UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

# ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE D'UN AMAS SULFURÉ VISÉEN À ZN-PB-CU: CAS DE HAJAR, GUÉMASSA, MAROC.

SAÏD ZOUHRY
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL,
GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIAE DOCTOR (Ph.D)
(GÉNIE MINÉRAL)
MAI 1998

© Saïd Zouhry, 1998.

National Library of Canada
Acquisitions and Bibliographic Services
395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale du Canada
Acquisitions et services bibliographiques
395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

*Your file Votre référence*

*Our file Notre référence*

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-37389-4

Canada

**UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL**

**ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL**

Cette thèse est intitulée:

# ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE D'UN AMAS SULFURÉ VISÉEN À ZN-PB-CU: CAS DE HAJAR, GUÉMASSA, MAROC.

présentée par: ZOUHRY Saïd

en vue de l'obtention du diplôme de: Philosophiae Doctor

a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de:

M. DARLING, Richard, Ph.D., président du jury

M. BROWN, Alex., Ph. D., membre et directeur de recherche

M. SANGSTER, F., Donald, Ph.D., membre et co-directeur

M. VALIQUETTE, Guy, Ph.D., membre du jury

M. GAUTHIER, Michel, Ph.D., membre externe

# *REMERCIEMENTS*

Le présent travail a été effectué au département du Génie Minéral, sous la direction du Dr. Alex Brown, qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude, pour la confiance qu'il m'a témoignée, les conseils, l'appui qu'il m'a apportés au cours de ma scolarité et pour avoir contribué financièrement à une bonne partie de notre recherche.

Je désire également exprimer mes remerciements les plus sincères à mon co-directeur Dr. Donald F. Sangster, de la Commission Géologique du Canada à Ottawa, pour son immense savoir intellectuel, sa disponibilité, ses discussions et ses conseils fructueux, qui ont éclairé davantage mes connaissances dans ce domaine.

Je tiens à remercier les responsables de l'Omnium Nord Africain (ONA) au Maroc, Mr Abbaro directeur du Pôle Mine et Mr Ben Yaghlef directeur de REMINEX (filiale de l'ONA) qui ont financé, conjointement avec les fonds de Recherche du Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada de mon directeur, notre projet ainsi que pour leur support logistique durant nos multiples séjours au Maroc. Que le directeur de la mine de Guémassa, Mr Aït Rahhou ainsi que le géologue Mr Kersit, les adjoints et les techniciens de la mine qui m'ont facilité, pour le mieux, l'accès aux différents niveaux de la mine et de m'avoir aidé à supporter la noirceur du fond durant nos stages, qu'ils trouvent ici ma reconnaissance la plus sincère.

Que les professeurs, Dr. Michel Gauthier de l'Université du Québec à Montréal ainsi que Dr. Richard Darling et Dr. Guy Valiquette de l'École Polytechnique de Montréal, reçoivent mes plus sincères remerciements pour le temps qu'ils ont consacré à l'examen et à la critique de cette thèse.

Je tiens également à remercier Dr. Anthony Williams-Jones du Département des Sciences de la Terre de l'Univérsité McGill, Montréal, pour m'avoir permis d'utiliser son laboratoire d'inclusions fluides, ainsi que les techniciens et secrétaires du département du Génie Minéral pour leur gentillesse et leur soutien durant toutes ces années passées à l'École Polytechnique.

Je tiens à remercier également tous les professeurs du Génie Minéral et du département de Géologie de l'Université de Montréal, les collègues et amis du département, spécialement Aboutahir, Bouabdellah et Asli qui m'ont apporté beaucoup de soutien durant ces dernières sessions.

Un grand merci à toute ma famille, ma mère, mes frères et soeurs qui n'ont pas arrêté de m'encourager dans des moments pénibles. Enfin, je tiens à remercier grandement ma conjointe Amina qui, malgré les grandes distances qui me séparent d'elle, a toujours su, avec beaucoup de tendresse, trouver les mots qui m'ont aidé à supporter ma solitude.

# *SOMMAIRE*

Le gisement polymétallique de Hajar, situé à une trentaine de kilomètres au sud de Marrakech au Maroc, constitue l'un des plus grands gisements d'amas sulfuré en Afrique du nord. Il a été découvert sous une centaine de mètres de couverture, à l'interface de deux unités viséennes appartenant au massif hercynien des Guémassa; l'ensemble des roches a subi des déformations durant les orogenèses hercynienne et alpine ayant généré un métamorphisme régional du faciès schiste-vert et un plissement majeur.

À partir de la cartographie souterraine et de l'examen de sondages, nous avons pu préciser une colonne stratigraphique à l'échelle du gisement. La pétrologie et la géochimie de la séquence stratigraphique de Hajar mettent en évidence des roches felsiques de composition rhyodacitique, surmontées par des tufs de composition andésitique au mur de la minéralisation, suivis de l'amas sulfuré puissant de quatre-vingt mètres et enfin une formation sédimentaire turbiditique localement carbonatée au toit. Les roches constitutives de ces unités ont subi, à différents degrés, les effets de l'hydrothermalisme au moment de la mise en place du gisement de Hajar.

Les premières manifestations stratigraphiques de la minéralisation hydrothermale dans le district minier apparaissent sous forme de fines lamines de sulfures associant les tufs volcaniques. Par dessus ces tufs, la minéralisation massive sulfurée de Hajar se présente en forme d'un amas concordante à la stratification sédimentaire des roches encaissantes et à prédominance pyrrhotitique; par ailleurs, le secteur ouest du

gisement est dominé par la pyrite. La texture de la minéralisation est communément rubanée, composée essentiellement de lamines de sphalérite, de galène et de chalcopyrite. On reconnaît une minéralisation rubanée à pyrrhotite-chalcopyrite par dessus une zone de stockwerk, une minéralisation rubanée à sphalérite-galène, représentant le principal minerai exploitable; et une minéralisation à pyrrhotite massive sans sphalérite ni galène.

Une minéralisation de type stockwerk est observée à travers toutes les roches sous-jacentes à l'amas. Cette minéralisation est riche en chalcopyrite dans sa partie centrale; lorsqu'elle intercepte les rythmites à pyrrhotite, la minéralisation consiste en sphalérite. Tout autour du stockwerk, quatre zones d'altération hydrothermale silicatée sont dénombrées: de la partie centrale vers la périphérie, on rencontre successivement les zones à silice, à séricite, à biotite et enfin à chlorite.

Notre modèle de mise en place des minéralisations de Hajar envisage le dépôt des rythmites à pyrrhotite du mur et du toit à partir de fluides de températures modérées par accumulations de sulfures durant les accumulations d'abord volcaniclastiques et ensuite sédimentaires. La minéralisation massive semble avoir été déposée à partir de fluides nettement plus chauds d'une densité d'environ 0,8 g/cc, riches en fer, en zinc, en plomb et en cuivre; ces fluides arrivent entre des fluides de températures modérées ayant précipité les rythmites à pyrrhotite du mur et du toit. Le fluide chaud riche en Zn-Pb-Cu a infiltré les sédiments du toit non consolidés qui ont empêché la dispersion de ce fluide minéralisateur. Les isotopes du plomb des galènes de Hajar proposent un mélange d'une source profonde (sédiments cambriens) avec des roches volcaniques carbonifères comme étant l'origine du plomb et des métaux en général. D'autre part, le soufre proviendrait soit de l'eau marine soit, du lessivage des roches volcaniques et sédimentaires viséennes.

# *ABSTRACT*

The polymetallic Hajar deposit, located 30 km south of Marrakech, represents one of the most important north African volcanogenic massive sulfide deposits. It occurs at a depth of a hundred metres, at the contact between two Dinantian lithostratigraphic units belonging to the Viséan Guemassa massif. The host rocks were deformed during the Hercynian and Alpine orogenies, resulting in important folding and a regional metamorphism attaining the green-schist facies.

From underground mapping and drill holes data, we have refined the stratigraphic column at the deposit scale. Petrologic and geochemical studies show a rhyodacitic felsic lava overlain by andesitic tuffs, succeeded then by massif sulfides, which are in turn overlain by hangingwall turbidites and carbonates. All of these rocks show the effect of hydrothermal alteration affiliated with the Hajar mineralization.

The earliest hydrothermal product consists of thin pyrrhotitic laminae interbedded with tuffs. The massive sulfide mineralization overlying the tuffs is concordant with the sedimentary host-rocks; the eastern portion is predominantly pyrrhotitic, whereas the western portion is pyrititic. Mineral textures consist of banded laminae of pyrrhotite- chalcopyrite overlying a stockwork zone, banded sphalerite-galena mineralization (economic zones), and massive pyrrhotite without sphalerite or galena.

Stockwork mineralization is hosted by in all rocks underlying the ore body. The central part is chalcopyritic and, where it intercepts the pyrrhotitic rythmites, the stockwork mineralization consists of sphalerite. Surrounding the stockwork zone are four

zones of silicate alteration: a silicic central zone, succeeded outward by serictic, biotitic and chloritic zones.

Our genetic model for the Hajar mineralization proposes that the pyrrhotitic bands of the footwall rythmites and hangingwall turbidites result from fluids of moderate temperatures which exhaled during accumulation of their hosts. The massive sulfide mineralization was deposited from a hotter fluid with a density is ~0.8 g/cc, carrying iron, zinc, lead and copper, injected into the tuffs and turbidites between the lower temperature fluids responsible for the pyrrhotitic rythmites. The dispersion of hot low density ore-forming fluids by an exhaling plume can be prevented by infiltration into unconsolidated sediments. Lead isotopes from Hajar galena suggest the mixing of a fluid from a deep source (Cambrian sediments) with a fluid from the Carboniferous volcanic footwall rocks. Sulfur isotopes indicate a sulfur source in Viséan seawater or from leaching of Viséan volcanic and sedimentary units.

# TABLE DES MATIÈRES

Pages

REMERCIEMENTS ---------- iv
SOMMAIRE ---------- vi
ABSTRACT ---------- viii
TABLE DES MATIÈRES ---------- x
LISTE DES FIGURES ---------- xvi
LISTE DES TABLEAUX ET ANNEXES ---------- xxiii

**CHAPITRE 1 : INTRODUCTION**

1.1 *PERTINENCE DE L'ÉTUDE* ---------- 1
1.2 *SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET LOCALISATION* ---------- 1
1.3 *HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE* ---------- 3
1.4 *TRAVAUX ANTÉRIEURS* ---------- 5
1.5 *LES OBJECTIFS DE L'ACTUELLE RECHERCHE* ---------- 6

**CHAPITRE 2 : GÉOLOGIE GÉNÉRALE**

2.1 *INTRODUCTION* ---------- 10
2.2 *GÉOLOGIE RÉGIONALE DES MASSIFS DES JÉBILET ET DES GUÉMASSA* ---------- 14
2.2.1 *STRATIGRAPHIE DU SOCLE PALÉOZOÏQUE* ---------- 14
2.2.2 *STRATIGRAPHIE DE LA MESETA OCCIDENTALE* ---------- 16
2.2.2.1 *GÉOLOGIE DES JÉBILET* ---------- 16

*2.2.2.2 GÉOLOGIE DES GUÉMASSA* ---------- 17

*STRATIGRAPHIE DU DOMAINE DE TIOURAR* ---------- 19

*STRATIGRAPHIE DU DOMAINE DE N'FIS* ---------- 21

*GÉOLOGIE DU MASSIF DE SOUKTANA* ---------- 23

*2.2.3 LITHOLOGIE DE LA COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE* ---------- 23

*2.2.4 LES EFFETS OROGÉNIQUES* ---------- 24

*2.2.4.1 STRUCTURE RÉGIONALE* ---------- 24

*2.2.4.2 MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DYNAMIQUE* ---------- 25

*2.3 GÉOLOGIE DU DISTRICT MINIER* ---------- 25

*2.3.1 STRATIGRAPHIE* ---------- 25

2.3.2 *TTECTONISME* ---------- 26

*2.3.3 MÉTAMORPHISME DE CONTACT* ---------- 28

*2.4 CONCLUSIONS GÉNÉRALES* ---------- 29

***CHAPITRE 3: DESCRIPTION GÉNÉRALE DU GISEMENT***

*3.1 INTRODUCTION* ---------- 30

*3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA MINÉRALISATION* ---------- 31

*3.2.1 ROCHES EFFUSIVES* ---------- 31

*3.2.2 ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DU MUR* ---------- 33

*3.2.3 ROCHES SÉDIMENTAIRES DU TOIT* ---------- 34

*3.3 LES EFFETS OROGÉNIQUES SUR LES ROCHES-HÔTES À HAJAR* ---------- 34

*3.4 LES MÉTAMORPHISMES* ---------- 40

*3.5 LES ZONES MINÉRALISÉES* ---------- 42

*3.5.1 LA MORPHOLOGIE DU GISEMENT* ---------- 42

*3.5.2 MINÉRALISATIONS PRIMAIRES* ---------- 43

*3.5.3 MINÉRALISATION SUPERGÈNE* ---------- 48

*3.6 CONCLUSION GÉNÉRALE* ---------- 48

## *CHAPITRE 4: PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES-HÔTES*

*4.1 INTRODUCTION* ---------- 49

*4.2 DESCRIPTION LITHOLOGIQUE* ---------- 50

*4.2.1 LE SOCLE MÉTA-SÉDIMENTAIRE* ---------- 50

*4.2.2 L'UNITÉ 1: VOLCANO-SÉDIMENTAIRE* ---------- 54

*4.2.2.1 LES ROCHES FELSIQUES* ---------- 54

*LE DÔME MASSIF* ---------- 54

*LA BRÈCHE VOLCANIQUE* ---------- 59

*LES ROCHES PÉPÉRITIQUES* ---------- 64

*4.2.2.2 UNITÉS PYROCLASTIQUES* ---------- 69

*LES TUFS AMYGDALAIRES* ---------- 69

*LES TUFS À LAMINES DE SILICE* ---------- 76

*LA MINÉRALISATION DE TYPE RYTHMÉE* ---------- 80

*LES TUFS À XÉNOLITES* ---------- 80

*LES TUFS MASSIFS* ---------- 89

*4.2.3 L'UNITÉ 2: MINÉRALISATION MASSIVE SULFURÉE* ---------- 89

*4.2.4 L'UNITÉ 3: UNITÉ SÉDIMENTAIRE DU TOIT* ---------- 89

*L'UNITÉ GRÉSEUSE* ---------- 89

*L'UNITÉ DE CALCAIRES INTERCALAIRES* ---------- 91

*L'UNITÉ PÉLITIQUE-* ---------- 91

*L'UNITÉ BIOCALCARÉNITE* ---------- 93

*4.3 IIDENTIFICATION GÉOCHIMIQUE DANS DU PROTOLITHE VOLCANIQUE* ---------- 93

*4.3.1 MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES* ---------- 96

*4.3.1.1 ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACES* ---------- 96

*4.3.1.2 MOBILITÉ DES TERRES RARES* ---------- 100

*4.3.2 IDENTIFICATION DE LA ROCHE MÈRE* ---------- 102

*4.3.2.1 UTILISATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACE* ---------- 107

*4.3.2.2 Profils des terres rares* ---------- 107

*4.4 Conclusions générales* ---------- 109

***CHAPITRE 5: ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES ROCHES -HÔTES***

*5.1 Introduction* ---------- 113

*5.2 Description des altérations* ---------- 114

*5.2.1 pétrologique d'altération* ---------- 116

*5.2.1.1 Zone à chlorite* ---------- 116

*5.2.1.2 Zone à biotite* ---------- 125

*5.2.1.3 Zone à séricite* ---------- 130

*5.2.1.4 Zone à silice* ---------- 134

*5.2.2 Discussion* ---------- 134

*5.3 Géochimie d'altération* ---------- 138

*5.3.1 Mobilité des éléments majeurs* ---------- 140

*5.3.2 Évaluation du métasomatisme* ---------- 143

*5.4 Conclusions générales* ---------- 147

***CHAPITRE 6: MINÉRALOGIE DU MINERAI***

*6.1 Introduction* ---------- 149

*6.2 Minéralisation rythmée* ---------- 150

*6.3 Minéralisation massive* ---------- 159

*6.3.1 Pétrologie de la lentille massive du secteur est* ---------- 160

*Minéralisation rubanée à chalcopyrite* ---------- 160

*Minéralisation rubanée à sphalérite-galène* ---------- 162

*Minéralisation massive à pyrrhotite* ---------- 166

*Minéralisation massive à chalcopyrite-sphalérite et galène* ---- 166

*Minéralogie et géochimie de la lentille est* ---------- 170

*6.3.2 Pétrologie des lentilles du secteur ouest* ---------- 181

*6.3.3 Textures de déformation des minerais* ---------- 192
*6.4 Zones de stockwerk* ---------- 204
*6.4.1 Minéralogie du stockwerk à chalcopyrite* ---------- 204
*6.4.2 Rythmites associées à sphalérite au stockwerk* ---------- 207
*6.4.3 Zone cobaltifère* ---------- 207
*6.5 Zones à minéralisations oxydées* ---------- 209
*6.6 Séquences paragenétiques des sulfures à Hajar* ---------- 213
*6.6.1 Successions paragenétiques d'ordre 1* ---------- 214
*Paragenèses dans le stockwerk* ---------- 214
*Paragenèse des sulfures dans les rythmites* ---------- 217
*Paragenèses dans la minéralisation massive* ---------- 217
*6.6.2 Succession paragenétique d'ordre 2* ---------- 221
*6.7 Distribution des sulfures dans le domaine est* ---------- 222
*6.8: Précisions obtenues des inclusions fluides* ---------- 229
*6.9 Précisions isotopiques* ---------- 233
*6.9.1 Analyse isotopique du plomb* ---------- 233
*6.9.2 Analyse isotopique du soufre* ---------- 240
*6.10 Duscussion sur les minéralisations de Hajar* ---------- 248
*6.11 Conclusion générale sur les minéralisations* ---------- 258

***CHAPITRE 7: DISCUSSION***

*7.1 Paléogéographie du maroc carbonifère* ---------- 261
*7.2 Formation des roches-hôtes à Hajar* ---------- 265
*7.2.1 Les roches volcaniques et subvolcaniques du mur* ---------- 266
*7.2.2 Séries détritiques du toit* ---------- 270
*7.3 Modèle génétique de Hajar* ---------- 272
*7.4 Comparaison avec la ceinture pyriteuse ibérique* ---------- 283

*CHAPITRE 8: CONCLUSION* ---------- 288

*RÉFÉRENCES* ---------- 291

*ANNEXES* ---------- 318

# *LISTE DES FIGURES*

pages

Figure 1.1: Localisation géographique du gisement ---------- 2
Figure 1.2: Anomalies magnétique, gravimétrique et équipotentielle au sol ---------- 4
Figure 2.1: Carte structurale du Maroc ---------- 11
Figure 2.2: Géologie du massif des Jébilet ---------- 13
Figure 2.3: Colonne stratigraphique du Paléozoïque du Maroc ---------- 15
Figure 2.4: Coupe schématique nord-sud à travers les blocs paléozoïques ---------- 18
Figure 2.5: Géologie des Guémassa ---------- 20
Figure 2.6: Trajectoires de la schistosité dans le massif des Guémassa ---------- 27
Figure 2.7: Trajectoires de la schistosité en relation avec les failles ---------- 27
Figure 3.1: Séquence stratigraphique de Hajar ---------- 32
Figure 3.2: Schistosité marquée par la remobilisation des sulfures ---------- 36
Figure 3.3: Schistosité marquée par l'orientation de la séricite.. ---------- 36
Figure 3.4: Carte structurale du niveau 520---------- 38
Figure 3.5: Plissement dissymétrique dans la minéralisation rythmée ---------- 39
Figure 3.6: Répartition des failles à Hajar niveau 580 ---------- 41
Figure 3.7: Distribution des sulfures dans le gisement ---------- 44
Figure 3.8: Aspect general de la minéralisation rythmée ---------- 45
Figure 3.9: Aspect general de la minéralisation massive ---------- 45
Figure 3.10: Aspect general de la minéralisation du stockwerk ---------- 47
Figure 4.1: Coupe nord-sud à travers le gisement ---------- 51
Figure 4.2: Carte géologique du niveau 520 ---------- 52
Figure 4.3: Pélites de base montrant des lamines de quartz détritique ---------- 53
Figure 4.4: Carte géologique du niveau 380 ---------- 55
Figure 4.5: Sous-faciès rose de la rhyodacite ---------- 57
Figure 4.6: Sous-faciès rose de la rhyodacite montrant du quartz porphyrique à golfe. --57

Figure 4.7: Sous-faciès vert de la rhyodacite. ---------- 58
Figure 4.8: Sous-faciès vert de la rhyodacite ---------- 58
Figure 4.9: Sous-faciès sombre de la rhyodacite ---------- 60
Figure 4.10: Brèche volcanique. ---------- 62
Figure 4.11: Brèche volcanique ---------- 62
Figure 4.12: Brèche volcanique ---------- 63
Figure 4.13: Illustration de la roche pépéritique ---------- 65
Figure 4.14: Texture en peezle de la roche pépéritique ---------- 67
Figure 4.15: Roche pépéritique à sulfures ---------- 67
Figure 4.16: Texture vacuolaire des tufs amygdalaires ---------- 71
Figure 4.17: Tufs amygdalaires ---------- 72
Figure 4.18: Fragments lithiques transformés dans les tufs amygdalaires ---------- 72
Figure 4.19: Aspect microscopique des tufs amygdalaires ---------- 73
Figure 4.20: Des pseudomorphes losangiques dans les tufs amygdalaires ---------- 73
Figure 4.21: Nodules à remplissage quartzitique des tufs amygdalaires ---------- 75
Figure 4.22: Tufs à lamines de silice ---------- 77
Figure 4.23: Aspect microscopique des tufs à lamines de silice ---------- 77
Figure 4.24: Détail des tufs à lamines de silice ---------- 78
Figure 4.25: Tufs à lamines de sulfures montrant l'allure générale de ce faciès --------- 81
Figure 4.26: Tufs à lamines de sulfures à convolutes ---------- 82
Figure 4.27: Tufs à xénolites ---------- 84
Figure 4.28: Aspect macroscopique des tufs à xénolites ---------- 84
Figure 4.29: Des structures entrecroisées dans les tufs à xénolites ---------- 85
Figure 4.30: Pseudomorphe automorphe du tuf à xénolites ---------- 86
Figure 4.31: Xénolites altérés dans les tufs ---------- 86
Figure 4.32: Xénolites recristallisées en pyrrhotite ---------- 87
Figure 4.33: Tuf massif à grains fins ---------- 90
Figure 4.34: L'unité gréseuse ---------- 92

Figure 4.35: L'unité calcaire ---------- 92
Figure 4.36: Pélites noires ---------- 94
Figure 4.37: Pélites du toit ---------- 94
Figure 4.38: Diagrammes binaires ($Al_2O_3$, Zr, $Cr_2O_3$ et le V et fonction du $TiO_2$.) ----- 98
Figure 4.39: Diagrammes binaires l'Y en fonction du Nb ---------- 100
Figure 4.40: Profils des terres rares normalisées au lutécium ---------- 101
Figure 4.41: Diagrammes binaires des TR en fonction du Zr ---------- 103
Figure 4.42: Les roches volcaniques dans le diagramme AFM ---------- 106
Figure 4.43: Les roches volcaniques dans le diagramme de Winchester (1977) ------- 108
Figure 4.44: Profils des terres rares normalisées à la chondrite ---------- 110
Figure 5.1: Zonalité d'altération à travers le niveau 520 ---------- 115
Figure 5.2: Chloritisation extensive dans la rhyodacite ---------- 118
Figure 5.3: Chloritisation extensive dans les tufs à nodules de quartz ---------- 118
Figure 5.4: Chlorite de type fracture rencontrée au sein des sulfures massifs ---------- 119
Figure 5.5: Minéralisation massive à pyrrhotite à chlorite rubanée ---------- 121
Figure 5.6: Aspect microscopique de la chlorite rubanée ---------- 121
Figure 5.7: Chlorite fine massive dans l'interstice de la minéralisation pyriteuse------- 122
Figure 5.8: Chlorite en lamelles altérées en biotite ---------- 122
Figure 5.9: Les chlorites de Hajar dans le diagramme $SiO_2$ vs Fe/Fe+Mg ---------- 124
Figure 5.10: Le faciès biotitisé affectant les tufs ---------- 127
Figure 5.11: Le faciès biotitisé à biotite poécilitique ---------- 127
Figure 5.12: Tufs laminés altérées en biotite ---------- 128
Figure 5.13: Faciès biotitisé montrant une quasi-transformation de la roche ---------- 128
Figure 5.14: Stockwerk montrant l'altération en biotite et silice ---------- 129
Figure 5.15: Séricitisation dans la ryhodacite ---------- 132
Figure 5.16: Séricite en aiguilles développée à l'intérieur des sulfures ---------- 133
Figure 5.17: Séricitisation massive de la roche près du stockwerk ---------- 133
Figure 5.18: Intense silicification de la roche proche du stockwerk ---------- 135

Figure 5.19: Pyrite en atoll dans une roche silicifiée sous la lentille pyriteuse --------- 139
Figure 5.20: Gerbes d'anthophyllite recoupant la minéralisation massive ---------- 139
Figure 5.21: Variations des éléments majeurs en fonction du $TiO_2$ ---------- 141
Figure 5.22: Diagrammes d'isocons pour les roches volcaniclastiques ---------- 145
Figure 6.1: Allure générale des rythmites à la base ---------- 151
Figure 6.2: Rythmites du toit de la minéralisation (niveau 620) ---------- 151
Figure 6.3: Bandes de sulfure massif d'environ 30 cm dans les rythmites ---------- 153
Figure 6.4: Minéralisation rythmée boudinée par la déformation ---------- 153
Figure 6.5: Contact des ryhtmites avec la minéralisation massive ---------- 154
Figure 6.6: Aspect microscopique de la minéralisation rythmée ---------- 155
Figure 6.7: Succession des différents sulfures au sein Rythmites ---------- 155
Figure 6.8: Organisation en lamine des sulfures dans les rythmites ---------- 157
Figure 6.9: Pyrite en petits amas orientés par la schistosité ---------- 158
Figure 6.10: Minéralisation rythmée ---------- 158
Figure 6.11: Distribution des sulfures à travers le gisement de Hajar. ----------161
Figure 6.12: Aspect général de la minéralisation rubanée à chalcopyrite ---------- 163
Figure 6.13: Minerai rubané à chalcopyrite ---------- 164
Figure 6.14: Minerai rubané à chalcopyrite ---------- 164
Figure 6.15: Minerai rubané à sphalérite-galène et de chalcopyrite ---------- 165
Figure 6.16: Aspect microscopique de la minéralisation rubanée ---------- 165
Figure 6.17: Pyrite automorphes du minerai rubané à sphalérite-galène ---------- 167
Figure 6.18: Cristaux d'arsénopyrite dans le minerai rubané à sphalérite-galène --------- 167
Figure 6.19: Minerai massif à pyrrhotite ---------- 168
Figure 6.20: Pyrrhotite massive démontrant des jonctions triples ---------- 168
Figure 6.21: Chalcopyrite sous forme de lentilles de remplacement ---------- 169
Figure 6.22: Chalcopyrite dans l'interstice du minerai massif à pyrrhotite ---------- 169
Figure 6.23: Minéralisation massive à sphalérite-galène-chalcopyrite-pyrrhotite -------- 171
Figure 6.24: Pyrrhotite massive couverte de colloïde magnétique ---------- 173

Figure 6.25: Sphalérite et galène pris dans la pyrrhotite du minerai rubané ---------- 173
Figure 6.26: "Chalcopyrite disease" dans la minéralisation rubanée ---------- 175
Figure 6.27: Arsénopyrite dispersés en petits amas ---------- 177
Figure 6.28: Cristaux d'arsénopyrite associés à la galène cimentés par po-cpy ---------- 177
Figure 6.29: Projection des arsénopyrites le diagramme Fe-As-S ---------- 178
Figure 6.30: Cristaux automorphes de pyrite cimentés par la pyrrhotite ---------- 180
Figure 6.31: Chalcopyrite sous forme de couronne autour de la sphalérite ---------- 180
Figure 6.32: Minerai massif à pyrite de la zone ouest ---------- 182
Figure 6.33: Pyrite porphyrique fragmentée ---------- 183
Figure 6.34: Texture massive de la pyrite ---------- 183
Figure 6.35: Cristaux de carbonates dans la minéralisation massive à pyrite ---------- 185
Figure 6.36: Minéraux de gangue de la minéralisation pyriteuse ---------- 185
Figure 6.37: Microcristallites de pyrite prises dans la sphalérite ---------- 186
Figure 6.38: Pyrite montrant la texture en colloforme ---------- 186
Figure 6.39: Pyrites primaires automorphes et cataclasées ---------- 187
Figure 6.40: Pyrite montrant des croissances diagénétiques ---------- 187
Figure 6.41: Pyrite porphyroblastique ---------- 189
Figure 6.42: Porpyroblaste de pyrite attaqué à l'acide nitrique ---------- 189
Figure 6.43: Cristaux de pyrite structurés en atoll ---------- 190
Figure 6.44: Pyrite en atoll montrant un noyau de séricite ---------- 190
Figure 6.45: Pyrrhotite partiellement oxydée ---------- 191
Figure 6.46: Pyrite secondaire à structure squelettique ---------- 191
Figure 6.47: Pyrrhotite massive à textures de recuit ---------- 194
Figure 6.48: Textures de recuit dans la sphalérite massive ---------- 194
Figure 6.49: Pyrrhotite montrant les macles polysynthétiques ---------- 196
Figure 6.50: Macles polysynthétiques dans la sphalérite ---------- 196
Figure 6.51: La texture en "kink bands" dans des grains de pyrrhotite ---------- 198
Figure 6.52: Les "etch pits" observés dans un phénocristal de pyrite ---------- 198

Figure 6.53: Triangles d'arrachement dans la galène ---------- 200
Figure 6.54: Les subgrains dans la pyrrhotite ---------- 200
Figure 6.55: Recristallisation dynamique de la pyrite ---------- 201
Figure 6.56: Recristallisation dynamique de la pyrrhotite ---------- 201
Figure 6.57: Pyrite primaire à microfissures causées par la cataclase ---------- 203
Figure 6.58: Stockwerk à dominance chalcopyritique ---------- 205
Figure 6.59: Zone à sphalérite associée le stockwerk ---------- 205
Figure 6.60: Stockwerk à chalcopyrite ---------- 206
Figure 6.61: Stockwerk à chalcopyrite ---------- 206
Figure 6.62: Minéralisation rythmée à sphalérite ---------- 208
Figure 6.63: Minerai oxydé à pyrite en "birds eyes" ---------- 211
Figure 6.64: Minerai oxydé montre la sphalérite ---------- 211
Figure 6.65: Pyrite en "birds eyes" à la pyrite en peigne ---------- 212
Figure 6.66: Pyrite en "birds eyes" désagrégée ---------- 212
Figure 6.67: Paragenèse dans le stockwerk ---------- 215
Figure 6.68: Paragenèse dans le minerai à pyrrhotite ---------- 218
Figure 6.69: Paragenèse dans le minerai à pyrite ---------- 220
Figure 6.70: Carte d'échantillonnage niveau 580 ---------- 223
Figure 6.71: Représentation graphique du rapport cuivre (Cu/Zn+Pb) ---------- 224
Figure 6.72: Représentation graphique des isovaleurs des teneurs en zinc ---------- 226
Figure 6.73: Représentation graphique des isovaleurs des teneurs en plomb ---------- 227
Figure 6.74: Représentation graphique des isovaleurs des teneurs en argent ---------- 228
Figure 6.75: Inclusion primaire riche de forme irrégulière ---------- 231
Figure 6.76: Deux variétés d'inclusions ---------- 231
Figure 6.77: Températures d'homogénéisation et fusion de clatrate---------- 232
Figure 6.78: Températures de première fusion et d'homogénéisation du $CO_2$ ---------- 234
Figure 6.79: Diagrammes $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ pour Hajar ---------- 238
Figure 6.80: Comparaison des isotopes de plomb de Hajar et IPB ---------- 241

Figure 6.81 Fréquence des isotopes de soufre de Hajar ---------- 245
Figure 6.82: Isotope de soufre en fonction de la minéralisation ---------- 244
Figure 6.83: Déformation des sulfures en fonction de la température ---------- 252
Figure 6.84: Géobarométrie de la sphalérite ---------- 254
Figure 6.85: Géothermométrie de l'arsénopyrite ---------- 256
Figure 7.1: Reconstitution paléogéographique ---------- 263
Figure 7.2: Comparaison des bassins carbonifères de l'Europe et du Maroc ---------- 264
Figure 7.3: Succession de formation des lithologies de Hajar ---------- 267
Figure 7.4: Mode dépôts pyroclastiques d'après Fiske et al. (1964) ---------- 271
Figure 7.5: Environnement de formation des amas sulfurés volcanogènes ---------- 273
Figure 7.6: Relation de densité versus température ---------- 274
Figure 7.7: Diagramme de la fugacité d'oxygène vs fugacité du soufre ---------- 279
Figure 7.8: Modèle de formation de Hajar ---------- 280

## *LISTE DES TABLEAUX*

Table 6.1: Isotopes du plomb des galènes de Hajar ---------- 237
Table 6.2: Isotopes de soufre ---------- 243
Table 7.1: Comparaison de Hajar et de Rio Tinto et Neves-Corvo---------- 284

## *LISTE DES ANNEXES*

Annexe 1: Analyses géochimiques de la roche totale ---------- 318
Annexe II: Analyses géochimiques de certains minéraux ---------- 325
Annexe III: Diagrammes d'isocons des ryhodacites---------- 330
Annexe IV: Analyses géochimiques des sulfures ---------- 332
Annexe V: Données des inclusions fluides ---------- 336

# CHAPITRE 1

# INTRODUCTION

## 1.1 PERTINENCE DE L'ÉTUDE

La présente étude se penche sur la caractérisation d'un important gisement de sulfures massifs polymétalliques découvert en 1984 dans la Meseta occidentale au sud de la ville de Marrakech au Maroc, il s'agit du gisement de Hajar. Ce gisement présente une réserve estimée à plus de seize millions de tonnes à des teneurs moyennes de 10,5% zinc, 3,2% plomb, 0,6% cuivre et 60 ppm argent (évaluations de CMG: Compagnie Minière des Guémassa).

Ce gisement présente des similitudes avec les fameux gisements sulfurés de la ceinture ibérique. Ces similitudes apparaissent aussi bien dans la nature des roches-hôtes que dans l'âge viséen de ces gisements, malgré la prédominance en pyrrhotite des gîtes marocains. Dans notre thèse, nous essayons de commenter ces ressemblances, voire le rapprochement existant entre ces deux provinces métallogéniques.

## 1.2 SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET LOCALISATION

Le gisement de Hajar représente l'un des plus importants gisements polymétalliques à zinc-plomb-cuivre en Afrique du Nord. Il a été découvert sous une épaisse couverture sédimentaire à une trentaine de kilomètres à vol d'oiseau de Marrakech (figure 1.1), à la

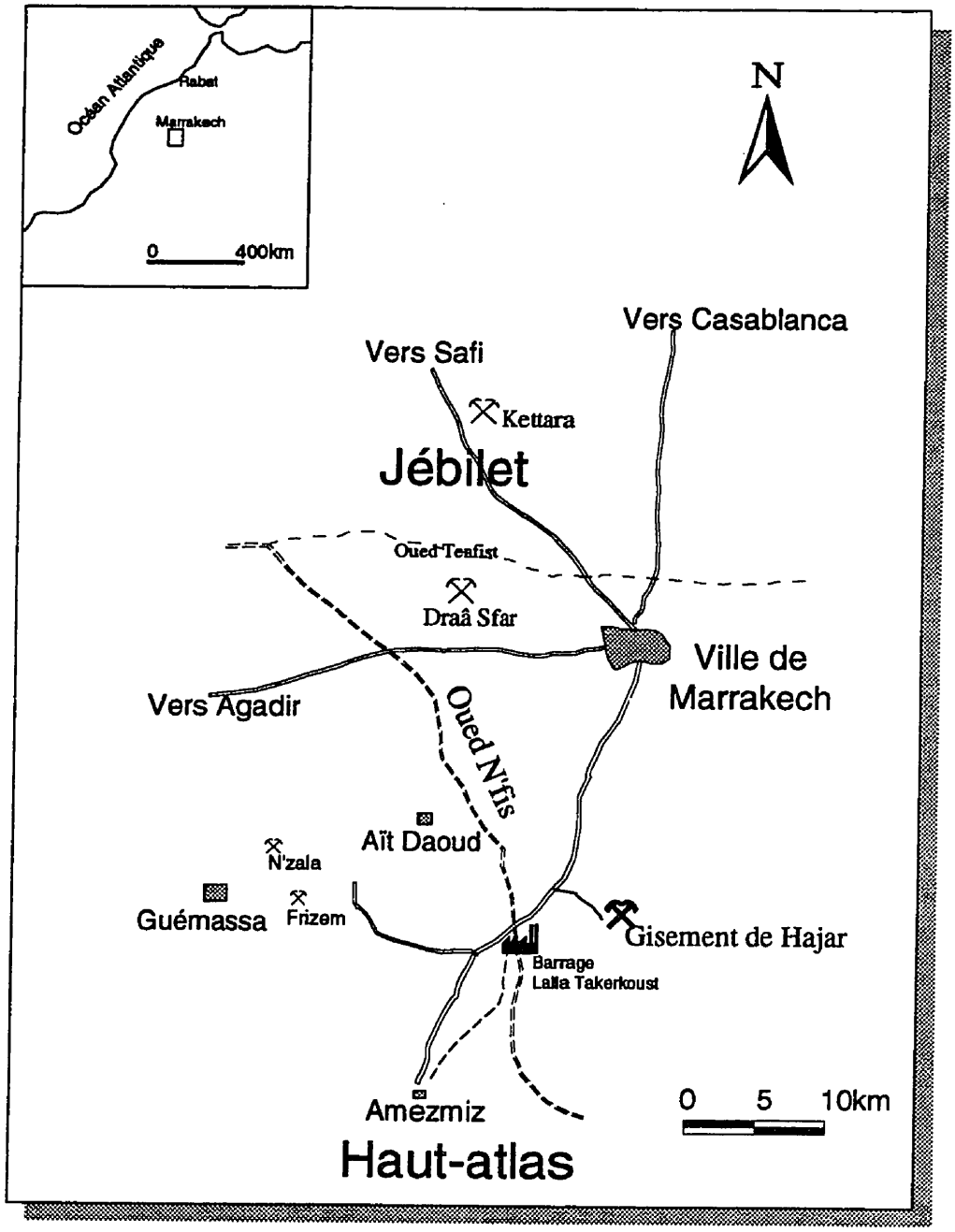



Figure 1.1: Situation géographique du gisement de Hajar.

base des premiers reliefs du Haut Atlas. La mine, située à une altitude moyenne de 800 mètres, est alimentée en eau et en électricité par le barrage de Lalla Takerkoust, construit à 6 km à l'ouest.

Dans la région règne un climat méditerranéen chaud et sec, qui se classe entre un climat aride et semi-aride; la pluviosité annuelle est d'environ 350 mm. Les habitants des petites agglomérations avoisinantes subsistaient et vivaient de l'agriculture et d'élevage. Actuellement les retombées directes et indirectes de la mine font travailler une bonne proportion de cette population.

## *1.3 HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE*

Contrairement à la majorité des gisements exploités au Maroc, découverts grâce à des indices de surface, la découverte du gisement aveugle de Hajar est rendue effective par l'utilisation de méthodes modernes et aux interprétations des données géophysiques.

Depuis les années 30 et après la découverte du gisement de sulfures massifs de Kettara, plusieurs programmes d'exploration ont été lancés dans les Jébilet centrales. Leur but était la détermination des extensions de Kettara et la découverte de nouveaux gisements. Après une intense compagne d'exploration, en 1963 furent découverts plusieurs indices et gisements sulfurés dont ceux de Draâ Sfar, de Douar Frizem et de Douar N'zalat (figure 1.1).

En 1968, des levés géophysiques aéroportées INPUT, exécutés par la compagnie d'exploration géophysique Géoterrex Inc. pour le compte de la Direction de Géologie du Ministère de l'Énergie et des Mines du Maroc, mettaient en évidence plusieurs anomalies magnétiques importantes, dont celle de Hajar. La première vérification au sol de cette anomalie, par des méthodes magnétométrique et gravimétrique, ne fut exécutée qu'en 1984 (figure 1.2), dans le cadre d'un programme réalisé entre le BRPM (Bureau de Recherche et de Prospection Minière) du Maroc, le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) de France et la Direction de la Géologie du Ministère de l'Énergie et des Mines. Un sondage vertical HS1 fut implanté et le 24 octobre de la

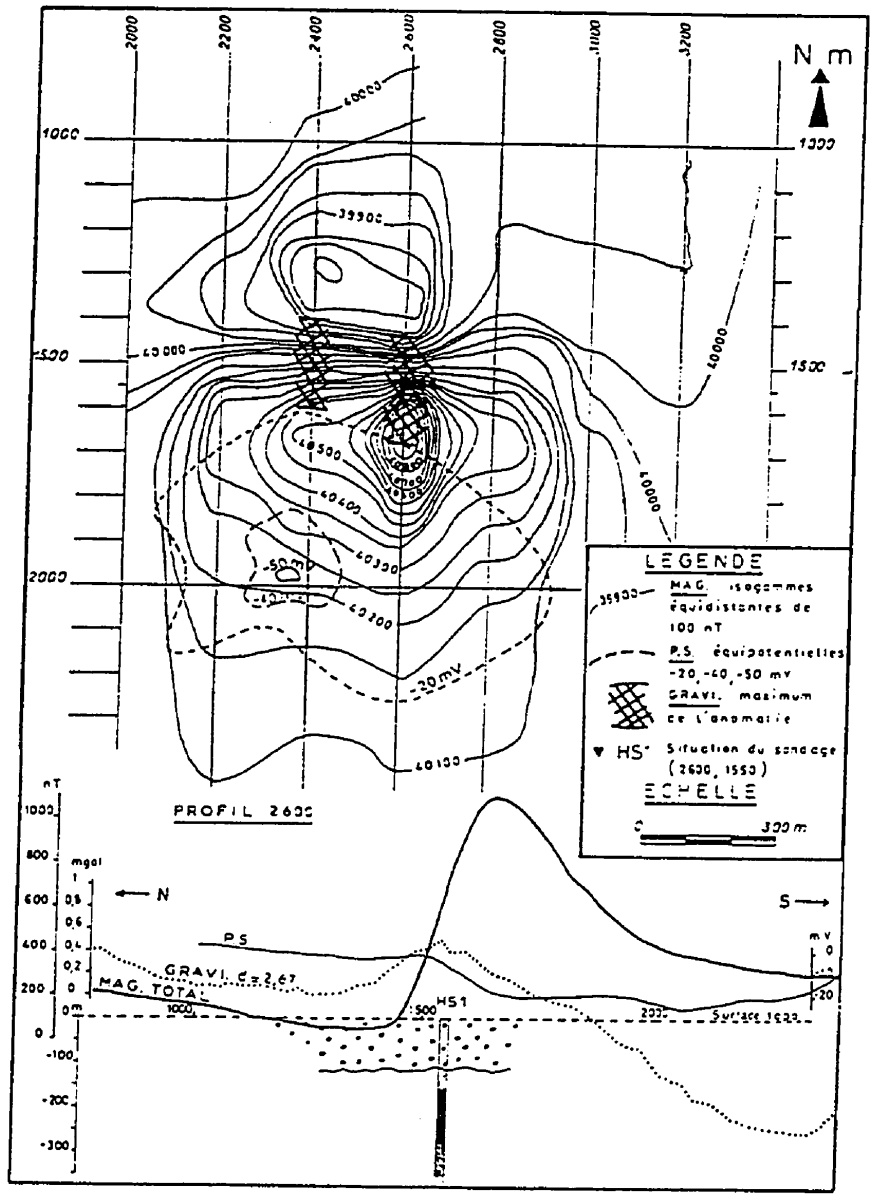



Figure 1.2: Anomalies magnétique, gravimétrique et équipotentielle au sol, sur le site de Hajar (Bourgeois 1984).

même année, à une profondeur de 120 m de la surface, la minéralisation sulfureuse fut interceptée et ensuite recoupée sur une épaisseur de 118 m.

Une large compagne de reconnaissance prit la relève. Plusieurs sondages ainsi que le puits $P_1$ furent exécutés par le BRPM. Au début de 1988, fut alors crée la CMG, dont 75% des actions appartiennent à l'ONA (Omnium Nord Africain) et 25% au BRPM qui poursuit et supervise l'ensemble des travaux d'exploration, ainsi que les travaux d'exploitation. Une usine pilote fut installée sur le site, traitant 300 tonnes de minerais par jour, dont le but était de tester la faisabilité des procédés d'extraction. En 1993, fut inaugurée la plus grande usine de traitement des métaux de base en Afrique du nord, avec une capacité de 2500 tonnes par jour. Après évaluation des réserves, la durée de vie de la mine Hajar est évaluée à une vingtaine d'années d'exploitation.

