : Gîtologie, géochimie et métallogénie de l'or. Thèse de 3e cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Roberts R.G. (1987)** - Ore deposit models, Archean lode gold deposits. *Geoscience, Canada* Vol. 14, N° 1, pp. 37 - 57.
- Rosé (1987)** - Typologie des granitoïdes hercyniens du Maroc. Thèse de 3e cycle, Paris VI.
- Routhier P. (1963)** - Les gisements métallifères. Masson et Cie edit. Paris.
- Routhier P. (1980)** - Où sont les métaux pour l'avenir. Les provinces métallogéniques. Essai de synthèse globale. *Mem. BRGM* n° 105.
- Roy A. (1978)** - Evolution of stauy cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geol. Soc. An. Bull.*, 89, 1775 - 1785.
- Ryabchikov I.D., Rekharskiy V.I. and Kurdin A.V. (1981)** - Mobilisation of molybdenum by fluids during the crystallisation of granite melts. *Geoch. International*, n° 4, pp. 183 - 186.

-Rytuba J.J. (1985) - Geochemistry of hydrothermal transport of gold and sulfide minerals in Carlin - Type Gold deposits. U.S. Geological Survey Bulletin, 1646, pp. 27 - 34.

-Saager R., Meyer M. and Muff R. (1982) - Gold distribution in supracrustal rocks from Archean greenstone belts of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps : Metallogenic and geochemical implication. Econ. Geol. V 77, pp. 1 - 24.

-Schaer J.P. (1964) - Volcanisme Cambrien dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental. C.R.A.S. t. 258, pp. 2114 - 2117.

-Scott G.B. and Vogel T.A. (1980) - The origin of the acidic and basic rocks of the Tichka massif, Morocco. Based on rare earth elements. Cont. Mineral. Petrol., 75, pp. 89 - 95.

-Seward T.M. (1973) - Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal or solution. Geoch. Cosmo. Acta. Vol. 37, pp. 379 - 399.

-Seward T.M. (1984) - The transport and deposition of gold in hydrothermal systems, in Foster, R.P. ed., Gold 86 : Geological society of Zimbabwe, special publication N° 1, pp. 165 - 182.

-Sharp Z.D., Essene E.J., Kelly W.C. (1985) - A re-examination of the arsenopyrite geothermometer : pressure considerations and application to natural assemblages. Can. Mineralogist, vol. 23, 517 - 534.

-Termier H. et G. (1945, a) - Le massif granito-dioritique du Tichka, caractères généraux. C.R. somm. soc. geol. Fr., pp. 35 - 36.

-Termier H. et G. (1945, b) - Le massif du Tichka : roches métamorphiques. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. pp., 45 - 46.

-Termier H. et G. (1945, c) - Le massif du Tichka : migmatites et plutonites, filons et minéralisation. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., pp. 65 - 66.

-Termier H. et G. (1945, d) - Le problème des diorites et les roches qui lui sont associées dans le massif du Tichka. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., pp. 81 - 82.

-Termier H. et G. (1946, a) - Sur l'existence d'un métamorphisme régional dans le Haut-Atlas marocain. C.R.A.S., t. 223, pp. 91 - 93.

-Termier H. et G. (1946, b) - L'évolution des roches dans le massif du Tichka (Haut-Atlas marocain). C.R.A.S., t., 223, pp. 580 - 582.

-Termier H. et G. (1963) - Sur un faciès particulier des schistes à mica blanc et chlorite du Haut Aghbar (Grand Atlas), Bull. Soc. France. Miner. Crit., LXXXVI, pp. 72 - 77.

-Termier H. et G. (1966) - Le Cambrien inférieur au voisinage du massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas marocain). C.R.A.S. t. 262. série D, pp. 843 - 845.

-Termier H. et G. (1970) - Sur une roche cristalline renfermant une écaille d'Echinoderme (massif du Tichka, Haut-Atlas occidental, Maroc) C.R.A.S., t. 270, série D, pp. 1092 - 1095.

-Termier H. et G. (1971) - Sur quelques métallotectes du Maroc central et du Haut-Atlas. Colloque sur les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. pp. 107 - 115. Paris Masson et Cie.

-Termier H. et G. (1971) - Le massif granodioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental - Maroc). Les régions et les terrains. Notes, Mém. Serv. Géol. Maroc. n° 216, 240 p.

-Termier H. et G. (1971) - Sur la genèse du granite et du diorite dans le massif du Tichka (Haut-Atlas, Maroc). C.R.A.S. t. 272, série D, pp. 535 - 537.

-Termier G., Termier H., Leutwein F. et Sonet J. (1972) - Sur l'âge varisque des plutonites du Tichka (Maroc). Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 95, pp. 124 - 127.

-Termier H., Termier G. et Pinet M. (1977) - Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc) Contribution à l'étude de la minéralisation. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle Nouvelle série. Série C, Science de la terre. Tome XXXIX.

-Termier H. et Termier G. (1980) - Les skarns dans le massif du Tichka (Haut-Atlas - Maroc). Notes Serv. Géol. Maroc, t. 41, n° 285, pp. 249 - 266.

-Termier H. et Termier G. (1982) - Le massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas occidental marocain) essai d'une vision d'ensemble. C.R.A.S. Paris t. 294, pp. 1275 - 1278.

-Tilling R.I., Gottfried D. and Row J.J. (1973) - Gold abundance in igneous rocks : Bearing on gold mineralization. Econ. Geol. v 68, pp. 168 - 186.

-Tisserant D. (1977) - Les isotopes du Sr et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mesétiens. Thèse 3e cycle Strasbourg. Fr.

-Touray J.C. (1987) - Transport et dépôt de l'or dans les fluides de la croûte continentale - L'apport des études d'inclusions fluides. Chro. Rech. Min. n° 488, pp. 43 - 53.

-Viljoen R.P., Saagar R. and Viljoen M.J. (1969) - Metallogenesis and ore control in the Steynsdorps goldfield. Barbeton Mountain Land South Africa. Econ. Geol., V.64, pp. 778 - 797.

-Vogel T.A. and Walker B.M. (1975) - The Tichka massif, Morocco an exemple of contemporaneous acidic and basic plutonism. Lithos, 8, pp. 29 - 38.

-Vogel T.A., Williams E. Preston J. and Walker B.M. (1976) - Origin of the late Paleozoic plutonic massifs in Morocco. Geol. Soc. Amer. Bull. 87, pp. 1753 - 1762.

-Voisset M. (1975) - Etude géologique du Nord des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses. Application de la spectrométrie de masse à étincelles à la géochimie des éléments traces des paragenèses à molybdénite. Thèse 3e cycle. Grenoble.

-Wadjinny A. (1986) - Les minéralisations d'Oukilal - Rapport interne. C.M.T. inédit.

-Wadjinny A. (1986) - Tizi n'Test, Gite d'Oukilal. Rapport circonstanciel sur les résultats analytiques. Rapport interne C.M.T. inédit.

-Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma séries and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geol. 20, pp. 325 - 434.

-Wood D.A., Tarney J., Varet J., Sanders A.D., Bougault H., Joron J.L., Treuil M., Cann J.R. (1979) - Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOP leg 49 : Implication for mantle heterogeneity. Earth Planet. Scien. Letters v. 442, pp. 77 - 97.

-Woodland B. (1982) - Gradational development of domianial slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg formation. Eastern Pennsylvania. Tectonophysics, 82, 89 - 124.

-Zappettini E. (1983) - Le gisement d'or du Châtelet. Thèse 3^e cycle université de Limoges.

-Ziegler V., Bizard C. Bourrieau P. et Frehring P. (1952) - Sur la présence de scheelite et d'or natif et leurs modes de gisement, dans la bordure orientale du massif granito-dioritique du Tichka (Haut-Atlas, Maroc). C.R.A.S. t. 234, pp. 862 - 863.

Annexes

ANNEXE 1

Granites, monzogranites et granitoïdes								
REF	AM14	OF3	IK14	IK34	IK21	AM23	1*	2*
SiO ₂	68,63	74,61	72,16	77,26	73,63	73,12	71,01	75,08
Al ₂ O ₃	15,22	12,85	13,8	12,35	13,51	14,02	13,92	13,14
Fe ₂ O ₃	3,19	1,05	2,39	0,93	0,95	2,15	1,85	0,89
MgO	0,76	1,8	0,66	0,23	0,33	0,29	1,35	1,76
CaO	3,27	0,15	1,41	0,25	0,54	1,28	1,16	0,75
Na ₂ O	5,2	4,04	5,11	3,8	5,33	4,74	4,27	3,39
K ₂ O	1,1	4,6	2,96	5,25	4,91	3,38	3,91	5,00
TiO ₂	0,46	0,07	0,27	0,03	0,04	0,19	0,36	0,14
MnO	0,06	0,02	0,02	0,01	0	0,03	0,06	0,02
P ₂ O ₅	0,25	0	0,14	0	0	0,15	0,10	-
PF	1,5	0,81	1,4	0,41	0,49	0,75	0,13	0,06
TOTAL	99,64	100	100,32	100,52	99,73	100,1	98,12	100,23
Rb	43	153	94	90	129	92		
Sr	230	35	131	25	29	173		
Zr	269	65	149	60	43	173		
Nb	15	<10	14	<10	11	11		
Pb	12	10	12	<10	23	16		
Th	17	24	29	35	11	21		