## *I.4 TRAVAUX ANTÉRIEURS*

La majorité des études réalisées dans cette partie du Maroc se concentrent essentiellement dans les Jébilet alors que rares sont les travaux qui sont effectués dans le massif des Guémassa.

En 1934, Dresch fut le premier a avoir attribué un âge carbonifère aux affleurements du socle du Haouz occidental. Viennent en 1952, Chazan et Pochitaloff-Huvale, qui se sont principalement intéressés aux études pétrographiques et structurales des affleurements du socle. Dans l'année 1980, Gaillet a étudié la lithologie et la structure des formations sud mésetiennes dont ceux de Jébilet et des Guémassa.

Une première cartographie, au 1/10 000, a été effectuée au nord-est des Guémassa par Eurly et Lagarde (1982) et a mis en évidence deux types de déformations: une phase distensive précoce suivie d'une phase compressive syn-schisteuse. Une année après, Gros et Mélesi (1983) ont déterminé plutôt trois phases de déformations, appuyées par l'étude de Bornadero (1983). Parmi ces trois phases de déformation, la troisième, de type cassante, aurait éloigné les Jébilet du massif des Guémassa sur une distance de plus 500 m.

La lithostratigraphie des Guémassa a été effectuée par Boummane (1987) qui subdivise le massif des Guémassa en deux domaines, séparés par la faille médiane. Il reconnaît également trois phases de déformations tectoniques.

La première étude géochimique, accompagnée d'une étude pétrographique dans les volcanites du massif des Guémassa, a été réalisée par El Aouli (1989). En 1991, Soulaimani a dressé une carte au 1/20000 du massif des Guémassa et a interprété les structures N120 dans le domaine de N'fis comme étant liées à la grande structure faillée de Lalla Takerkoust.

Dans le district minier de Hajar, Maier et al. (1986) ont été les premiers à avoir procédé à une description pétrologique des roches encaissantes du gisement sulfuré de Hajar et avoir présenté une évaluation des réserves. En 1988, Haïmeur a présenté dans son mémoire une étude sur l'environnement géologique du gisement de Hajar. Elle s'est basée sur l'étude de sondages carottés pour déterminer la stratigraphie du gisement ainsi que la pétrographie et la géochimie des roches-hôtes de la minéralisation. En 1992, Genna a exécuté une première étude structurale à Hajar; il arrive à la conclusion que trois phases principales de déformations ont fonctionné: la première aurait engendré la mégastructure antiforme du gisement, la deuxième aurait généré des plis décamétriques d'ordre deux et enfin une troisième phase aurait généré un système de failles conjuguées cassantes, causant la dislocation des blocs les uns par rapport aux autres.

Hibti (1993) est le dernier à avoir étudié le gisement. Il a effectué une compilation des descriptions sédimentologiques et texturales antérieures. Sa contribution s'est consacrée à l'étude structurale des déformations de la minéralisation et des roches encaissantes ainsi que des descriptions pétrographiques de quelques faciès lithologiques.

## *1.5 LES OBJECTIFS DE L'ACTUELLE RECHERCHE*

Vu le caractère relativement récent de la découverte du gisement de Hajar, peu nombreuses sont les études qui y sont réalisées. Dans ce contexte, nous proposons d'étudier, de point du vue pétrologique, minéralogique et géochimique, aussi bien les

roches encaissantes que la minéralisation elle-même. Nous nous sommes fixés des objectifs, essayant de classer le gisement dans l'une des classifications connues (celle de Eckstrand et al. (1996), par exemple) et de comprendre son mode d'occurrence ainsi que le contexte géodynamique de sa formation. Ces informations seraient vraisemblablement utiles dans la prospection et la découverte de nouveaux gisements de même type dans la région.

Pour comprendre la genèse d'un tel gisement, plusieurs thèmes à caractères scientifiques sont abordés, entre autres l'étude texturale et structurale de la séquence lithostratigraphique des roches encaissant le gisement ainsi que l'étude pétrologique et minéragraphique des roches encaissantes et de l'amas sulfuré. La géochimie des roches encaissant le gisement pourrait fournir des indications sur le cadre géodynamique dans lequel le gisement s'est formé, alors que la géochimie d'altération pourrait servir comme guide de reconnaissance de sites propices au dépôt de la minéralisation.

Les caractéristiques chimiques et physiques propres aux fluides hydrothermaux à l'origine de la formation du gisement, ainsi que l'environnement de son dépôt, nécessitent l'étude de la géochimie de certains minéraux phylliteux et de certains sulfures, en plus de l'étude des inclusions fluides sur les grains de quartz. L'identification de sources possibles pour les métaux constituant le gisement, ainsi que celle du soufre, sont approchées par une étude des isotopes du plomb et du soufre.

Le but ultime est de présenter un modèle génétique qui intégre l'ensemble de ces informations avec une approche comparative à d'autres gisements bien étudiés particuliérement les gisements de sulfures massifs de la ceinture ibérique qui ont vraisemblablement un contexte géologique et un âge de formation semblables.

Cette modélisation aura pour application la recherche de nouveaux gisements analogues à celui de Hajar. En effet, dans la région de la Meseta occidentale, des nombreux indices et gisements sulfurés sont répertoriés entre autres les gisements de Kettara et de Draâ Sfar et le prospect de Tiferwine. Ces minéralisations ne montrent cependant que de faibles teneurs en zinc, plomb et cuivre ne sont pas exploitables.

Pour atteindre les objectifs fixés, les principaux sujets sont traités dans des chapitres séparés, organisés dans cette thèse de la manière suivante:

1) Dans le premier chapitre, une introduction sur la pertinence et les objectifs de notre étude, ainsi qu'un aperçu sur l'ensemble des études ultérieures.
2) Le deuxième chapitre traite de la géologie générale du Maroc en plus de la géologie de l'ensemble des affleurements dans la partie septentrionale de la chaîne hercynienne, puis un bref aperçu de la géologie locale des terrains avoisinants le gisement de Hajar.
3) Le chapitre trois annonce une première approche de la géologie des différentes lithologies encaissant le gisement.
4) Dans le chapitre quatre, la pétrologie et la géochimie sont traitées dans le but de définir la nature du protolithe.
5) Dans le chapitre cinq, on présente les différents types d'altérations hydrothermales des roches-hôtes et leur zonalité, ainsi qu'une approche de la géochimie d'altération.
6) Dans le chapitre six, on effectue une description du dépôt sulfuré lui-même. On y présente les différentes catégories de minerais observés ainsi que leurs dispositions spatiales, les textures et la géochimie des sulfures, les successions paragénétiques des différents types de minerais et, enfin, la zonalité métallique au sein du corps minéralisé. L'analyse des inclusions fluides est également traitée dans ce chapitre afin de déterminer la température, la densité ainsi que les phases que constituent le fluide minéralisateur. On traite les isotopes du soufre et du plomb dans une tentative de déterminer les origines aussi bien du soufre que des métaux que constitue la minéralisation de Hajar.
7) Une discussion, présentée dans le chapitre sept, fait part de la problématique de mise en place des différents faciès lithologiques encaissant la minéralisation ainsi qu'un modèle de la formation du gisement, pour terminer avec une comparaison de gisements connus, cas de la ceinture sulfurée ibérique.

8) Dans le dernier chapitre (chapitre huit), on présente les principales conclusions tirées de notre travail. Après, les références pertinentes de cette étude, on retrouve les annexes:

Annexe I: géochimie des roches volcaniques.

Annexe II: géochimie des silicates à l'aide de la microsonde.

Annexe III: isocon des roches felsiques.

Annexe IV: géochimie des sulfures.

# CHAPITRE 2

# GÉOLOGIE GÉNÉRALE

## 2.1 INTRODUCTION

Le Maroc présente un éventail très diversifié de structures géologiques. Il a été le siège de trois cycles orogéniques qui sont à l'origine de sa structuration actuelle. Piqué et Michard (1989) ont subdivisé le Maroc en quatre domaines structuraux (figure 2.1), qui s'organisent du sud vers le nord comme suit:

(1) Le domaine saharien, représenté par les terrains des Réguibats, qui font partie du craton ouest africain. Sous une couverture paléozoïque non déformée, constituant le bassin de Tindouf, se trouve un socle formé de terrains du protérozoïque inférieur, structurés et stabilisés depuis l'orogenèse éburnéenne (2,1 à 2,0 Ga).

(2) Le domaine anti-atlasique, est formé d'un socle structuré depuis l'orogenèse panafricaine (Leblanc et Lancelot, 1980). La couverture de ce socle est constituée de sédiments infracambriens et paléozoïques modérément déformés par l'orogenèse calédo-hercynienne suivie d'une couverture méso- et cénozoïque de faible puissance non déformée.

(3) Le domaine atlasique ou méseto-atlasique, est un domaine ayant subi les effets de deux orogènes, hercynienne (400-250 Ma) d'une part et alpin (250 2 Ma) d'autre part.

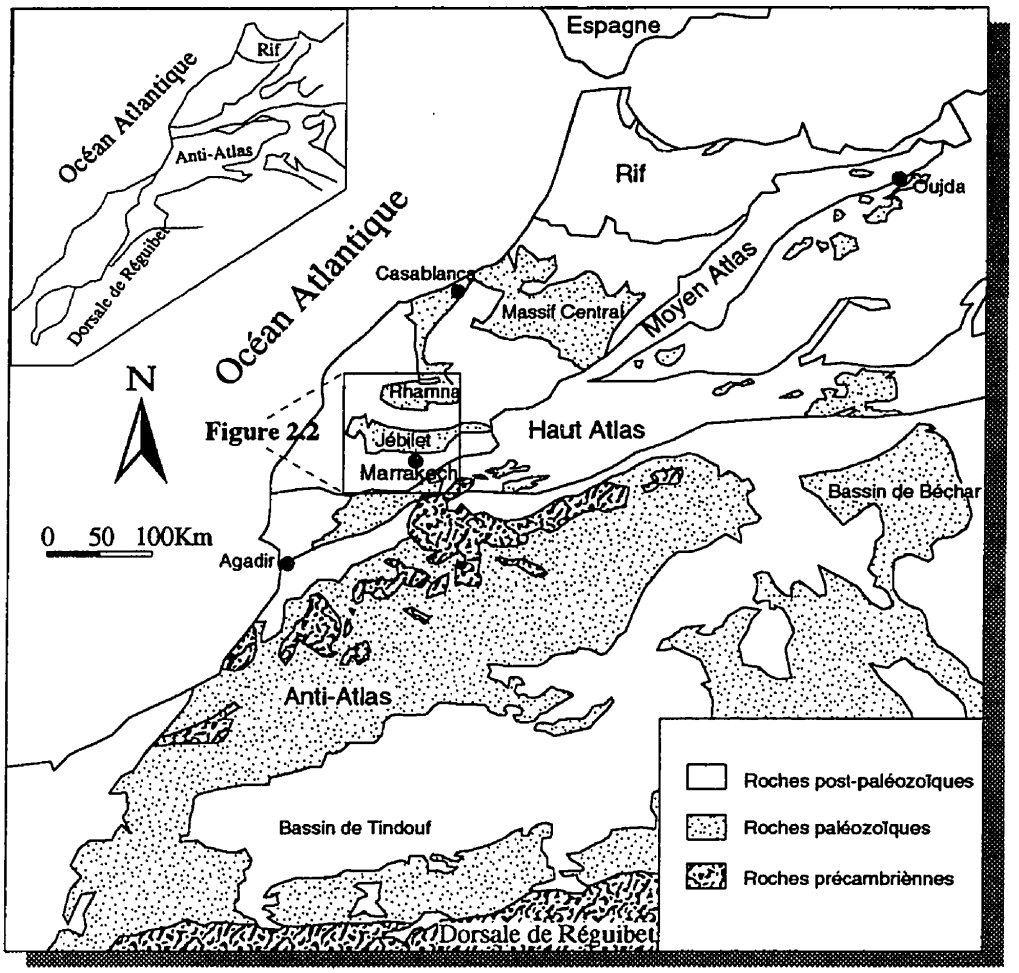



Figure 2.1: Carte structurale du Maroc démontrant les principaux affleurements paléozoïques (Piqué et Michard 1989).

Ce domaine est subdivisé en deux, soit: i) le domaine mésetien, défini comme étant une partie de la chaîne hercynienne et caractérisé par une couverture mésozoïque et cénozoïque tabulaire, légèrement déformée lors de l'orogenèse alpine et reposant en discordance stratigraphique sur du socle ancien; et ii) le domaine atlasique, caractérisé par la déformation et la structuration, aussi bien le socle que de la couverture, par l'orogène atlasique, permettant ainsi la surrection de terrains paléozoïques pour former la chaîne des Atlas et la mise en place de nappes de charriages formant la chaîne du Rif.

(4) Le domaine rifain, domaine où l'orogenèse alpine se fait le mieux sentir. Il se caractérise par le déplacement de grandes nappes de charriages, chevauchant les domaines mésetiens.

La géologie des formations paléozoïques du domaine méseto-atlasique, principalement celle des massifs des Rhamna, Jébilet et Guémassa (figure 2.2), a suscité beaucoup d'intérêt. Ces terrains paléozoïques affleurent sous forme de boutonnières correspondant à des fenêtres de terrains anciens dégagées de leur couverture. Dans leur partie méridionale, soit le Paléozoïque de Marrakech, plusieurs gisements et indices à sulfures massifs ont été découverts, entre autres celui de Hajar, Kettara et Draâ Sfar (figure 2.2). Choubert (1956) a affirmé que l'ensemble de ces massifs appartiennent à une même unité lithostructurale, disloquée au cours d'une phase de déformation distensive et que l'âge de ces roches est viséen précisé par des indices fossilifères (des entroques et des crinoïdes). Ainsi, le massif des Jébilet serait le prolongement vers le sud au delà du bassin de la Bahira et des Rhamna alors que le massif des Guémassa représenterait l'extension méridionale au delà du Haouz du massif des Jébilet. Piqué (1991), dans sa reconstitution paléogéographique, démontre que la Meseta marocaine, durant le Carbonifère, constituait avec l'Europe occidentale la plate-forme nord du Gondwana; plusieurs auteurs, dont Bornadero (1983) et Matte (1986), raccordent les massifs paléozoïques du Maroc avec ceux de la ceinture sud-ibérique et ceux présents dans les bassins du nord d'Angleterre. Un aperçu sur la paléogéographie du Carbonifère marocain est présenté dans la section 7.1 (DISCUSSION).

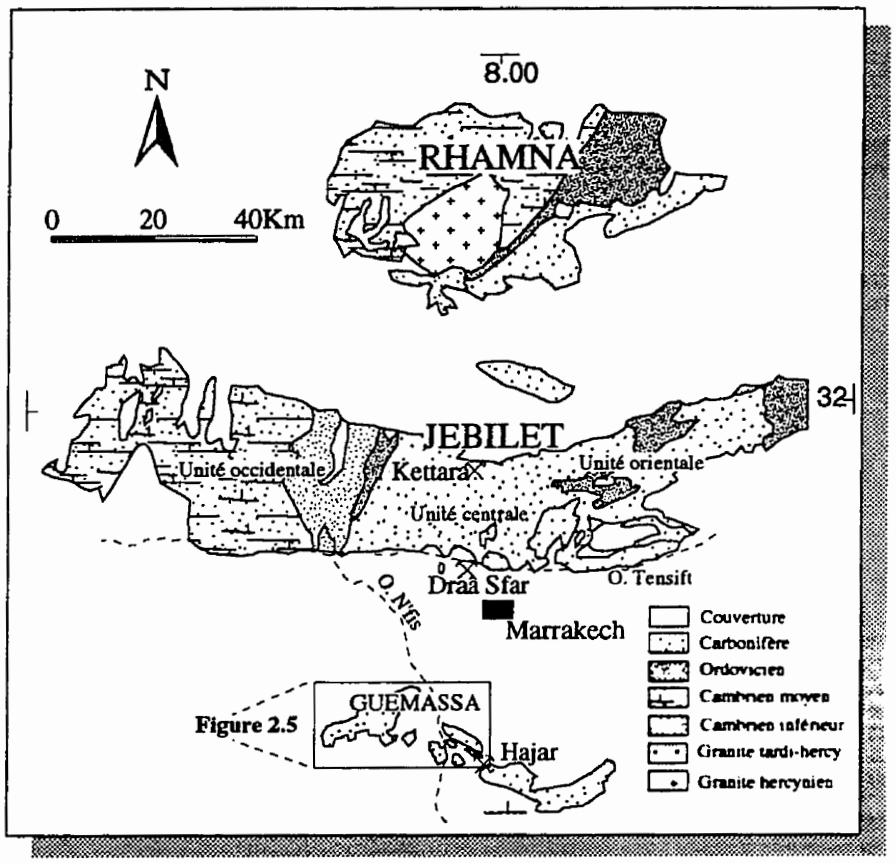



Figure 2.2: Esquise géologique des fenêtres hercyniennes du Maroc centro-méridional, correspondant aux massifs de Rhamna, des Jébilet et des Guémassa (Bernard 1988).

## 2.2 GÉOLOGIE RÉGIONALE DES MASSIFS DES JÉBILET ET DES GUÉMASSA

### 2.2.1 STRATIGRAPHIE DU SOCLE PALÉOZOÏQUE

La séquence de la stratigraphie générale du Paléozoïque des Hercynides marocaines est tirée de l'étude de Cornée et al. (1987) (figure 2.3). Cette séquence, principalement d'âge cambro-ordovicien, correspond au socle des terrains viséens de Marrakech. Ces derniers, d'environ 1500 m de puissance, sont limités de leur socle par une discordance stratigraphique (Beauchamp et al., 1991).

Dans cette stratigraphie, on rencontre de bas en haut les unités suivantes:

Les unités d'âge cambrien présentent une épaisseur d'au moins 7500 m dans les Jébilet occidentaux. Elles se caractérisent par une séquence monotone fossilifère d'argilites silteuses, avec des intercalations de grès feldspathiques. Au Cambrien moyen apparaissent sporadiquement des laves et des dépôts pyroclastiques de faible puissance, mélangés à des dépôts sédimentaires.

Datées par le biais de graptolites, les unités ordoviciennes sont représentées par les formations 10 et 11 dans la stratigraphie de Cornée et al. (1987). Elles sont constituées de grès et des quartzites à la base. Dans la Meseta occidentale, la puissance de l'ensemble de la formation est de 500 à 800 m. Le fini-Ordovicien se caractérise par des faciès micro-conglomératiques homogènes.

Les formations d'âge silurien seraient la formation 12 (membre A) de la stratigraphie de Cornée et al. (1987). Ce faciès est constitué d'argile et de calcaire, avec des intercalations de bancs gréseux. Leur puissance dans l'ensemble de la Meseta varie de 30 à 110 m.

Les formations du Dévonien inférieur, correspondant aux membres B et C de la formation 12 et à la formation 13, débutent par une unité d'argilite fossilifère à graptolites, suivie de dépôts de conglomérats et de grès rouges. Sa puissance ne dépasse pas les 250 m.

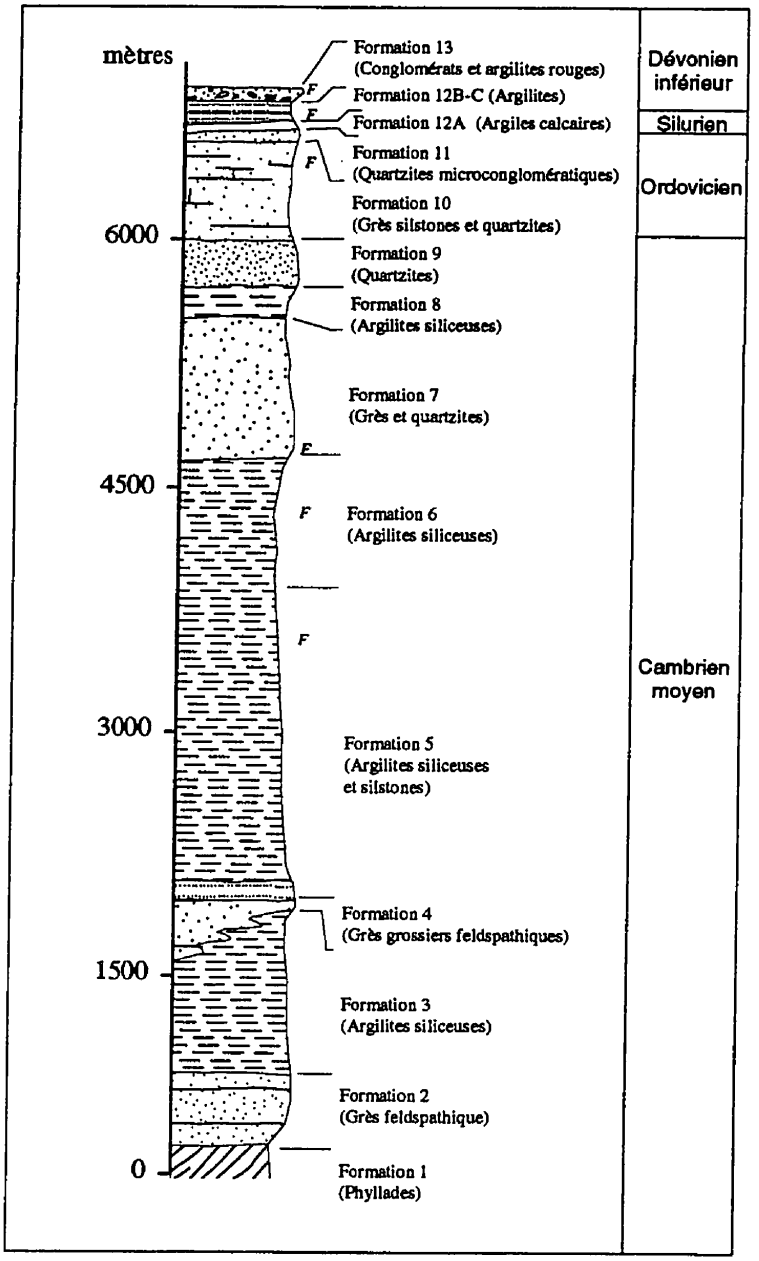



Figure 2.3: Stratigraphie corrigée du Paléozoïque des Hercynides marocaines, tirée de Corné (1987). *F*: correspond à des indices fossilifères.

## 2.2.2. *STRATIGRAPHIE DE LA MESETA OCCIDENTALE*

### *2.2.2.1 GÉOLOGIE DE JÉBILET*

Le massif de Jébilet est structurellement subdivisé en trois unités (Huvelin, 1977) (figure 2.2). D'est en ouest, on rencontre (1) l'Unité orientale, correspondant à un ensemble de nappes allochtones, de provenance est; (2) l'Unité centrale, correspondant aux unités autochtones et caractérisées par une sédimentation continue du Cambrien au Namurien; une phase tectono-métamorphique d'âge infra-Westphalien a profondément structuré cette zone; et (3) l'Unité occidentale, qui correspond au môle stable, caractérisé par un régime de type plate-forme continentale durant le Paléozoïque inférieur et moyen, suivi d'une émersion au Dévonien moyen.

C'est uniquement dans l'Unité centrale que l'ensemble des indices à minéralisation sulfurée ont pu être rencontrés. Pour cette raison, en plus de sa similitude avec le domaine de Guémassa, nous proposons une description des formations de cette unité. À travers tout les Jébilet, seul le sommet du Viséen est dénudé de sa couverture plio-quaternaire. Selon Bornadero (1983), l'Unité centrale correspond à la série de Saghlef, qui consiste en une succession de roches volcaniques et de schistes, surmontée de la Série de Téqsim à caractère détritique et dominée par des calcaires bioclastiques.

Quant à la série de Saghlef elle-même, Bornadero (1983) y reconnaît deux unités: (1) une unité basale d'environ 300 m d'épaisseur, constituée de shales, des siltstones et de tuffites, surmontée par (2) une série de même puissance, formée de roches volcaniques suivies de shales et enfin de siltstones très fins. Le volcanisme dans cette série se caractérise par une première manifestation acide (quartzo-kératophyrique), suivie d'une deuxième phase basique (doléritique) (Rocci et Juteau, 1968); l'ensemble est surmonté par des intercalations tuffacées acides dans des horizons calcareux. Ces unités témoignent vraisemblablement à la fois de phénomènes effusifs et de la baisse du niveau bathymétrique du bassin de sédimentation.

La série de Téqsim se caractérise régionalement par l'apparition de dépôts

calcareux. On retrouve de bas en haut: (1) un horizon calcaire, représenté par des calcaires gréseux, apparaissant sous forme de niveaux discontinus et des barres de biocalcarenites intercalées avec des niveaux de tufs et (2) un horizon de schistes calcareux, constitué de shales noirs et de marnes schisteux avec des intercalations de calcaires noirs à entroques.

### *2.2.2.2 GÉOLOGIE DE GUÉMASSA*

Le massif des Guémassa est d'un grand intérêt pour la géologie hercynienne du Maroc. En effet, il représente un maillon important entre les grands massifs mésetiens au nord et ceux du Haut Atlas au sud. Ce massif correspond à la surrection de roches paléozoïques au coeur de la plaine du Haouz (figure 2.4). Ce dispositif en boutonnière apparaît aussi au nord de la plaine de la Bahira, d'où jaillit le massif de Rhamna (figure 2.4).

Le massif des Guémassa a traditionnellement été inclus dans le domaine mésetien (Michard, 1976), constitué d'un socle hercynien et recouvert de sédiments tabulaires plio-quaternaires, que l'on rattache plus précisément au groupe de demi-horst nord-atlasique. Ce dernier est caractérisé par une limite bordière nord accidentée (faille normale reprise en compression) et une bordure sud (non faillée) correspondant à la limite d'érosion mio-pliocène (figure 2.4).

De point de vue stratigraphique et par analogie aux terrains des Jébilet, le socle du massif des Guémassa est d'âge viséen, des fossiles marins spécialement des entroques et des crinoïdes ont pu être retrouvés dans les affleurements calcareux d'Aghlig (Bouabdelli, 1989). Les formations dinantiennes constitutives de ce massif affleurent dans deux domaines d'altitude modérée, localement recouvertes de conglomérats et d'alluvions et introduites de corps intrusifs de composition felsique. Ces terrains ont été structurés lors de l'orogenèse hercynienne, dont plusieurs blocs ont surgi à travers la couverture par des mouvements tectoniques ultérieurs, probablement atlasiques. Les affleurements d'Amzough, d'Aghlig, de Tifratine et d'Imarine constituant ce massif sont dispersés et

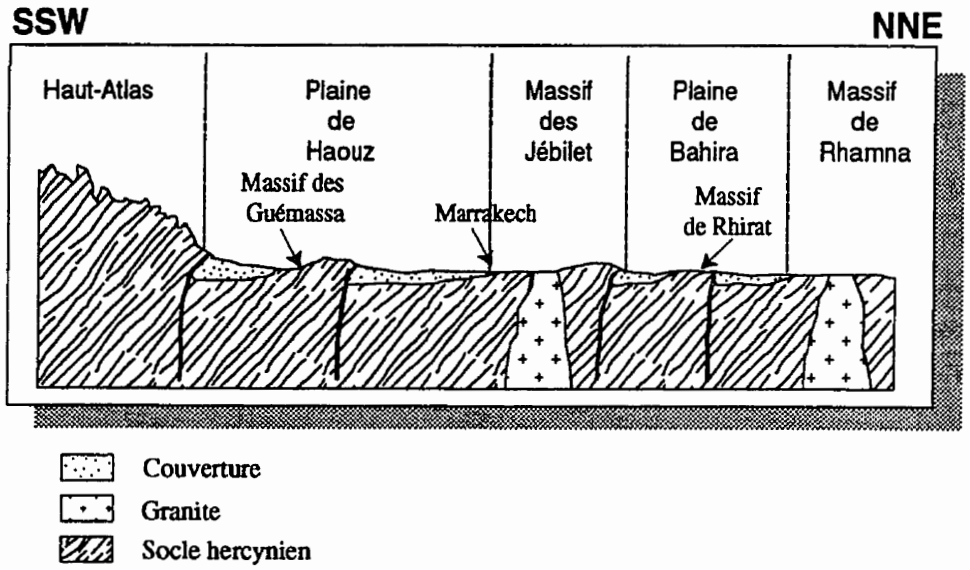



Figure 2.4: Succession de blocs de terrains anciens depuis le Haut-Atlas de Marrakech jusqu'aux Rhamna (Huvelin 1972 a).

discontinus (figure 2.5). Chacun de ces blocs émergents représente une partie de la série lithostratigraphique globale dans la région. Ensemble, ces blocs permettent de retracer la colonne stratigraphique récapitulative des Guémassa.

Bouabdelli (1989) et Soulaimani (1991) ont subdivisé le massif des Guémassa (s.l) en deux domaines structuraux: celui de Tiourar à l'ouest et celui de N'fis à l'est (figure 2.5). Au delà du domaine de N'fis, on rencontre le domaine de Souktana qui se sépare du domaine des Guémassa (s.l) par la faille de Aït Khaled. Sa stratigraphie est décrite ci-bas à titre de comparaison.

### *STRATIGRAPHIE DU DOMAINE DE TIOURAR*

Le domaine de Tiourar représente la partie la plus occidentale et la plus étendue du massif de Guémassa (figure 2.5). Il se présente en relief continu sur une longueur d'une vingtaine de kilomètres. Il est limité au nord par une faille nord-est; par contre, au sud, il s'enfonce en discordance sous la couverture (figure 2.4). Ce domaine est subdivisé en trois blocs, séparés par un système de faille qui, après avoir joué en failles normales, ont décalé les blocs central et septentrional vers l'est. L'altitude moyenne du domaine de Tiourar ne dépasse pas les 650 m par rapport au niveau de la mer.

Selon Soulaimani (1991), Eurly et Lagarde (1982) et Hibti (1993), le domaine de Tiourar est subdivisé en deux sous-domaines distincts: le domaine nord et le domaine sud, séparés par une zone de failles de direction NE-SW, dite faille médiane (figure 2.5).

On reconnaît dans le domaine nord cinq unités (Boummane, 1987): (1) les pélites de base, constituées de l'alternance de grès et de pélites comportant communément des corps lenticulaires carbonatés ou à éléments de brèches volcaniques; (2) des flyschs gréso-pélitiques, comprenant des niveaux microconglomératiques; (3) des ardoises, caractérisées par leur aspect blanchâtre et par leur abondance en matière organique; (4) des bancs gréso-carbonatés, alternant avec des schistes ampélitiques et (5) une série pélitique, constituée de shales noires légèrement calcareux à la base et d'une alternance gréso-pélitique vers le sommet.

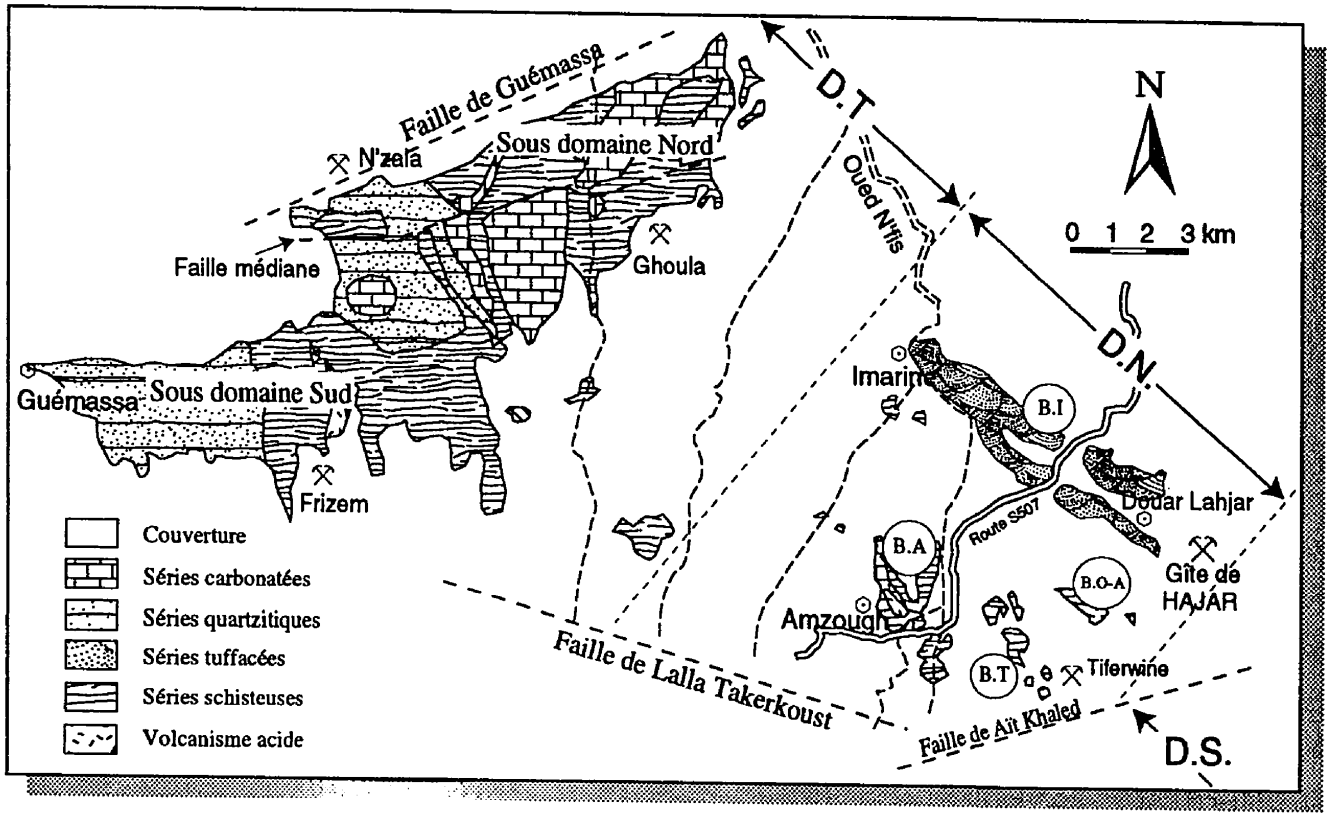



Figure 2.5: Géologie et domaines structuraux du massif de Guémassa (sens large) (Haïmeur 1988). D.T. pour le domaine de Tiourar, D.N. pour le domaine de N'Fis et D.S. pour le domaine de Souktana. B.A, B.I, B.O-A et B.T sont respectivement les blocs d'Amzough, d'Imarine, d'Oukhribane-Aghlig et de Tifratine. Le symbole (⚒) correspond aux indices et minéralisations dans la région.

Dans le domaine sud, deux unités distinctes ont pu être reconnues: (1) une unité à blocs constituée de schistes gréseux communément conglomératiques à blocs polygéniques; et (2) une unité plus rythmée constituée de schistes à bioturbations et à intercalations quartzitiques à la base et une série à dominance quartzitique au sommet.

### *STRATIGRAPHIE DU DOMAINE DE N'FIS*

Le domaine de N'fis se situe dans la partie orientale du massif des Guémassa (figure 2.5). Les formations paléozoïques affleurant à travers le couverture sédimentaire sont, d'ouest en est, les blocs: d'Amzough, d'Oukhribane-Aghlig, de Tifratine et d'Imarine, séparés les uns des autres par des dépressions remplies de sédiments tertiaires et quaternaires (figure 2.5). Une tectonique distensive, accompagnée de failles décrochantes, ayant affecté l'ensemble de la région, a rendu difficile la corrélation stratigraphique dans ce domaine avec les affleurements de Tiourar.

C'est à la base de la stratigraphie du bloc d'Imarine que le gisement de Hajar a pu être découvert.

#### *BLOC D'AMZOUGH*

Au moins trois unités sont reconnues dans ce bloc. L'ensemble de la succession lithologique décrit une méga-structure plissée (en synclinal), orientée NW-SE (Hibti, 1993). On y retrouve, de la base vers le sommet: (1) des schistes argileux passant graduellement dans les niveaux supérieurs à des schistes intercalés de niveaux gréseux et communément des niveaux calcareux; (2) une unité de roches volcaniques de composition acide d'une vingtaine de mètres d'épaisseur et très altérée; ces coulées de laves montrent une texture vésiculaire, localement dominée par des brèches hyalolclastiques, laissant supposer un milieu de dépôt subaqueux pour ces roches; et enfin (3) une unité à calcaires bioclastiques, alternant avec des niveaux gréseux.

*BLOC D'OUKHRIBANE-AGHLIG*

Le bloc d'Oukhribane-Aghlig affleure sur une distance de 2,4 km, sous forme de trois blocs; sa stratigraphie reste relativement simple. Trois ensembles ont pu être identifiés: (1) une série de base, de 200 m d'épaisseur, composée d'une alternance de siltstones et de grès et montrant des structures typiquement sédimentaires; (2) des shales noirs à disséminations sulfurées; vers son sommet, on rencontre des niveaux de calcaires; une altération particulière en forme de boule (en queue de requin) apparaît au coeur de ces shales noirs, probablement due à la superposition d'altération supergène et de la foliation; la puissance de cette unité dépasse les 250 m; et (3) un niveau de calcaires bioclastiques, d'une épaisseur qui ne dépasse pas les 50 cm; il correspond à des lentilles calcareuses à organismes pris dans des niveaux discontinus de calcaire, l'ensemble surmonté par des calcaires gréseux. Le sommet de la série est formé d'une alternance de shales noirs et de silts gréseux.

Le bloc d'Oukhribane-Aghlig est stratigraphiquement corrélé avec le bloc d'Amzough. Ils sont séparés l'un de l'autre par un couloir d'une largeur de 1,2 km occupé par Oued N'fis.

*BLOC D'IMARINE*

Le bloc d'Imarine correspond à l'affleurement paléozoïque le plus étendu parmi tous les blocs et le plus proche de la mine. Sa géologie est légèrement marquée par une phase distensive induisant un paysage en chaînons plus ou moins étroits et linéaires de direction nord-ouest, séparés de dépressions comblées de dépôts alluvionnaires d'âge plio-quaternaire.

Sa stratigraphie représente le sommet de la série de N'fis. Il s'agit d'une série monoclinale de direction N140 et pendant de 45°N, qui s'étend sur 7 km de long et 1,7 km de large. Haïmeur (1988) décrit cette série comme étant une tuffite mise en place par écoulement turbiditique au pied d'un talus, avec à sa base des silts noirs plus ou moins carbonatés riches en sulfures. Son sommet est caractérisé par un ensemble gréso-

pélitique dominé par des bioturbations, avec des passées de grès calcareux et calcaire. Des niveaux métriques de roches volcaniques s'intercalent localement sur une grande extension, correspondant à des niveaux de "pépérites" (décrites dans la section 4.3, STRATIGRAPHIE LOCALE).

#### *2.2.2.3 GÉOLOGIE DU MASSIF DE SOUKTANA*

Ce massif présente des caractéristiques qui lui sont propres. Son aspect physique est différent de celui des Guémassa. Le massif de Souktana appartient au domaine du Haut-Atlas démontrant un relief très entaillé, dont la couverture sédimentaire est essentiellement constituée de conglomérats, d'âge Villafranchien.

Des similitudes lithologiques s'observent entre ce massif et celui des Guémassa; toutes les unités décrites dans les Guémassa ont pu y être retrouvées. Le massif de Souktana se sépare de celui de Guémassa par la faille d'Aït Khaled (figure 2.5), laquelle fait la continuité avec la faille transformante de Tizi n'Test (Proust et al., 1977). Cette zone de faille aurait fonctionné en décrochement dextre durant l'orogène hercynienne et rejoué en un jeu sénestre post-permien, favorisant la surrection de ces terrains (couverture et socle). Des dépôts conglomératiques le long de cette zone témoignent de la surélévation de ces terrains, vraisemblablement produite au cours de l'orogène atlasique (Proust et al., 1977).

### *2.2.3 LITHOLOGIE DE LA COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE*

La couverture sédimentaire à l'échelle des Guémassa comprend quatre unités. On reconnaît de bas en haut:

1) Silts et des conglomérats roses d'âge mio-pliocène, présentant une épaisseur de 120 m. Ils débutent par une brèche de remaniement de socle, surmontée par une alternance de grès rosâtre puis des marnes. Ils sont suivis par deux sous ensembles d'âge quaternaire ancien.

2) Une unité constituée de conglomérats et de croûtes calcaires d'âge Villafranchien. Elle se constitue d'un ensemble de cailloutis arrondis, composés de galets d'âge triasique, suivie par un niveau de calcaire conglomératique; l'ensemble présente une épaisseur de quelques mètres.
3) Des argiles à blocs hétérométriques, d'une dizaine de mètres de puissance, prises dans des écaillages et ravinant l'ensemble précédent.
4) Des alluvions récentes représentées par des dépôts limoneux dans les plaines et par des terrasses à galets dans les oueds (rivières). Deux types de contacts entre le socle et sa couverture ont pu être notés, soit sous forme de discordance stratigraphique de la couverture sédimentaire sur le socle, marquée par une brèche à éléments de socle observée par exemple près de Lalla Takerkoust, d'Amzough, de Tifratine et de Taguenza; soit sous forme de chevauchement du socle sur la couverture, exemple du bloc d'Imarine où le socle surmonte, sur au moins une dizaine de mètres vers le sud, le Mio-Pliocène.

## *2.2.4 LES EFFETS OROGÉNIQUES*

### *2.2.4.1 STRUCTURE RÉGIONALE*

Les terrains paléozoïques de la Meseta Occidentale ont été le théâtre de cycles orogéniques aussi bien hercyniens qu'atlasiques. Dans le massif des Guémassa, le premier de ces orogènes paraît le mieux enregistré. Il révèle la succession d'au moins deux phases plicatives engendrant les structures plissées observées dans le domaine.

Alors que l'orogène atlasique s'enregistre essentiellement dans les Atlas par la formation et la surrection des chaînes du Moyen et du Haut-Atlas, dans les Guémassa, on lui attribue vraisemblablement la déformation fragile marquée par la dislocation localisée de blocs et probablement la réorientation de la schistosité (Gaillet, 1986).

#### *2.2.4.2 MÉTAMORPHISME RÉGIONAL DYNAMIQUE*

Dans la Meseta occidentale, la faible profondeur des bassins de sédimentation des Jébilet et des Guémassa n'a pu permettre l'établissement de métamorphisme de type Barrow (Bernard et al., 1988). Durant la structuration de la chaîne hercynienne et principalement durant sa phase compressive, un métamorphisme dynamique a dû entraîner la réorganisation des grains parallélement à la schistosité, sans qu'aucun litage sédimentaire ne soit transposé.

En effet, Choubert (1956), Bornadero (1983) et Sagon (1984) ont confirmé que l'ensemble des faciès formant le massif des Guémassa ont subi, à différents degrés, des transformations minéralogiques liées aux effets d'un métamorphisme régional. Tout comme la tectonogenèse hercynienne, le métamorphisme régional est polyphasé. Au moins deux épisodes de déformation sont identifiés.

Le calcul de l'indice de cristallinité des illites par la méthode de Kubler (1967) et l'étude des paragenèses stables (étudiées par Sagon (1984), Boummane (1987) et Soulaimani (1991) pour le massif de Guémassa et par Eddebi (1989) pour le massif de Souktana) ont démontré que le climat métamorphique affectant les terrains est de type épizonal de faible degré dans le domaine occidentale du massif, alors que dans le domaine situé à l'extrême est, il est de type diagénétique.

Le métamorphisme régional rétrograde enregistré dans le massif des Guémassa, ne dépassant pas le sub-faciès à chlorite, est de type dynamique lié à la déformation hercynienne.

## *2.3 GÉOLOGIE DU DISTRICT MINIER*

### *2.3.1 STRATIGRAPHIE*

Dans le district minier, les affleurements paléozoïques apparaissent à moins de trois cents mètres du gisement de Hajar. La structure générale de ces roches est monoclinale, pentée vers le nord. Il s'agit des roches de nature essentiellement sédimentaire,

présentant un litage plus ou moins discret. La base de cette série se constitue de roches noires à grains fins présentant des lamines de pyrrhotite. Une schistosité de type fracture y est marquée.

Cet affleurement correspond au bloc d'Imarine. Des études sédimentologiques de ces roches démontrent leur appartenance aux flyschs. Hibti (1993) les décrit comme une partie de la séquence de Bouma. Des niveaux métriques de roches ignées, décrits comme étant des sills, y sont observés.

Dans le district minier, on se rend compte que les roches appartenant à la série d'Imarine forment le toit de l'amas sulfuré. Le mur de la minéralisation est communément représenté par des roches de nature volcano-sédimentaire, dominé par des roches à caractère pyroclastique litées et des laves massives. Cette unité n'est représentée près de la mine que par quelques affleurements, correspondant aux affleurements d'Oughribane et d'Aghlig (figure 2.5).