Diorites et diorites quartziques									
REF	OK64	AG57	IK7	TA9	TA8	TA10	IK22	3*	4*
SiO ₂	56,98	60,27	71,51	64,67	66,57	68,59	56,84	55,80	66,16
Al ₂ O ₃	18,48	16,52	15,17	15,68	15,86	16,37	18,27	18,50	15,86
Fe ₂ O ₃	6,09	6,03	3,02	4,17	3,06	3,49	4,83	6,34	3,82
MgO	2,26	3,67	0,58	2,23	1,09	1,36	4,26	4,35	2,61
CaO	5,35	4,05	2,02	3,41	2,66	0,58	5,93	4,71	3,59
Na ₂ O	5,09	5,39	2,89	4,48	0,3	0,43	4,36	5,61	4,34
K ₂ O	2,15	1,74	3,31	2,43	4,74	4,72	2,47	2,21	2,31
TiO ₂	1,19	0,98	0,37	0,6	0,59	0,59	0,86	1,31	0,68
MnO	0,1	0,09	0,05	0,06	0,1	0,02	0,12	0,15	0,13
P ₂ O ₅	0,4	0,5	0,23	0,35	0,36	0,46	0,31	0,35	0,15
PF	1,46	1,55	0,94	2,77	5,49	3,35	2,19	0,49	0,35
TOTAL	99,55	100,79	100,09	100,82	100,02	99,96	100,44	99,82	100,00
Rb	72	40	99	87	140	136	66		
Sr	609	469	250	271	13	14	442		
Zr	367	330	247	265	235	256	142		
Nb	17	20	15	<10	<10	12	<10		
Pb	14	<10	15	10	<10	14	12		
Th	<10	13	26	14	17	16	13		

* Analyses empruntées à Scott, G.B. et al., (1980)

toutes les analyses (majeurs et traces) ont été effectuées à l'Institut Dolomieu, Grenoble
(G. Vivier et F. Keller)

ANNEXE 2

Granodiorites					Gabbros				
	IK11	IK17	IK19	AM22	5*	6*	7*	8*	9*
SiO ₂	63,68	71,38	73,58	73,16	53,16	52,38	50,27	56,50	51,52
Al ₂ O ₃	16,27	15,52	14,67	12,74	16,50	16,63	14,82	16,28	15,16
Fe ₂ O ₃	1,00	2,47	2,23	3,06	2,11	0,92	2,60	4,04	2,43
MgO	0,87	0,19	0,54	0,52	6,05	7,79	7,51	4,16	7,61
CaO	2,76	1,09	1,49	0,99	6,87	9,80	9,20	7,00	7,66
Na ₂ O	7,94	5,76	2,4	3,94	9,33	6,94	7,04	6,38	7,09
K ₂ O	3,03	2,62	3,84	4,53	3,63	3,76	2,65	2,56	3,94
TiO ₂	0,58	0,3	0,23	0,29	0,79	0,38	0,43	3,03	1,07
MnO	0,09	0,03	0,06	0,04	1,53	1,26	1,58	1,30	2,05
P ₂ O ₅	0,24	0	0,14	0,14	0,22	0,14	0,22	0,26	0,29
PF	1,13	1	0,94	0,52	0,13	0,13	0,17	0,16	0,16
L.O.I.					0,68	0,87	0,84	0,49	0,86
TOTAL	100,59	100,36	100,12	99,93	101,00	101,00	97,33	102,16	99,84
Rb	127	70	122	102					
Sr	390	213	177	125					
Zr	295	233	123	138					
Nb	11	12	11	11					
Pb	9	16	10	12					
Th	<10	23	23	34					