### *2.3.2 TECTONISME*

La déformation tectonique qui a affecté les terrains paléozoïques de la Meseta sud occidentale aurait été causée par une tectonique compressive fini-orogène hercynienne. Cette compression aurait généré deux types de déformations, une première phase souple plicative liée à une contrainte est-ouest, suivie d'une seconde phase fragile cassante dont la contrainte maximale serait de direction nord-sud (Gaillet, 1986). L'ensemble de ces structures ont été superposées à une déformation synsédimentaire liée à l'instabilité du bassin, ayant généré des "slumps" et des failles synsédimentaires de direction N30 et N150 à vergence est (Boummane, 1987, Soulamimani, 1991 et Hibti, 1993).

Soulaimani (1991) aurait défini dans le massif des Guémassa deux domaines structuraux, différents l'un de l'autre par l'orientation de la schistosité (figure 2.6). Le premier situé dans la partie nord-ouest du massif, présente une schistosité de direction N90 à N25. Cette direction change grandement à la proximité des grandes structures faillées (faille de Lalla Takerkoust et la faille des Guémassa) (figure 2.7). Le second

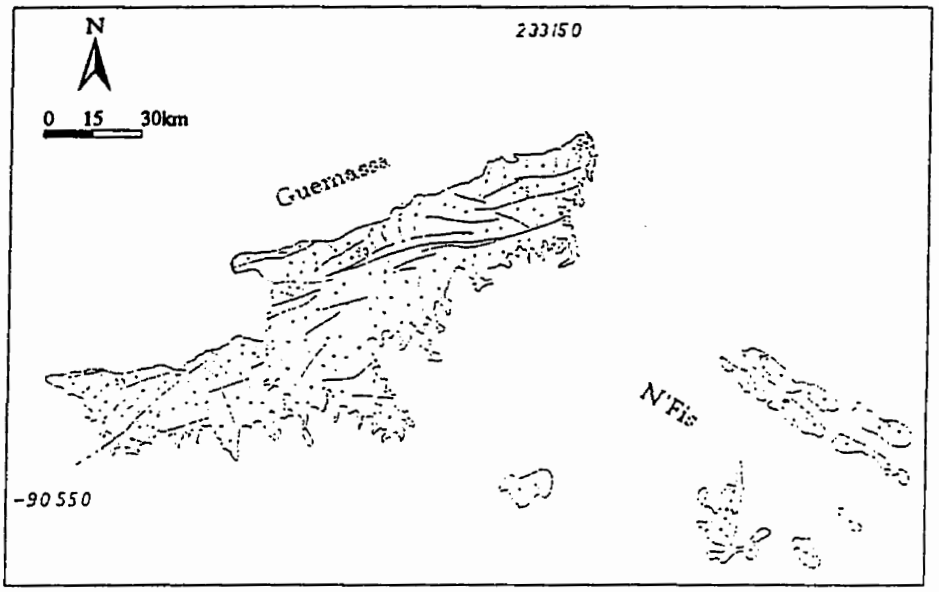



Figure 2.6: Carte des trajectoires de la schistosité dans les massifs hercyniens du Haouz de Marrakech, tirée de Soulaimani (1991).

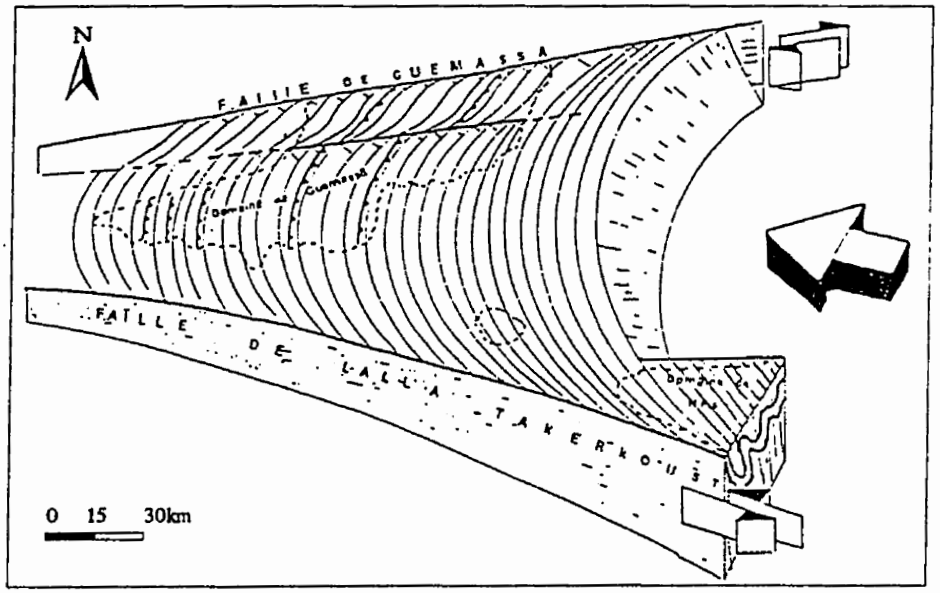



Figure 2.7: Bloc diagramme de la schistosité montrant la relation syn-schisteuse entre les domaines de Guémassa et de N'fis, en liaison avec les failles de Guémassa et de Lalla Takerkoust. Tiré de Soulaimani (1991).

domaine de N'fis, situé dans la partie orientale du massif, montre une schistosité de direction majeure N150 (figure 2.6). Selon Soulaimani (1991), les deux structures de directions totalement opposées seraient liées aux mêmes contraintes alors que le changement de direction observé du sud-est au nord-ouest pourrait être rattaché à des mouvements de blocs pris entre les failles de Lalla Tarerkoust au sud et de Guémassa au nord. En effet, à l'échelle des Jébilet, la schistosité N150 représente le principal effet de la structure régionale, alors que la schistosité N25 demeure quasi-absente (figure 2.6).

Hibti (1993) a noté quatre phases de déformations dans le domaine de N'fis: une déformation synsédimentaire anté-schisteuse, deux déformations syn-schisteuses plicatives et une déformation post-schisteuse cassante. À la différence des études précédentes, Hibti (1993) note dans ce domaine la présence de deux schistosités et les rattache à deux événements distincts, associés à la compression tardi-hercynienne.

### *2.3.3 MÉTAMORPHISME DE CONTACT*

Bien que la présence de roches intrusives n'a pu être mise en évidence dans la région, l'idée de l'existence d'un granite caché est émise depuis longtemps par Vanderbosh (1971). En principe, l'auréole du métamorphisme de contact constituée de minéraux néoformés non orientées, se développe dans l'encaissant immédiat de l'intrusion sur une frange étroite de quelques mètres. L'influence du flux thermique participe alors à la formation de faciès corné tacheté. Dans son étude pétrographique, Hibti (1993) soupçonne la présence de minéraux hyper-alumineux, comme la cordiérite et l'andalousite dont seules des formes rétromorphosées ont pu être reconnues, dans les roches aux alentours du gisement. De plus, Hibti attribue l'existence de la biotite poécilitique, aussi bien dans le domaine minier que dans le domaine de N'fis à une cristallisation liée à un métamorphique de contact. Dans certains de nos échantillons (voir section 5.3: ALTÉRATION HYDROTHERMALE), la présence d'amphibole est mise en évidence et laisse supposer l'influence d'un flux thermique sur des roches hydrothermalisées.

## *2.4 CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

Le massif des Guémassa, comme continuité des terrains paléozoïques des Jébilet, est principalement constitué de roches essentiellement sédimentaires avec des intercalations de roches ignées. Dans son ensemble, le massif représente une série d'âge viséen, épaisse de 1500 m et reposant en discordance sur un socle cambro-ordovicien.

La sédimentation dans l'ensemble de ces domaines correspond à une séquence de type flyschoïde avec passages carbonatés; elle se caractérise par une maturité sédimentaire grandissante vers le nord-ouest, en accord avec le comblement du bassin. Les terrains que représente le bloc d'Imarine sont des dépôts turbiditiques caractéristiques de dépôts de talus (Haïmeur, 1988) alors que ceux occupant le bloc de Tiourar sont des dépôts de bassins sédimentaires (Haïmeur, 1988).

Le métamorphisme régional dans la ceinture mésetienne demeure de type schiste-vert inférieur se manifestant durant la tectonogenèse hercynienne. Localement, s'ajouterait un métamorphisme de contact associé vraisemblablement à la mise en place d'intrusions tardi-orogéniques. Selon Hibti (1993), des évidences d'un tel métamorphisme sont admises par les fantômes de minéraux hyper-alumineux de la cordiérite et de l'andalousite.

# *CHAPITRE 3*

# *DESCRIPTION GÉNÉRALE DU GISEMENT*

## *3.1 INTRODUCTION*

On arrive au point clé de notre étude, soit la description du gisement de Hajar. Cette description nous permet dans la suite de notre de travail de ranger la minéralisation dans l'une des classifications traditionnelles, entre autres celle de Eckstrand et al. (1996).

Depuis la découverte du gisement en 1984, tous les intervenants confirment la nature polymétallique et essentiellement à métaux de base du gisement de Hajar. Il s'agirait d'un amas lenticulaire et largement stratiforme reposant sur une zone de stockwerk et dont les roches encaissantes sont typiquement volcano-sédimentaires. En raison de sa similitude avec les dépôts de la ceinture ibérique de l'Espagne et du Portugal, le gisement de Hajar semble appartenir aux amas sulfurés de type massifs volcanogènes (SMV); néanmoins, leur classification parmi les gisements exhalatifs sédimentaires (SEDEX) peut aussi être proposée.

Les études de Tijani (1985), Bernard et al. (1988), Haïmeur (1988) ainsi que Hibti (1993), précédemment effectuées sur la pétrologie, la minéralogie et les structures des roches encaissant le gisement de Hajar, nécessitent des corrections ainsi que des ajustements, mais font l'unanimité sur le fait que le gisement de Hajar est de type polymétallique.

Au niveau de la mine, les travaux d'exploitation sont assez avancés pour que l'on puisse examiner sous terre aussi bien la minéralisation que les roches qui l'encaissent. Grâce à des levés cartographiques souterrains, jumelés à des examens de sondages carottés, nous avons pu établir notre propre séquence lithostratigraphique des roches encaissant la minéralisation. Cette séquence est présentée dans la section 4.2 (DESCRIPTION LITHOLOGIQUE). Cette stratigraphie diffère de façon significative de celles proposées par d'autres auteurs.

Dans cette section, on propose une description générale du dépôt. Des observations présentées dans les chapitres subséquents nous permettent de commenter la genèse du gisement de Hajar.

## *3.2 CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DE LA MINÉRALISATION*

Le découpage lithostatigraphique de la séquence de Hajar reste grossièrement facile à établir, malgré les variations de faciès enregistrées par Haïmeur (1988). En effet, dans le district minier, on peut facilement reconnaître deux unités à savoir: des roches volcano-sédimentaires au mur et des roches sédimentaires détritiques au toit (figure 3.1). Les principaux corps minéralisés occupent une position médiane de la séquence lithostratigraphique, se situant à l'interface des unités carbonifères: volcano-sédimentaire au mur et sédimentaire détritique au toit. À leur base, l'ensemble de ces unités repose sur une épaisse série de roches pélitiques schistifiées, également d'âge carbonifère (Bornadero, 1983).

### *3.2.1 ROCHES EFFUSIVES*

Parmi les roches effeusives, Haïmeur (1988) et Hibti (1993) reconnaissent deux types de faciès dont la composition lithologique demeure similaire; il s'agit des laves rhyolitiques et d'une brèche autoclastique. Cependant, leurs descriptions se réfèrent à des unités totalement distinctes.

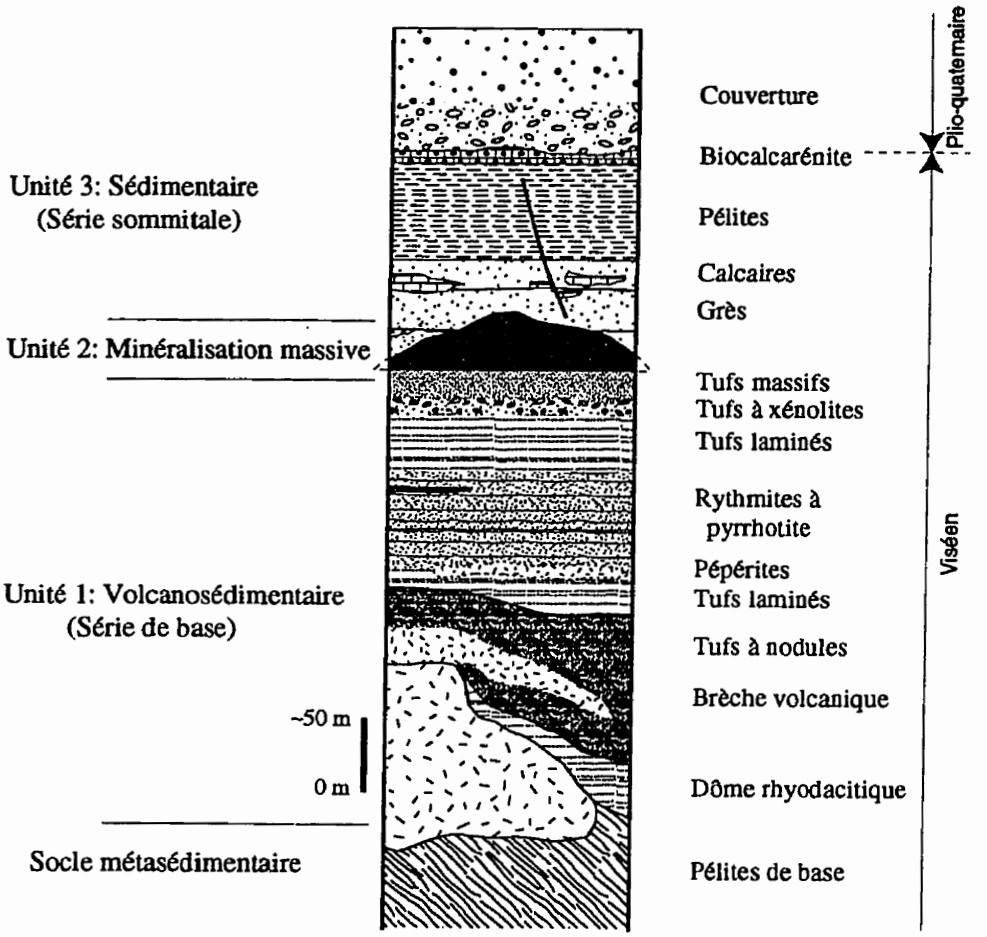



Figure 3.1: Séquence stratigraphique synthétique à travers le gisement de Hajar.

Les roches effusives correspondent à des roches volcaniques felsiques à texture porphyrique. Hibti (1993) les décrit comme étant une "lave rhyolitique" de 20 à 50 mètres de puissance et d'une extension d'ordre hectométrique. En se basant sur la présence de niveaux métriques de roches felsiques situées dans une position médiane de la séquence stratigraphique, Hibti (1993) arrive à positionner ces roches à l'interface d'une unité des "laves à bulles" et de tufs pyroclastiques. D'ailleurs, Bernard et al. (1988), ainsi que Haïmeur (1988), ont pu définir un corps massif felsique de forme grossièrement globulaire, sa mise en place s'est vraisemblablement produite sous forme de dôme. Quelques sondages verticaux ont permis d'estimer sa puissance à plus de 200 mètres; cependant, l'extension vers le sud de ce corps n'a pu être déterminé par manque de sondages dans ce secteur (figure 3.1).

Haïmeur (1988) décrit une autre catégorie de roches appartenant à cette même unité. Il s'agit d'une brèche volcanique autoclastique dont l'épaisseur dépasse les 130 mètres. La roche se constitue d'éléments clastiques non jointifs orientés et cimentés par un matériel quartzeux, représentant une brèche volcanique dont la composition minéralogique demeure similaire à la lave rhyolitique. Cette roche n'a pu être observée dans les galeries et seuls des sondages ont pu l'intercepter.

Haïmeur (1988) décrit une roche massive grise tachetée de phénocristaux de feldspaths dérivant du même matériel que la rhyolite et les considère comme étant des "coulées de laves fluidales". Ce sont des niveaux de quelques mètres de puissance se retrouvant interstratifiés au sein de roches sédimentaires du toit. Ces mêmes roches sont décrites par Hibti (1993) comme étant une brèche volcanique.

### *3.2.2 ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DU MUR*

Les roches volcano-sédimentaires du mur correspondent à des volcaniclastites reposant sur l'unité effusive et dont la puissance globale dépasse les 200 mètres (figure 3.1). Plusieurs faciès ont pu être identifiés.

Haïmeur (1988) reconnaît parmi ces roches un membre tuffacé situé dans une

position basale, surmonté par un membre supérieur constitué de laves, alors que Hibti (1993) décrit la partie basale de cette unité comme étant des "coulées de laves vésiculaires" surmontées de tufs laminés. Il décrit un niveau porphyrique de puissance métrique au sein de cette unité comme étant des "laves à xénolites".

### *3.2.3 ROCHES SÉDIMENTAIRES DU TOIT*

Il s'agit de l'unité sommitale de la séquence stratigraphique, principalement formée de la succession de roches sédimentaires de plus en plus carbonatées et dont la granulométrie devient de plus fine en progressant dans la stratigraphie.

La roche typique de ce faciès démontre un aspect massif de couleur sombre, caractérisée par un rubanement très fin constitué de quartz détritique dans d'une matrice chloriteuse. Une description plus en détail est présentée dans la section 4.3 (UNITÉ SÉDIMENTAIRE DU TOIT).

## *3.3 LES EFFETS OROGÉNIQUES SUR LES ROCHES-HÔTES À HAJAR*

### *3.3.1 STRUCTURE LOCALE*

Soulaimani (1991), Genna (1992) et Hibti (1993) reconnaissent trois types de déformations sur le site minier: (1) une déformation anté-schisteuse synsédimentaire, (2) une déformation schisteuse plicative, ainsi que (3) une déformation cassante tardive. Les roches appartenant au dôme dans la stratigraphie de Hajar ne montrent que rarement les effets de la déformation, alors que dans les unités tuffacées la pyrrhotite ainsi que des minéraux de néoformation, entre autres la chlorite et la séricite, montrent une orientation préférentielle dans le plan de la schistosité. L'empreinte de la déformation s'exprime différemment entre les laves rhyolitiques, les tufs et la minéralisation sur les roches. L'expression de la déformation est principalement fonction de la compétence et la rhéologie des unités lithologiques.

*DÉFORMATION SYNSÉDIMENTAIRE*

Le premier type de déformation enregistré est lié aux phénomènes de mise en place de la minéralisation et des roches encaissantes dans le bassin de sédimentation, correspondant à la déformation anté-lithification. Hibti (1993) identifie plusieurs structures dans les roches encaissantes, entre autres des structures de glissement en "slumps", des convolutes, des brèches intra-formationnelles, des failles pennées ou failles d'échappement d'eau (voir section 6.2.1: MINÉRALISATION RYTHMÉE), ainsi que des failles synsédimentaires. L'ensemble de ces structures montre une vergence vers le sud-est et s'intègre sur un plan régional dans la méga-structure synsédimentaire de direction nord-sud (Lagarde et Choukroune, 1982 et Boummane, 1987).

*DÉFORMATION SYN-SCHISTEUSE*

*SCHISTOSITÉ*

Dans le secteur minier, une schistosité de direction N25 se matérialise nettement au sein des tufs à lamines de sulfures (figure 3.2). Dans le secteur extrême ouest de la mine, apparaît une schistosité différente orientée N140. La schistosité $S_2$ de direction sub-méridienne est de type fracture, montrant un fort pendage vers l'ouest, conduisant à la réorientation de sulfures (figure 3.2). L'intensité de la schistosité est très variable d'un secteur à un autre et dépend principalement de la compétence des roches ainsi que de la nature des roches avoisinantes. Microscopiquement cette schistosité est décrite aussi bien par les phyllosillicates (figure 3.3) que par les sulfures. Selon Hibti (1993), la schistosité $S_1$ reste peu évidente à cause de son orientation confondue à la stratification.

Diverses directions de schistosité peuvent apparaître, n'influençant en rien l'orientation des plis (Genna, 1992). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les deux schistosités d'orientations différentes N150 et N25 (figure 2.6): Soulaimani (1991) démontre une virgation de la schistosité N150 par rotation de blocs (figure 2.7), alors que Hibti (1993) voit deux phases de compression opposées qui génèrent ces deux schistosités.

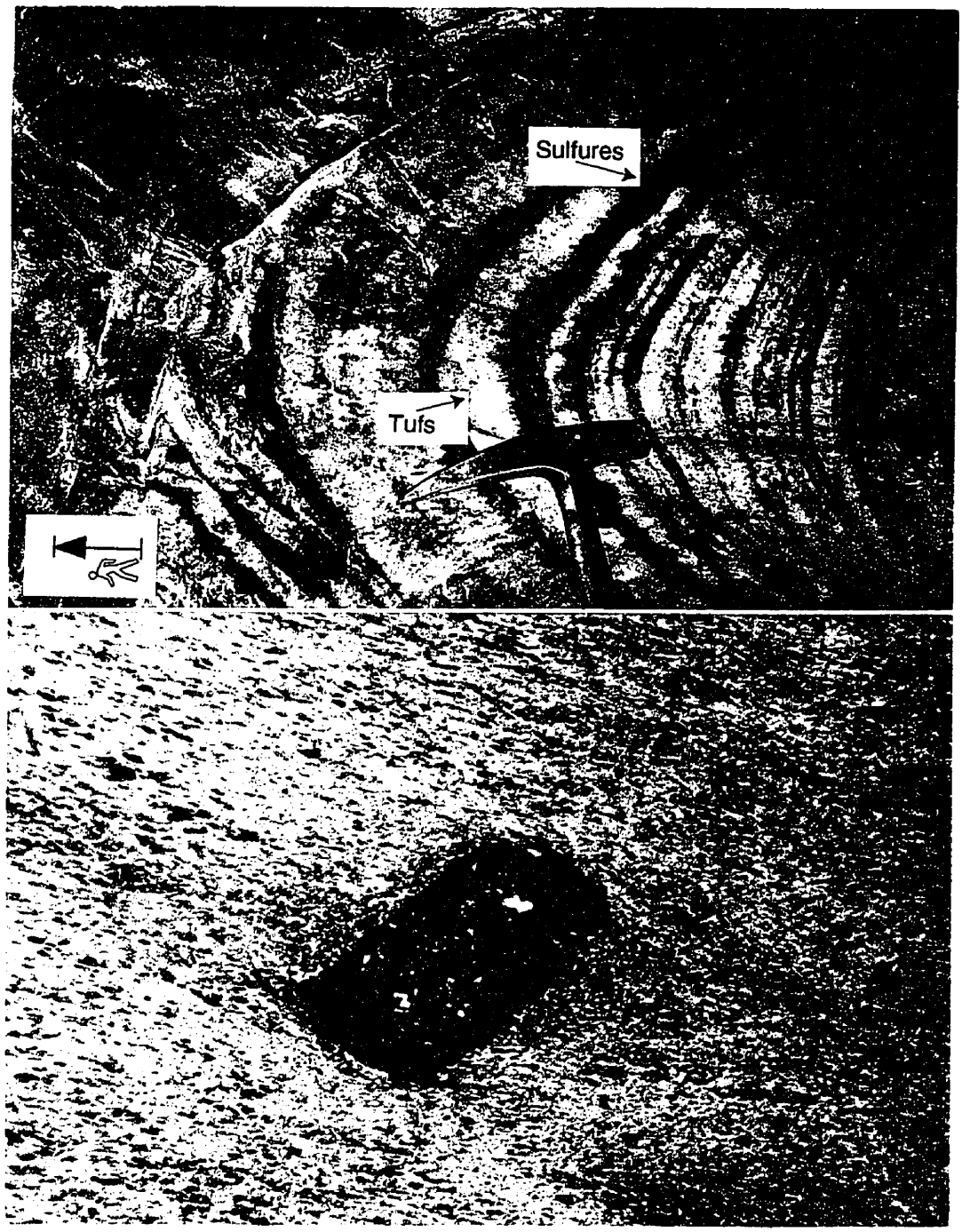



Figure 3.2: Schistosité marquée par la remobilisation des sulfures dans l'axe d'un pli symétrique. Photographie prise dans le niveau 580.

Figure 3.3: Schistosité marquée par l'orientation de la séricite. Photomicrographie prise dans la roche encaissante au mur de la minéralisation (LP 58X).

*PLISSEMENT MAJEUR*

Représenté régionalement par des structures hectométriques à déversement SW, à axe plongeant vers le NW, ces plis se caractérisent par une schistosité plan axial. Au niveau de la mine, on attribue à ce plissement la structure anticlinale de la minéralisation (figure 3.4) accompagnée de plis dissymétriques dont le flanc ouest est peu schistosé, alors que le flanc est reste aplati et a une schistosité pénétrative bien développée (Genna, 1992). Cette dissymétrie serait en relation avec une composante cisaillante dextre sur l'ensemble du gisement (figure 3.4).

Hibti (1993) qualifie le plissement d'ordre 1 de méga-structure isoclinale dont seul le flanc nord portant la minéralisation de Hajar est observé. La schistosité serait de direction N150 et demeure quasi-parallèle à la stratification sédimentaire. L'idée d'une structure isoclinale reste hypothétique et seule une étude structurale plus détaillée pourrait la confirmer.

*PLISSEMENT SECONDAIRE*

Ce plissement est de l'ordre métrique à décamétrique, présentant la même orientation que le plissement hectométrique majeur. Ce plissement est plus évident au sein de tufs laminés présents dans l'intrados de la méga-structure anticlinale que décrit la minéralisation. Ce plissement devient plus marqué à proximité des laves felsiques, engendrant des plis, dissymétriques d'ordre du décamètre à flancs étirés schistifiés et à flancs raccourcis peu schisteux (figure 3.5). Hibti (1993) a décrit un chevauchement à pendage vers l'ouest, parallèle à la schistosité d'ordre 2. Ces plis seraient des plis de dysharmonie d'ordre 1 liés à la compression majeure hercynienne (Genna, 1992).

Latéralement aux abords du dôme intrusif, correspondant à des roches strictement compétentes, ces plis d'ordre 2 évoluent en plis métriques de même direction, présentant une schistosité plan axial (figures 3.3, 3.5). Possiblement ils ont été formés par une dysharmonie de la déformation entre les laves et les tufs, ou générés lors de la mise en place du cryptodôme dans les tufs partiellement lithifiés (Genna, 1992). La mise en place

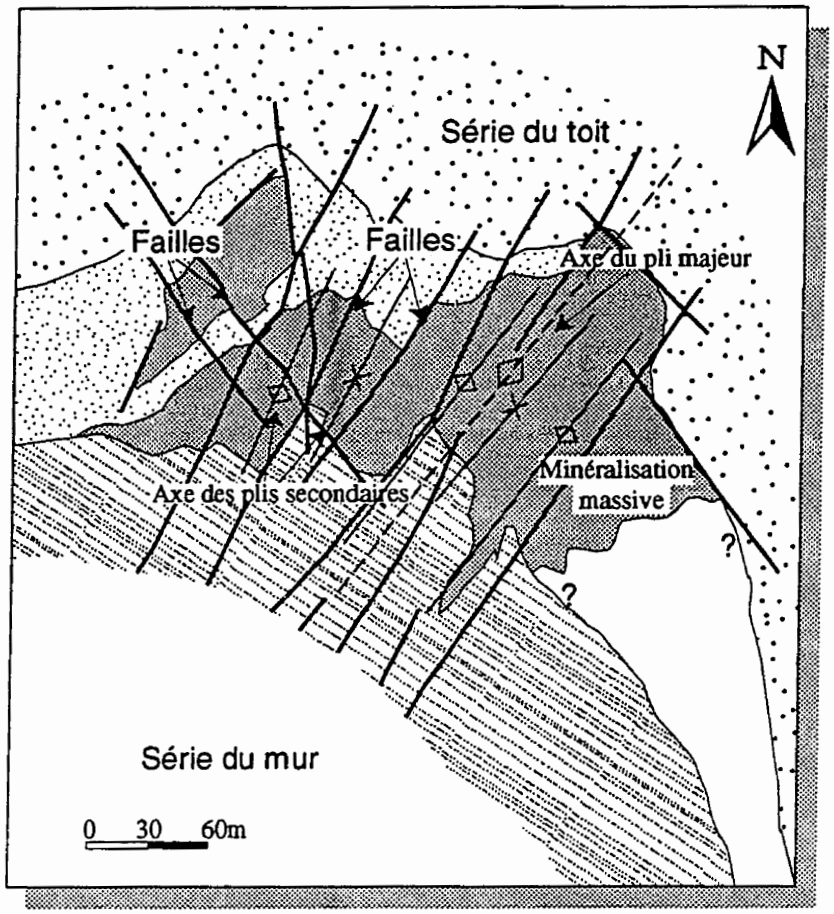



Figure 3.4: Carte du niveau 520 démontrant des plis de direction N25 et deux failles conjuguées N50 et N150.

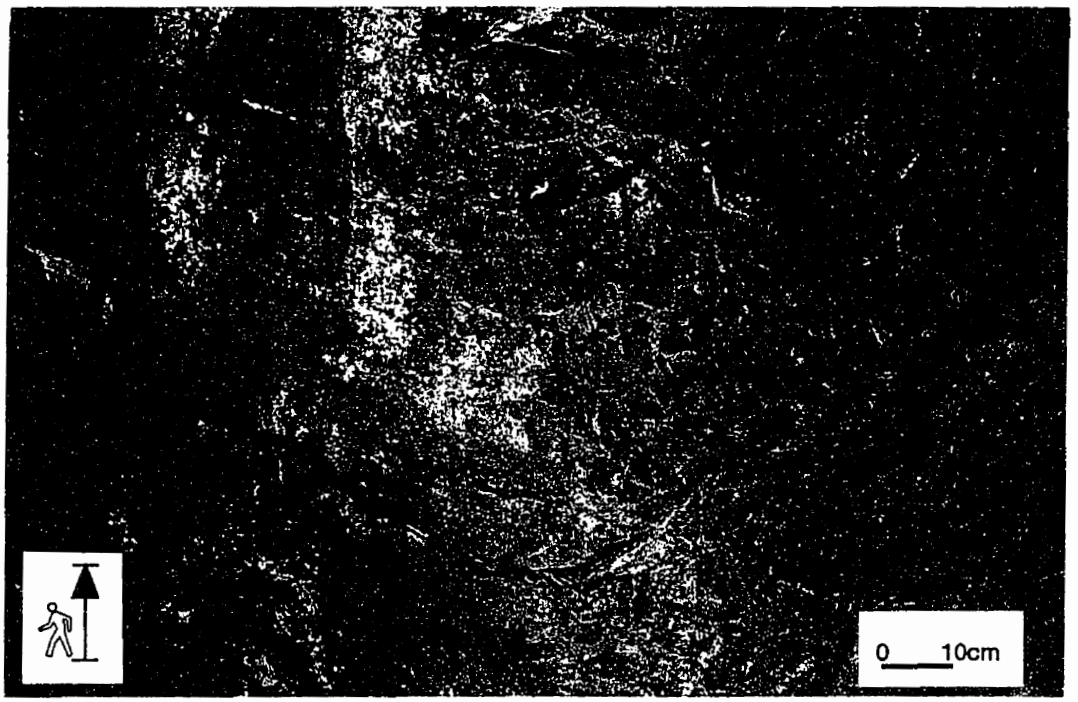



Figure 3.5: Plissement dissymétrique décrit par des lamines de sulfures. Photographie prise dans le niveau 520 de la mine.

du cryptodôme dans des roches non lithifiées ne développerait pas de schistosité et qui dans notre cas bien évidents au coeur de ces plis.

*DÉFORMATION CASSANTE*

Il s'agit d'une tectonique cassante tardi- à post-hercynienne succédant aux phases plicatives. Elle se manifeste au niveau de la mine par l'apparition de fractures d'orientation N50 et N160 ainsi que par de nombreuses diaclases. Trois réseaux de failles ont été répertoriés et mis en évidence par les géologues de la mine. Le premier est représenté par des décrochements de direction nord-est montrant un jeu communément sénestre; des jeux dextres ont aussi été reconnus (figures 3.4; 3.6). Le pendage est sub-vertical et le déplacement vertical est presque nul. L'orientation de ces fractures rappelle la compression sub-méridienne (nord-sud) atlasique.

Le deuxième réseau est représenté par des failles orientées nord ouest-sud est avec un pendage moyen de 60 NE. Une composante verticale est enregistrée mais le rejet reste à déterminer. Selon Genna (1992), ces failles appartiennent à un système de failles conjuguées liées à une compression de direction nord-sud.

Un troisième réseau de faille, d'orientation est-ouest, représentée par un décrochement dextre à composante inverse apparaît nettement dans les affleurements d'Imarine où le socle chevauche la couverture (Hibti, 1993).

## *3.4 MÉTAMORPHISMES*

À l'échelle des Guémassa, Sagon (1984) a démontré la manifestation d'un métamorphisme régional évoluant d'épizonal à schiste-vert, d'est en ouest. Cependant, dans le district minier, deux types de métamorphisme ont pu être démontrés, le premier régional est suivi d'un métamorphisme de contact.

Dans les roches les moins altérées par l'hydrothermalisme du district minier, des descriptions pétrographiques ont mis en évidence la présence d'associations minéralogiques d'un métamorphisme régional. La plus commune demeure l'association

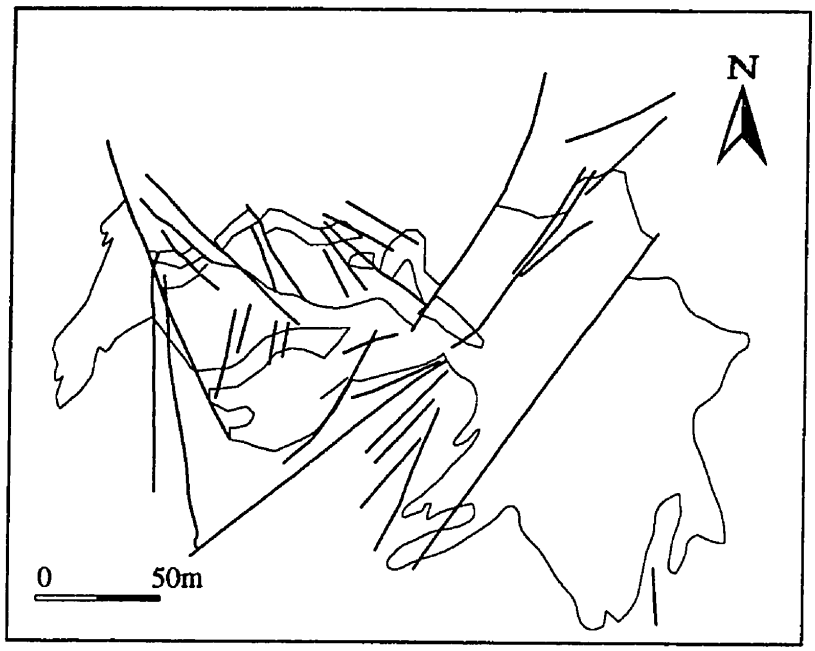



Figure 3.6: Répartition générale des failles au niveau 580 de la mine, tirée de Genna (1992).

chlorito-quartzeuse et à séricite, indiquant un métamorphisme régional rétrograde de faible intensité, de type schiste-vert.

Les néogenèses orientées caractéristiques de ce métamorphisme sont évidentes dans les roches incompétentes (pélites tufs) qui sont recristallisées et transposées; les néogenèses plus discrètes sont trouvées dans les roches compétentes. Dans les roches compétentes (les laves, à titre d'exemple), des transformations minéralogiques dues au métamorphisme semblent avoir fonctionnés, mais aucune orientation préférentielle ne semble apparaître. Dans les unités tuffacées de la séquence stratigraphique de Hajar, correspondant aux termes facilement transformables, les minéraux néoformés, principalement représentés par la chlorite et la séricite, montrent une orientation dans le plan de la schistosité.

Une brève description de la chlorite métamorphique s'impose pour la distinguer des autres chlorites notamment la chlorite hydrothermale. La chlorite métamorphique semble être abondante dans l'interstice des unités éloignées de stockwerk, présentant une granulométrie fine, un pléochroïsme jaune-vert.

Hibti (1993) fait référence à la présence de minéraux hyperalumineux, entre autres des taches de cordiérite et des minéraux rétromorphisés d'andalousite, dans le secteur oriental du gisement vraisemblablement liés aux effets thermiques sur les roches encaissantes. L'idée de la présence d'un corps intrusif non affleurant dans ce domaine et qui développe une auréole de contact a déjà était émise par Vanderbosh (1971); cependant, ni sondages ni essais géophysiques n'ont été exécutés dans cette zone pour évaluer une telle situation.

## *3.5 ZONES MINÉRALISÉES*

### *3.5.1 MORPHOLOGIE DU GISEMENT*

Les limites externes du gisement de Hajar, au même titre que sa morphologie, ont initialement été déterminées par Bernard et al. (1988), en examinant plusieurs sondages

verticaux. Leurs résultats sont améliorés et corrigés par les géologues de la mine au cours de l'avancement des travaux miniers. Dans l'état actuel de nos connaissances, il s'avère que la lentille principale de sulfures massifs se présente sous forme d'une galette allongée plissée, dont le grand axe est-ouest est de 300 mètres et penté à un angle de 45° à 60° vers le nord. L'axe nord ouest-sud est s'étend sur 250 mètres à 350 mètres. La puissance de cette lentille varie de 40 mètres aux extrémités à 80 mètres dans sa partie centrale (figure 3.1).

Des études structurales ont démontré que la masse minéralisée a subi les effets de plusieurs phases tectoniques au cours des orogènes hercynien et atlasique. Les effets conjugués de ces deux orogenèses se traduisent par l'acquisition de la structure en antiforme du gisement, suivi de la fragmentation et la dislocation du gisement en plusieurs blocs. La minéralisation est limitée dans sa partie occidentale et septentrionale par au moins deux systèmes de failles de directions respectives nord est-sud ouest et nord-sud (figure 3.4). Dans l'extrémité sud-est du gisement, de multiples sondages démontrent une terminaison de façon plus ou moins continue avec des intercalations de roches appartenant à l'encaissant (figure 3.4).

### *3.5.2 MINÉRALISATIONS PRIMAIRES*

La répartition des sulfures au niveau de Hajar dessine une zonalité qui lui est particulière (figure 3.7), discutée dans le chapitre 6 (MINÉRALOGIE DU MINERAI). La minéralisation sulfurée de Hajar débute à sa base par la minéralisation rythmée, constituée de l'alternance de sulfures et de sédiments tuffacés (figure 3.8); localement et en faible proportion, une minéralisation du même type se retrouve au toit de la minéralisation. Elle se démarque par la finesse ainsi que la rythmicité dans les litages des sulfures et par l'abondance de structures sédimentaires.

À cette minéralisation rythmée, se succède une minéralisation massive à texture rubanée (figure 3.9). Elle se présente sous une forme lenticulaire, reposant directement et en concordance sur un matériel tuffacé. Cette lentille sulfurée peut être subdivisée en

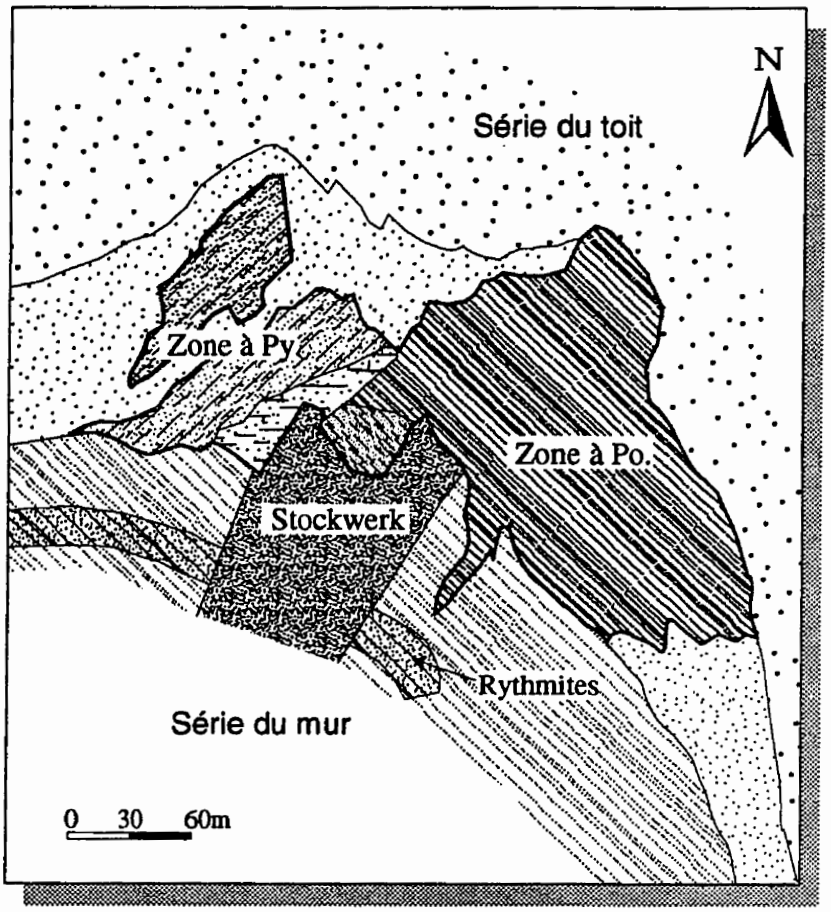



Figure 3.7: Distribution des sulfures, observée à travers le niveau 520 du gisement. Détaille voir figure 6.11.



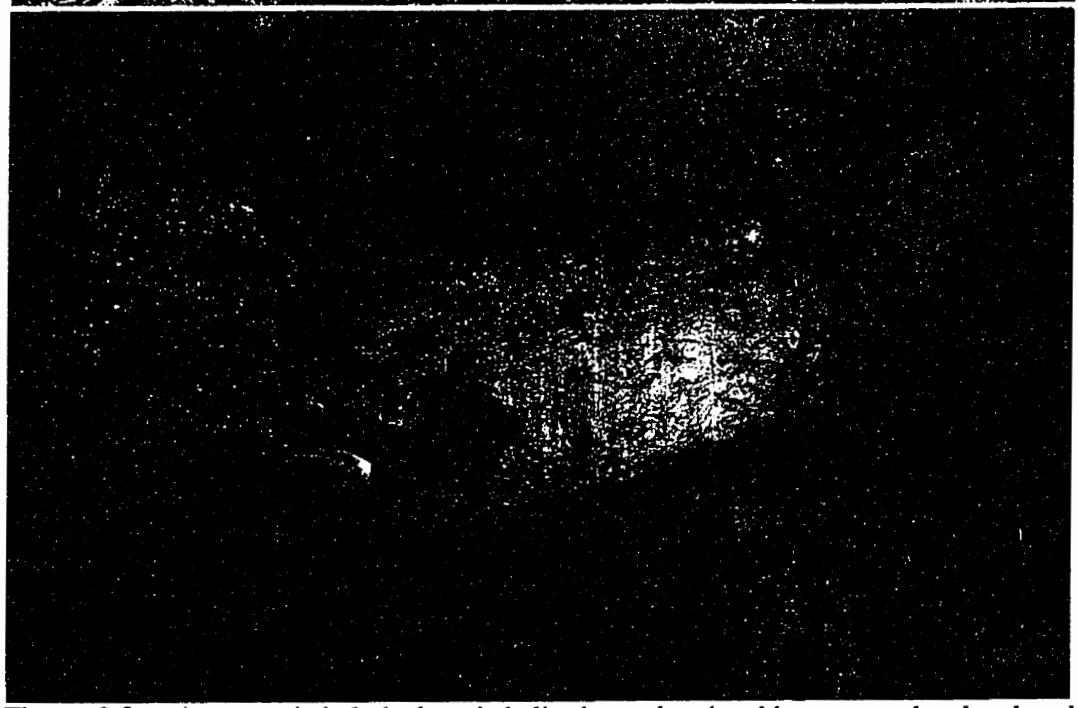



Figure 3.8: Aspect général de la minéralisation ryhtmée, démontrant des bandes de pyrrhotite dans une roche tuffacée. Photographie prise dans le niveau 520.

Figure 3.9: Aspect général de la minéralisation sulfurée massive. Photographie prise dans le niveau 520 montrant la sphalérite rubanée dans un liant de pyrrhotite.

deux domaines: (1) une minéralisation pyrrhotitique massive, localisée dans la partie orientale et occupant la plus importante portion du gisement (zone à pyrrhotite); et (2) une minéralisation pyriteuse qui, comparativement au premier domaine, reste moins développée et relativement moins riche en sphalérite-galène (zone à pyrite) occupant la partie occidentale du gisement et caractérisée par l'abondance de roches encaissantes intercalaires stériles (figure 3.7).