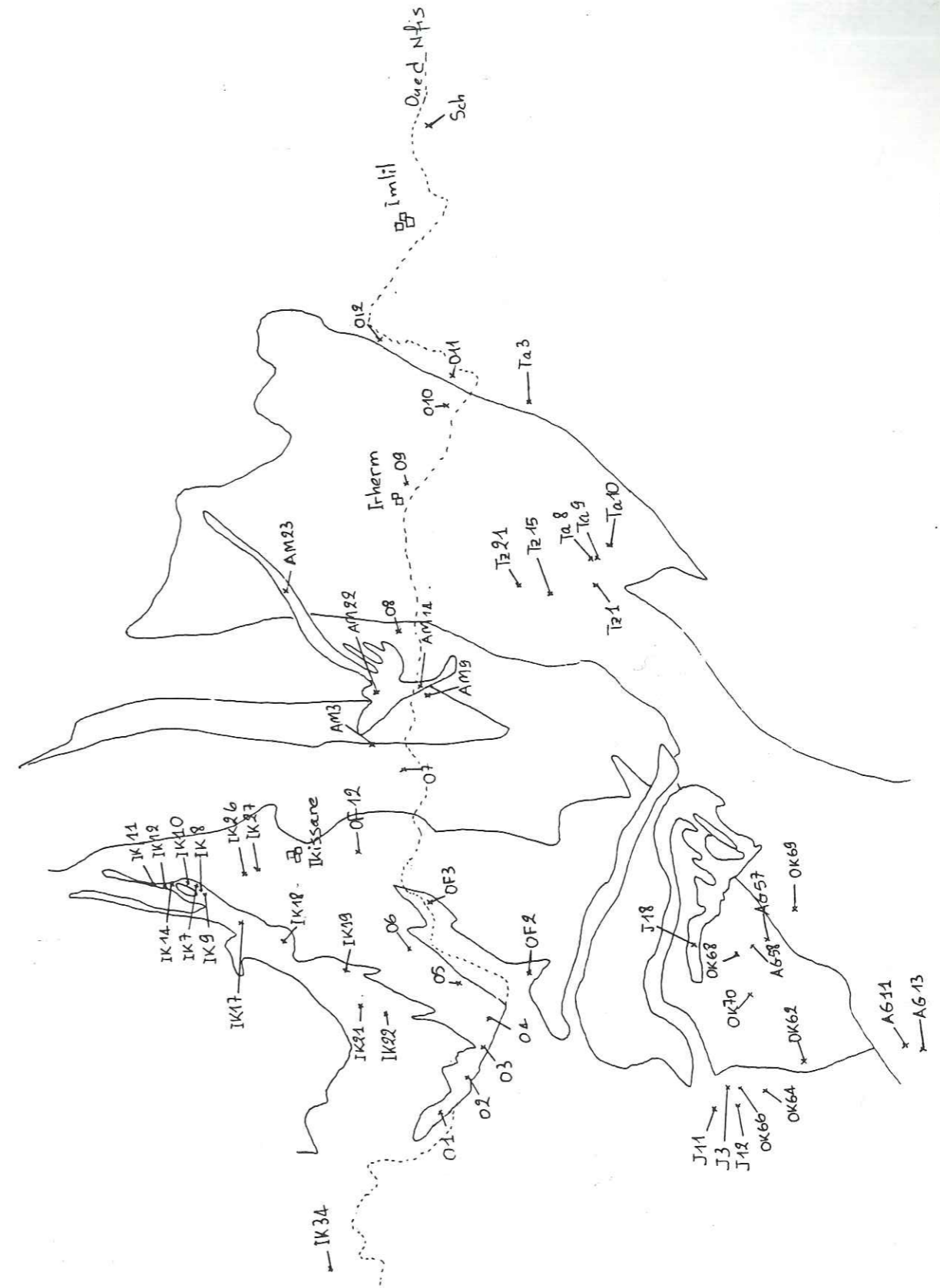
REF	Micaschistes			Calcaires métamorphiques					Schistes métamorphiques			
	OK70	OK62	AG58	TA3	OK69	AG11	AG13	AM3	SCHI	TZ21	OKg1	TZ15
SiO ₂	61,16	59,37	53,39	19,32	35,24	33,17	49,83	32,24	63,61	50,68	61,47	70,24
Al ₂ O ₃	21,46	21,42	23,06	4,99	8,62	5,42	9,94	7,83	18,67	14,47	17,79	13,52
Fe ₂ O ₃	5,67	5,63	4,29	4,28	3,24	33,31	3,26	4,59	5,93	4,03	3,72	3,48
MgO	1,44	2,45	2,75	1,36	3,7	3,38	0,08	3,02	1,25	4,86	1,47	0,88
CaO	0,65	0,27	2,71	39,3	27,29	11,12	16,81	31,92	0,15	11,98	1,36	2,33
Na ₂ O	1,12	0,9	3,16	0,65	3,79	0,99	1,6	1,01	1,42	2,91	5,35	0
K ₂ O	4,17	4,8	6,88	0,34	0,81	0,16	2,75	0,29	4,21	2,32	4,82	3,95
TiO ₂	0,97	1,21	1,11	0,08	0,29	0,28	0,27	0,41	0,89	0,4	0,64	0,27
MnO	0,06	0,03	0,1	0,18	0,13	0,49	0,19	0,35	0,04	0,05	0,03	0,11
P ₂ O ₅	0,03	0,16	0,27	0,38	0,26	0,17	0,31	0,31	0,22	0,38	0,66	0,22
PF	2,4	3,73	1,68	26,3	16,35	10,87	15,73	17,84	3,51	8,19	3,12	4,89
TOTAL	99,13	99,97	99,4	97,18	99,72	99,36	99,97	99,81	99,9	100,27		99,89
Rb	171	133	131	12	20	15	76	11	179	72	53	113
Sr	102	173	291	268	563	68	140	367	64	433	135	10
Zr	190	310	172	32	99	117	77	73	220	93	138	175
Nb	21	19	<10	<10	<10	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10
Pb	36	10	14	31	13	172	91	14	11	11	35	<10
Th	26	19	<10	<10	<10	10	11	10	33	<10	11	15

ANNEXE 3

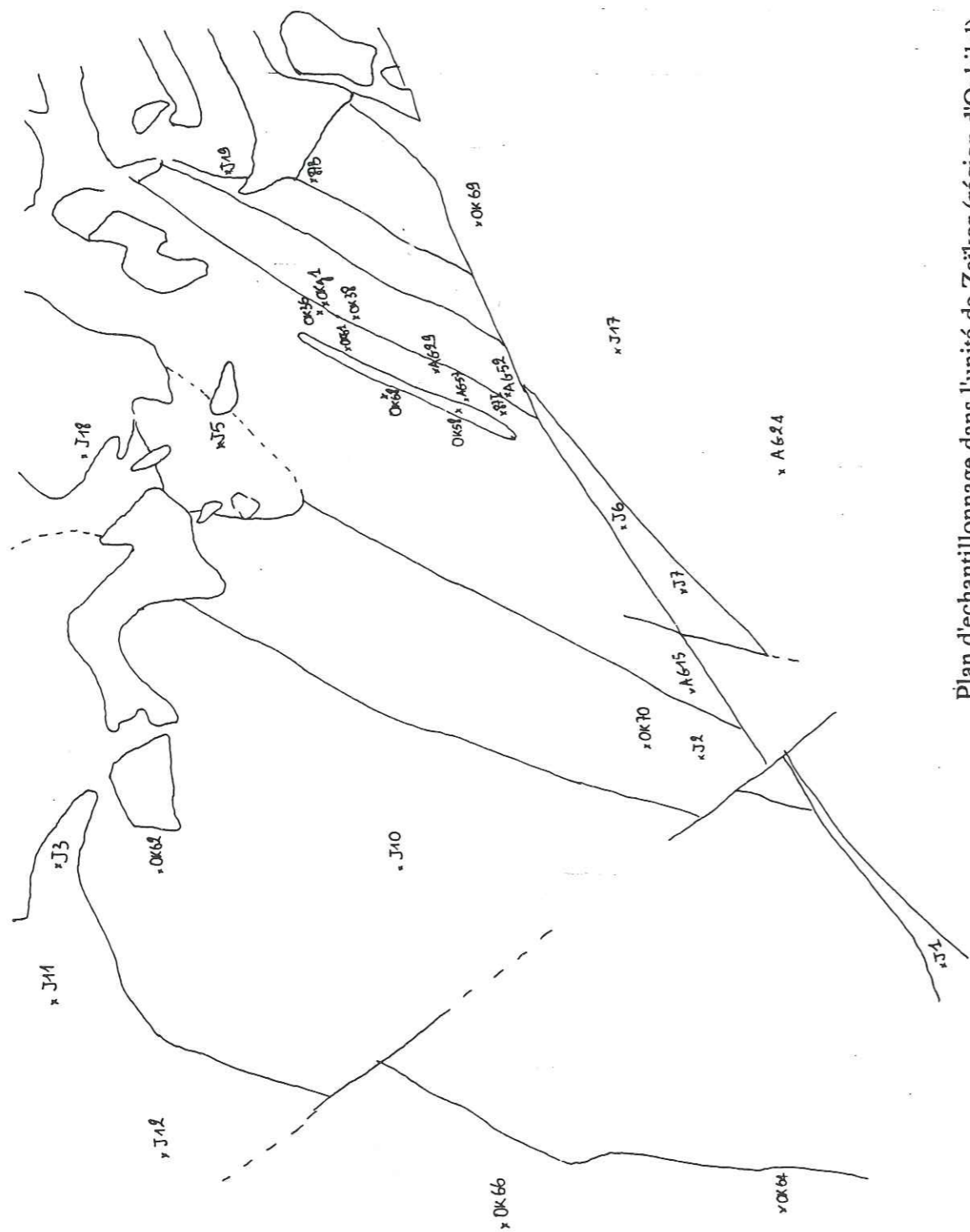
Méta - andésites			Dacite
REF	OF12	IK27	TA2
SI02	63,89	61,56	68,77
AL203	15,85	17,01	15,38
FE203	4,45	3,41	3,04
MGO	2,21	2,37	0,96
CAO	3,8	5,91	2,39
NA20	4,35	5,02	4,14
K20	2,87	1,79	3,21
TI02	0,73	1,08	0,44
MNO	0,09	0,1	0,03
P205	0,34	0,52	0,16
PF	1,15	0,9	1,51
TOTAL	99,73	99,67	100,03
Rb	70	31	84
Sr	333	513	255
Zr	263	345	246
Nb	10	19	10
Pb	<10	<10	15
Th	13	10	18