Au sein de la minéralisation pyrrhotitique et dépendemment de la prédominance des sulfures, on reconnaît trois catégories de minerais (figure 3.7): (1) à la base de la lentille principale, on retrouve le "minerai à chalcopyrite rubanée" où la chalcopyrite dessine des rubans discontinus dans la pyrrhotite; son extension reste limitée et ne dépasse pas une dizaine de mètres, (2) le "minerai rubané" représentant le principal minerai exploitable où la sphalérite associée à la galène forme des rubans relativement continues, dont la puissance demeure de l'ordre du centimètre; cette minéralisation occupe essentiellement le domaine est du gisement; et (3) un "minerai à pyrrhotite massive" se retrouve sous forme de lentilles de dix à vingt mètres de puissance, intercalées dans le minerai rubané. Ce dernier minerai démontre une structure massive, de rares grains de chalcopyrite y sont observés alors que la sphalérite et la galène y sont quasi-absentes.

Le domaine ouest, caractérisé par l'apparition de la pyrite primaire comprend deux lentilles séparées par des roches de l'encaissant (figure 3.7). L'apparition de la pyrite est progressive dans cette minéralisation. En effet, à la base de cette minéralisation, la pyrrhotite domine sur la pyrite; par contre, en progressant vers le sommet de la lentille, la pyrrhotite disparaît en faveur de la pyrite. Le rubanement minéral que décrivent la sphalérite et la galène demeure discret.

À la base de la minéralisation de Hajar, une zone de stockwerk est identifiée (figure 3.10). Il s'agit d'une minéralisation pseudo-bréchifiée riche en chalcopyrite. Elle décrit un réseau anastomosé de veinules occupées par le quartz, la chalcopyrite, la pyrrhotite et rarement la sphalérite, la pyrite et la galène. Ces veinules d'ordre centimétrique sont encaissées dans une roche visiblement métasomatisée, communément silicifiés.




Figure 3.10: Zone de stockwerk recoupée de veines de quartz-pyrrhotite-chalcopyrite conférant à la roche un aspect bréchique. Photographie prise dans le niveau 520 de la mine.

L'extension de cette minéralisation est peu développée, occupant un espace d'une vingtaine de mètres de large. Cette minéralisation entre en contact avec la minéralisation massive par l'intermédiaire de la zone à chalcopyrite rubanée.

### *3.5.3 MINÉRALISATION SUPERGÈNE*

En descendant dans la mine, les premiers paliers de la minéralisation massive montrent une intense oxydation des sulfures, correspondant à une minéralisation supergène. Cette oxydation est probablement liée aux infiltrations météoriques qui ont complètement transformé, sur une trentaine de mètres, la partie supérieure du gisement, permettant ainsi une quasi transformation de la pyrrhotite en pyrite. Les roches encaissantes démontrent une intense kaolinitisation où le litage sédimentaire préexistant demeure présent. Dans cette minéralisation, on peut reconnaître une zone de lessivage de métaux et une zone de cémentation riche en cuivre sous plusieurs formes.

## *3.6 CONCLUSION GÉNÉRALE*

La minéralisation de Hajar correspond à un amas sulfuré massif, communément lité et reposant sur un stockwerk peu développé. Cette minéralisation est encaissée et développée dans un environnement volcano-sédimentaire, où les roches encaissantes sont affectées par une altération hydrothermale, normalement associée au passage de fluides minéralisateurs ascendants à travers les roches du mur. Il s'agirait de toute apparence d'une minéralisation soit de type "sulfures massifs volcanogènes" (SMV) soit de type "sédimentaire exhalatif" (SEDEX), qui correspondent le mieux aux principales caractéristiques de Hajar. Notre objectifs est de préciser la nature de cette minéralisation, en nous basant sur la prédominance et la nature des roches encaissantes ainsi que sur la concentration et la distribution de métaux à travers le gisement.

# CHAPITRE 4

# PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES ROCHES-HÔTES

## 4.1 INTRODUCTION

Notre étude lithologique des faciès encaissant la minéralisation de Hajar se base sur une description macroscopique effectuée sur des sondages carottés et dans le sous-sol ainsi qu'une étude microscopique détaillée. Une séquence stratigraphique a pu être établie au coeur du domaine minier, on y reconnaît trois unités stratigraphiques distinctes; l'unité 1, correspond à l'unité volcano-sédimentaire au mur; l'unité 2, représente la minéralisation sulfurée massive située dans une position intermédiaire; et l'unité 3, forme l'unité sédimentaire du toit (figure 3.1).

L'unité volcano-sédimentaire (unité 1) se rencontre à la base stratigraphique de la minéralisation, reposant en une légère discordance sur une unité méta-sédimentaire correspondant au socle carbonifère schisto-pélitique (Bornadero, 1983). Ce socle n'est que faiblement représenté au niveau de la mine et n'a pu être recoupé que par deux sondages verticaux. L'unité volcano-sédimentaire se caractérise par l'association de roches à caractères tuffacés et des laves volcaniques; elle est l'unité volcanique la mieux représentée au niveau du gisement. En effet, l'ensemble des galeries et des sondages exécutés la recoupent. La puissance de cette unité, excluant la rhyodacite et les pélites

de base, serait dans sa totalité d'environ 300 mètres (figure 3.1).

La position médiane demeure occupée par le corps massif minéralisé dans toutes ces variétés (figures 4.1; 4.2). Sa description est présentée dans le chapitre 6.

L'unité 3, située au toit du gisement, constitue une unité typiquement sédimentaire, intercalée avec des dépôts de roches carbonatées (figure 3.1). Par dessus cette formation repose, en légère discordance angulaire, les séries de la couverture sédimentaire.

La plupart des faciès décrits dans la présente section, ont plus ou moins été déjà l'objet de descriptions par d'autres auteurs, entre autres Tijani (1985), Bernard et al. (1988), Haïmeur (1988) et Hibti (1993). Il faut signaler que l'ensemble des roches décrites dans cette section ont subi les effets d'un métamophisme régional rétrograde de type faciès schiste-vert (Sagon, 1984), à travers lequel on doit déterminer la nature originale de la roche primaire.

## *4.2 DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES*

### *4.2.1 SOCLE MÉTA-SÉDIMENTAIRE*

À la base de la stratigraphie de Hajar, on reconnaît une série sédimentaire appartenant au socle (figures 3.1, 4.1). Il s'agit d'une série sédimentaire épaisse et métamorphisée, présentant une monotonie texturale; elle correspond à des pélites noires. Dans le massif des Jébilets, cette unité est identifiée comme étant des pélites d'âge viséen de la Série de Saghlef, dont la puissance est estimée à quelques centaines de mètres (Bornadero, 1983). Au niveau de la mine, seuls quelques sondages verticaux ont pu intercepter, au-dessous des roches ignées acides, ces schistes pélitiques. Macroscopiquement, il s'agit d'une série sédimentaire de couleur vert sombre, voire même noire, avec une texture litée. Plus en détail, on y observe des lamines blanches de quelques millimètres de puissance, constitués de grains de quartz détritique et pris dans un liant aphanitique riche en chlorite (figure 4.3). Plusieurs structures de roches sédimentaires sont notées, dont les "slumps", le granoclassement et la stratocroissance.

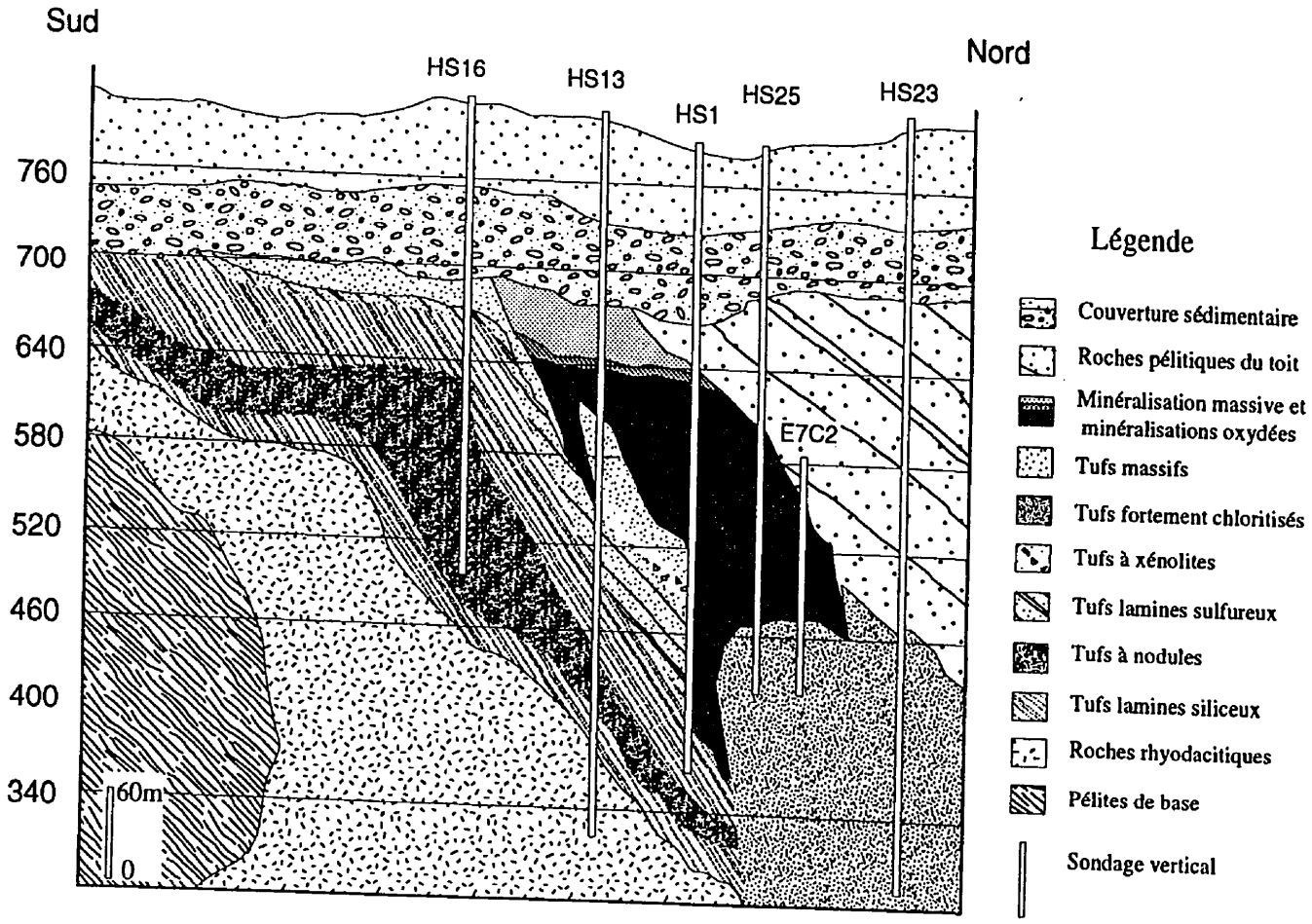



Figure 4.1: Coupe nord-sud, représentative de l'ensemble des faciès à Hajar réalisée à partir de cartographie souterraine et de sondages verticaux.

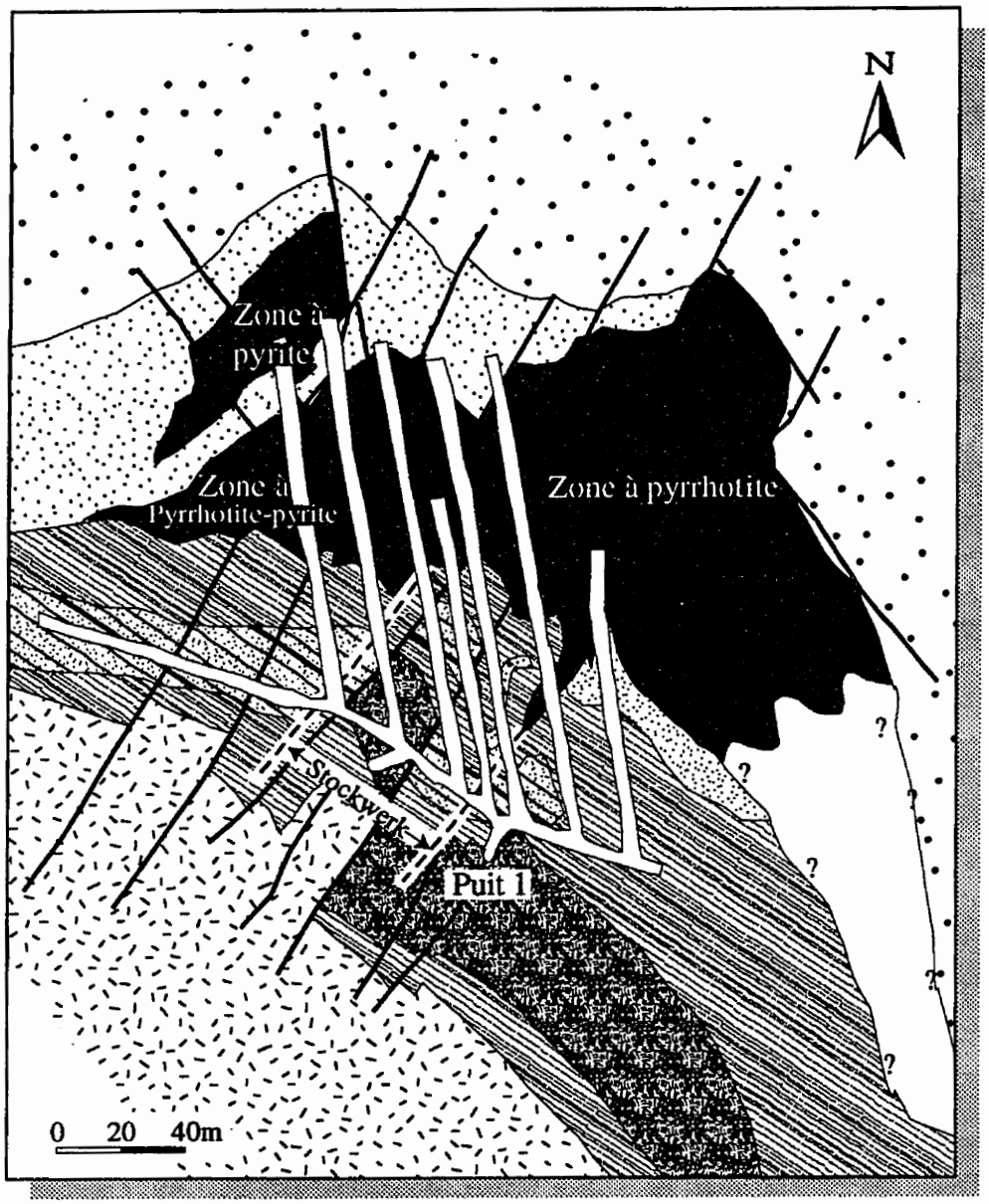



Figure 4.2: Carte géologique du niveau 520, illustrant les différents faciès rencontrés à Hajar. Légende des lithologies est similaire à la figure 4.1.

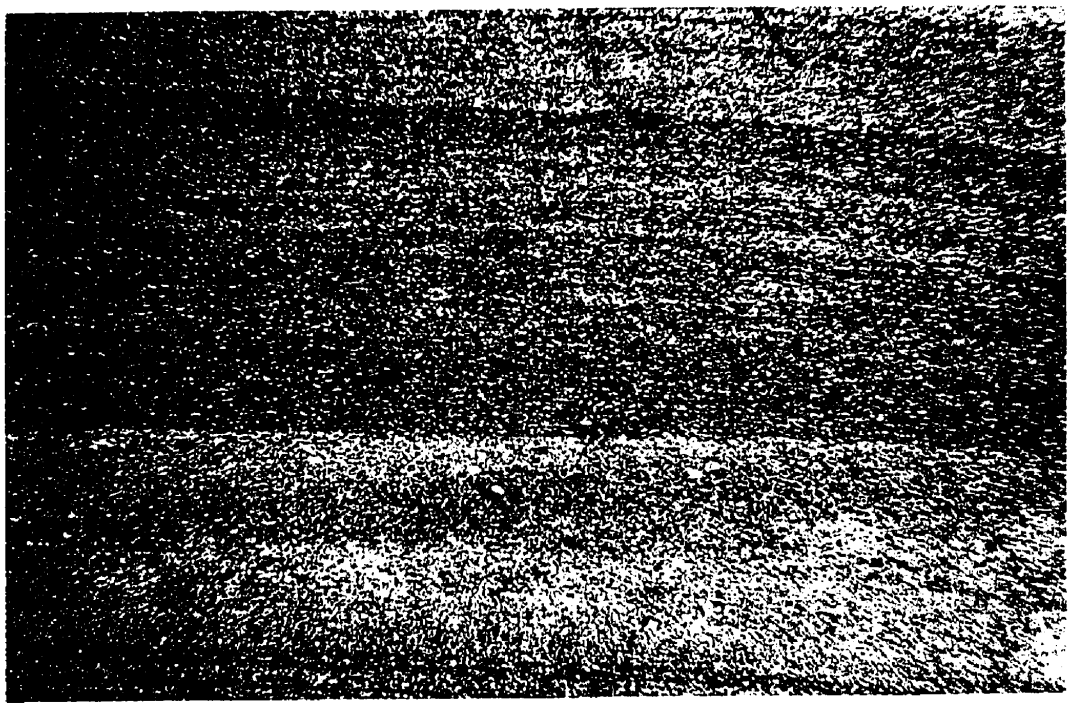


Figure 4.3: Pélites de base montrant des lamines de quartz détritique prises dans un liant chloriteux (LN 58X).

Cette série correspond aux shales noirs riches en matière organique (Bornadero, 1983).

## *4.2.2 L'UNITÉ 1: VOLCANO-SÉDIMENTAIRE*

La description pétrographique qui suit, fait ressortir, au sein de cette unité, deux groupes de roches de composition minéralogique et texturale différentes; le premier s'agissant de felsites, comprend le dôme massif, la brèche volcanique et les pépérites; et le second groupe comprenant les dépôts pyroclastiques, constituant les différents types de tufs (figures 3.1; 4.1).

### *4.2.2.1 ROCHES FELSIQUES*

Les roches felsiques abondent uniquement à l'échelle du gisement. Régionalement, ces roches ne paraissent que sporadiquement sous forme de petits "plugs" ou de sills de faible puissance. Dans le secteur minier, ces volcanites se présentent sous trois aspects différents: en dôme massif, en brèche volcanique et en pépérites.

#### *DÔME MASSIF*

Le dôme massif se présente sous forme de roches massives, dont la morphologie est grossièrement globulaire (Maier et al., 1986). Son extension vers le sud ainsi que sa puissance sont mal connues. Au sein du dôme, trois sous-faciès ont pu être identifiés et repartis de sa partie centrale vers ses bordures comme suit: un sous-faciès rose, un sous-faciès vert et un sous-faciès sombre (figure 4.4).

#### *SOUS-FACIÈS ROSE*

Le sous-faciès rose constitue la partie centrale du dôme, formant l'essentiel du corps pseudo-intrusif. Il est représenté par une roche massive peu schistosée à cassures concoïdales et de couleur claire communément rosâtre. Plus en détail, la roche montre une texture aphyrique à porphyrique, dans une matrice quartzo-feldspathique, à laquelle

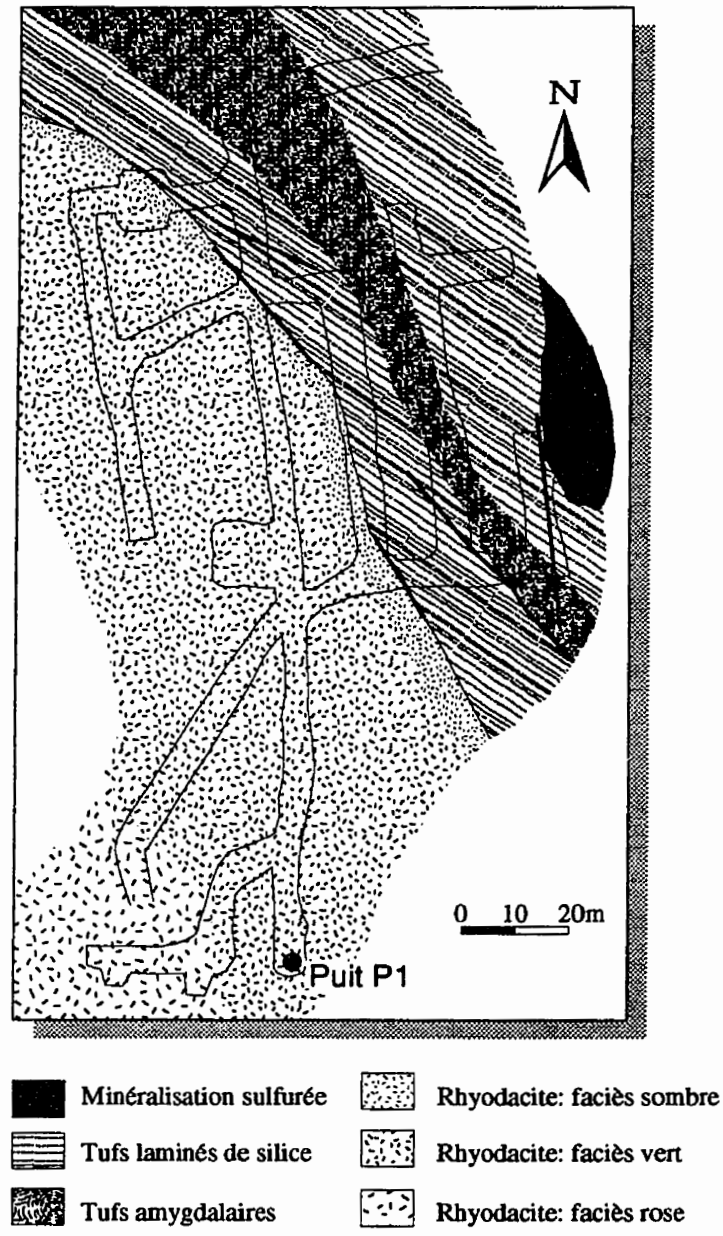



Figure 4.4: Carte géologique du niveau 380 montrant quelques faciès observés dans la mine.

s'ajoutent la séricite ne montrant aucune schistosité apparente. Les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique ne dépassent pas les 10% (figure 4.5). Les plus communs sont les phénocristaux de quartz, présentant une forme sphérique dont les dimensions varient de 1 à 5 mm, communément caractérisés par les golfes de corrosion (figure 4.6); ceux de feldspaths sont moins abondants et de dimension plus large (~1 cm). Ces phénocristaux sont généralement altérés en séricite et calcite et, dans certains cas, ils sont complètement remplacés par du quartz granulaire et seule leur morphologie permet leur reconnaissance.

Près des zones de failles, au sein d'une roche altérée en chlorite et/ou séricite, apparaissent des tablettes bien cristallisées de biotite, auxquelles s'associent des sulfures disséminés, principalement de la pyrrhotite.

*SOUS-FACIÈS VERT*

Vers les bordures du dôme, le sous-faciès rose passe graduellement à une unité intermédiaire, correspondant à un sous-faciès de couleur verte qui montre une étendue d'une trentaine de mètres environ. La texture de la roche est communément porphyrique et montre un débit schisteux moulant les phénocristaux de quartz dont les proportions dépassent 30% du volume de la roche. En détail, la matrice de la roche montre une texture microgrenue, où les associations minéralogiques sont riches en chlorite-séricite ou en quartz- feldspaths. La séricite paraît se développer aux dépens des minéraux feldspathiques (figure 4.7). Les cristaux de quartz montrant une forme ovoïde sont craquelés et communément orientés (figure 4.8). Des phénocristaux autres que ceux du quartz ont presque totalement disparu, les rares pseudomorphes de phénocristaux observables sont tapissés de quartz-séricite, démontrant une forme carrée correspondant vraisemblablement à des cristaux de feldspaths altérés occupant une proportion de moins de 5% du volume total.

Dans les zones fortement tectonisées, la chlorite associée à du quartz semble être le seul minéral phyllosilicaté de la matrice associé sporadiquement à la pyrrhotite alors que

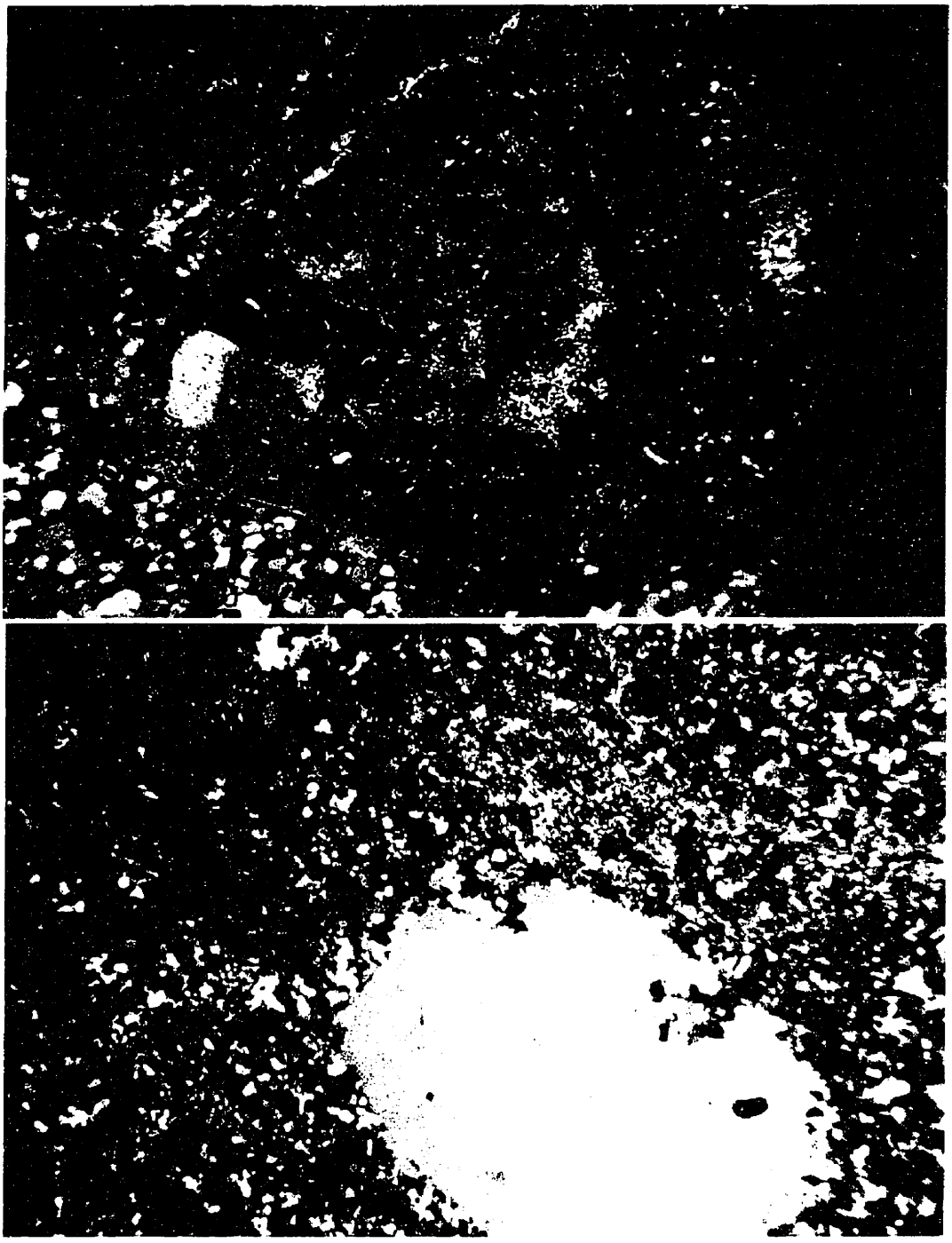


Figure 4.5: Sous-faciès rose de la rhyodacite montrant du feldspath porphyrique pris dans un liant quartzo-felspathique (LP 58X).

Figure 4.6: Sous-faciès rose de la rhyodacite montrant du quartz porphyrique à golfe de corrosion, pris dans un liant à quartz-séricite (LP 58X).

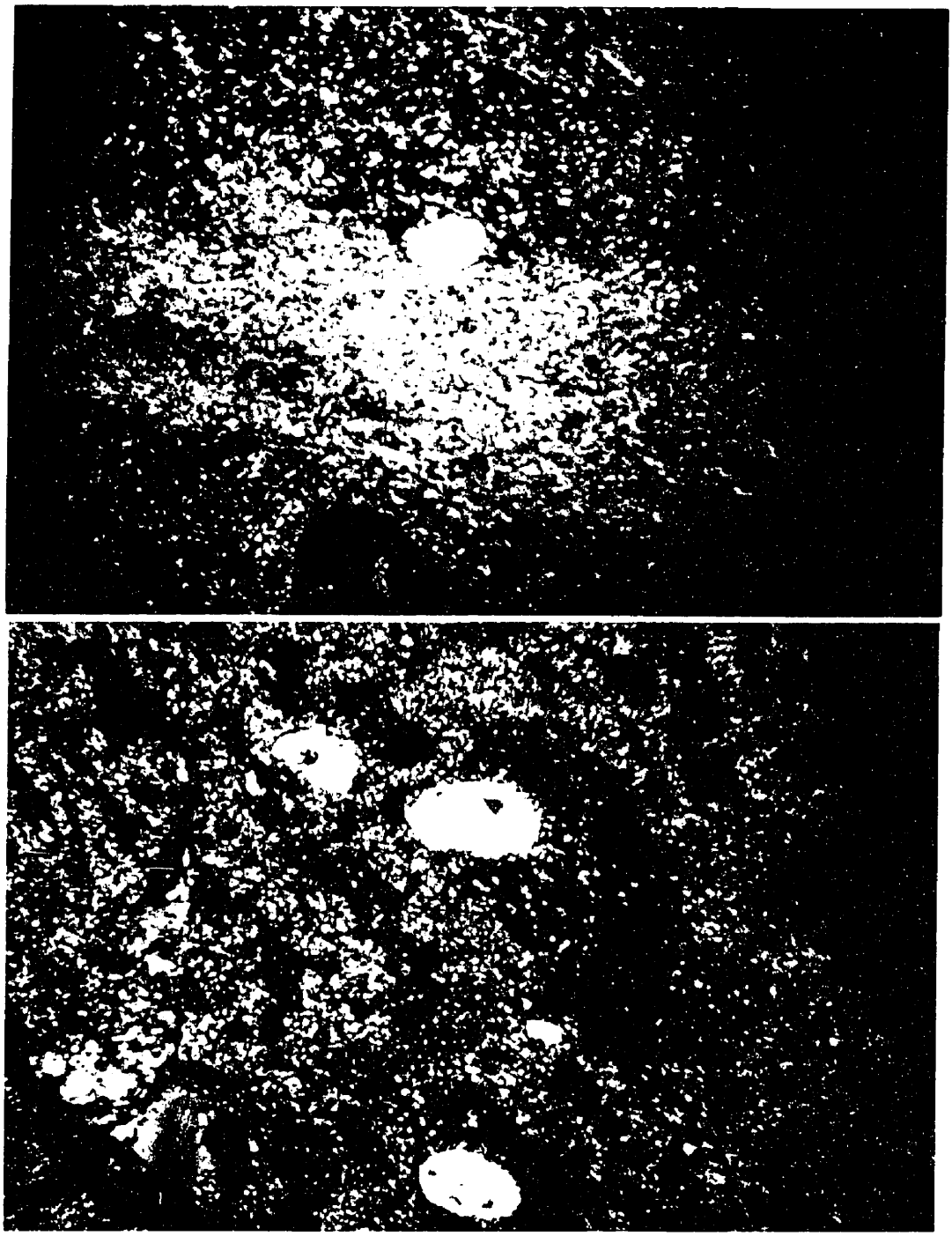


Figure 4.7: Sous-faciès vert de la rhyodacite montrant des phénocristaux de quartz pris dans un liant quartzo-feldspathique (LP 11,6X).

Figure 4.8: Sous-faciès vert de la rhyodacite montrant du quartz en phénocristaux de forme ovale pris dans un liant chlorito-quartzitique (LP 11,6X).

la séricite disparaît totalement.

### *SOUS-FACIÈS SOMBRE*

Le sous-faciès sombre se retrouve à l'extrême bordure du dôme. Sa puissance ne dépasse pas les deux ou trois mètres du contact avec les tufs. Il s'agit d'une roche presque noire de couleur vert sombre, tapissée de quelques cristaux de quartz.

En détail, la roche s'est presque totalement transformée en chlorite. La chlorite occupant 90% du volume se présente en larges cristaux, montrant un pléochroïsme marqué et une biréfringence de bleu à violet, témoignant de sa nature ferrifère. Au sein de la matrice sont présents des phénocristaux de quartz à bordures recristallisées (figure 4.9). Les dimensions de ces cristaux restent relativement moindre comparativement aux mêmes cristaux dans les autres sous-faciès; leur abondance demeure à moins de 5%. De rares cristaux de zircon, ainsi que des cristaux allongés d'ilménite, ont pu être notés; leur abondance est de moins de 3%.

### *BRÈCHE VOLCANIQUE*

Ce faciès a été décrit par Haïmeur (1988) comme étant une brèche volcanique autoclastique à éléments orientés. Par contre, Hibti (1993) n'a pas décrit ce genre de faciès, la brèche volcanique qu'il décrit correspond plutôt à ce que nous avons appelé le faciès "pépéritique" (voir plus bas).

Au niveau de Hajar, la brèche volcanique se localise dans la partie nord du dôme. D'ailleurs, elle semble faire la continuité latérale du dôme. Ce faciès est intercepté par quelques sondages verticaux sur une large puissance, mais aucun d'entre eux n'a pu la recouper entièrement. Ainsi, sa puissance demeure indéterminée, pouvant dépasser une centaine de mètres, alors que son extension reste limitée au secteur minier.

Plus en détail, on reconnaît au sein de cette brèche des fragments lithiques baignant dans une matrice blanchâtre, grandement dominée par le quartz recristallisé, auquel s'ajoutent quelques lamelles de chlorite et de séricite. La roche montre localement un

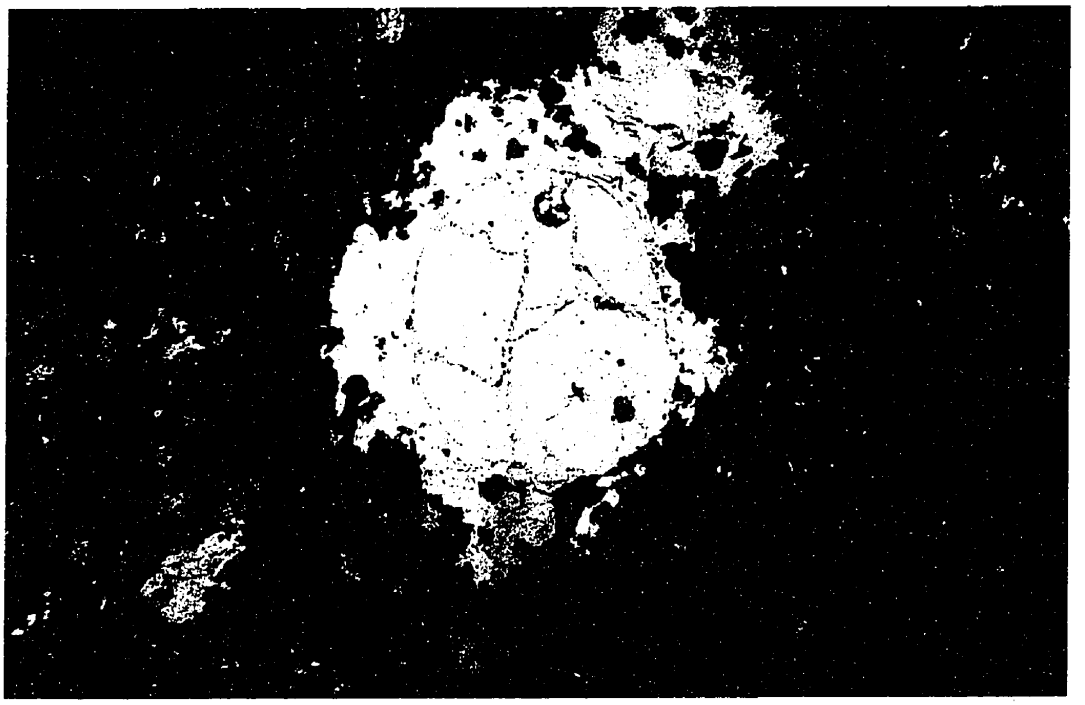


Figure 4.9: Sous-faciès sombre de la rhyodacite montrant du quartz porphyrique corrodé pris dans une chloritite (LP 58X).

débit schisteux (figure 4.10).

*Les fragments lithiques*: Pris dans une mésostase finement recristallisée, deux types de fragments différents sont rencontrés: le premier représenté par des fragments allongés de couleur sombre complètement transformés en chlorite (figure 4.10), s'agissant vraisemblablement de verre volcanique dévitrifié et le second consistant en une intime association de cristaux de quartz, de séricite et de feldspaths de forme plus ou moins effilochée (figure 4.11), représentant la phase cristalline de la lave (figure 4.12). Ces fragments de dimensions variables, allant de 50 à 200 µm, sont orientés dans le sens de l'écoulement du dépôt.

*Les phénocristaux:* Comparativement aux roches constituant le dôme, l'abondance des phénocristaux reste plus importante. Les phénocristaux sont principalement représentés par le quartz bleu rhyolitique (figure 4.10), de dimension légèrement plus faible et dont certains grains sont fragmentés. La forme généralement ovale de ces phénocristaux indique, comme les fragments lithiques, le sens d'écoulement. La présence de ces phénocristaux permet d'associer ces roches aux rhyodacites. Certains vestiges de feldspaths, bien que rares, ont pu être notés.

*La matrice*: La matrice de cette roche est constituée essentiellement de quartz en grains polygonaux et de chlorite (figures 4.10) ainsi que de quelques fines ponctuations de micas. Quelques minéraux accessoires s'y rencontrent: des carbonates et des cristaux d'apatite, du zircon et du leucoxène.

À l'approche de la zone de stockwerk, la structure orientée caractéristique de cette roche disparaît, les fragments montrant alors des tailles très variées et des contours mal définis. Se mettant en petits groupes, l'ensemble est cimenté par de la silice. Des sulfures disséminés et en veinules apparaissent; il s'agit essentiellement de la pyrrhotite et de la chalcopyrite.

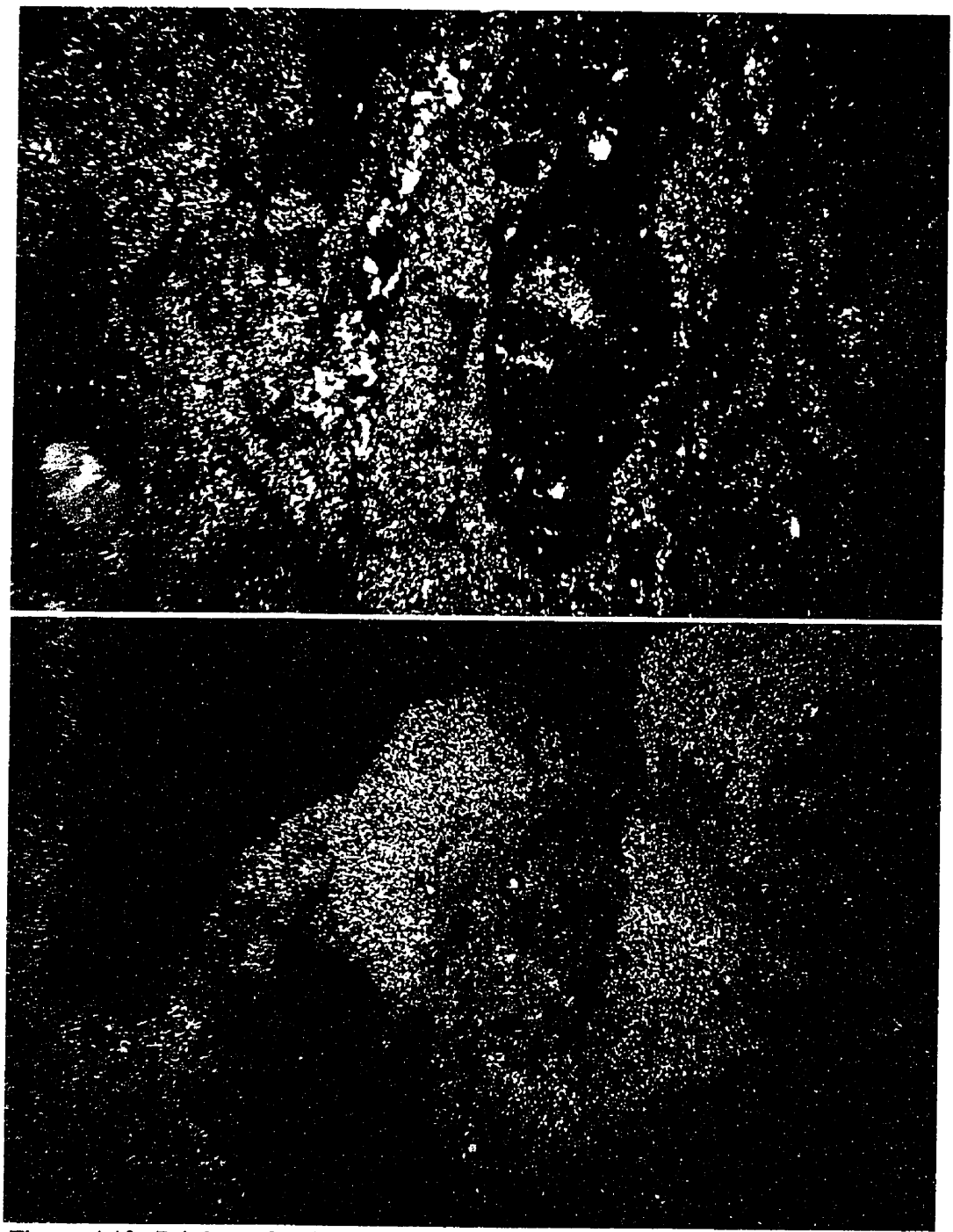


Figure 4.10: Brèche volcanique montrant du quartz en phénocristaux et du verre volcanique dévitrifié pris dans une matrice quartzitique (LP 11,6X).

Figure 4.11: Brèche volcanique montrant des fragments chloriteux et d'autres quartzo-sériciteux (LP 11,6X).



Figure 4.12: Brèche volcanique montrant un fragment de lave riche en feldspaths (partiellement altérés) pris dans une matrice quartzitique (LP 58X).

### *ROCHES PÉPÉRITIQUES*

Dans le gisement, les roches pépéritiques se rencontrent et se développent le long des marges du corps rhyodacitique dans le secteur ouest de la minéralisation. Il s'agit d'une roche constituée de clastes de composition felsique de dimensions variables, allant de quelques millimètres à plusieurs dizaines de centimètres, dispersés dans un ciment siliceux à granulométrie grossière (figure 4.13). Des sondages dans la partie orientale de la mine ont intercepté des niveaux métriques de ce même matériel, encaissé dans les roches du toit de la minéralisation. Sa puissance reste peu développée et ne dépasse pas les 15 mètres. À l'extérieur du secteur minier, dans les affleurements du bloc d'Imarine, on rencontre des bandes de puissance métrique de ce type de roche, dont l'extension peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

Ces niveaux métriques ont fait l'objet d'innombrables descriptions. Dans la série sédimentaire d'Imarine, ces roches sont décrites comme étant des sills doléritiques (Maier et al., 1986). Alors que dans le secteur minier, Tijani (1985), en identifiant une composante sédimentaire combinée à du matériel ignée acide, les a confondues avec les kératophyres. Haïmeur (1988) les décrit comme une "brèche volcanique d'allure pseudo-entrecroisée". Hibti (1993) fait de même et les nomme "brèche volcanique".

À l'échelle de l'échantillon, la roche montre une texture pseudo-bréchique (figure 4.13). Il s'agit d'une roche cohérente et dure à casser, laissant apparaître des fragments de forme plus ou moins irrégulière fracturés et injectés de matériel de nature différente. La première parmi ces deux composantes est de nature felsique à grains fins et de couleur gris-blanchâtre, correspondant aux fragments de roches volcaniques, alors que la seconde composante de couleur plus sombre, localement blanchâtre, dont la granulométrie reste relativement plus grossière, représenterait vraisemblablement une composante sédimentaire recristallisée.