Méta - volcanites				Muscovite
OK68	OK61	AG29	IK26	TZ1
65,84	66,26	61,38	61,41	45,64
18,92	16,26	17,62	19,52	17,28
4,27	4,25	6,17	5,29	5,38
1,75	1,08	2,42	2,77	3,13
2,26	1,88	2,44	2,66	7,54
3,94	5,2	6,03	5,35	1,62
0,76	1,19	1,14	1,6	4,94
0,78	0,54	0,76	0,78	0,71
0,08	0,04	0,11	0,04	0,24
0,23	0,64	0,36	0,15	0,4
0,95	2,85	1,54	1,36	12,59
99,48	99,33	99,97	100,93	99,47
11	17	18	36	144
231	174	189	371	88
134	124	147	141	255
<10	<10	<10	<10	<10
<10	14	<10	<10	<10
<10	13	<10	<10	11

ANNEXE 4



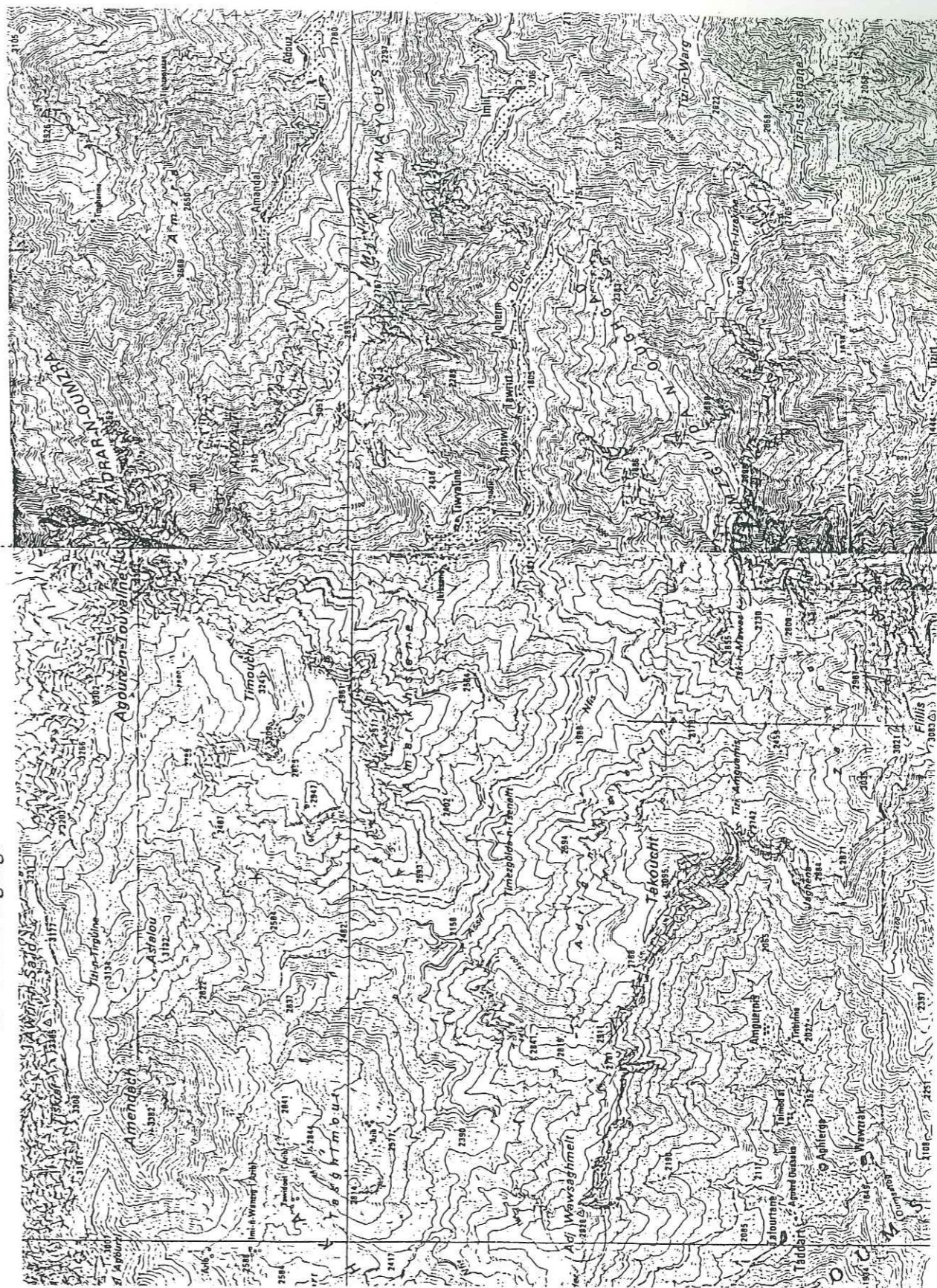
Plan d'échantillonnage dans la bordure orientale du massif du Tichka