Au microscope, dans un ciment totalement siliceux, des fragments de nature felsique, de forme irrégulière, semblent avoir subi une fragmentation sans dispersion

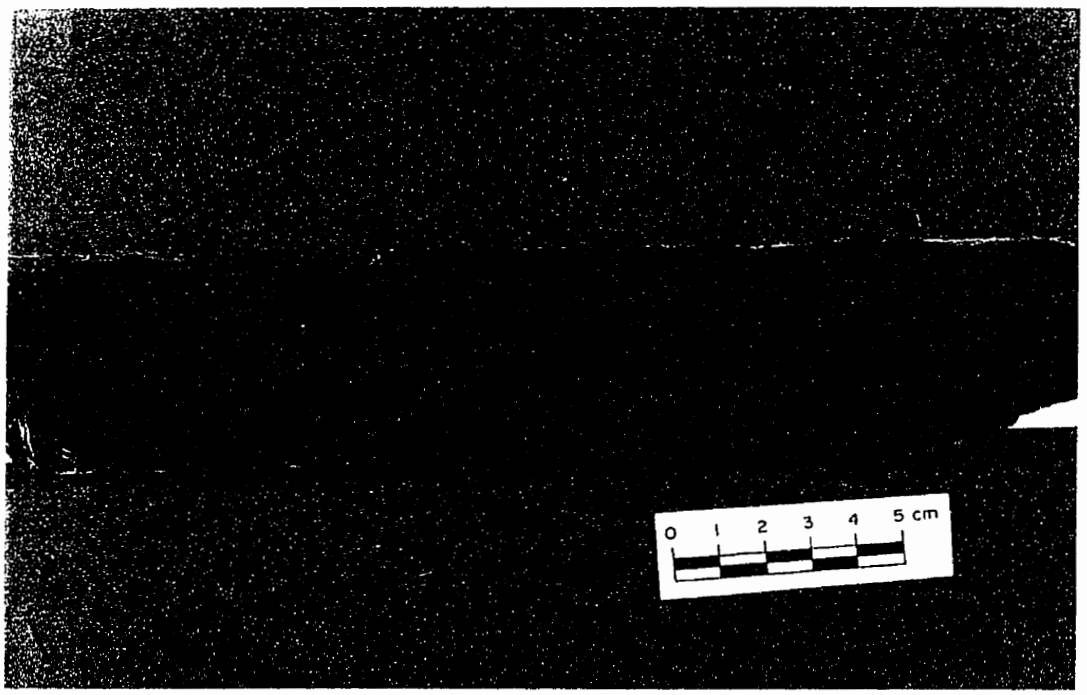



Figure 4.13: Illustration de la roche pépéritique, montrant le matériel igné de couleur blanchâtre d'apparence fine, cimentée par des sédiments d'apparence grossière.

(figure 4.14). Dans la roche relativement fraîche, les fragments de la roche intrusive sont constitués de feldspaths potassiques, du péricline sous forme d'agglomérats, du quartz grossier, de rares minéraux accessoires, tels le zircon; la séricite et la chlorite sont probablement associées à l'altération. À certains endroits, le quartz recristallisé représentant le liant s'associe localement à la calcite. Il semble s'agir de tufs ou sédiments environnants, transformés et recristallisés en un matériel siliceux ou en chert carbonaté, injectés de sills felsiques. À l'approche de la minéralisation sulfurée, apparaissent des disséminations sulfureuses à l'intérieur du liant quartzeux (figure 4.15).

Ces roches pseudo-fragmentées à Hajar, montrent les mêmes caractéristiques que les pépérites décrites par McPhie et al. (1993) et Hanson et Wilson (1993).

### *DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LES ROCHES FELSIQUES*

Les roches de nature acide rencontrées au niveau du gisement se présentent sous trois formes. Elles sont facilement identifiables par la présence de phénocristaux de quartz translucide à golfes de corrosion. L'analyse géochimique de ces roches confirme leur composition rhyodacitique (voir section 4.3: GÉOCHIMIE DU PROTOLITHE). Nos descriptions et observations de l'ensemble de ces roches sur le terrain démontrent des variations ainsi qu'un changement latéral de faciès, laissant supposer que l'ensemble de ces roches se seraient constituées d'un seul et même événement volcanique.

La composition felsique et la morphologie grossièrement globulaire de cette unité permettent de considérer un mode de mise en place de ce corps sous forme de dôme. La bréchification localisée de ce matériel suppose que le dôme est en partie extrusif.

Le changement de faciès, caractérisant ce corps massif intrusif, serait probablement lié aux échanges thermiques avec les roches environnantes. Le changement textural et l'augmentation des phénocristaux dans l'unité intermédiaire peuvent être associés à un phénomène de dilution et de concentration liées au stress thermique lors de la mise en place du dôme. Le faciès sombre riche en chlorites, situé à l'extrémité du dôme, constituait probablement une carapace hyalocristalline du dôme, formée *in-situ* par un

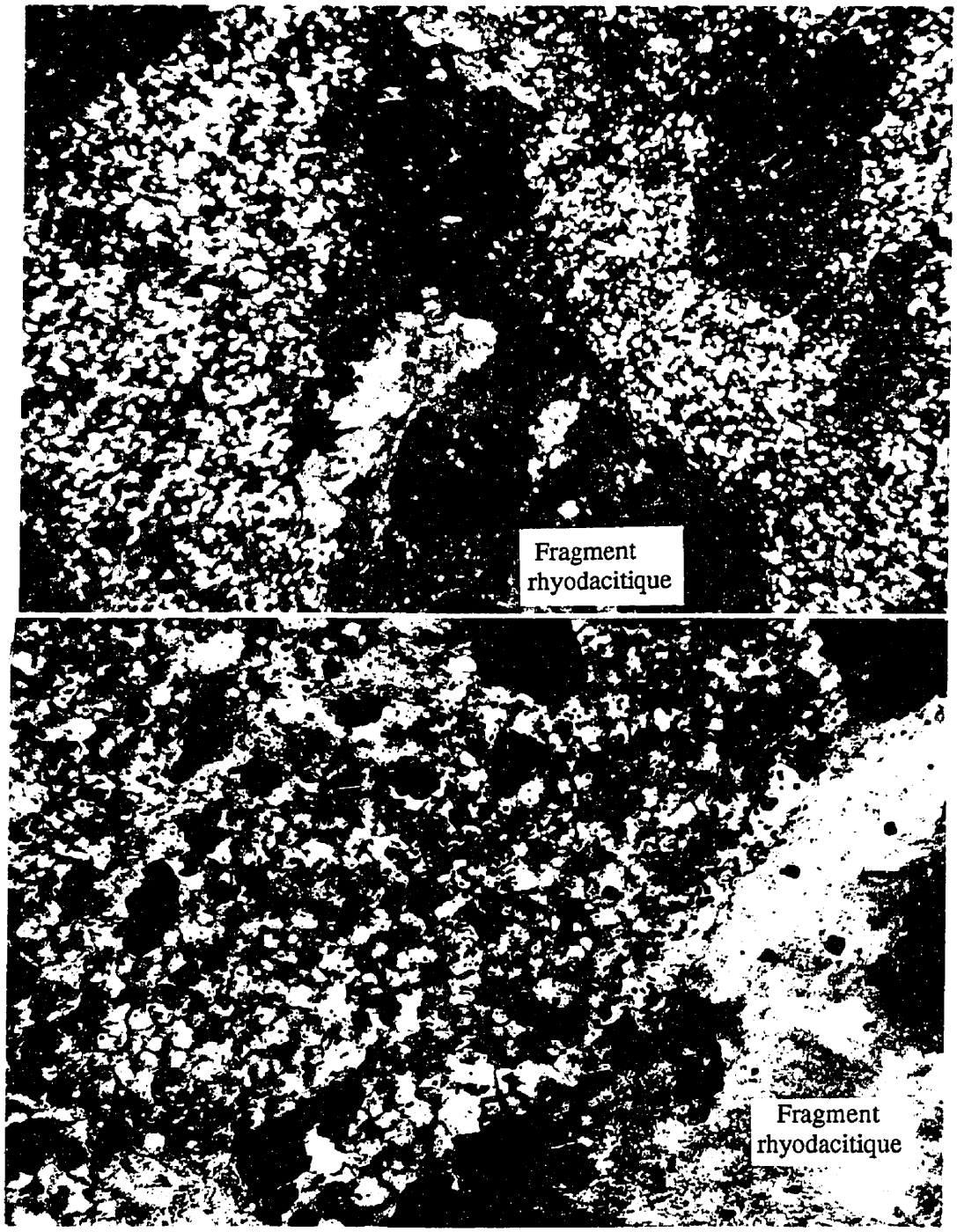



Figure 4.14: Fragments du matériel igné pris dans un matériel grossier de la roche pépéritique, décrivant une texture en peezle (LP 58X).

Figure 4.15: Près des zones minéralisées apparition de sulfures dans la roche pépéritique (LP 58X).

phénomène de trempe lors de son émergence. Les effets à la diagénèse auraient contribué à la dévitrification de cette carapace.

Après l'examen de plusieurs sondages, on s'aperçoit que la brèche volcanique n'est présente que dans la partie occidentale du domaine minier et qu'elle correspond à l'extension septentrionale du dôme pseudo-intrusif. Les fragments lithiques de forme irrégulière montrent une composition et une taille variables. Ils sont communément angulaires à contours effilochés, ce qui laisse supposer la fragmentation d'un matériel visqueux lors de sa mise en place. Il s'agirait d'une brèche autoclastique. L'absence d'éléments grossiers dans la brèche marque une faible activité explosive phréatique durant le dépôt (Franklin et al., 1975). La bréchification de ce matériel et l'orientation de ces éléments figurés laissent supposer la mise en place de ce matériel sur un plancher océanique légèrement penté.

La description des roches pseudo-bréchiques correspond à celle de roches pépéritiques. Par définition, ce sont des roches ignées infiltrées de matériels sédimentaires non lithifiés (McPhie et al., 1993). Le principal caractère des pépérites reste le mode de fragmentation du matériel intrusif lors de son interaction avec les sédiments, donnant naissance à une texture en peezle à la roche. Cette texture de fragmentation demeure conservée aussi bien à une échelle macroscopique qu'à l'échelle de la lame mince témoignant d'une fragmentation *in situ* causée par des phénomènes de trempe du magma dans les sédiments gorgés d'eau (Hanson, 1991). En effet, dans les environnements sub-aqueux, des proportions importantes du magmatisme peuvent contribuer à la formation d'intrusions synvolcaniques plutôt qu'à des coulées de laves. Le magma en mouvement influencé par sa densité et par la pression lithostatique et hydrostatique qui s'exercent sur lui, étant plus denses que les roches-hôtes sédimentaires, demeure en sub-surface et se présente sous forme des sills plutôt que de coulées extrudées (White et Busby-Spera, 1987; McPhie et al., 1993). La présence de roches pépéritiques dans la formation sédimentaire du toit (celle d'Imarine) nous force à croire que le dôme, à l'origine de ce matériel, a continué sa croissance durant le comblement du

bassin

En conclusion, trois roches à caractères éruptifs sont rencontrées au niveau de Hajar: une roche massive, une brèche volcanique et une roche pépéritique. La distribution spatiale et la diversité de ces faciès à travers la stratigraphie laissent supposer que le matériel s'est mis en place sous forme de dôme, en partie extrusif et qui aurait vraisemblablement continué de croître après le paroxysme volcanique.

### *4.2.2.2 UNITÉS PYROCLASTIQUES*

Dans le secteur minier, on peut identifier trois grands ensembles de projections pyroclastiques, s'organisant en une succession définie de bas en haut par les tufs amydgalaires, les tufs laminées et enfin les tufs massifs (figures 3.1, 4.1). Les observations effectuées dans le sous-sol, ainsi que l'examen de sondages, ne permettent d'observer aucune limite entre ces faciès; par ailleurs, ces faciès demeurent continus et progressifs, laissant supposer que l'ensemble de ces tufs constitue une seule et épaisse unité pyroclastique. Parmi les tufs laminés, trois sous-faciès sont reconnus: les tufs à lamines de silice, les tufs silico-chloriteux à lamines de sulfures et les tufs à xénolites (figures 3.1, 4.1).

#### *TUFS AMYGDALAIRES*

Les tufs amygdalaires ne se rencontrent qu'au mur de la minéralisation; leur extension latérale paraît limitée au district minier. Leur puissance, examinée dans multiples sondages, reste variable et varie de quelques mètres à une centaine de mètres. Au delà du massif de Guémassa, dans le massif de Souktana, on rencontre un matériel passablement similaire, où des vésicules remplies de quartz sont présentes. L'étude de quelques échantillons provenant cette zone ne permet pas de confirmer s'il s'agit du même matériel. L'altération supergène poussée a effacé toute texture primaire de la roche.

La roche est de couleur gris-verdâtre, passablement dure à casser, montrant une

forte chloritisation qui nous empêche de distinguer les textures originales de la roche. Sa texture extrêmement vésiculaire, l'une des caractéristiques importantes de ce faciès, facilite sa reconnaissance sur le terrain (figure 4.16). En détail, la roche montre une texture aphanitique, localement porphyrique et riche en fragments de roches. Aucun litage n'a pu être observé.

*Les fragments lithiques*: Les fragments de nature lithique sont localement abondants. Ils se retrouvent en plus grand nombre à la base et au sommet de la série. Ces fragments présentent une forme effilochée, généralement orientées dans le plan de l'écoulement. Cependant, leur nature est polygénique et de dimension variée. Ils sont transformés en séricite-quartz-plagioclase (figure 4.17) ou encore en biotite-plagioclase-épidote-chlorite (figure 4.18), permettant de supposer un caractère tuffitique.

*Les cristaux:* Les plus communs sont des phénocristaux de plagioclase, ils se présentent sous une forme plus ou moins allongée, montrant une bordure de nature albitique, par contre leur noyau se transforme en une association de séricite-calcite-épidote (figure 4.19). Localement, ces plagioclases sont totalement altérés et seules quelques reliques de mâcles persistantes permettent de les identifier. À certains endroits, des fragments de plagioclase se regroupent en agrégats glomérophyriques. La figure 4.20 montre des pseudomorphes, de forme losangique, remplis de chlorite-smectite ou de biotite-chlorite-quartz, qui pourraient correspondre à des fantômes de pyroxène. De rares clivages renfermant de la calcite semblent être conservés.

Les oxydes de titane (le leucoxène et le rutile) subissent une déstabilisation en sphène et ilménite. La biotite brune en phénocristaux à texture poecilitique, sans orientation, montre localement des mâcles polysynthétiques. Elle peut communément être représentée par des lattes automorphes, formant par endroits de petits agrégats. Quelques cristaux d'apatite se retrouvent dans la mésostase.

*La matrice*: La matrice, dont le verre est complètement transformé en chlorite-séricite-quartz-plagioclase (figures 4.17; 4.18), ne conserve aucune texture originale de la roche. Il s'agit d'une mésostase microcristalline constituée à part égale de chlorite et



Figure 4.16: Texture vacuolaire des tufs amygdalaires. Des vacuoles de taille variable sont comblées de quartz. La photographie est prise dans le niveau 600.

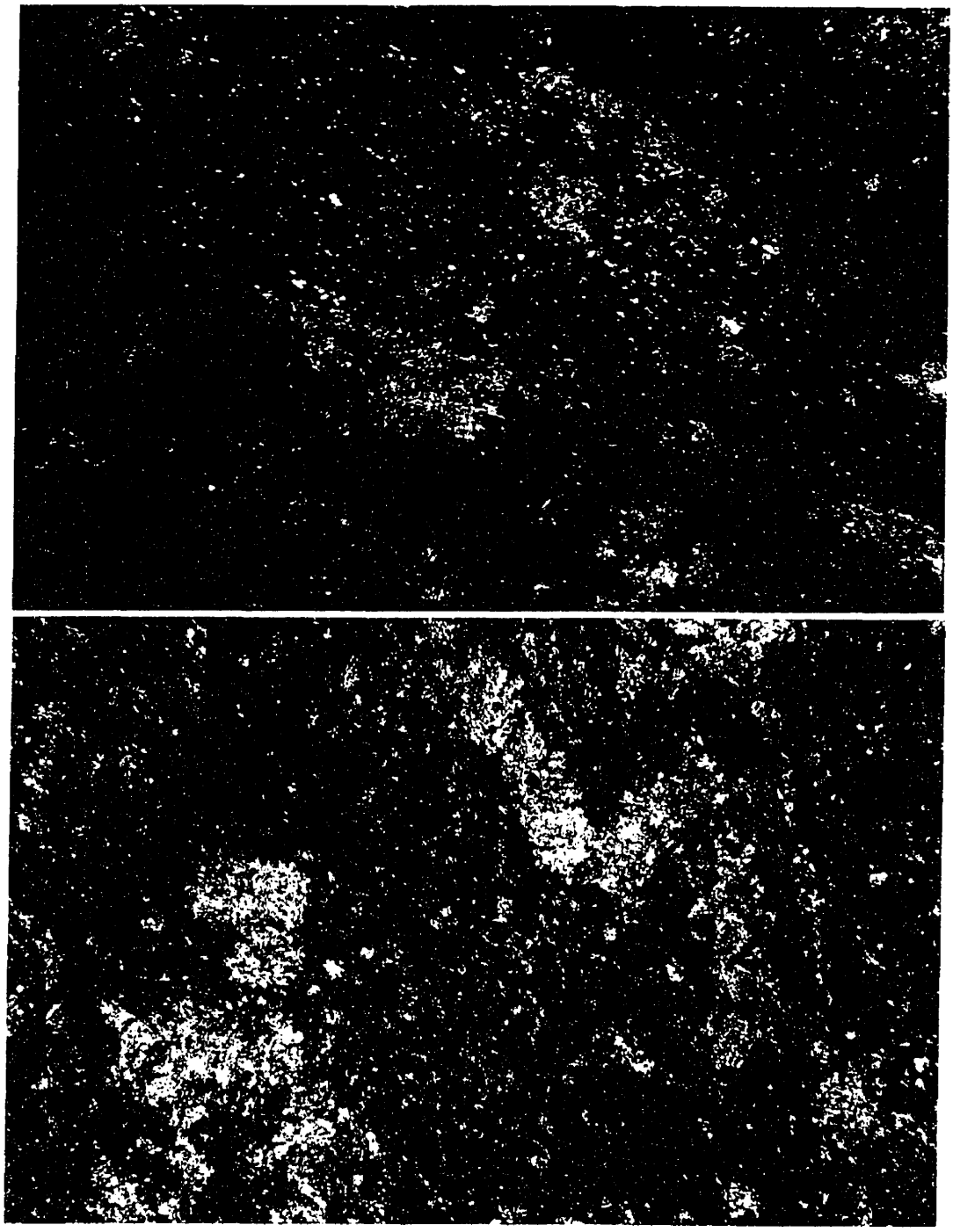


Figure 4.17: Tufs amygdalaires montrant des fragments de compositions différentes de la matrice altérée en chlorite-quartz-biotite (LP 58X).

Figure 4.18: Dans une matrice chlorito-quartzeuse des tufs amygdalaires, se trouvent des fragments lithiques transformés en quartz-séricite ($LP+_{lame\ aux.}$, 58X).

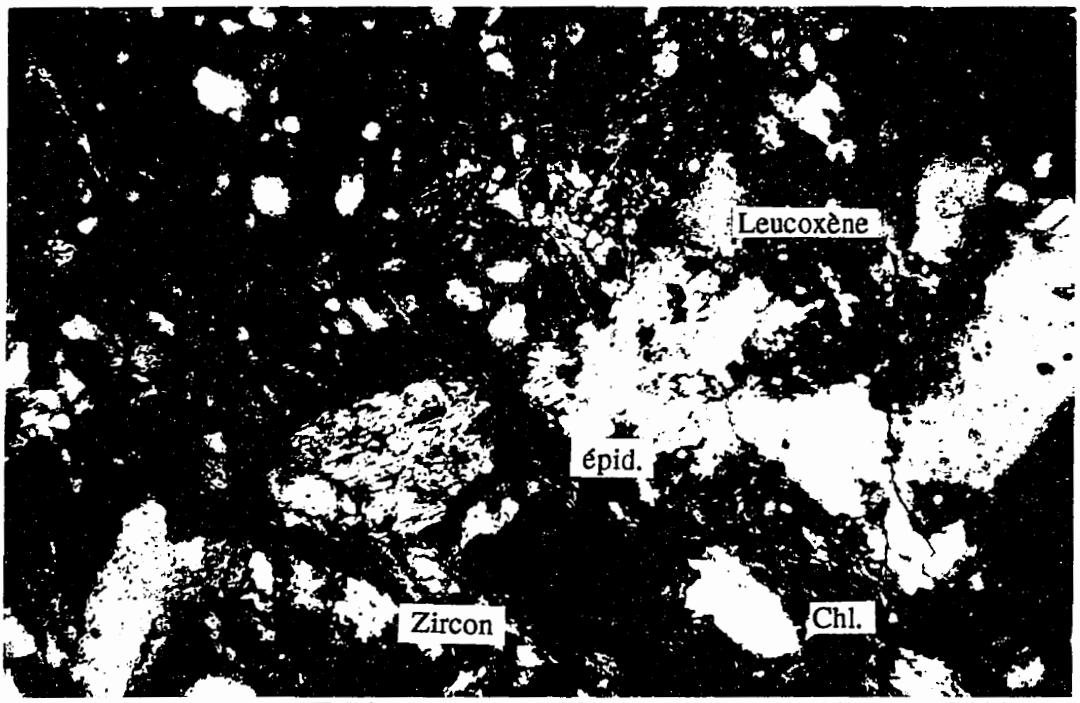





Figure 4.19: Aspect microscopique à fort grossissement des tufs amygdalaires, montrant des grains de feldspaths altérés en épidote-calcite (LP 231X).

Figure 4.20: Des pseudomorphes losangiques, vraisemblablement de pyroxènes, remplis de smectite-biotite dans les tufs amygdalaires (LP 115X).

de quartz. À certains endroits, des échardes de verre volcanique en forme de V recristallisés, ou encore des rubans filiformes formés de quartz finement cristallisé, peuvent être observés, vraisemblablement produits lors de la recristallisation diagénétique (Dagallier, 1981).

*Les amygdules* Les amygdules sont structures généralement sphériques remplies de quartz. Leur taille est variable, allant de quelques millimètres à plus de trois centimètres (figure 4.21). On n'y a observé aucune structure rayonnante témoignant d'un processus de dévitrification des sphérolites. Cependant, on peut noter une certaine zonation dans la plupart de ces nodules: le noyau se remplit de quartz à grains grossiers alors que, dans la bordure, la taille des grains diminue, laissant apparaître une sorte de couronne constituée de quartz fin (figure 4.21). Ce genre de zonalité démontre le remplissage de vacuoles libres de tout matériel, plutôt qu'une recristallisation de verre. Localement, la forme de ces structures devient ovoïde ou aplatie et moulée par une schistosité pénétrative, démontrant des zones d'ombre occupées par du quartz et de la chlorite recristallisés (figure 4.21).

*CONCLUSIONS SUR DES TUFS AMYGDALAIRES*

Ce faciès est ultérieurement décrit comme étant des laves vacuolaires (Hibti, 1993). Cependant, plusieurs structures et observations, favorisent l'hypothèse d'un tuf. En effet, la présence de fragments de roches de formes et de compositions diverses au sein de ce matériel, la dispersion presqu'homogène des nodules à travers tout le faciès, la diminution de la taille des nodules vers les niveaux supérieurs, l'absence de bordures figées à la base de ce faciès et la continuité progressive de ces tufs avec les tufs laminés adjacents, militent en faveur de la nature tuffacée de cette unité.

Il s'agit de roches à texture nodulaire facilement identifiables sur le terrain. Leur puissance demeure variable, passant de quelques mètres dans le secteur est à plus de quarante mètres dans le secteur ouest, correspondant, comme son nom l'indique, à des tufs vacuolaires. Des assemblages pétrographiques à plagioclase et à pyroxène, dans une

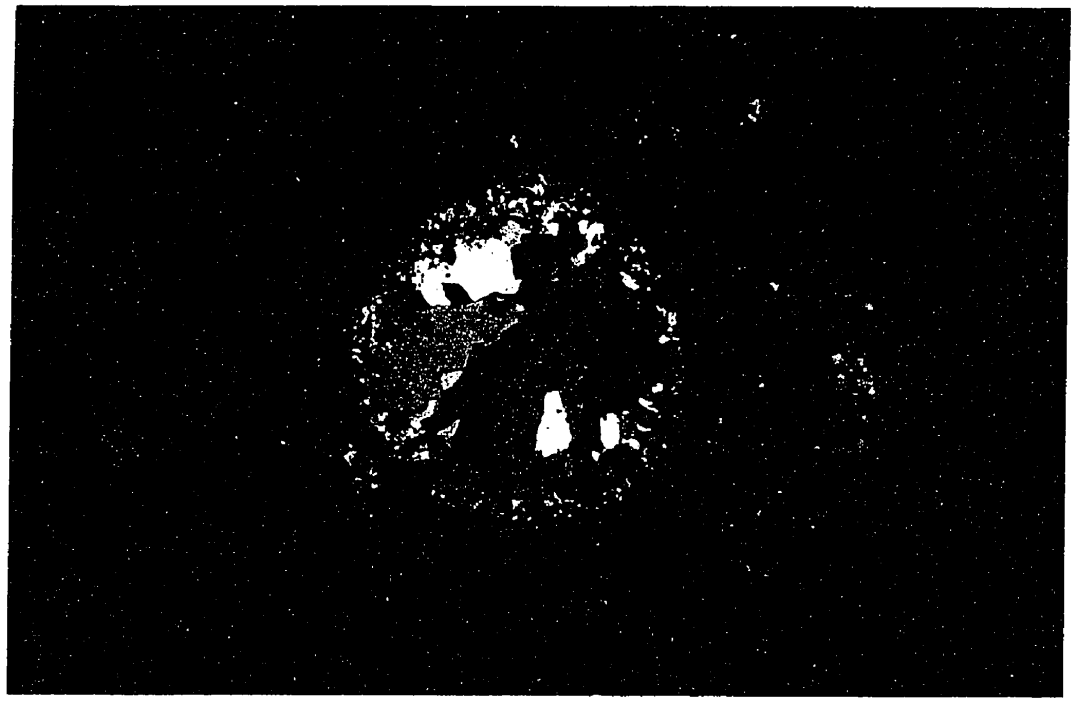


Figure 4.21: Nodules à remplissage quartzitique des tufs amygdalaires, faisant ressortir une zonalité granulométrique du quartz (LP 11,6X).

mésostase chlorito-quartzeuse, représentent une association minéralogique de roches intermédiaires (confirmée par analyse géochimique dans une section 4.5: GÉOCHIMIE).

### *TUFS À LAMINES DE SILICE*

Les tufs à lamines de silice, occupent deux niveaux de la stratigraphie du gisement. On les retrouve immédiatement par-dessus les tufs vacuolaires, sur une puissance d'une cinquantaine de mètres, et par-dessus les tufs à alternances sulfureuses, faisant la continuité avec les tufs à xénolites. Le passage vers les autres faciès adjacents et sous-jacents demeure continu et progressif, ne démontrant aucune discordance stratigraphique. Dans ce cas, leur puissance est d'une trentaine de mètres environ. Cependant, un niveau de faible puissance, de moins de 10 mètres, se retrouve encaissé entre les tufs vacuolaires et la protrusion rhyodacitique.

La roche présente une couleur verdâtre, marquée par un rubanement fin de couleur blanchâtre (figure 4.22). Elle consiste en une alternance rythmée de lits quartzeux, de quelques millimètres de puissance, avec des bandes sombres riches en chlorite (localement en séricite) d'épaisseur plus importante, de l'ordre du centimètre (figure 4.23). Haïmeur (1988) a décrit cette unité comme étant des tuffites rythmées. Néanmoins, dans notre description, aucune composante détritique n'a pu être mise en évidence; on peut parler plutôt de tufs.

Le litage dans ces roches est marqué par l'abondance relativement variable ainsi que par la variation de la granulométrie des grains de quartz, de chlorite et de mica blanc qui constituent l'essentiel de la roche. Toutes les études ultérieures admettent et font l'unanimité sur la nature sédimentaire de ce litage; en effet, on y rencontre des structures sédimentaires, entre autres le granoclassement, la stratodécroissance, des figures de charge, ainsi que les plis d'écoulement "slumps".

Les lamines claires sont principalement constituées de quartz en grains irréguliers, communément anguleux, décrivant une texture en mosaïque (figure 4.24). Certains fragments de feldspaths altérés lui sont associés. Parmi les minéraux accessoires, on

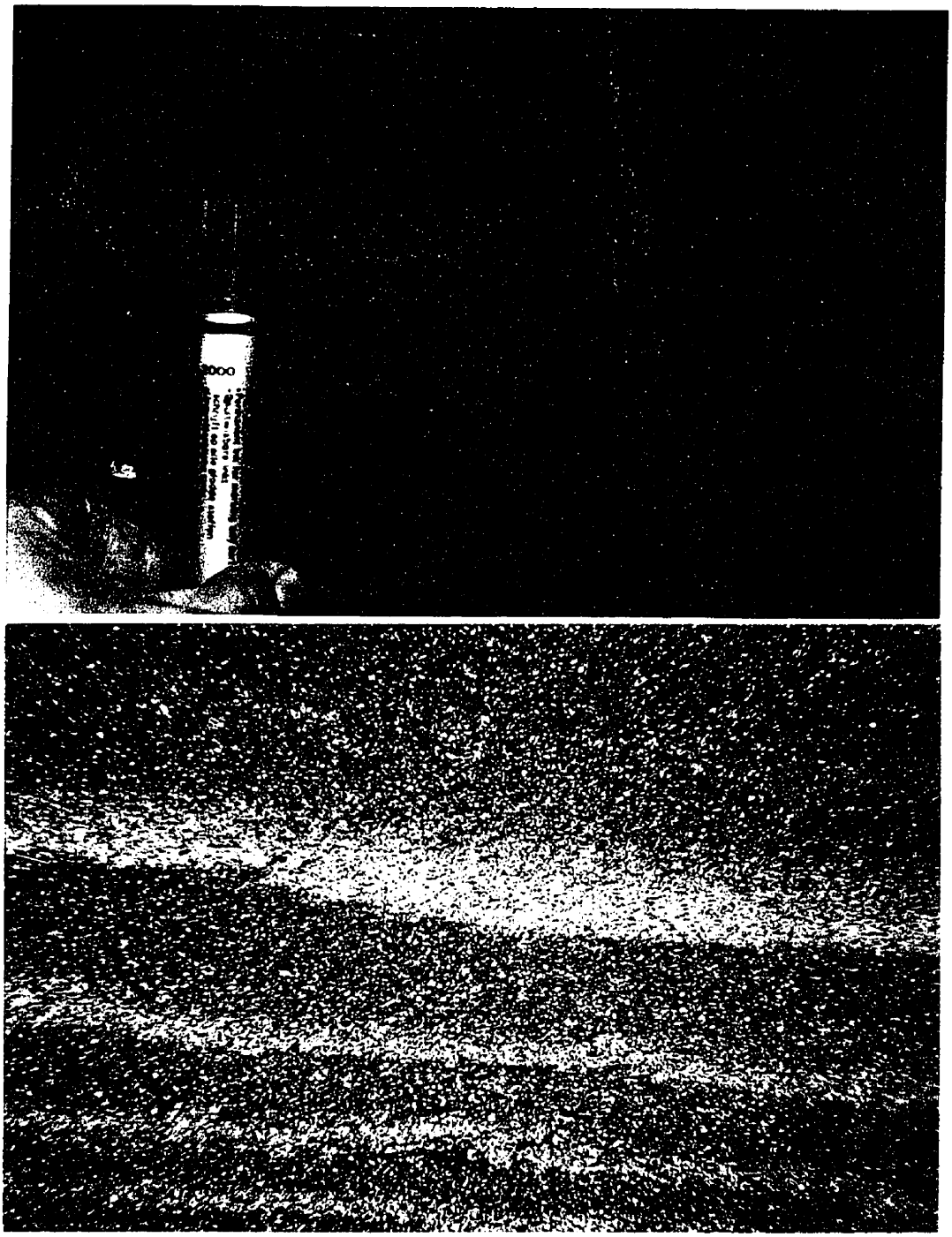


Figure 4.22: Tufs à lamines de silice, montrant de fines lamines constituées de quartz dans une matrice chloritisée. Photographie prise dans le niveau 580.

Figure 4.23: Aspect microscopique des tufs à lamines de silice. Les lamines de quartz montrent une stratodécroissance et un granoclassement (LP 58X).

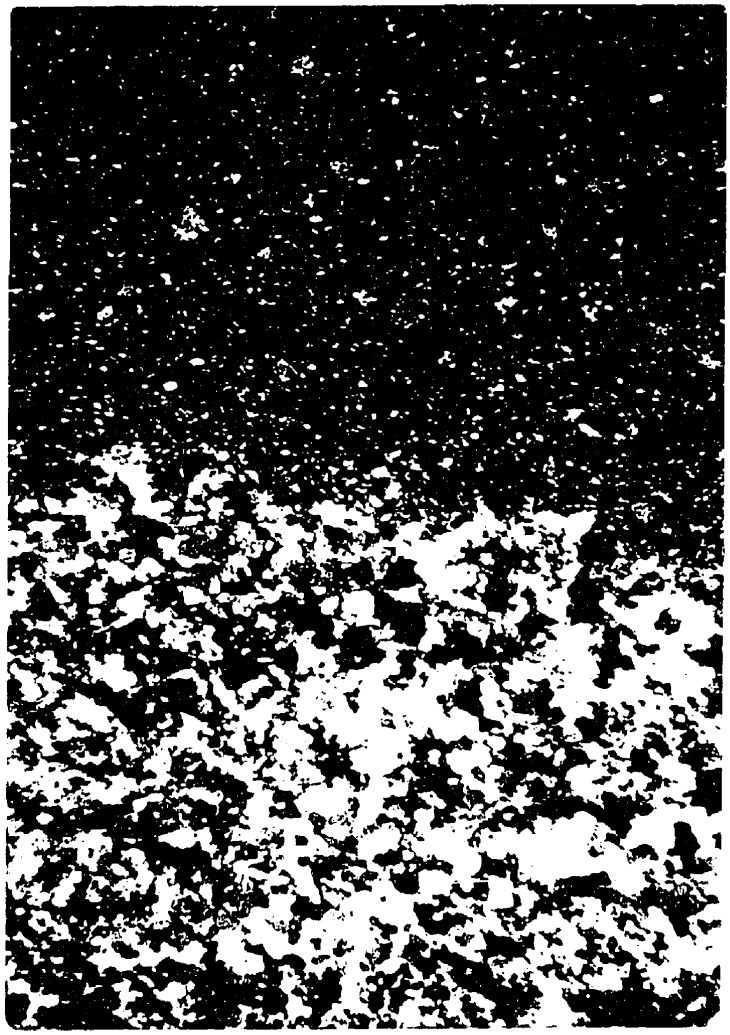


Figure 4.24: Détail des tufs à lamines de silice montrant une texture en mosaïque du quartz. Les bandes sombres montrent une granulomètrie fine; quelques tablettes de biotite apparaissent (LP 115X).

retrouve des cristaux automorphes de zircon, d'apatite et d'épidote (Zouhry, 1993). La chlorite en forme filamenteuse peut être observée entre les grains de quartz.

Les bandes sombres sont constituées en grande partie de chlorite fine, associée en faible proportion à du quartz (Zouhry, 1993) (figure 4.24). Des cristaux de plagioclases, ainsi que des cristaux de biotite néoformée, tapissant la matrice et ne montrant aucune orientation préférentielle, sont communément rencontrés.

La schistosité dans cette roche demeure peu observable, malgré que Hibti (1993) ait défini une schistosité $S_1$, confondue aux plans de la stratification.

*CONCLUSIONS SUR LES TUFS À LAMINES DE SILICE*

Les tufs à lamines de silice d'une trentaine de mètres de puissance, se caractérisent par l'abondance de lamines de quartz qui démontrent des structures spécifiques aux roches sédimentaires. La nature des constituants ainsi que la structure de la roche permettent de qualifier cette unité de tufs. Haïmeur (1988), a qualifié cette unité de "tuffites"[1] en se basant sur la présence de carbonates. Cependant, les carbonates, dans ces lithologies, apparaissent principalement à l'approche du minerai et résulterait d'une carbonatation liée à l'activité hydrothermale et non à un phénomène de sédimentation. La classification de ces roches comme tuffites ne paraît donc pas justifiée. La rythmicité notée dans ces roches aurait apparemment été causée par une ségrégation liée à la densité, dans un milieu aqueux, de minéraux en suspension d'un "debris flow" (Fiske et Matsuda, 1964); aucune composante détritique n'a pu être observée. La continuité avec les autres faciès qui l'encadrent laisse supposer que l'ensemble de ces tufs constituent un seul événement explosif. Le mode de formation de ce genre de matériel est discuté dans la section 7.3 (GENÈSE DES LITHOLOGIES DE HAJAR).

---

*(1) Les tuffites sont des roches constituées d'un mélange de tufs (en prédominance) associés à du matériel détritique.*

### *MINÉRALISATION DE TYPE RYTHMÉ*

La minéralisation de type rythmée se caractérise par l'apparition de lits fins de sulfures pris dans du matériel tuffacé, donnant l'aspect rythmé à ce faciès (figure 4.25). Une telle distribution organisée et rythmée suggère un mode de formation sédimentaire. Une description plus détaillée de cette roche est présentée dans la section 6.2 (MINÉRALISATION DE TYPE RYTHMÉ.

Cette série tuffacée présente une puissance d'une soixantaine de mètres environ et se retrouve prise entre deux unités de tufs à lamines de silice (décrite ci-haut), leur extension demeure très importante et dépasse le cadre du gisement. Un plissement spectaculaire, de l'ordre métrique à décamétrique, est nettement observé, entraînant une schistosité évidente (figure 3.5).

La minéralogie de ces tufs reste similaire à celle des tufs siliceux, mais se distingue de ceux-ci par l'abondance de sulfures principalement la pyrrhotite; un matériel quartzo-chloriteux sert de support aux sulfures. Les sulfures se présentent sous forme de bandes millimétriques de couleur rouillée (figure 4.25) ou en grains disséminés, communément orientés parallèlement à la schistosité (figure 3.2). Plusieurs structures à caractère sédimentaire sont enregistrées dans ces roches, entre autres les convolutes (figure 4.26) ainsi que des failles d'échappement d'eau (figure 4.25). L'épaisseur ainsi que l'abondance des lits augmentent progressivement vers la base de la minéralisation. En plus, l'étude détaillée des sulfures fait ressortir une succession paragenétique ordonnée (voir section 6.2: MINÉRALISATION TYPE RYTHMÉ).

### *TUFS À XÉNOLITES*

Les tufs à xénolites forment une série d'une vingtaine de mètres de puissance, localisée à la base de la minéralisation massive. Cette série représente le matériel qui succède aux tufs laminés, avec lesquels elle est en continuité. Aucune limite apparente n'a pu être observée entre ces deux séries. Son extension en profondeur reste limitée, elle ne se rencontre en effet que dans les niveaux supérieurs de la mine.

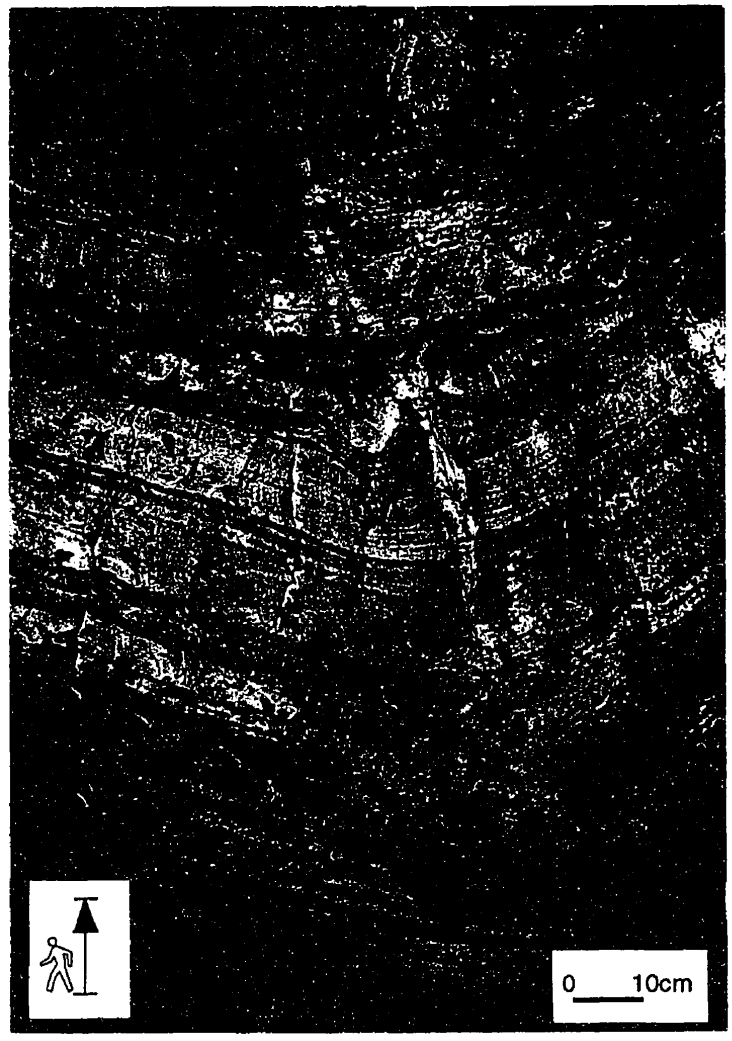



Figure 4.25: Tufs à lamines de sulfures montrant l'allure générale de ce faciès qui consiste en l'alternance de rubans de sulfures et du matériel tuffacé. Une fracture d'échappement d'eau apparaît au centre de la photographie.

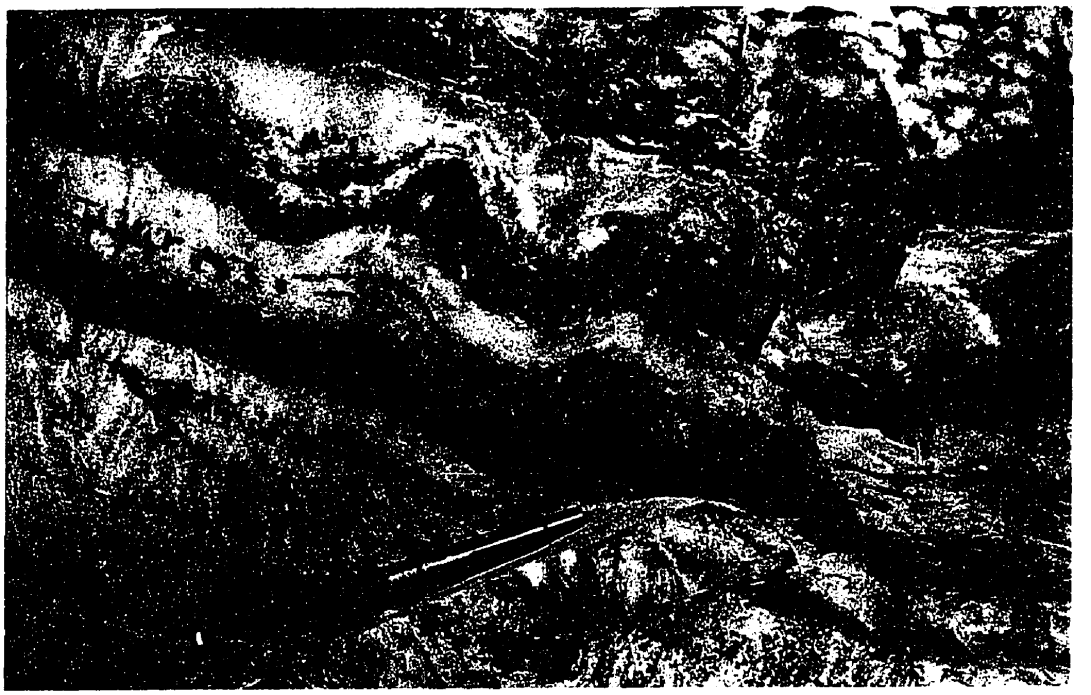


Figure 4.26: Tufs à lamines de sulfures montrant des bandes de pyrrhotite qui montrent des convolutes.

Il s'agit d'une roche de couleur gris-sombre à grains fins, distinguée des autres faciès par l'apparition de taches blanches présentant une forme plus ou moins régulière que l'on interprète comme xénolites (figure 4.27). La taille de ces taches est variable, allant de quelques millimètres à la base de ce faciès, à un ou deux centimètres dans les niveaux supérieurs, marquant ainsi un granoclassement normal. Lorsque abondantes, ces taches s'accolent les unes aux autres, s'organisant en rubans alignés de moins de 1 cm d'épaisseur qui soulignent la stratification sédimentaire (figure 4.27). Communément, des lamines blanches constituées de quartz apparaissent dans la roche à entre lesquels sont dispersées les taches blanchâtres (figure 4.28). Ces lamines de silice montrent localement des structures entrecroisées entrainant certaines de ces taches (figure 4.29).

*Les xénolites* ont une composition différente de celle de la matrice qui les porte. Leur forme est assez régulière communément hexagonale, rarement arrondie, de taille allant de 1 mm à 2 cm, ce qui suggère des phénocristaux de feldspaths.

En détail, ces taches se constituent de quartz-albite (figure 4.30); certaines sont transformés (pseudomorphosées) en un assemblage de calcite-quartz-chlorite-épidote (figure 4.31). La plupart de ces xénolites sont constitués majoritairement de quartz cimentant les rares restes de feldspaths. D'autres phases minérales, entre autres la biotite, la chlorite, la calcite et le leucoxène, se retrouvent en proportions variables dans ces pseudomorphes.

Près des zones de stockwerk, ces xénolites se transforment en sulfures tout en conservant leur forme initiale (figure 4.32). Certains de ces xénolites sulfurés gardent un noyau quartzeux.

*La matrice*: Sur le plan minéralogie, la chlorite et le quartz ainsi que quelques dissémination de sulfures et d'oxydes sont les principales phases formant la matrice des xénolites. Elle montre une texture microgrenue sans schistosité. Le faciès où s'inscrit cette unité montre communément une texture massive; localement, une texture laminée similaire aux tufs à lamines de silice peut être observée formant une alternance d'horizons quartzo-feldspathiques avec des horizons sombres à chlorite, quartz et biotite

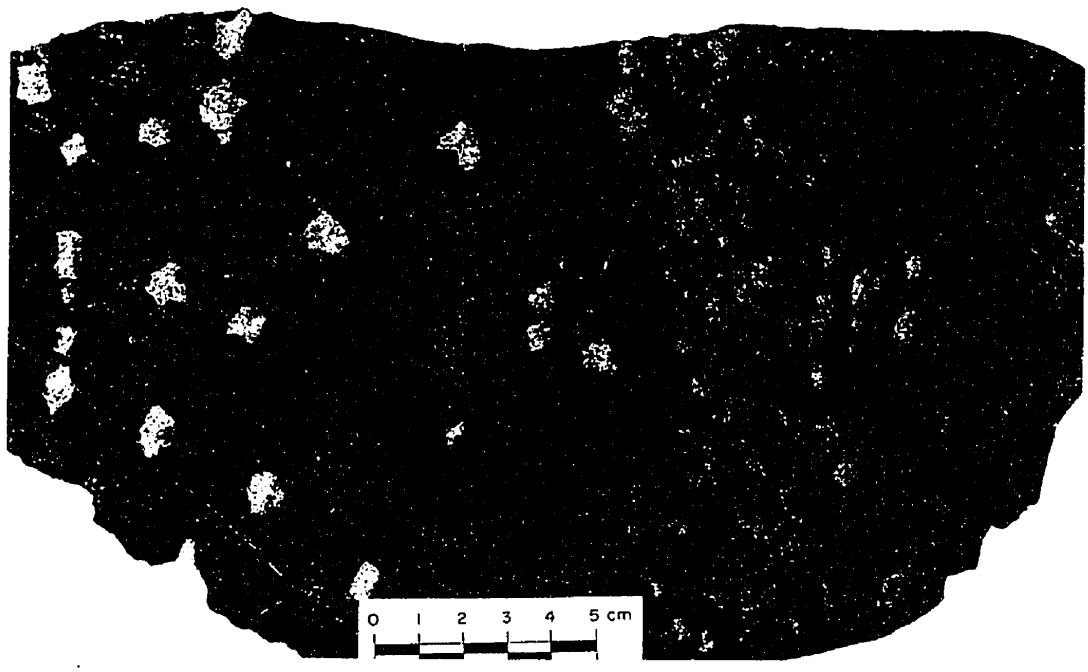





Figure 4.27: Échantillon de tufs à xénolites montrant des taches de forme octaédrique de taille variable. Quelques taches sont accolées les unes autres alors que d'autres sont dispersées.

Figure 4.28: Aspect macroscopique des tufs à xénolites limité de part et d'autre par des tufs laminés. Photographie prise dans le niveau 520.

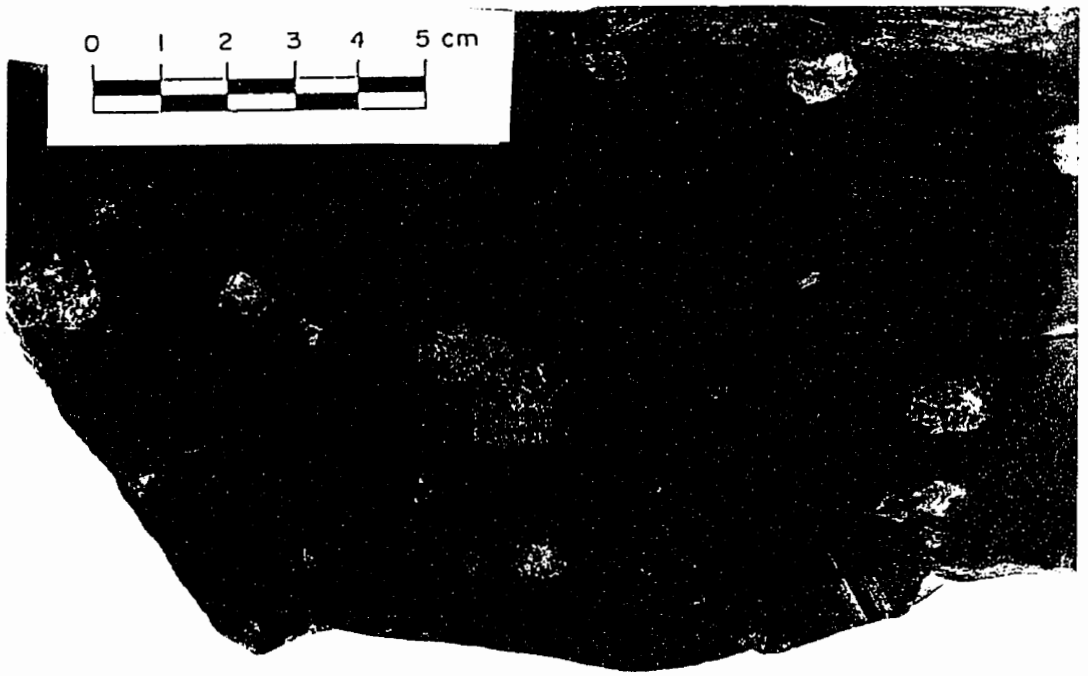



Figure 4.29: Des structures entrecroisées apparaissent dans les tufs à xénolites. La taille des xénolites varie de quelques millimètres à 1,5 cm.

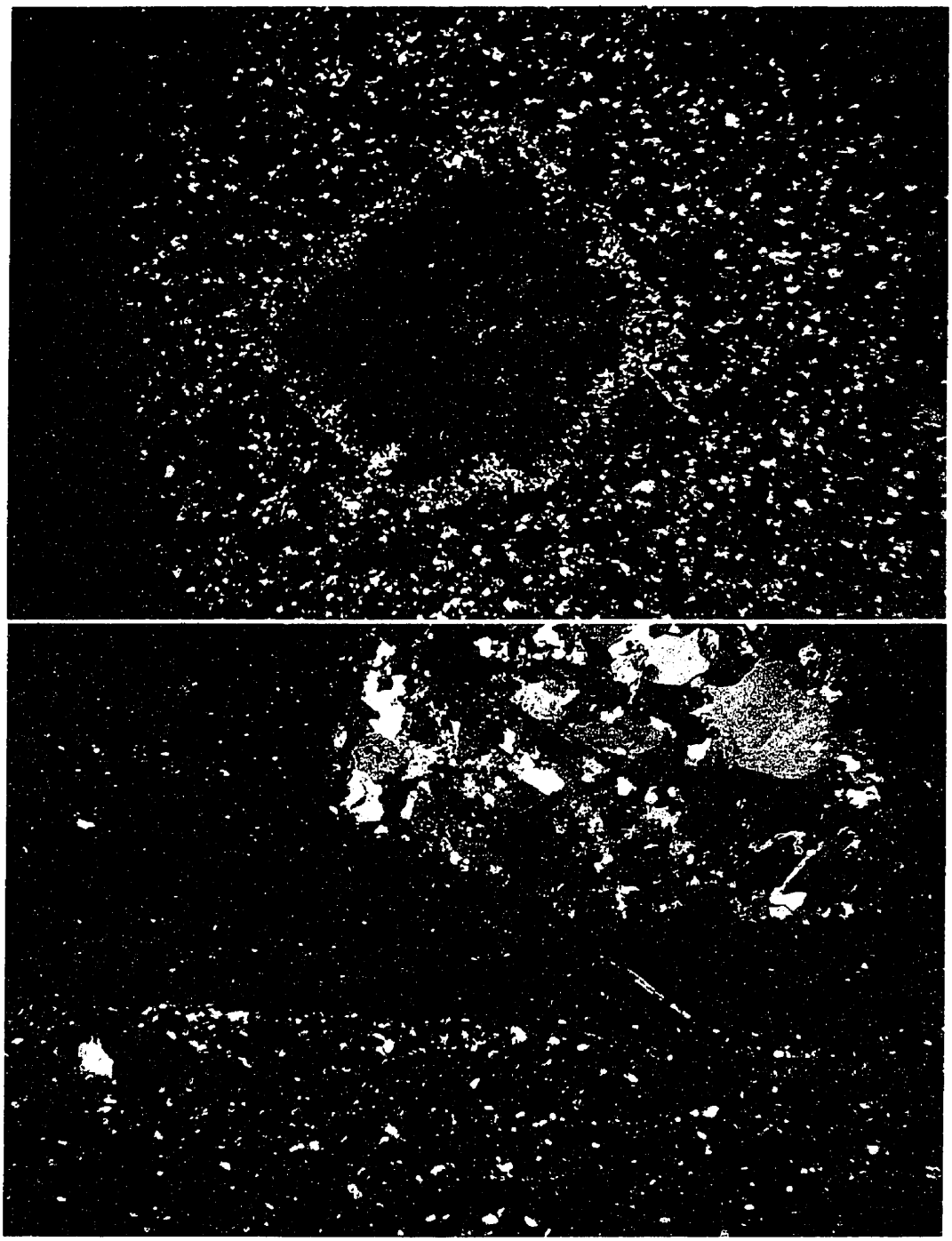


Figure 4.30: Pseudomorphe automorphe du tuf à xénolites, à l'intérieur duquel apparaissent des vertiges de feldspath (LP 11,6X).

Figure 4.31: Xénolites altérés en calcite-quartz à proximité d'une lamine de silice (LP 11,6X).

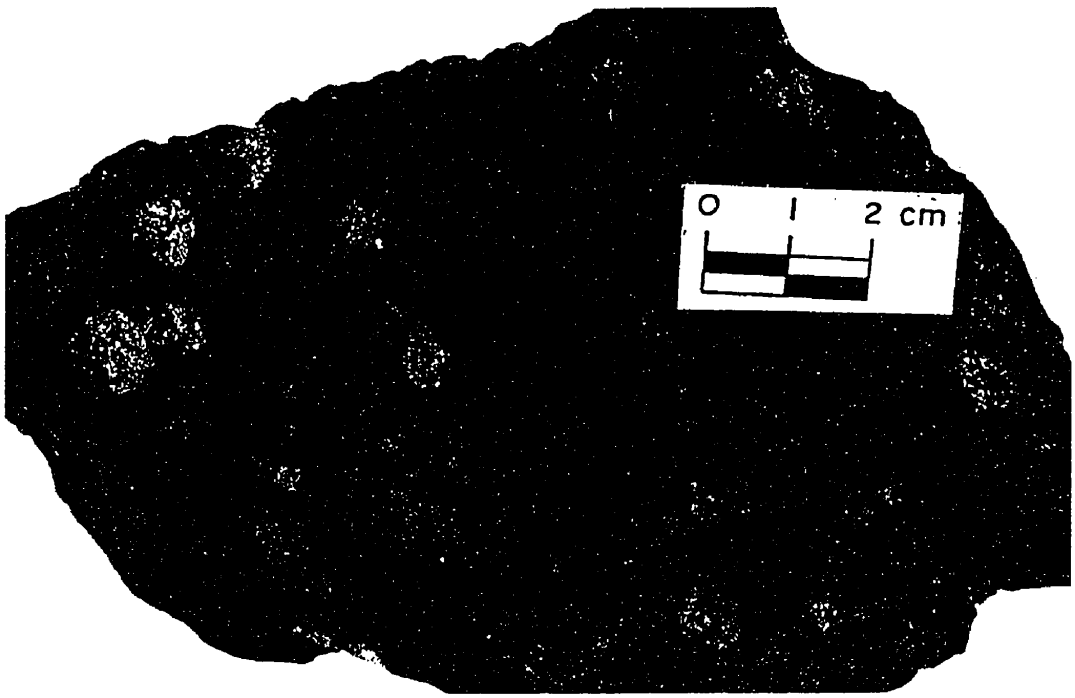



Figure 4.32: Xénolites recristallisées en pyrrhotite à l'approche de la zone minéralisée. La pyrrhotite se retrouve également disséminée dans la matrice chloritisée.

(figure 4.28). Les horizons quartzo-felspathiques, tout comme les tufs laminés, sont d'une épaisseur relativement moindre que les horizons sombres. La rythmicité, ainsi que les textures de roches sédimentaires, suggèrent une accumulation sédimentaire de ce faciès.

*DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LES TUFS À XÉNOLITES*

Haïmeur (1988) a interprété les xénolites comme étant des tests de radiolaires recristallisés, en se basant sur leur forme grossièrement ovoïde et décrit les tufs comme des tuffites à nodules, alors que Hibti (1993) les a confondues à des laves basiques à xénolites, malgré l'absence de bordures figées et la présence de lamines siliceuses.

Les observations effectuées sur cette unité, entre autres la stratification entrecroisée du matériel portant les xénolites, la dispersion et le granoclassement des xénolites ainsi que le manque de bordures figées à la base de cette unité, portent à croire que ce matériel serait déposé sous forme d'accumulations pyroclastiques.

La description mentionnée établit la nature tuffacée de cette unité. Quant à l'origine de ces xénolites, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées. Les xénolites pourrait être interprétées comme des fragments de la rhyodacite ou être reliée à la zone de stockwerk qui aurait subi une fragmentation et déferlé lors du fluage. Cependant, il ne peut s'agir de fragments du stockwerk, puisque les xénolites transformés en pyrrhotite dans la zone de stockwerk témoignent de l'antériorité des xénolites par rapport à l'hydrothermalisme. Par ailleurs, nous avons examiné la forme des xénolites sur un bon nombre d'échantillons et s'avère que la plupart montrent une forme régulière, cubique à hexagonale, qui laisse supposer qu'il s'agit de phénocristaux plutôt que de fragments de roches. La composition quartzo-feldspathique du remplissage de ces pseudomorphes suggère des phénocristaux de feldspaths transformés lors de l'hydrothermalisme et/ou du métamorphisme. Les altérations les plus évidentes restent la pyrrhotitisation ainsi que la carbonatation des xénolites.

***TUFS MASSIFS***

Les tufs massifs montrent texture massive à grains fin où la stratification est quasiment absente. Ce faciès ne montre aucune limite apparente avec les unités sous-jacentes, il constitue la partie sommitale de l'ensemble des projections pyroclastiques. Sa puissance est limitée et serait de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

En détail, on observe des grains de quartz de taille moyenne environ 50 µm, dispersés dans une matrice complètement chloritisée sans aucune structure (figure 4.33); localement des lattes de biotite sont observées.

La fine granulométrie et la texture massive de la roche laissent supposer que ce dépôt représente probablement la dernière phase d'un "debris flow", déposé par densité dans un milieu marin.

## *4.2.3 L'UNITÉ 2: MINÉRALISATION MASSIVE SULFURÉE*

La minéralisation massive sulfurée est à dominance pyrrhotitique, plusieurs types de minéralisations ont pu être identifiés. Cette minéralisation repose en contact normal sur les tufs sous-jacents, en rapport avec une minéralisation de type stockwerk. Cette unité est décrite plus en détail dans la section 6.3 (MINÉRALISATION MASSIVE).

## *4.2.4 L'UNITÉ 3: UNITÉ SÉDIMENTAIRE DU TOIT*

Cette formation représente l'équivalent de la série de Téqsim décrite dans les travaux de Bornadero (1983) comme étant une séquence détritique, localement carbonatée. On rencontre de base en haut les unités gréseuses, les calcaires intercalaires, les pélites et les biocalcarénites.

***UNITÉ GRÉSEUSE***

L'unité gréseuse, d'une trentaine de mètres, se rencontre immédiatement au dessus

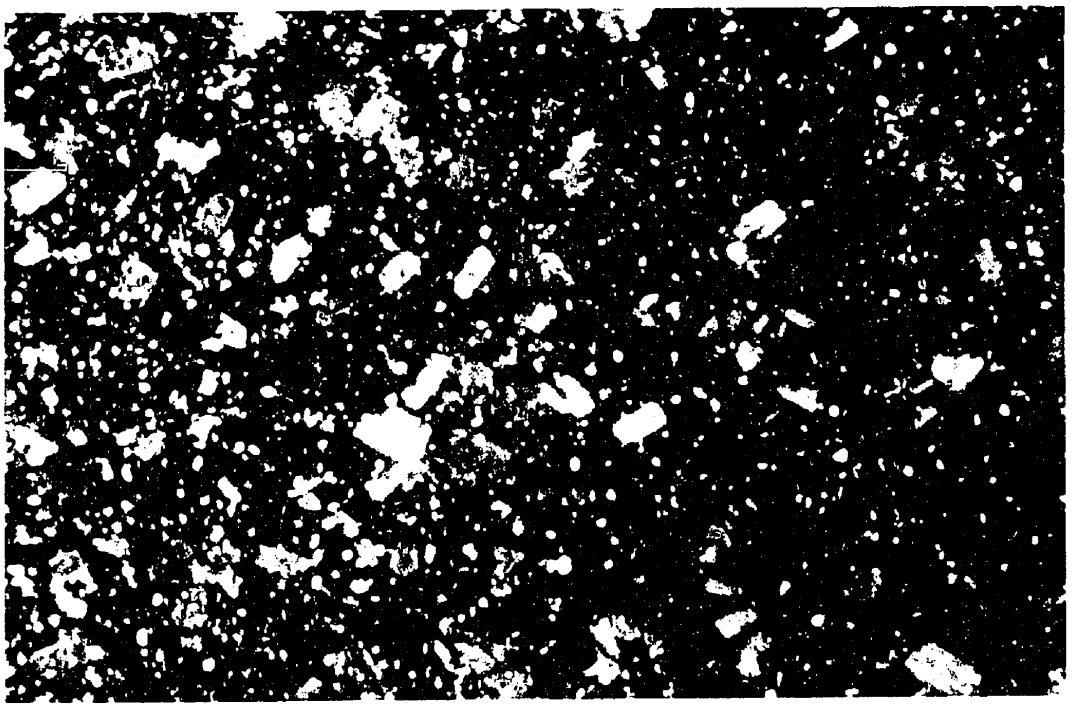


Figure 4.33: Tuf massive à grains fins, montrant une intense altération en biotite. Photomicrographie prise en LP 115X.

de la minéralisation. Il s'agit d'une unité gréseuse à granoclassement normal, se constituée principalement de quartz et de feldspaths potassiques, pris dans une trame riche en minéraux phylliteux (figure 4.34). Le zircon, le sphène et l'apatite sont présents comme minéraux accessoires. Une altération en séricite confère à cette roche une couleur verdâtre et un aspect tendre au toucher. L'altération s'atténue progressivement vers le sommet traduisant sans doute par la décroissance de l'hydrothermalisme. Les cristaux de séricite se retrouvent ainsi orientés dans les plans de la schistosité (figure 4.34).

### *UNITÉ DE CALCAIRES INTERCALAIRES*

L'unité de calcaires intercalaires se présente comme des niveaux de calcaires de quelques mètres de puissance qui s'intercalent au sein de l'unité gréseuse. Ces intercalaires se caractérisent par la présence de fossiles essentiellement des crinoïdes (Hibti, 1993). En détail, ces intercalaires montrent un fond carbonaté constitué de calcite maclée groupée en agrégats polycristallins (figure 4.35). Les espaces interstitiels sont comblés de quartz clastique, de chlorite et de séricite ainsi que des sulfures, s'allongeant communément dans les plans de la schistosité (figure 4.35).

### *UNITÉ PÉLITIQUE*

L'unité pélitique représente la principale unité sommitale dans la mine. Sa puissance ne peut être déterminée puisqu'elle dépasse le cadre de la mine, elle constitue le bloc d'Imarine. Cette unité est dominée par du matériel silteux, dans lequel s'intercalent de petites bandes gréseuses où s'observent des structures sédimentaires, entre autres le granoclassement et des structures entrecroisées. La roche se présente sous forme d'une succession de lits millimétriques blancs constitués de quartz, alternant avec des bandes sombres relativement plus épaisses de l'ordre du centimètre, dont le

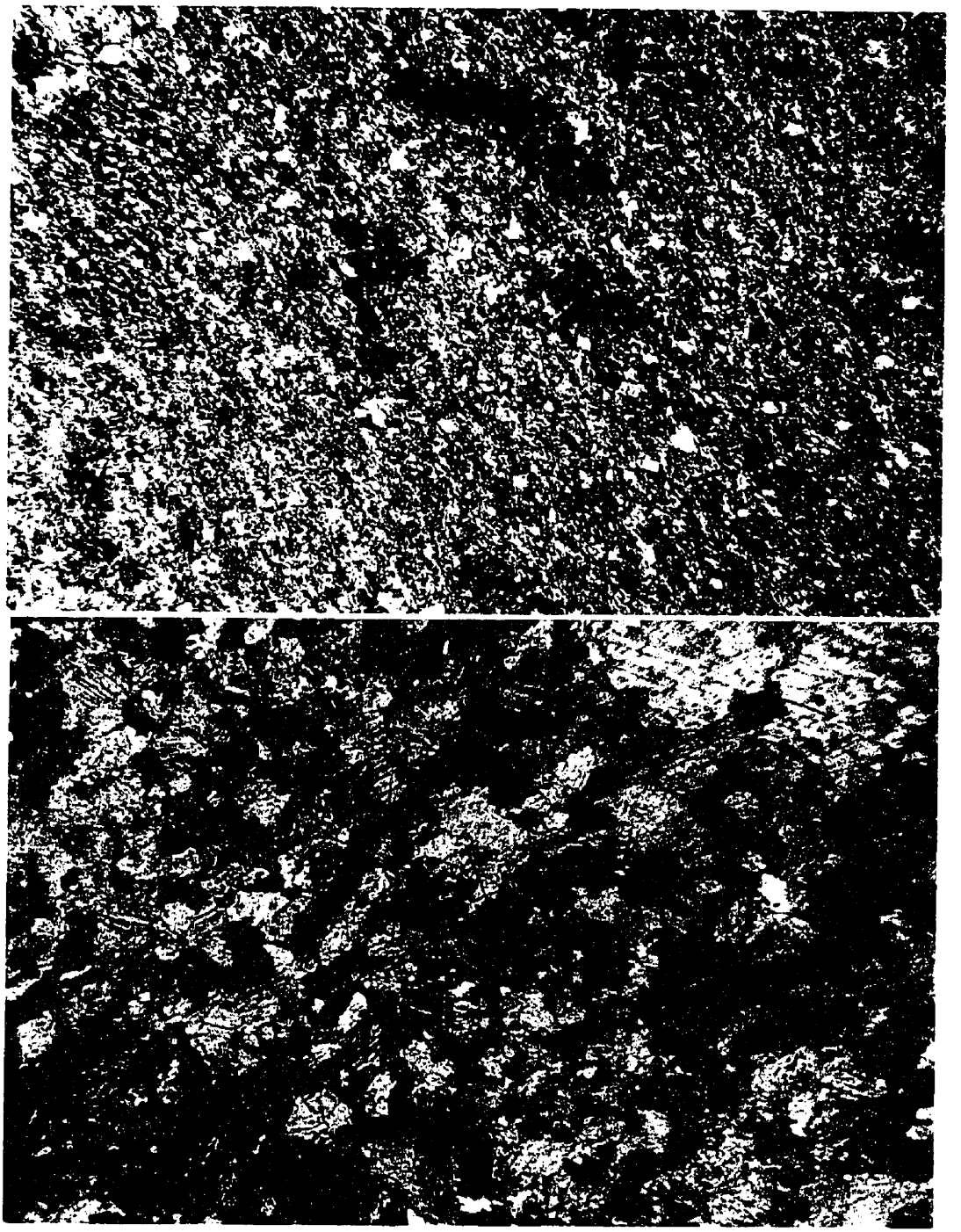


Figure 4.34: L'unité gréseuse montrant du quartz et du feldspath pris dans une matrice séricitisée et schistosée (LP 73X).

Figure 4.35: L'unité calcaire montrant la calcite maclée en agrégats polycristallins. La chlorite apparaît entre les cristaux de calcite (LP 58X).

principal constituant demeure la chlorite (figure 4.36).

Le matériel silteux est majoritairement constitué de minéraux phylliteux auxquels s'ajoutent des grains de quartz détritique (figure 4.37). Le zircon et l'apatite ainsi que le leucoxène représentent les minéraux accessoires. Dans les niveaux gréseux, une matrice très fine est formée de chlorite, de quartz et de séricite.

### *UNITÉ DE BIOCALCARÉNITE*

L'unité de biocalcarénite se présente sous forme de bancs de 2 à 3 m de puissance, de couleur grise et d'une texture massive, identifiée dans les affleurements d'Aghlig. Il s'agit d'une roche à éléments variés, provenant principalement des siltstones sous-jacents et des calcaires gréseux encaissant (Hibti, 1993). Sous microscope, la roche montre des bioclastes (peu évidents) noyés dans un ciment microsparitique. Localement, les bioclastes sont fragmentés formant une texture bréchique.

L'unité sédimentaire, constituant le toit de Hajar, forme la majeure partie des affleurements de N'fis. Elle est décrite comme étant des dépôts flyschoïdes formés sur un talus (Haïmeur, 1988). Les différentes structures sédimentaires, dont le granoclassement et les structures entrecroisées observées dans les affleurements d'Imarine, militent en faveur d'un dépôt détritique sur la bordure d'un bassin. Dans le contact supérieur avec la minéralisation, la série carbonatée ne montre que de rares indices fossilifères, alors que dans les affleurements d'Aghlig, qui correspond est vraisemblablement au même niveau stratigraphique, des crinoïdes ont permis de lui accorder un âge viséen.

## *4.3 IDENTIFICATION GÉOCHIMIE DU PROTOLITHE VOLCANIQUE*

Afin de déterminer la nature des roches encaissant le gisement et le cadre géodynamique dans lequel un tel gisement s'est déposé, l'étude géochimique des roches-hôtes nous paraît un outil essentiel. En effet, le cadre tectonique des dépôts anciens peut être déduit de la comparaison avec des dépôts composition similaire des bassins

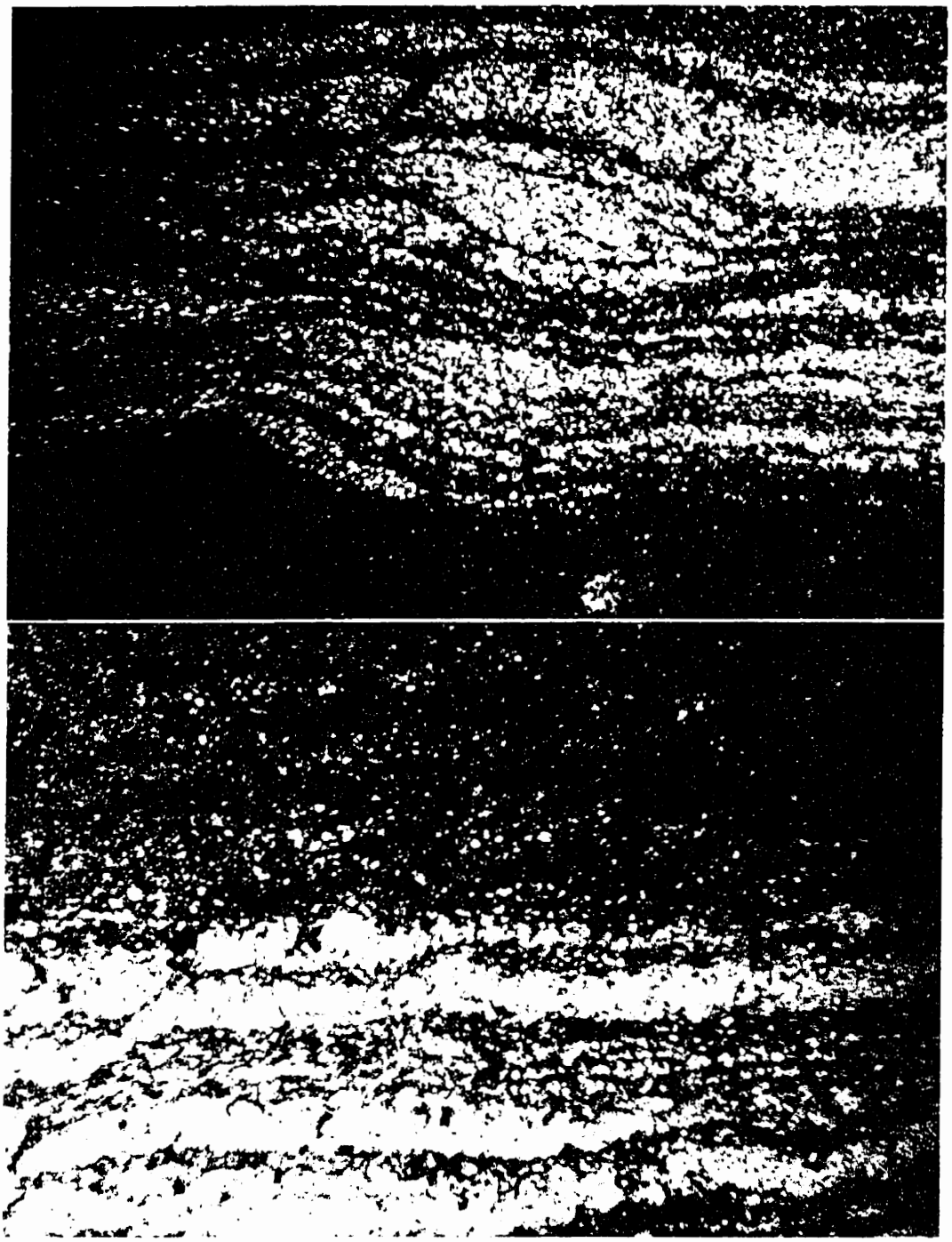


Figure 4.36: Pélites noires montrant une structure laminée à caractère sédimentaire (LP 11,6X).

Figure 4.37: Succession de lamines de quartz détritique et des niveaux chloriteux dans les pélites du toit (LN 58X).

océaniques modernes. Selon Stolz (1995), les études des dépôts de sulfures massifs modernes et les roches volcaniques qui leur sont associées, apportent beaucoup d'informations dans la compréhension des relations entre les sulfures massifs anciens et les séquences volcaniques qui les encaissent.

Néanmoins, l'interprétation géochimique de roches volcaniques anciennes doit être traitée avec beaucoup d'attention, principalement celles mises en place dans des milieux sub-aquatiques et ayant subséquemment subi un quelconque métasomatisme. Selon Hart et al. (1974), les roches volcaniques modernes, ayant réagi avec l'eau marine lors de la diagénèse, enregistrent une mobilisation des alcalis, du calcium et de la silice. À ce transfert d'éléments s'ajoute le rééquilibre minéralogique et chimique subséquent lié au métamorphisme régional. En plus, si des solutions hydrothermales ont affecté ces roches, leurs effets vont s'additionner aux changements géochimiques préexistants.

Des évidences stratigraphiques et texturales ont démontré que les roches appartenant au massif des Guémassa se sont mises en place dans un milieu sous-marin et ont par la suite subi un métamorphisme régional de type faciès sub-schiste-vert. En plus de ces altérations au niveau du district minier, un halo d'altération hydrothermal qui semble avoir affecté l'ensemble des roches du mur du gisement. De ce fait, dans un tel environnement, la détermination de la nature des roches originales est davantage plus compliquée. Certes, l'utilisation d'éléments inertes serait un outil d'identification du protolithe, mais reste conditionnée par la possibilité de déterminer si de tels éléments ont subi ou non une mobilisation durant ces différentes transformations.

Les échantillons sélectionnés pour analyse géochimique sont prélevés presque tous dans le sous-sol à différents niveaux de la mine; ils sont au nombre de trente et représentent l'ensemble de l'unité volcano-sédimentaire de base. Deux échantillons de roches subvolcaniques provenant de surface sont également analysés; il s'agit de spécimens des pépérites et du "plug" d'Imarine. Puisque les roches constitutives du toit sont aisément reconnues comme sédimentaires, majoritairement détritiques, elles ne sont ni analysées ni prises en considération.

Selon leur nature lithologique, les roches considérées pour analyses sont subdivisées en deux groupes. On retrouve dans le premier groupe le dôme, des pépérites, que de la brèche rhyodacitique) et, dans le second, on rencontre les tufs dans toutes ses variétés (les tufs amygdalaires, les tufs laminés et les tufs à xénolites).

Les données d'analyses des éléments majeurs et mineurs, ainsi que les terres rares des différentes lithologies, sont rapportées en annexe I. Les analyses des majeurs et mineurs furent effectuées par absorption atomique dans les laboratoires de géochimie de l'Université McGill, alors que les terres rares furent analysées est effectuée par activation neutronique dans les laboratoires du Génie énergétique de l'École Polytechnique de Montréal.

## *4.3.1 MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES*

### *4.3.1.1 ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACES*

La mobilité des composantes chimiques dans les roches volcaniques, ayant subi un faible métamorphisme régional et/ou de l'hydrothermalisme, est une phénomène bien étudié (Wood et al., 1976, Maclean et Kranidiotis, 1987, Gemmell et Large, 1992). En effet, nombreuses sont les études effectuées sur des roches métamorphisées associées aux gisements de sulfures massifs qui démontrent la mobilité de plusieurs éléments majeurs et en trace. Ces éléments ne peuvent être utilisés dans l'identification et la classification de la roche originale, encore moins dans l'utilisation de la classification basée sur la teneur des roches en $SiO_2$.

Néanmoins, certains éléments, comme l'Al, Ti, Zr, Y, Nb et les terres rares (TR) lourdes, restent normalement immobiles dans les roches sujettes à un faible métamorphisme et/ou aux altérations hydrothermales (Pearce et Cann, 1973, Winchester et Floyd, 1977). Ces éléments, dans différentes combinaisons, peuvent être utilisés dans l'identification et la caractérisation de l'affinité géochimique de la roche primaire. Parmi ces éléments, ceux en traces se concentrent dans les minéraux chimiquement très

résistants, principalement dans l'apatite, le zircon et le rutile, qui ne montrent d'ailleurs que très peu d'évidences de dissolution ou de précipitation durant les transformations métasomatiques ou métamorphiques. Finlow-Bates et Large (1981) et Larson (1984) ont souligné la mobilité de ces éléments sous des conditions de haut métamorphisme. Afin de vérifier l'immobilité de ces éléments, on les rapportent par paires sur des diagrammes binaires. Les éléments sont considérés immobiles s'ils montrent une tendance linéaire passant par l'origine du diagramme (Maclean et Barrett., 1993).

Sur le diagramme $TiO_2$ vs $Al_2O_3$ (figure 4.38a), la dispersion des points définit trois tendances linéaires passant par l'origine. Ces tendances confirment l'immobilité de l'aluminium et du titanium. Les roches identifiées pétrographiquement comme des rhyodacites se groupent dans la partie inférieure du diagramme, alors que les roches classées comme les tufs mafiques se trouvent dans sa partie supérieure. Parmi ces tufs, deux sous-groupes se distinguent, les tufs massifs à nodules montrent une forte pente alors que les tufs laminés affichent une pente relativement moins accentué.

Les variations du $TiO_2$ vs Zr (figure 4.38b) montrent des tendances relativement comparables à celle du $TiO_2$ vs $Al_2O_3$ (figure 4.38a). La première tendance montre une droite faiblement pentée passant par l'origine regroupant les roches caractérisées texturalement comme étant des laves et ses dérivées. La deuxième tendance, qui montre une pente plus accentuée se projetant à l'origine, regroupe les tufs à amygdules. La troisième tendance, de pente légèrement moins accentuée que celle des tufs à amygdules, correspond aux tufs laminés, à silice, à sulfures et à xénolites. Ce diagramme, en plus de confirmer l'immobilité du zirconium et du titanium, distingue facilement entre une lithologie tuffacée et une lithologie contituée de laves et de bréches.

Les variations du $TiO_2$ vs $Cr_2O_3$ et de $TiO_2$ vs V (figures 4.38c, 4.38d) affichent des tendances linéaires plus ou moins discrètes et permettent de distinguer les tufs massifs amydalaires des autres unités lithologiques.

Le diagramme Nb vs Y (figure 4.39) de la totalité des roches analysées montre des

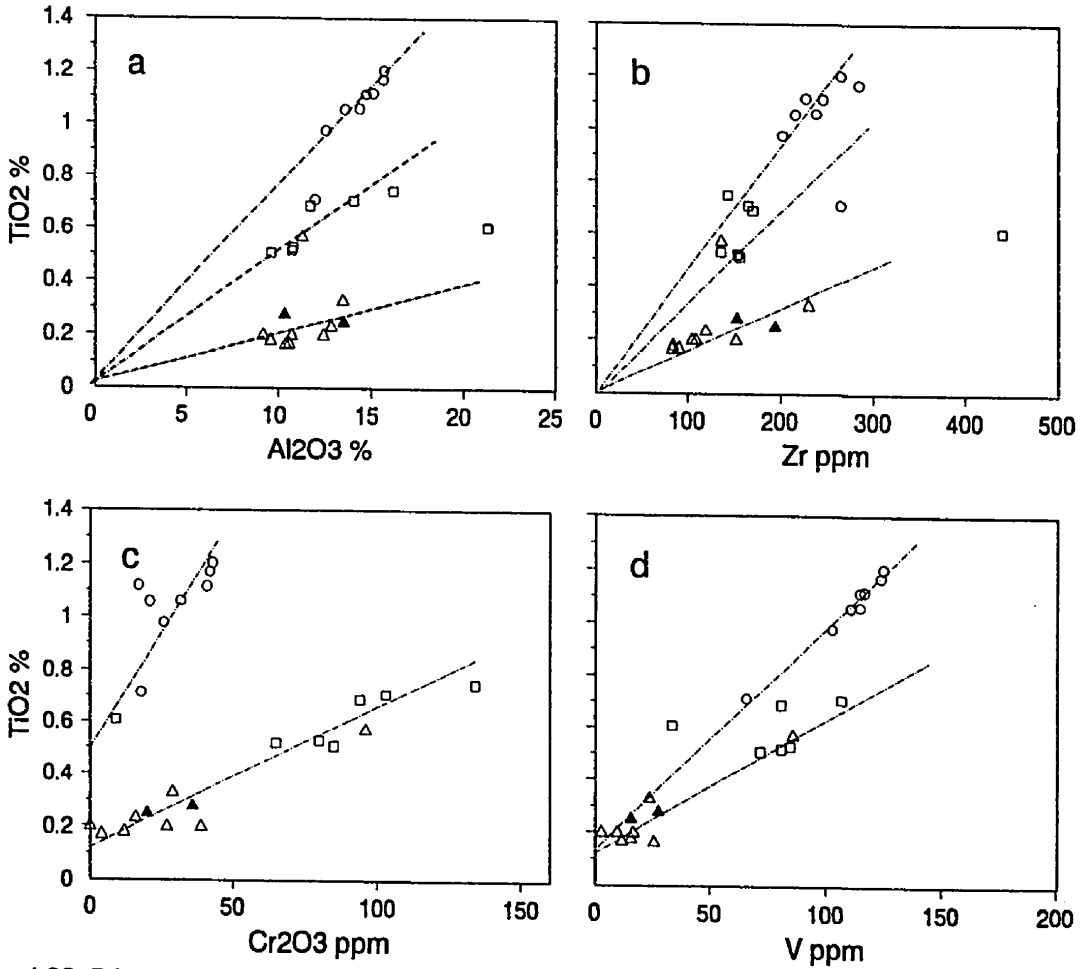



Figure 4.38: Diagrammes binaires montrant la variation du $Al_2O_3$, Zr, $Cr_2O_3$ et le V en fonction du $TiO_2$. Les cercles représentent les tufs à nodules, les carrés: les tufs laminés et les triangles vides: les roches subvolcaniques. Les triangles pleins représentent les laves d'Imarine à titre de comparaison.

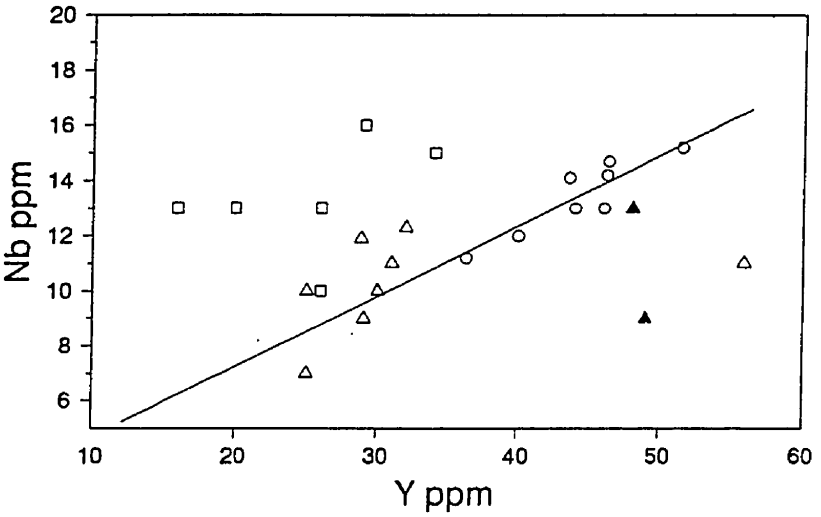



Figure 4.39: Diagramme binaire montrant la variation de l'Y en fonction du Nb.

tendances relativement linéaires pour les tufs amygdalaires et pour les roches rhyodacitiques. La ligne des tufs amygdalaires passe par l'origine. Les tufs laminés montrent, pour leur part, un nuage de points dispersés sans corrélation apparente. Le diagramme Nb vs Y suggère une immobilité du Nb et de Y et permet de distinguer géochimiquement entre les tufs à amygdules et les tufs laminés.

### *4.3.1.2 MOBILITÉ DES TERRES RARES*

Pour plusieurs auteurs, les terres rares (TR) semblent immobiles durant des altérations faibles à modérées (Ludden et al., 1982, Michard et Albarede, 1986). Leurs profils ne montrent aucun changement dans la pente, mais une translation verticale des profils peut être enregistrée, due vraisemblablement à des processus de dilution ou d'enrichissement résiduels. Par contre, une mobilité limitée des terres rares a pu être rapportée par Humphris et al. (1978b) et Whitford et al. (1988) dans les roches volcaniques intensément altérées et même dans le verre volcanique de roches modérément altérées. Ludden et Thompson (1978) ont démontré une légère mobilité des TR dans les basaltes altérés des fonds océaniques. Campbell et al. (1984) et Maclean (1988) ont souligné que, dans les environnements avoisinant les amas sulfurés, une mobilité croissante des TR lourdes (e.g., La) vers TR légères (e.g., Lu) peut être enregistrée. Les terres rares légères montrent une légère mobilité alors que les terres rares lourdes demeurent immobiles.

Afin de quantifier le degré de mobilité des TR, on se doit de porter des corrections liées aux changements de masse (Maclean, 1988). Les données des TR des roches de Hajar, normalisées au chondrite, sont à nouveau normalisées au Lu, (le lutécium est considéré comme l'élément le plus inerte parmi les terres rares (Maclean et Hoy, 1991)). L'ensemble des profils, que ce soit pour les roches felsiques ou intermédiaires, montrent une série de courbes légèrement divergentes (figure 4.40). Les TR légères montrent un faible changement et, par conséquent, ont plus ou moins été mobilisées.