Plan d'échantillonnage dans l'unité de Zaïkor (région d'Oukilal)

Feuille Tafingoult

Feuille Tnine Tigouga



Fond topographique de la bordure orientale du massif du Tichka

Structure de la bordure orientale
du massif du Tichka à partir
de photos aériennes.

echelle : 1/30000

⊙ : Indice minéralisé.

— : Cassure.

Ikissane

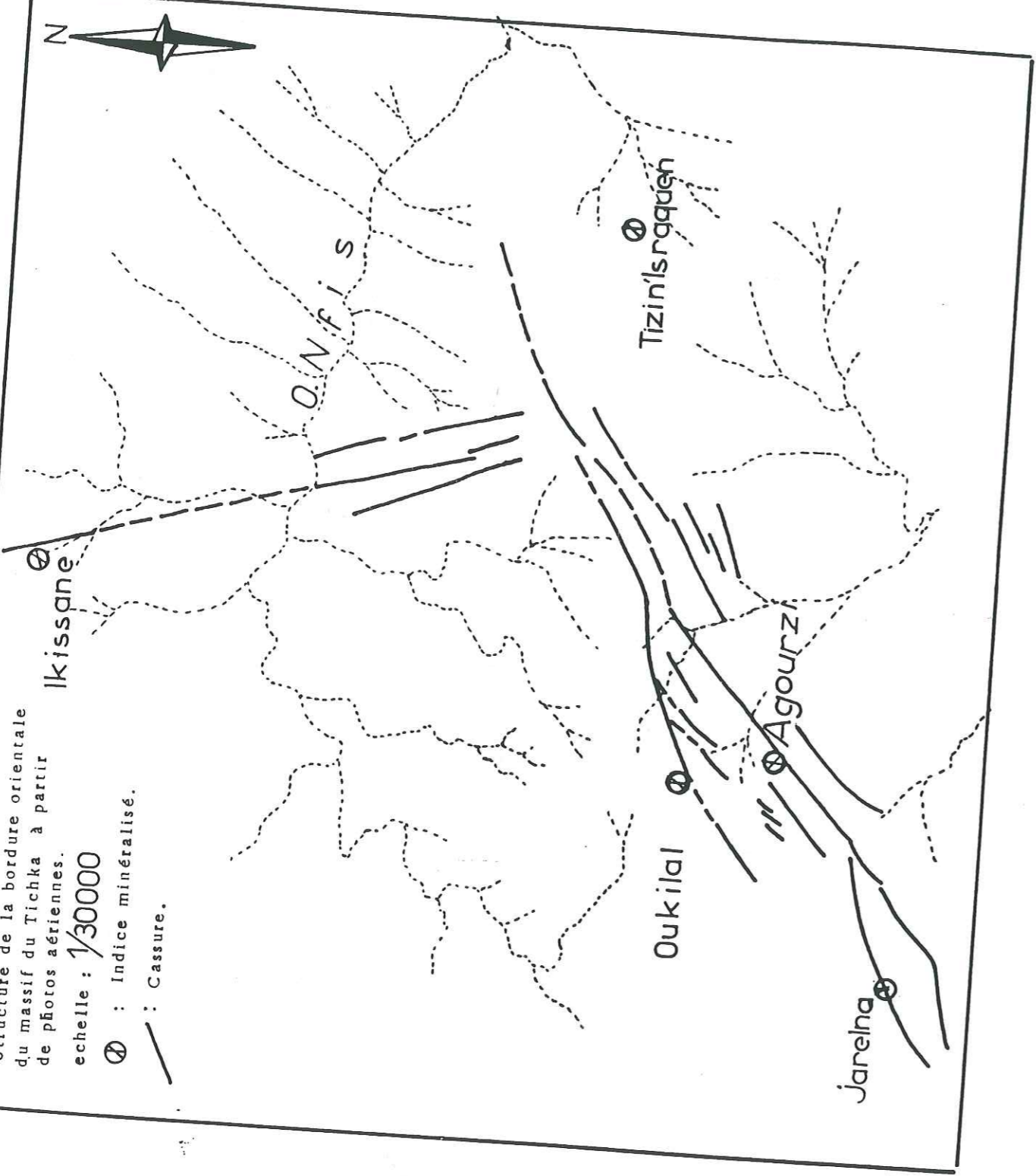
O. N. f. i. s

Oukilal

Tizin'Israqqen

Agourzi

Jarelna



UNIVERSITÉ DE BORDJ
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIBRAN
B.P. 8991 GRENELLE CENTR
ALPH 3301 874843

54 100 100

23 JUIN 1989

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

Thèse d'Université
en Géologie appliquée

Titre de l'ouvrage:
Minéralisations à Au-Mo- Cu de la bordure orientale du massif du Tichka dans leur cadre géologique. (Haut-Atlas occidental, Maroc)

Auteur: Abdellatif JOUHARI
Etablissement: Université Joseph Fourier

Résumé

Le massif du Tichka représente un des plutons «granitiques» hercynien du Maroc. Il est situé dans le Haut-Atlas occidental à environ 100 km au SW de Marrakech.

Cette étude a montré que la partie orientale ainsi que les apophyses qui émanent de celle-ci sont caractérisées par la présence de cinq groupes pétrographiques (diorites, diorites quartziques, granodiorites, monzogranite et granitoïdes) tandis que son encaissant est fait d'une série volcano-sédimentaire d'âge paléozoïque (Cambrien inférieur). L'ensemble a été structuré et métamorphisé lors de l'orogénèse hercynienne.