Rapportées sur des diagrammes binaires, les terres rares versus un élément

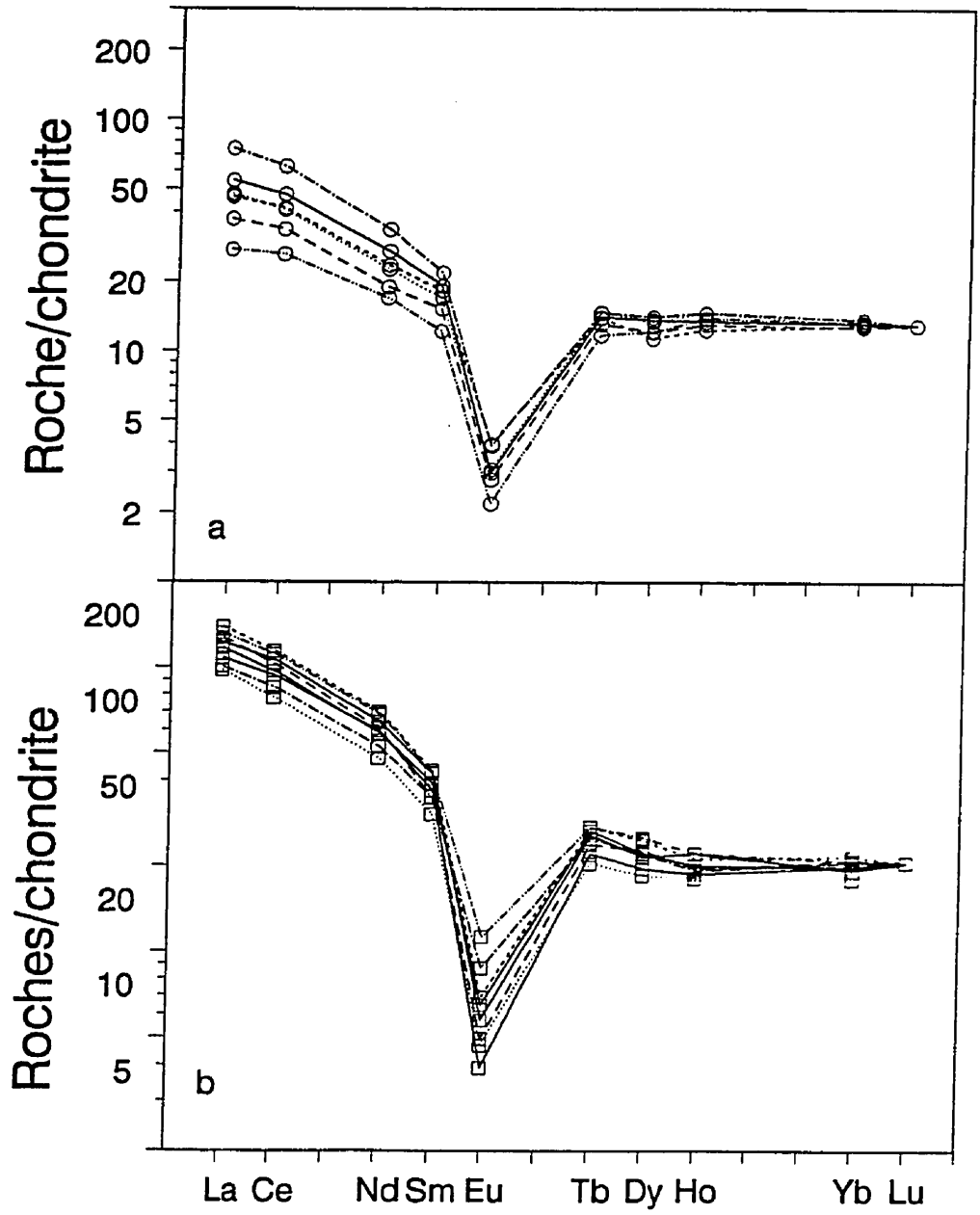



Figure 4.40: Profils des terres rares normalisées au lutécium (a) pour les roches ryhodacitiques et (b) pour les roches tuffacées.

immobile et incompatible comme le Zr (ou le Hf) laissent apparaître de bonnes corrélations démontrées par les lignes de régression (figure 4.41). L'ensemble des TR, aussi bien lourdes que légères, ne montrent qu'une faible mobilité durant le métasomatisme. On peut considérer que l'ensemble des terres rares sont inertes durant les différents types d'altération (Maclean, 1988).

### *4.3.2 IDENTIFICATION DE LA ROCHE MÈRE DU MUR*

L'investigation pétrographique a précédemment permis d'identifier deux groupes de roches texturalement distinctes, dont l'apparence actuelle reflète les effets combinés de l'hydrothermalisme et du métamorphisme. Le premier groupe lithologique, riche en phénocristaux de quartz, est représenté par le cryptodôme, la brèche volcanique et les roches pépéritiques, alors que le deuxième groupe rassemble toutes les roches tuffacées, que ce soit les tufs à amydules de quartz, à lamines de silice, à lamine de sulfures, à xénolites ou les tufs massifs, décrits dans la section 4.2 (DESCRIPTION LITHOLOGIQUE).

En terme d'affinité géochimique primaire, le diagramme des éléments majeurs (AFM) de la plupart des roches encaissant la minéralisation de Hajar suggère un caractère tholeïitique (figure 4.42). Cependant, les profils des TR montrent un rapport $(La/Yb)_N$ d'environ 5 qui correspond à une série alcaline, également vérifiée par la pente des TR (Lesher et al., 1986). Cette ambiguïté, entre les éléments majeurs et TR, a été soulevée dans les roches volcaniques de la Meseta nord-occidentale; ambiguïté, vraisemblablement due à la mobilité des éléments majeurs lors du métamorphisme régional (Kharbouch et al., 1985).

Certaines unités appartenant à la série stratigraphique de Hajar démontrent des textures porphyriques avec une relative abondance de plagioclases et des reliques de phénocristaux de pyroxène (principalement les tufs andésitiques), représentant l'une des caractéristiques typiques des suites calco-alcalines. Donc, elle pourrait être mieux décrite comme une suite calc-alcaline riche en potassium, similaire aux roches volcaniques des

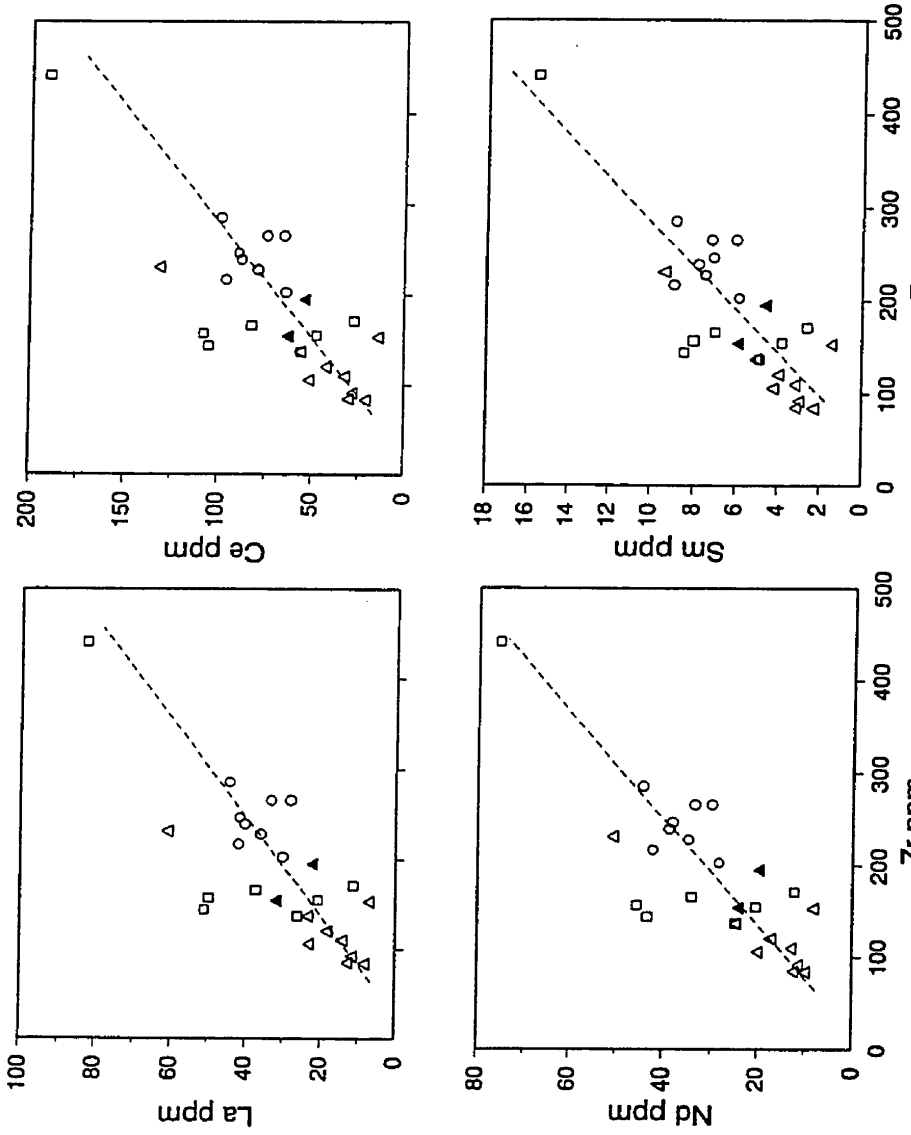



Figure 4.41: Diagrammes binaires représentant les variations des terres rares en fonction du zirconium. Les cercles représentent les tufs à nodules, les carrés: les tufs laminés et les triangles vides: les roches subvolcaniques. Les triangles pleins représentent les laves d'Imarine à titre de comparaison.

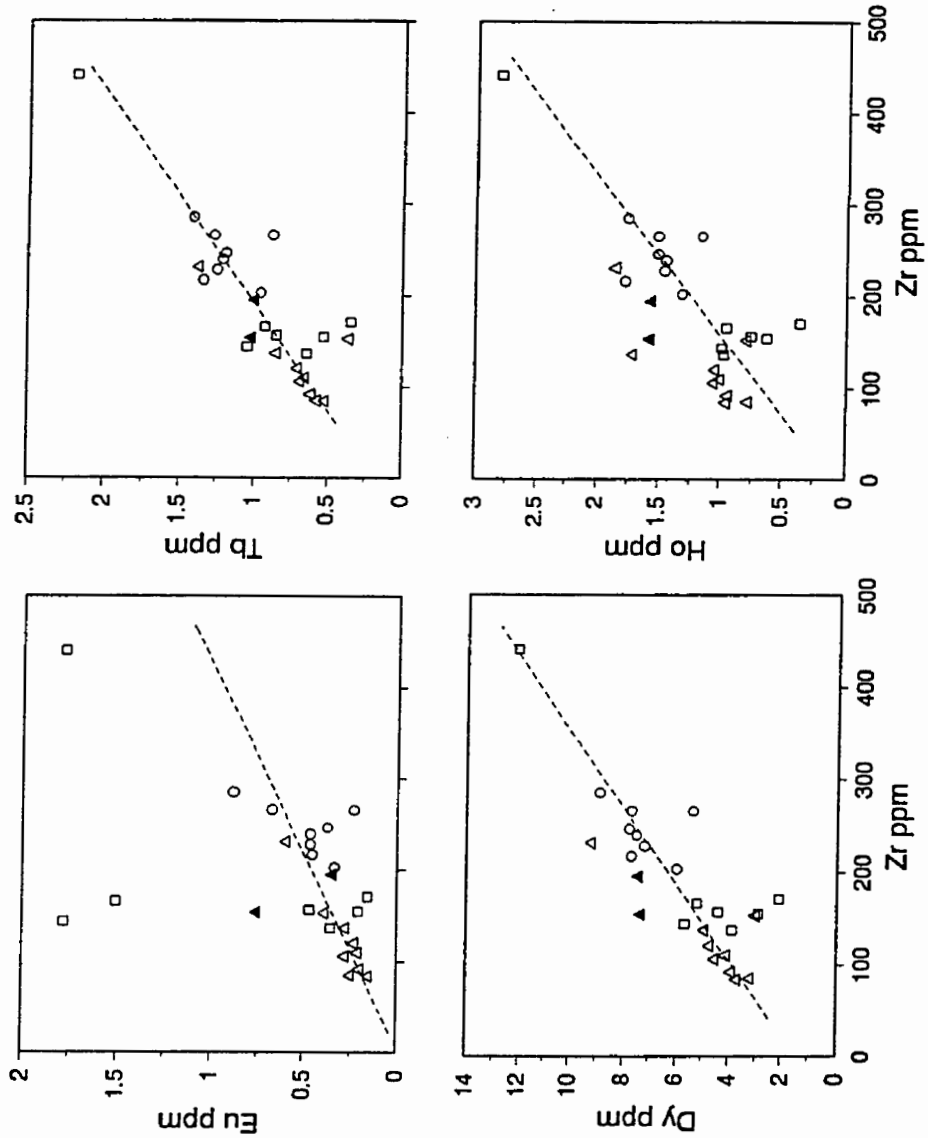



Figure 4.41: Suite.

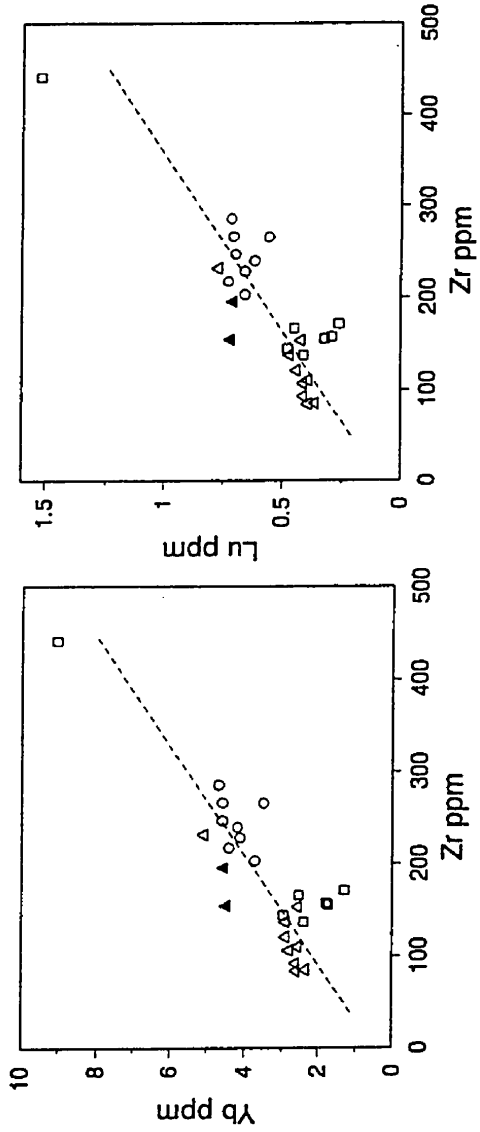



Figure 4.41: Suite.

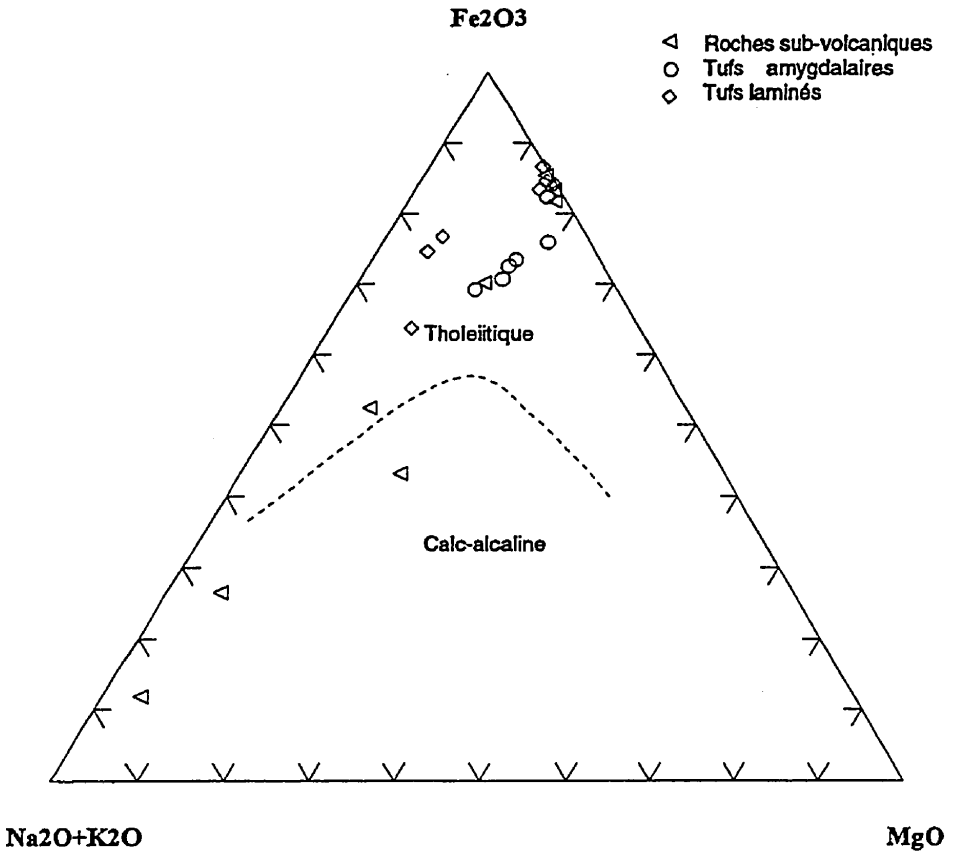



Figure 4.42: Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du gisement de Hajar dans le diagramme ternaire AFM ($Na_2O+K_2O$-$Fe_2O_3$-MgO).

marges continentales modernes, se caractérisée par la quasi-absence de basaltes et de roches sub-alcaline (Winchester et Floyd, 1977), avec une composition géochimique relativement déficiente en $SiO_2$, une faible abondance d'éléments comme le Ti et Nb et un enrichissement en Zr et en TR légères (Whitford et al., 1988). Contrairement aux roches calco-alcalines modernes, les roches de Hajar montrent une abondance élevée en métaux de transition tels le Cr et le Ni (Taylor, 1969) qui occupent dans les roches andésitiques modernes moins de 10 et 20 ppm respectivement alors qu'à Hajar, ils sont de 80 et 60 ppm. L'enrichissement local en Cr est probablement due à un ajout secondaire des roches altérées en séricite.

### *4.3.2.1 UTILISATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACE*

La valeur du rapport Ti/Zr est utilisée comme guide de reconnaissance dans les roches affectées par les altérations métamorphiques, hydrothermale et supergène, transformations qui empêchent l'utilisation des critères pétrographiques ou de la géochimie des éléments majeurs. Ces deux éléments se caractérisent par leur divergence de concentrations durant la différentiation magmatique et par leur immobilité durant des altérations faibles à modérées (Pearce et Cann, 1973, Winchester et Floyd, 1977).

Sur un diagramme composé d'éléments immobiles, dont les rapports inter-éléments ne sont nullement affectés par le changement de masses, tel le diagramme $Zr/TiO_2$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977), sont rapportées toutes les roches de l'unité basale du gisement (figure 4.43). Sur ce diagramme, les roches se ditribuent en deux champs soit le champ des rhyodacitiques, soit le champ des andésites; ces résultats confirment les descriptions et les désignations pétrographiques antérieures.

### *4.3.2.2 PROFILS DES TERRES RARES*

Les profils géochimiques des terres rares des roches de Hajar ont des allures et des rapports $(La/Yb)_N$ assez comparables, montrant un rapport variant de 2 à 5 pour les laves

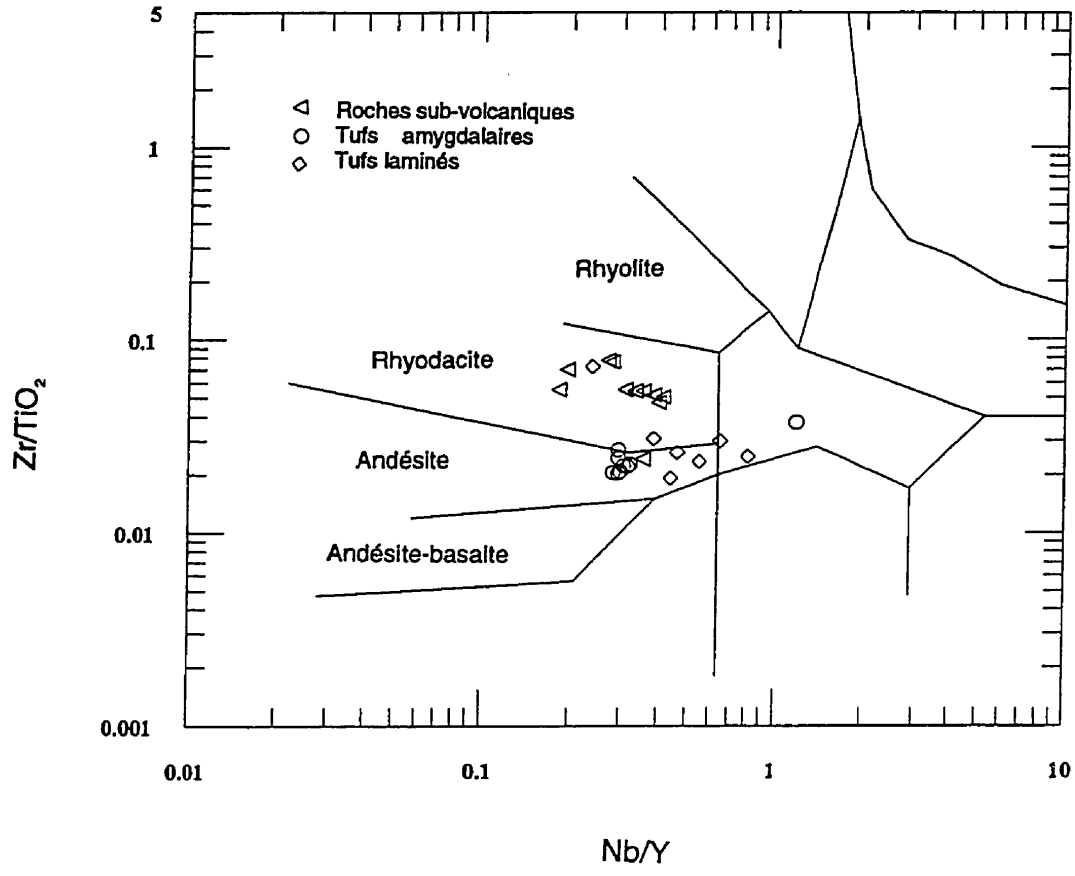



Figure 4.43: Position des roches volcaniques de Hajar dans le diagramme de Winchester (1977).

et de 5 à 10 pour les tufs (figure 4.44). Les terres rares des roches volcaniques sont communément utilisées dans la discrimination entre les roches d'affinité tholeïitique et celles calco-alcalines (MacGeehan et Maclean, 1980, Lesher et al., 1986). Généralement, les roches dont les profils montrent un rapport $(La/Yb)_N$ inférieur à 2,0 sont considérées tholeïitiques et celles de plus de 4,0 sont d'affinité calco-alcaline.

Entre les deux types de lithologies (tufs et laves) précédemment identifiées, une différence se démarque par la translation verticale des profils. Les volcaniclastites montre des valeurs relativement supérieures, comparées aux laves volcaniques (figure 4.44); cette différence est vraisemblablement due à la dilution des TR légères, alors que leurs ratios demeurent constants par rapport aux TR lourdes.

Dans de nombreuses études une anomalie négative de l'Eu est notée, les roches associées au gisement de Hajar ne fait pas exception et cette anomalie est normalement liée à la destruction des plagioclases. L'europium, communément en substitution au Ca dans les plagioclases, est libéré de sa structure; d'ailleurs, c'est le seul élément parmi les TR qui possède une charge divalente facile à mettre en solution.

## *4.4 CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

Les séries volcaniques encaissant le gîte de Hajar reposent en légère discordance sur des métasédiments constituant le socle ancien des hercynides de Marrakech. La pétrologie et la géochimie des volcanites nous permettent de distinguer deux entités de nature différente: une formation volcano-sédimentaire au mur de la minéralisation et une formation sédimentaire détritique à son toit.

Le volcanisme dans le district de Hajar serait de type bimodal, d'affinité calco-alcaline, similaire au volcanisme de type arrière arc. Parmi ces volcanites, on peut identifier deux groupes de roches de textures et de compositions minéralogiques et géochimiques différentes. Le premier comprenant des roches de composition rhyodacitique, incluant le cryptodôme, les pépérites ainsi qu'une une brèche volcanique.

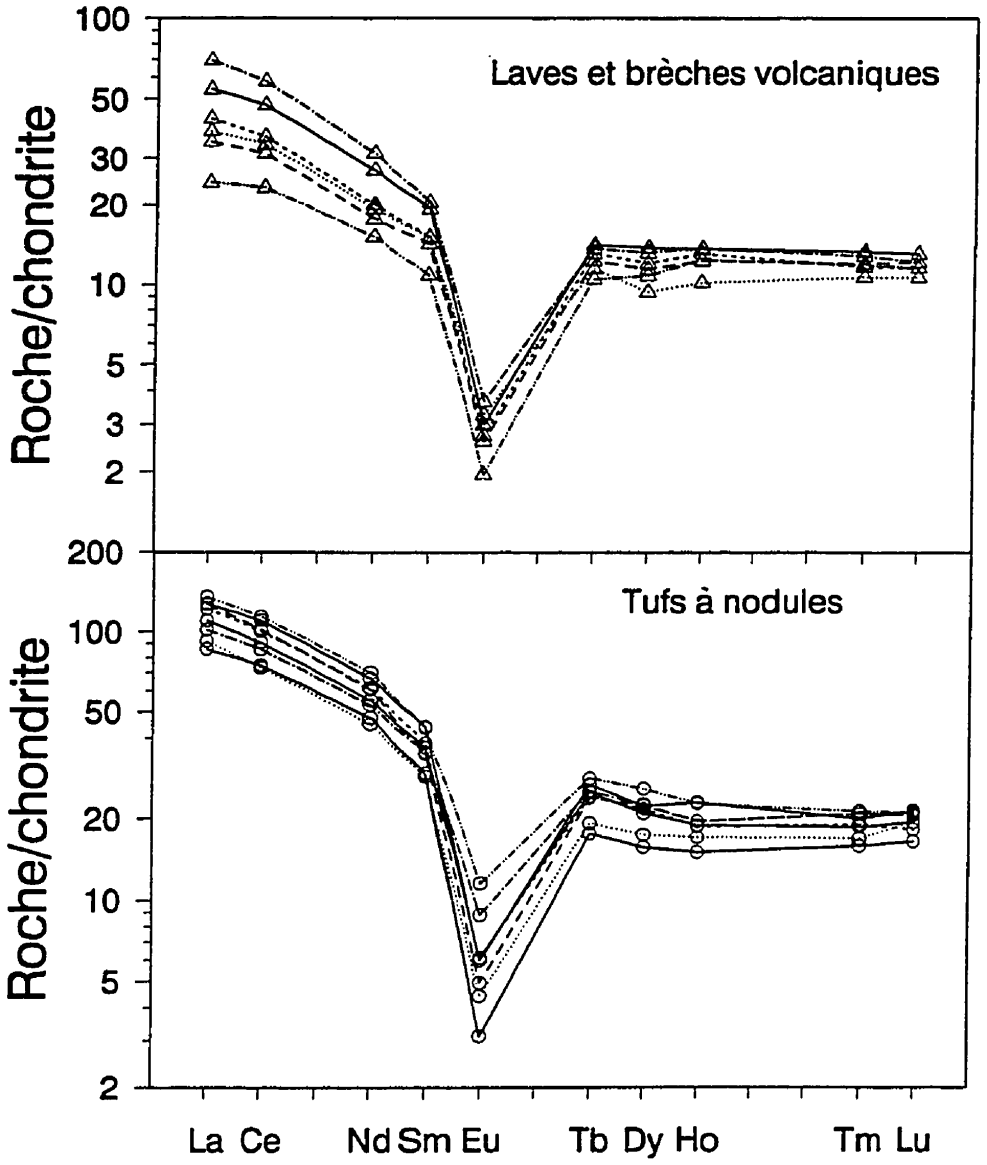



Figure 4.44: Profiles des terres rares pour l'ensemble des faciès de Hajar, normalisés à la chondrite.

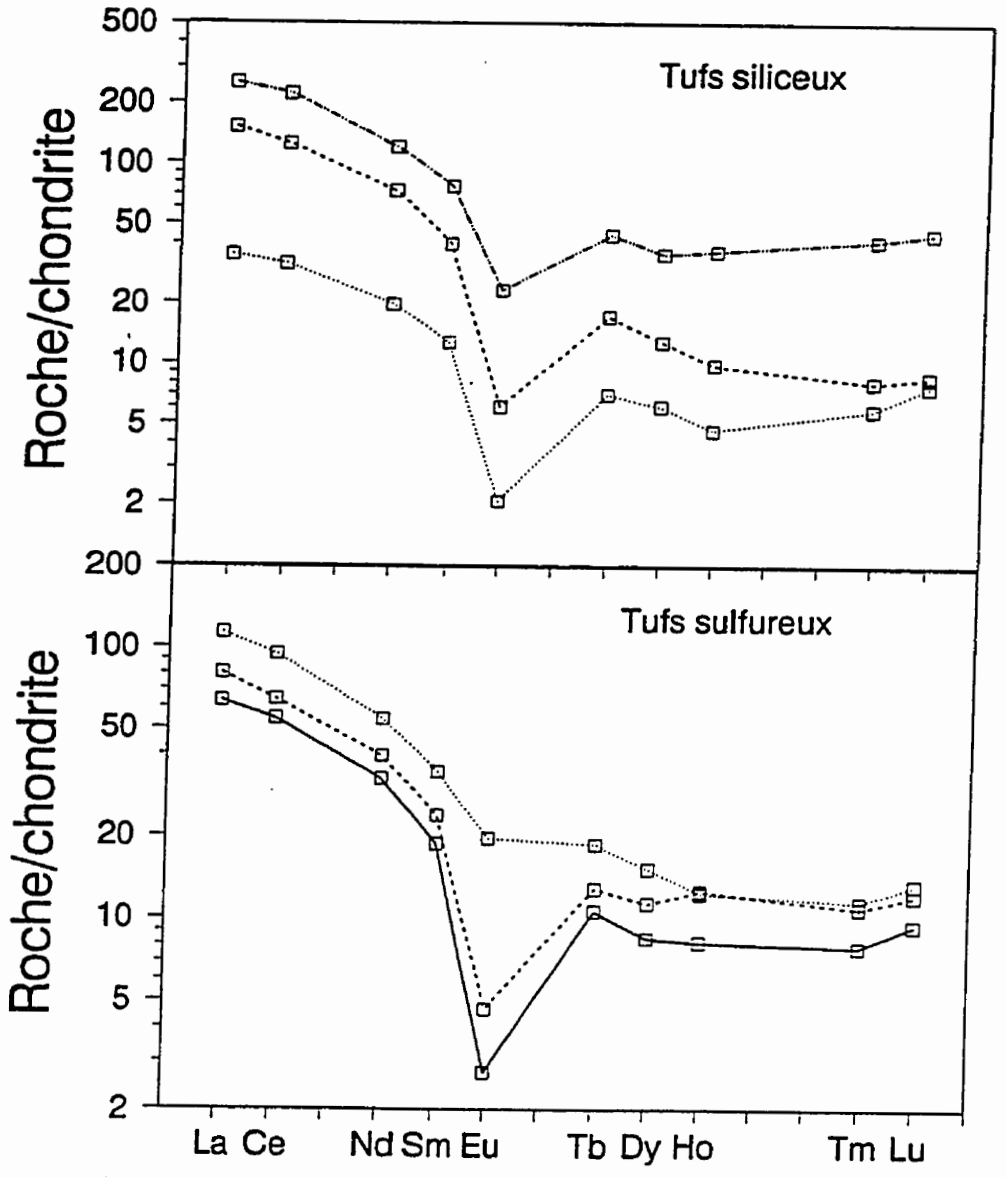



Figure 4.44: Suite.

Le second groupe est de composition andésitique et comprend l'ensemble des tufs aussi bien ceux à texture amygdalaire que les tufs laminés et les tufs massifs.

# *CHAPITRE 5*

# *ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES ROCHES ENCAISSANTES*

## *5.1 INTRODUCTION*

Les zones d'altération hydrothermale, développées autour des gisements polymétalliques, constituent l'une des principales évidences attestant du passage de fluides minéralisateurs au sein d'un district donné (Franklin, 1990). L'utilisation de ces zones à des fins de prospection minérale s'impose en tant que principale alternative de recherche. Outre leur intérêt explorationnel, les études minéralogique et géochimique des zones d'altération permettent de décrire les processus physico-chimiques des fluides à l'origine de la formation des gîtes polymétalliques ainsi que l'établissement des relations existantes entre ces zones et la genèse du corps minéralisé (Gemmell et Large, 1992).

Les roches encaissant le gisement de Hajar, dont les lithologies primaires sont principalement dominées par des volcanites à caractère pyroclastique et bréchique, semblent avoir été la cible de l'hydrothermalisme. Dans ce chapitre, on précise la nature de cette altération apparente, d'abord par une analyse minéralogique de l'ensemble de roches avoisinant le stockwerk lesquelles étaient vraisemblablement touchées par l'hydrothermalisme, ensuite par une approche géochimique de ces roches où des transferts ainsi qu'une mobilité d'éléments chimiques semblent avoir agi.

Il est à noter que la plupart des gisements anciens de type volcanogène, à l'exception des gisements type Kuroko d'âge tertiaire, ont subi les effets d'un métamorphisme régional de différents grades. Dans les terrains faiblement métamorphisés, les transformations minéralogiques demeurent négligeables sinon inexistantes. Les textures et les structures liées à l'hydrothermalisme sont conservées même après le métamorphisme régional qui se superpose aux effets hydrothermaux (Eastoe et al., 1987; Ashley et al., 1988). Dans le cas du gisement de Hajar, compte tenu de la faible intensité du métamorphisme (faciès schiste-vert), les températures atteintes étaient relativement faibles, sinon dans le meilleur des cas similaires à celles liées au passage des fluides minéralisateurs. En conséquence, le degré de recristallisation et de reconstitution métamorphique demeure faible et les minéraux ainsi que les textures produites lors de l'hydrothermalisme ont pu être préservées.

Hibti (1993) souligne, sans pour autant donner de détails, la manifestation de deux types d'altérations hydrothermales associées à la mise en place de la minéralisation de Hajar. La plus importante demeure la chloritisation, rencontrée aussi bien au mur de la minéralisation qu'au sein de la minéralisation elle-même. La seconde altération, représentée par la séricitisation, domine surtout les roches du toit.

## *5.2 DESCRIPTION DES ALTÉRATIONS*

Nos observations, effectuées sur la minéralisation ainsi que sur les roches encaissant la minéralisation de Hajar, révèlent l'existence de différentes associations minéralogiques décrivant une zonalité organisée autour de la zone de stockwerk au mur de la minéralisation ainsi qu'à son toit (figure 5.1). Ces associations correspondraient probablement à l'action du métasomatisme hydrothermal sur les roches encaissant le gisement de Hajar. En plus de la chlotitisation et de la séricitisation décrites par Hibti (1993) comme étant des altérations hydrothermales, nous avons pu identifier deux autres altérations liées au même événement; il s'agit de la biotitisation et de la silicification.

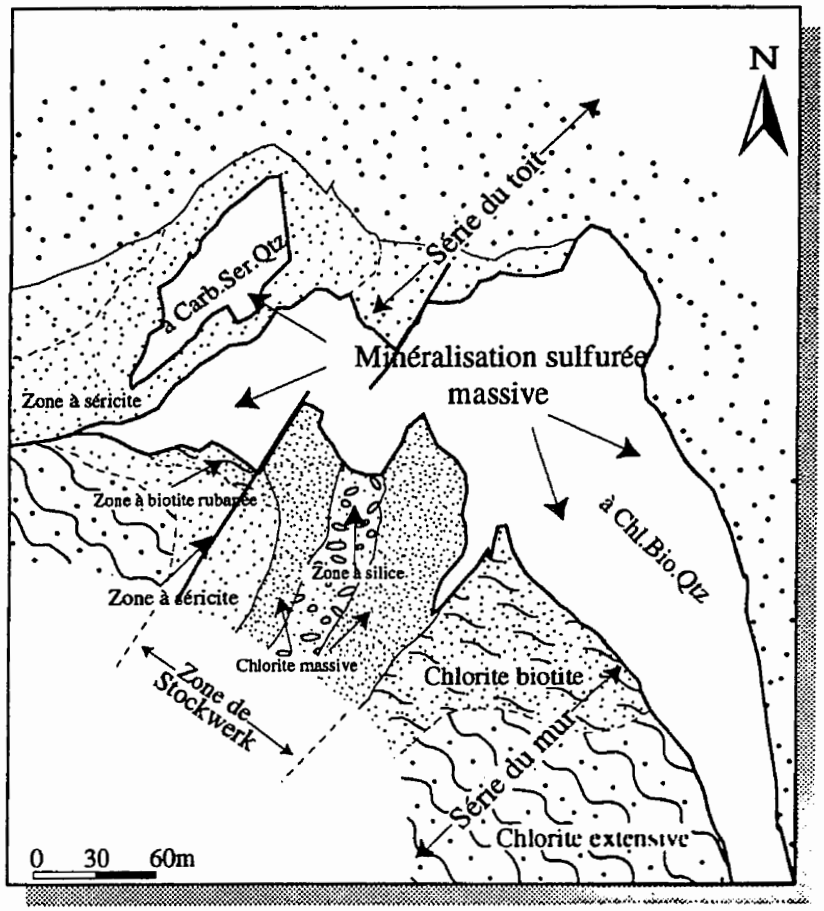



Figure 5.1: Zonalité des faciès d'altération au sein des roches encaissantes et distribution des minéraux de gangue au sein de la minéralisation sulfurée (niveau 520).

L'hydrothermalisme s'individualise dans les roches du mur de Hajar en quatre zones démontrant une répartition spatiale plus ou moins symétrique. Ces zones sont successivement, depuis la périphérie jusqu'au coeur du stockwerk, la zone à chlorite, la zone à biotite, la zone à séricite et la zone à silice (figure 5.1).

La zone à silice se concentre essentiellement au coeur de la zone d'altération. La zone à chlorite généralisée à l'ensemble des lithologies du district minier est qualifiée d'extensive. La zone à biotite, de faible extension, se cantonne sur une trentaine de mètres directement à la base de la minéralisation. Les zones à séricite se trouvent à la base de la minéralisation mais dominent principalement les roches intercalées au sein de la minéralisation et les roches du toit du secteur ouest du gisement. Dans le secteur est du Hajar, les roches immédiates du toit sont limitées de la minéralisation massive par des failles N150° (figure 3.4). Ces roches ne montrent aucun effet d'hydrothermalisme; elles ont, vraisemblablement, été dépassées vers le nord par ce système de failles.

Dans la section qui suit, nous présentons une description minéralogique de chacune des zones ci-haut mentionnées, commençant par les zones les plus éloignées jusqu'à celle sise au coeur de la zone d'altération. Des niveaux de chloritites et des biotitites sont traitées dans cette section; ils différents des zones hydrothermalement chloritisées et/ou biotitisées par les proportions en chlorite ou en biotite.

## *5.2.1 PÉTROLOGIE D'ALTÉRATION*

### *5.2.1.1 ZONE À CHLORITE*

La chlorite est le principal minéral phylliteux à la mine. Les aspects macroscopiques des roches à chlorite appartenant au gisement de Hajar permettent de reconnaître trois catégories de chlorite: la première "extensive", la deuxième de type "fractures" et la troisième de type "rubané".

*CHLORITISATION EXTENSIVE*

La chloritisation extensive affecte toutes les unités lithologiques du gisement. En effet, à son plus haut degré, l'altération en chlorite a transformé la rhyodacitique porphyrique en chloritite. L'examen détaillé de la roche chloritisée montre une texture microlithique, aussi bien dans la rhyodacite que dans les tufs. La chlorite représente la principale phase, englobant dans ses mailles les phénocristaux de quartz (figure 5.2) et les nodules quartzeux (figure 5.3).

Dans la zone décrite comme stockwerk ainsi qu'au sein de la minéralisation sulfurée, la chlorite se retrouve sous forme de plages monominérales ou en larges cristaux associés au quartz et/ou aux sulfures. Dans les zones éloignées du stockwerk, ce type de chlorite peut facilement être confondu à celui du métamorphisme décrit dans la section 3.3.3. Son abondance, de plus en plus appréciable à l'approche de la zone de stockwerk, ainsi que sa composition ferrifère (voir plus bas) permettent de qualifier cette chlorite d'hydrothermale, comparable à la chloritisation hydrothermale décrite dans plusieurs dépôts de sulfures massifs dont la mise en place est imputée à la circulation des fluides minéralisateurs. Selon Sangster (1972) et Franklin (1990) cette altération, reliée au stockwerk, représente une caractéristique des amas sulfurés volcanogènes.

*CHLORITE DE FRACTURE*

La chlorite de fracture se manifeste sous forme de remplissage de fractures de quelques centimètres à plus d'un mètre. Elle marque la transition vers la zone du stockwerk. Le produit de remplissage, de type monominéralique, constitué presqu'exclusivement de chlorite donne à la roche une couleur vert sombre. Il n'en demeure pas moins qu'un petit volume soit occupé d'ilménite (~15%), de forme allongée dont la taille des grains peut atteindre les 20 µm (figure 5.4). Quelques sulfures, entre autres la chalcopyrite (~1%) et la pyrrhotite (~2%), ainsi que des cristaux de zircon peuvent être observés localement. La présence du zircon, dans ce matériel, laisse croire à la transformation de la roche encaissante plutôt qu'à une précipitation dans les fractures.

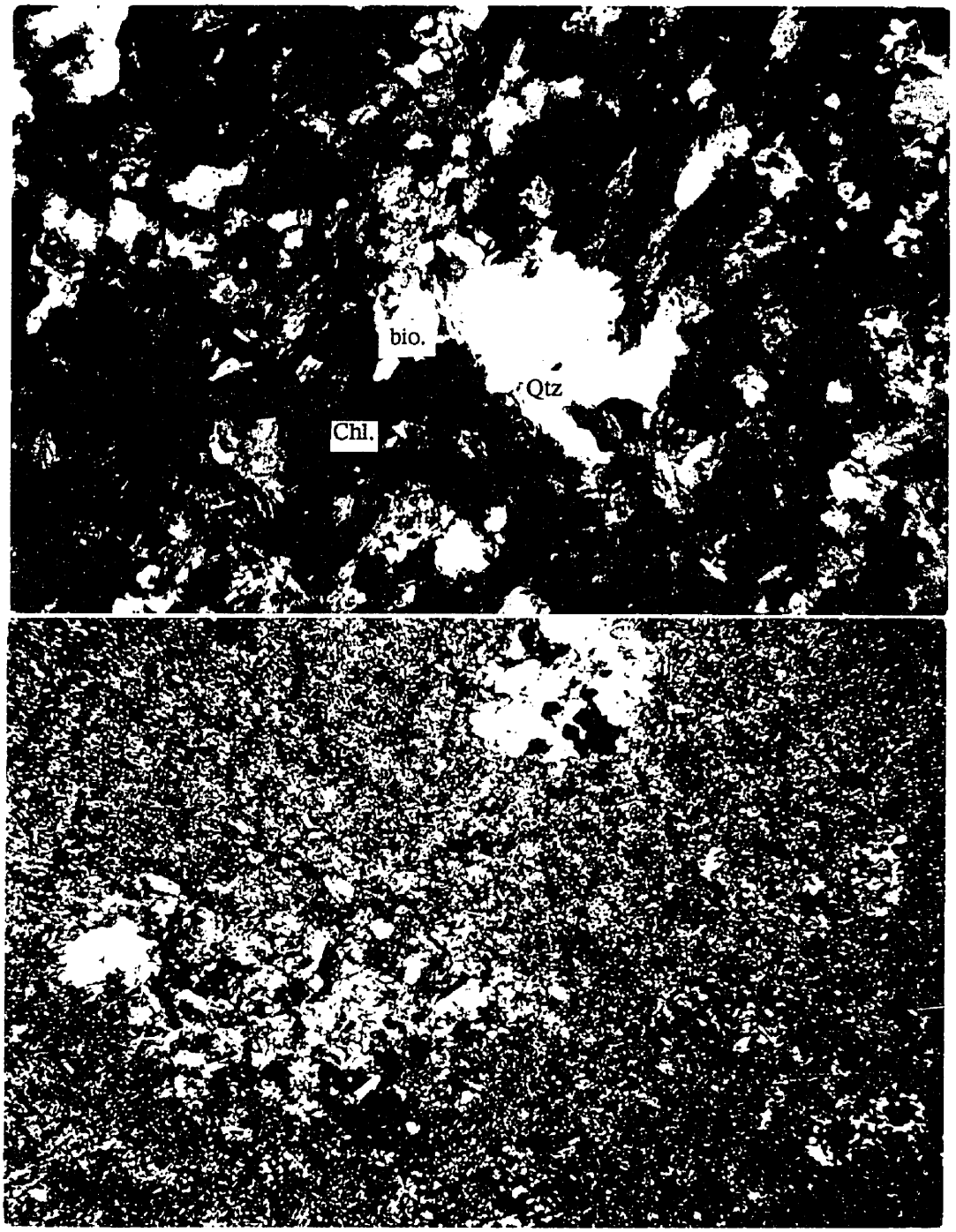



Figure 5.2: Chloritisation extensive observée dans la rhyodacite. Quelques biotites sont aussi observées. Photomicrographie prise en LP 176X.