L'origine du pluton reste l'objet de plusieurs hypothèses (origine purement crustale ou origine double à la fois crustale et mantéllique). Bien que limitée à la prise en considération des termes acides (qui affleurent dans la partie orientale) les arguments géochimiques apportés dans la présente étude (éléments traces) plaident davantage pour la seconde hypothèse. On a montré aussi que le volcanisme du Cambrien inférieur est de nature calco-alcaline.

Concernant les minéralisations, l'accent a été porté plus particulièrement sur les indices à molybdène (secteur d'Ikissane), à cuivre (secteur du Tizi n'Israquen) et surtout à or (secteur d'Oukilal).

Outre la description minéralogique détaillée de ces indices (avec notamment la description d'un nouveau sulfure d'or, bismuth et plomb) à Oukilal, cette étude a permis de poser le problème de la genèse des minerais.

Deux phases successives ont été reconnues dans la mise en place de la minéralisation à molybdène. Une première phase (riche en molybdénite) à gangue quartzo-feldspathique, une seconde (moins riche) à gangue uniquement quartzreuse.

Pour le cuivre, on a pu mettre en évidence l'existence d'une zonation verticale à l'intérieur des filons. Elle peut correspondre à des modifications physico-chimiques du fluide ascendant.

Concernant l'or, trois stades de minéralisation ont été reconnus: le premier à mispickel (peu aurifère) surtout, le second à pyrrhotite (peu aurifère) plus pyrite, le troisième à paragenèse beaucoup plus complexe incluant notamment les éléments Cu, Pb, Zn, Bi, Te et Au. Ce troisième stade correspond à une fissuration tardive liée à la tectonique hercynienne. C'est lui qui a donné lieu à la cristallisation du sulfure d'or, bismuth, plomb signalé précédemment.

Mots clés: plutonisme hercynien acide et basique, encaissant volcano-sédimentaire, Cambrien, métamorphisme, filons minéralisés, or, molybdène, cuivre, Haut-Atlas occidental, Maroc.