Figure 5.3: Chloritisation extensive enregistrée dans les tufs à nodules de quartz (LN 29X)

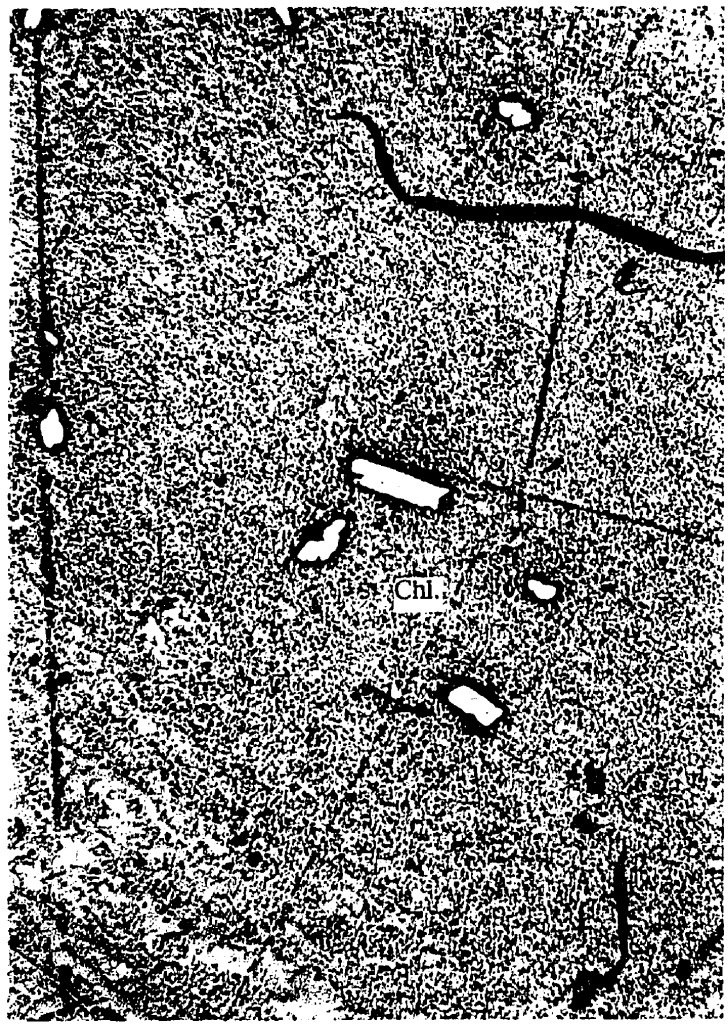



Figure 5.4: Chlorite de type fracture rencontrée au sein des sulfures massifs, montrant également des cristaux allongés d'ilménite (LR 115X).

Selon toute vraisemblance, ces zones représenteraient le site d'altération hydrothermale de haute température.

### *CHLORITITE RUBANÉE*

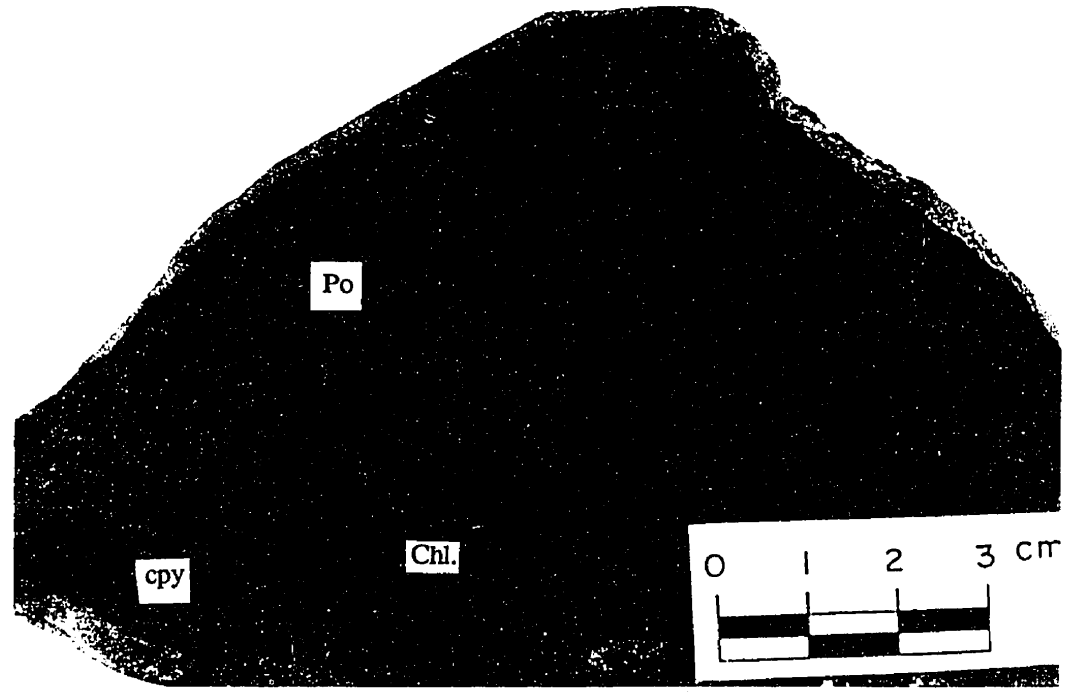
La chlorite rubanée se matérialise par l'individualisation de petits niveaux d'ordre centimétrique, exclusivement constitués de chlorite s'intercalés au sein de la minéralisation sulfurée (figure 5.5). Ce type de chlorite domine essentiellement à la base de la minéralisation quoiqu'il puisse se rencontrer sporadiquement au coeur du corps minéralisé.

Au microscope, deux catégories de chlorite rubanée sont identifiées. La première se présente sous forme de lamelles orientées et intercalées à l'intérieur des sulfures formant une sorte de litage dans la pyrrhotite qui demeure parallèle au rubanement minéral des sulfures (figure 5.6). La deuxième catégorie est représentée par une chlorite fine formant de plages lenticulaires monominéraliques au sein de la minéralisation (figures 5.5). En fonction de leur habitus, deux générations de cette chlorite sont identifiées: une chlorite sous forme de lamelles allongées à l'interstice des sulfures montrant une teinte de biréfringence virant au bleuâtre (figure 5.7) et une chlorite en tablettes automorphes (à biréfringence marron) remplaçant localement la biotite (figure 5.8). La texture de cette dernière chlorite permet de la qualifier comme chlorite rétrograde.

Ces faibles niveaux de chlorites rubanées, intimement associés aux sulfures, sont, en toute vraisemblance, un produit des fluides hydrothermaux.

### *GÉOCHIMIE DES CHLORITES*

Plusieurs échantillons de chlorite, provenant aussi bien des zones à chlorite extensive qu'au sein de la minéralisation sulfurée, ont fait l'objet d'analyses. Au moins une dizaine de points par échantillon ont pu être analysés à l'aide de la microsonde électronique. Leur chimie permet de déterminer leurs zonalités le contrôle lithologique



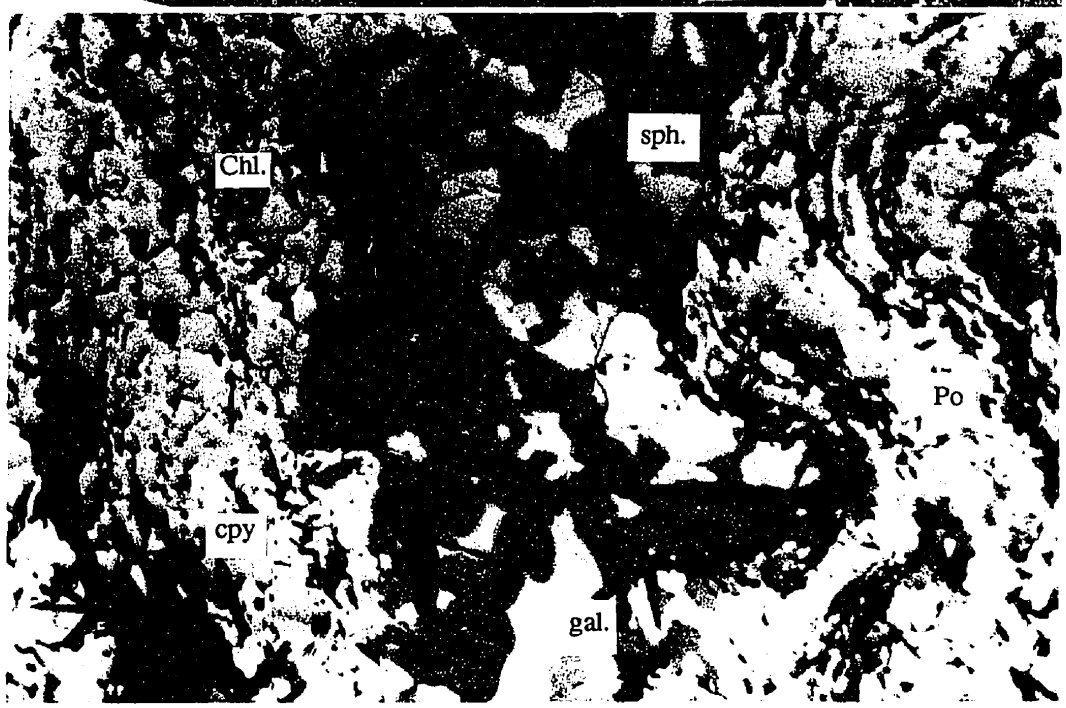




Figure 5.5: Minéralisation massive à pyrrhotite montrant la chlorite rubanée, associée à la chalcopyrite.

Figure 5.6: Chlorite rubanée, allongée sous forme de filaments décrivant des rubans plissés dans la minéralisation à sphalérite-galène-pyrrhotite (LR 58X).

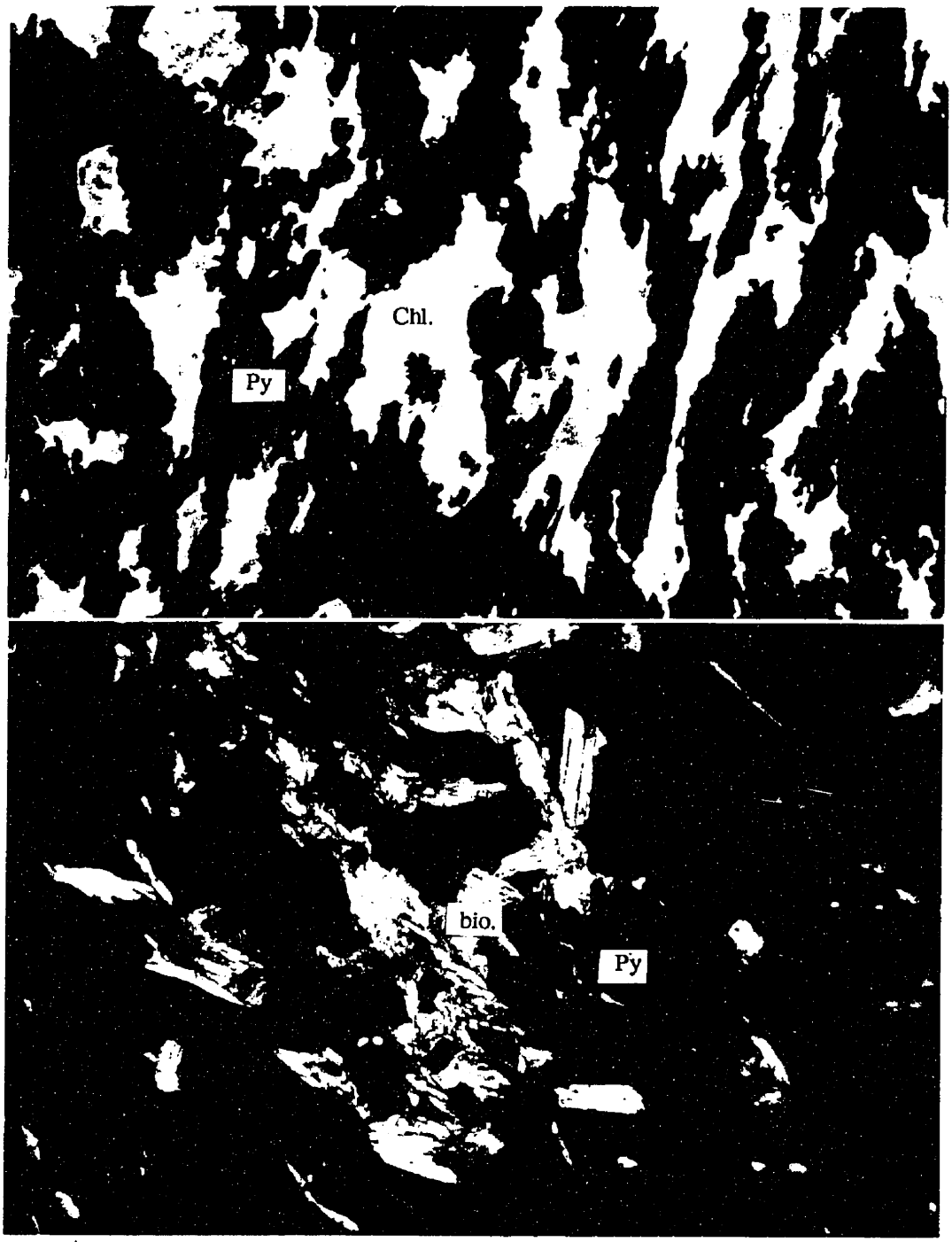



Figure 5.7: Chlorite fine massive dans l'interstice de la minéralisation pyriteuse du secteur ouest (LN 73X).

Figure 5.8: Chlorite en lamelles plus ou moins automorphes, altérees en biotite occupant l'espace intergranulaire de la pyrite (LN 73X).

sur la composition en plus de fournir des informations sur d'utiliser leur potentiel géothermométrique utile dans la détermination de la température de mise en place.

La classification et la nomenclature des chlorites est établie en fonction de leur teneur en Si et du rapport Fe/(Fe+Mg) (Hey, 1954). Quelques dizaines de grains sont analysés, leur composition montre une variation substantielle de la concentration en éléments majeurs qui marquent l'hétérogénéité chimique des chlorites de Hajar. Elles varient du champ des ripidolites à celui des sheridanites, avec de rares analyses tombant dans les champ des brunsvigites et des pycnochlorites (figure 5.9).

Au microscope, ces variations de composition se traduisent par un pléochroïsme et des teintes de biréfringence différentes. Les chlorites riches en magnésium présentent un faible pléochroïsme (tons vert pâle) et une teinte de biréfringence verdâtre, alors que les chlorites ferrifères montrent des teintes de biréfringence plus foncées dans les tons bleuâtres.

La chlorite des roches encaissantes montre une composition ferrifère similaire à celle de la zone du stockwerk, alors que les chlorites rubanées rencontrées au sein du minerai massif, ont des compositions plus magnésiennes (figure 5.9). Dans le minerai massif deux générations de chlorite de compositions différentes sont à distinguer: une chlorite ferrifère correspondant à la chlorite prograde et une chlorite magnésienne correspondant à la chlorite rétrograde.

### *GÉOTHERMOMÉTRIE DES CHLORITES*

La composition chimique des chlorites de Hajar affiche un enrichissement en fer vers les zones de stockwerk, changement qui serait imputé à l'hydrothermalisme et qui consiste en la substitution du silicium par l'aluminium et du magnésium par le fer.

McDoweel et Elders (1980) ont noté une augmentation appréciable de la teneur en fer des chlorites, accompagnée d'une légère diminution de l'$Al_{vi}$ (octaédrique) en fonction de la température de formation, entraînant la baisse du rapport Al/(Al+Fe+Mg). Cathelineau et Nieva (1985) ont démontré une forte corrélation entre $Al_{iv}$ (tétraédrique)

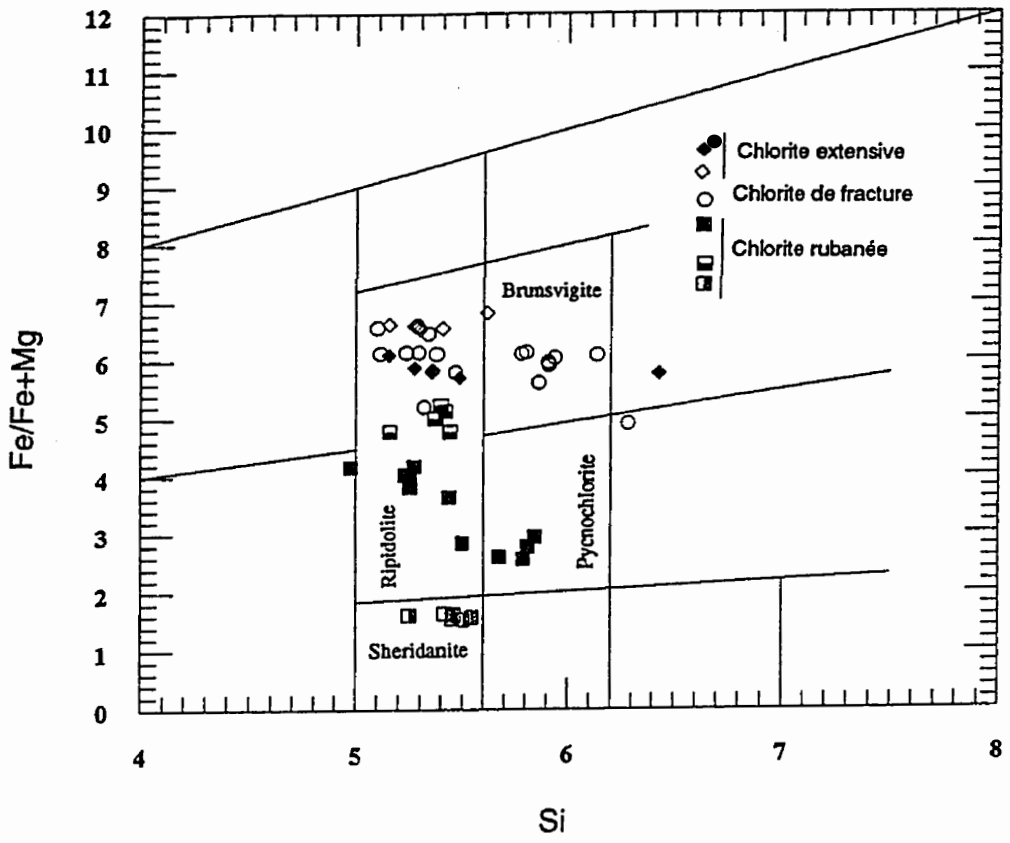



Figure 5.9: Chlorites de Hajar dans le diagramme de Hey (1954).

et la température de formation dans le système géothermal de Los Azufres au Mexique et ils ont émis la formulation suivante: $T°C = 106,2\ Al_{iv} + 17,5$ (±25°C).

L'augmentation de l'aluminium s'est effectuée par le remplacement et la substitution du silicium dans les chlorites saturées. Elle est non seulement fonction de la température, mais aussi fonction du rapport Fe/(Fe+Mg) (Cathelineau et Nieva., 1985). Lors de la substitution de l'aluminium, l'$Al_{iv}$ (tétraédrique) voit sa teneur augmenter avec un enrichissement en Fe alors que $Al_{vi}$ (octaédrique) montre une légère baisse, sinon reste constante.

Selon Kranidiotis et Maclean (1987), la détermination de la température de formation des chlorites à partir de leur chimie est plus efficace dans les terrains faiblement métamorphisés. Par contre, dans les terrains fortement métamorphisés, l'influence de la pression sur cette substitution Al-Si mérite certaines clarifications. En plus, pour utiliser leur géothermométrie, il faut apporter une correction de l'$Al_{iv}$ par rapport au ratio Fe/Fe+Mg:

Si Fe/Fe+Mg < 0,3, $Al_{iv\ (corrigé)} = Al_{iv\ (échantillon)} + 0,88\ [Fe/(Fe+Mg) - 0,34]$ et

si Fe/Fe+Mg > 0,3, $Al_{iv\ (corrigé)} = Al_{iv\ (échantillon)} - 0,88\ [Fe/(Fe+Mg) - 0,34]$.

L'application de cette formule aux chlorites de Hajar montre des températures variant de 190 à 240°C dans les chlorites issues des zones éloignées de la minéralisation correspondant aux produits d'altération et des températures variant de 240 à 360°C pour les chlorites de fracture et les chloritites rubanées (voir annexe II).

### *5.2.1.2 ZONE À BIOTITE*

La zone à biotite se présente localement sous forme de poches le long de la zone du stockwerk et sous forme de strates à la base du minerai massif (figure 5.1). Son extension spatiale demeure limitée à la base de la minéralisation, occupant ainsi un espace relativement restreint, comparativement à la zone à chlorite. Sur la base de leurs origines, deux générations de biotite sont distinguées: une biotite de type altérite et une biotite de type précipitation.

*BIOTITE DE TYPE ALTÉRITE*

Selon leurs textures et leur distance de la zone du stockwerk, trois sous-types de biotite type altérite sont identifiés. Le premier correspondant à un mica noir qui marque le début de la biotitisation. Son abondance est relativement faible (~5%) et son apparition s'effectue aux dépens des cristaux de plagioclases et de la chlorite. Cette biotite se présente en phénocristaux à texture poécilitique, dispersés dans la trame chloriteuse. Des grains de quartz parsemés dans cette trame donne à la roche une texture porphyrique (figure 5.10). La biotite présente une texture poécilitique, un pléochroïsme vert clair et une biréfringence variant du violet au vert et ses dimensions peuvent atteindre les 0,2 mm, (figure 5.11). À certains endroits de la cheminée d'altération hydrothermale, on rencontre la biotite de type altérite en fines tablettes, dont la taille de moins de 40 µm, baignent dans la matrice tuffacée localement séricitisée.

Le deuxième sous-type de biotite altérite se retrouve proche de la masse minéralisée. Cette biotite constitue des horizons qui conservent le litage sédimentaire original de la roche. Elle serait générée par le remplacement de niveaux tuffacés (figure 5.12). Au plus haut degré de l'altération hydrothermale, la biotite envahit toute la roche formant des horizons de biotite (figure 5.13). La biotite s'y présente sous forme de tablettes automorphes de dimensions atteignant les 100 µm et montrant un pléochroïsme verdâtre, le long du clivage peut apparaître une altération en chlorite. Le changement de l'abondance et de la taille de ces biotites, en relation vraisemblablement avec la proximité de la minéralisation, suggère que sa formation est reliée au remplacement de silicates préexistants.

Dans la zone du stockwerk, on rencontre le troisième sous-type, représenté par une biotite en petits cristaux s'associée au quartz et à la séricite (figure 5.14) formant le ciment des sulfures.

Ces trois biotites démontrent des textures de remplacement de minéraux préexistants, communément la chlorite. En se déplaçant vers la zone du stockwerk, l'abondance de ces biotites augmente, leurs compositions chimiques et leurs textures

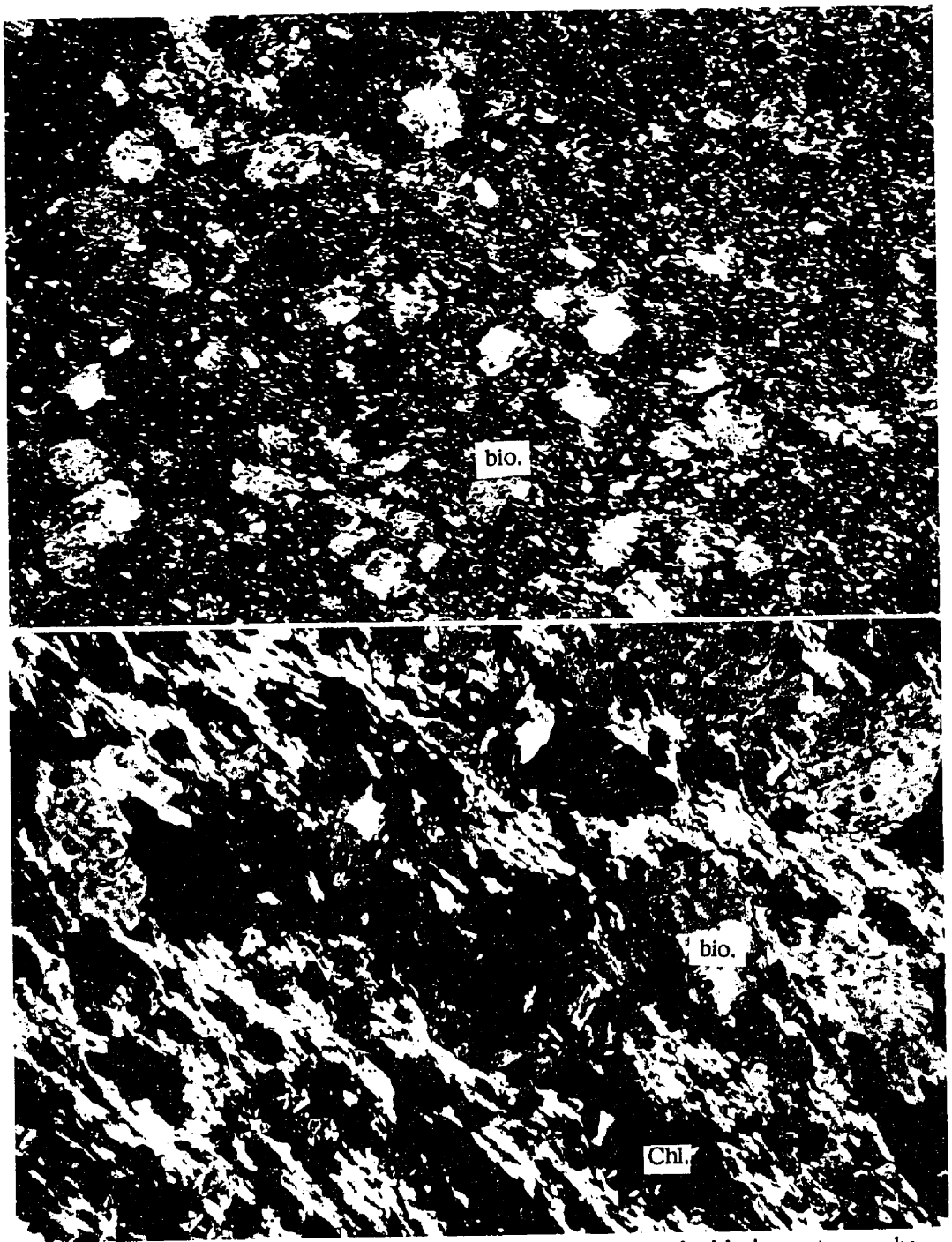



Figure 5.10: Le faciès biotitisé affectant les tufs montrant la biotite automorphe, grossière (LP 29X).

Figure 5.11: Le faciès biotitisé montrant une biotite à une texture poécilitique prise dans une trame séricito-chloriteuse (LP 115X).

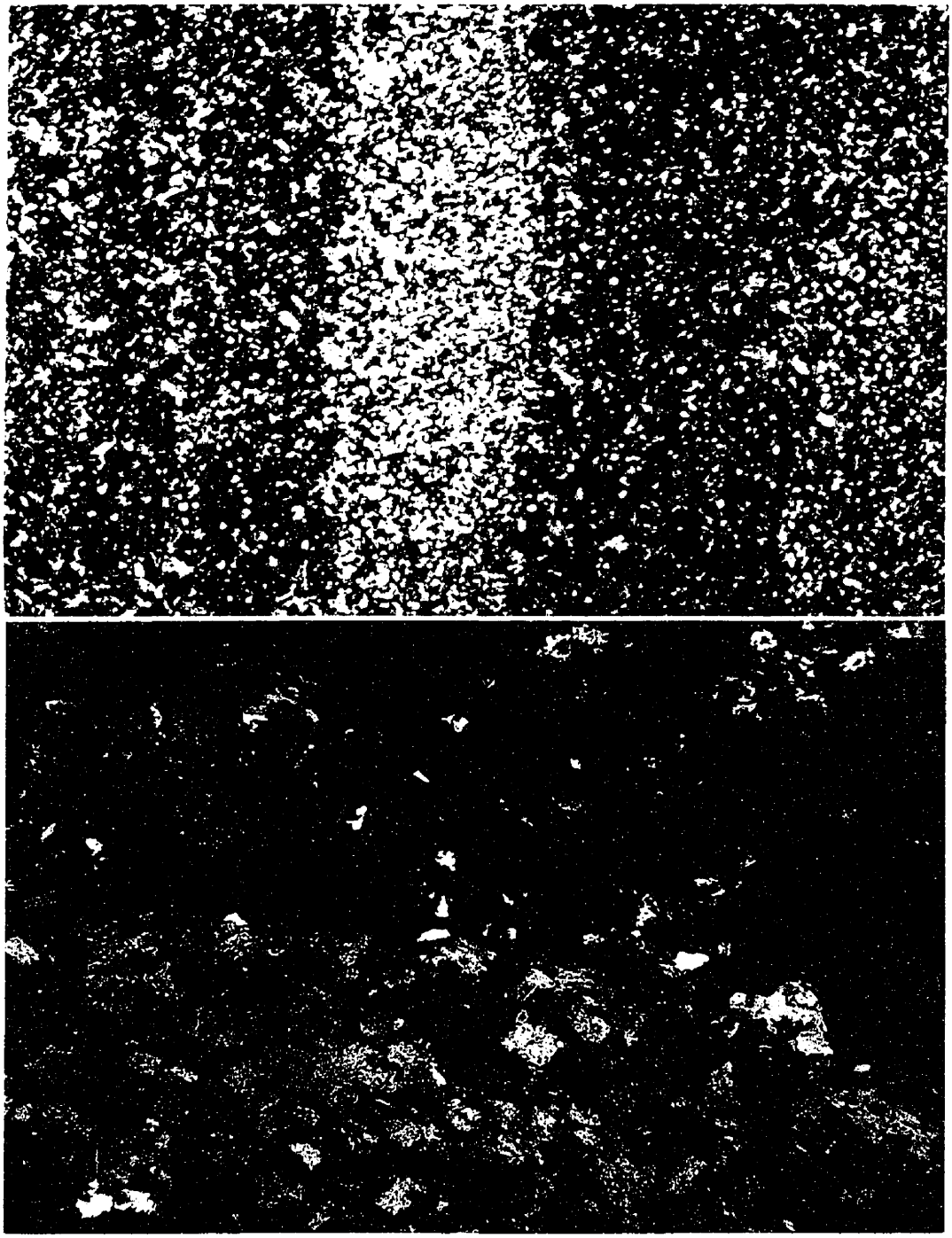


Figure 5.12: Texture laminée conservée dans les tufs affectés par l'altération en biotite (LP 29X).

Figure 5.13: Faciès biotitisé montrant une quasi-transformation de la roche (LP 29X).

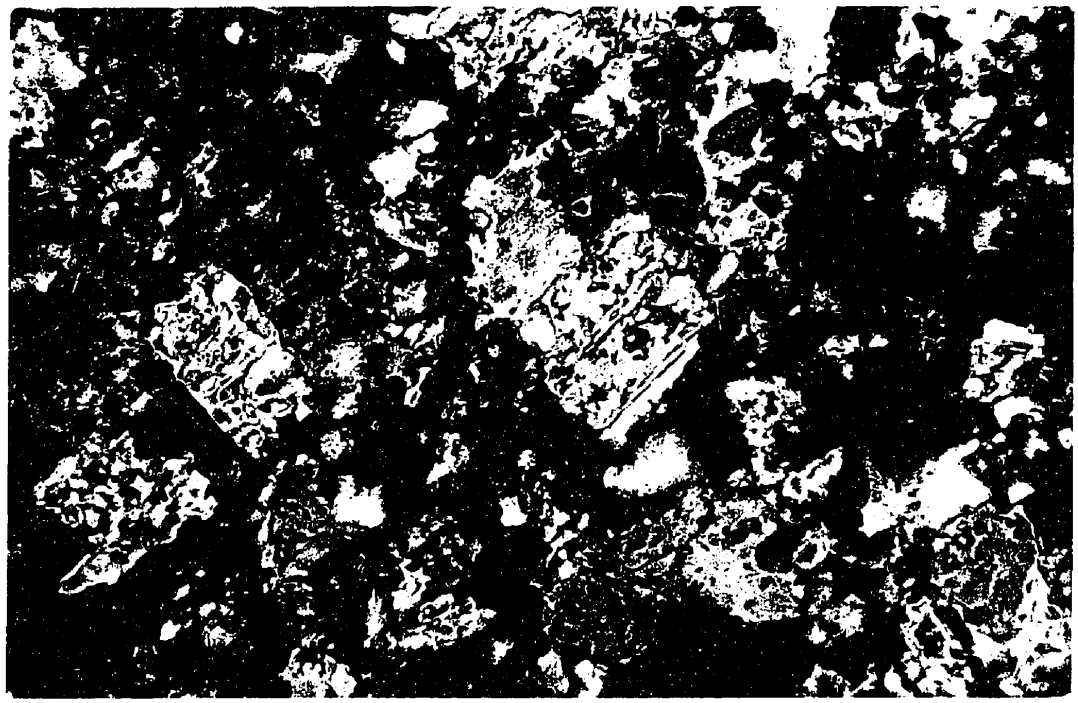


Figure 5.14: Stockwerk montrant l'altération en biotite et silice cimentant des sulfures (LP 58X).

varient. Ces biotites ne laissent apparaître aucune orientation préférentielle, laissant supposer que les phyllites qui les contiennent n'ont pas subi de déformation et qu'elles se sont formées aux dépens d'autres minéraux.

*BIOTITE DE TYPE PRÉCIPITATION*

Ce type de biotite se retrouve essentiellement dans l'interstice des sulfures de la minéralisation massive. Les biotites se présentent soit sous forme de tablettes de 20 à 60 µm de taille, soit sous forme de filaments dispersés au sein d'une trame chloriteuse (figure 5.8). On les retrouve communément en bordure des cristaux cubiques de pyrite. Cette biotite présente un pléochroïsme maron-vert et une teinte de biréfringence dans les tons maron-bleuâtres du troisième ordre. Certaines d'entre elles sont chloritisées sur leurs bordures, d'autres montrent des mâcles polysynthétiques.

***GÉOCHIMIE DES BIOTITES***

Les deux types de biotites sont chimiquement analysés à la microsonde (voir annexe II). La géochimie des biotites qualifiées d'altérites, tout comme les chlorites hydrothermales, montre une augmentation de leur teneur en fer à l'approche de la zone de minéralisation, leurs rapports Fe/(Fe+Mg) passent de 0,69 à 0,81. Quelques analyses de biotites rencontrées au sein des sulfures massifs montrent un rapport Fe/(Fe+Mg) d'environ 0,2 correspondant à une phlogopite.

### *5.2.1.3 ZONE À SÉRICITE*

Il s'agit vraisemblablement de la principale transformation hydrothermale affectant les roches du toit. Au mur de la minéralisation, ce type d'altération est peu étendu et demeure étroitement associé au stockwerk à sphalérite. Des roches encaissantes, intercalées au sein de la lentille pyriteuse du secteur ouest, sont également affectées par la séricitisation (figure 5.1).

D'après leurs textures, deux catégories de micas blancs ont pu être répertoriés. Le

premier sous-type est représenté par de fines lattes de séricite dispersées dans la roche et ne montrant aucun effet de tectonisme. Il semble remplacer des minéraux feldspathiques (figure 5.15). Un deuxième sous type se retrouve comme remplissage interstitiel des sulfures au sein de l'amas. Il forme des aiguilles de séricite ou des tablettes de muscovite (figure 5.16). Un autre type de séricite caractérisé par l'orientation des lattes (figure 3.3) est formé par recristallisation de matériel préexistant. Ce type de séricitisation demeure en toute vraisemblance syntectonique.

La classification des altérations en séricite a pu être effectuée en fonction des associations minéralogiques. Deux zones d'altération micacée ont ainsi pu être reconnues, une zone à séricite dominante et une zone à séricite-quartz.

*ZONE À SÉRICITE DOMINANTE*

La zone à séricite dominante arrive uniquement dans les faciès à caractère tuffacé où la transformation massive de la roche entraîne la destruction totale des textures originales des roches mères. L'assemblage minéral à dominance séricitique abonde dans les zones de stockwerk à sphalérite (figure 5.17). On peut également le retrouver à la base immédiate de la minéralisation du secteur est, de même que dans les roches intercalées de la lentille sulfurée ainsi que dans les roches du toit. Les roches ainsi altérées sont complètement transformées en une roche presque monominérale constituée de séricite massive et finement granulaire, à laquelle s'ajoutent en quantités mineures de la sphalérite, de la pyrrhotite, du quartz, de la chlorite et des carbonates.

*ZONE À SÉRICITE-QUARTZ*

La zone à séricite-quartz est essentiellement associée aux roches rhyodacitiques. Les phénomènes d'altération aboutissant à la formation d'une telle association sont de faible intensité, dans la mesure où les textures primaires des roches affectées sont conservées (figure 5.15).

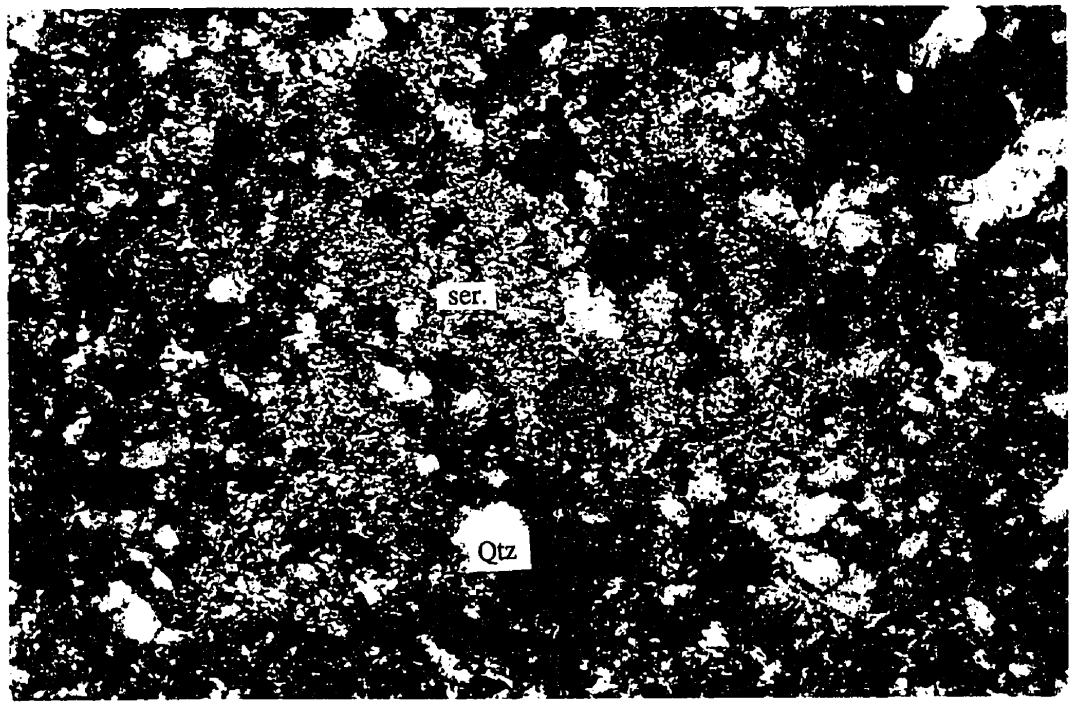



Figure 5.15: Séricitisation se developpant dans la matrice vraisemblablement aux dépens des feldspaths dans la ryhodacite (LP 73X).

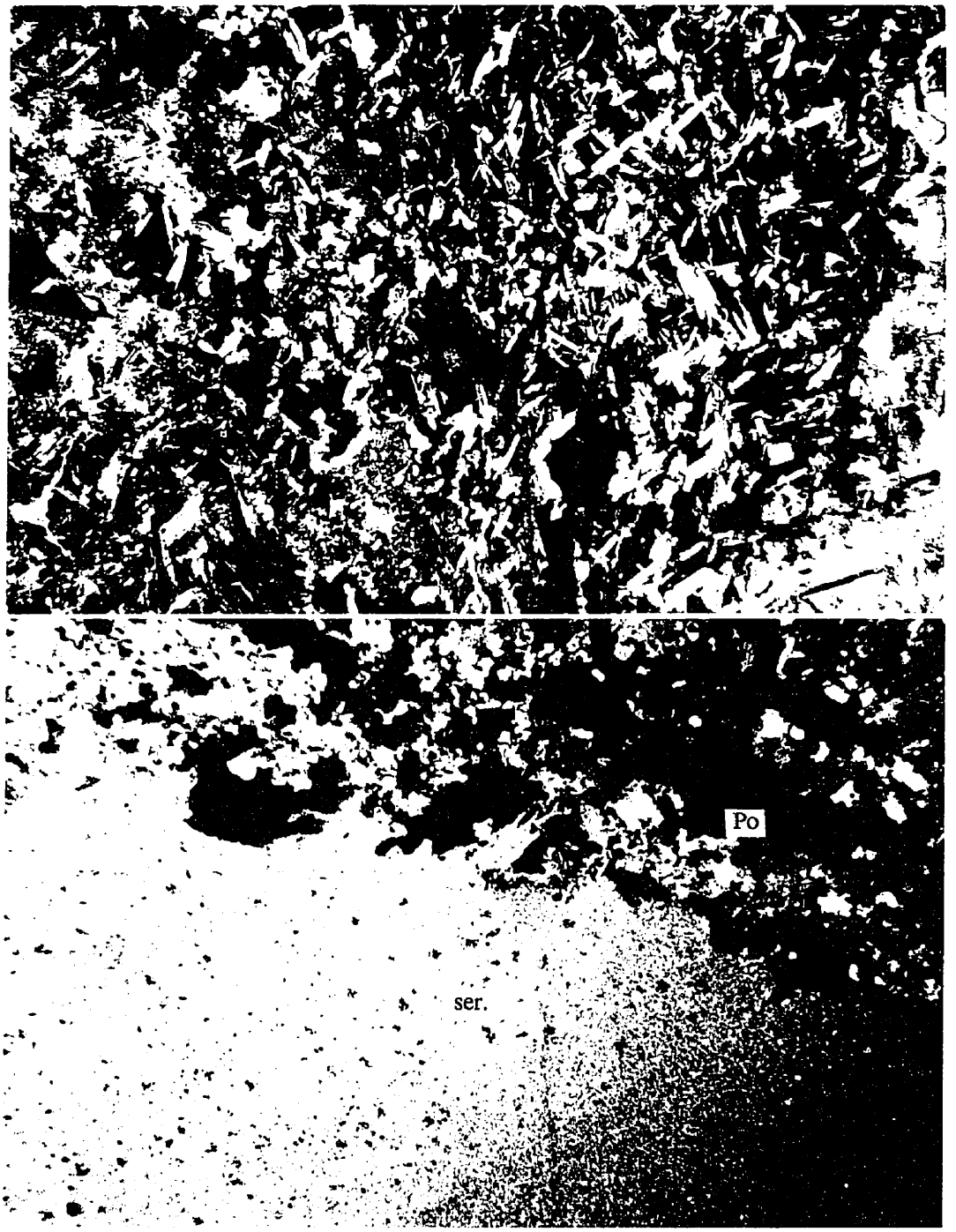



Figure 5.16: Séricite en aiguilles développée à l'intérieur des sulfures (LN 73X).
Figure 5.17: Séricitisation massive de la roche près du stockwerk à sphalérite (LP 29X).

Dans les roches volcaniclastiques, ce type d'altération se manifeste par la transformation de la mésostase en un assemblage minéralogique constitué de fines lattes de séricite, de quartz et de calcite (figures 4.7, 5.15). Les rares phénocristaux de feldspaths sont partiellement, voire complètement, transformés en séricite. Les sulfures y sont rarement observés sous forme de disséminations.

Ce faciès, montrant l'altération de minéraux préexistants, peut être lié soit à la mise en place de roches altérées soit à l'hydrothermalisme. La fine granulométrie de la séricite rend difficile l'analyse à la microsonde. Les rares analyses obtenues ne permettent pas de visualiser une zonalité chimique.

#### *5.2.1.4 ZONE À SILICE*

La silicification est une altération étroitement liée à la zone de stockwerk. Elle s'étend sur moins de deux mètres de part et d'autre des parois de veines de quartz-sulfures. La roche-hôte, intensément silicifiée et d'apparence pseudobréchique, montre une couleur blanche où toute texture primaire a été oblitérées. Comparativement aux gisements classiques de type amas sulfurés, tels les gisements de Neves Corvo ou du Kuroko, la zone de silice demeure peu développée dans le gisement de Hajar.

Au microscope, le quartz à granulométrie fine présente une texture en mosaïque, vraisemblablement due à une recristallisation hydrothermale massive de la roche (figure 5.18). Quelques disséminations de pyrrhotite-chalcopyrite lui sont communément associées. Des cristaux de biotite éparpillés sont observés ainsi que des veinules de chlorite et de séricite.

### *5.2.2 DISCUSSION*

La zone de stockwerk, sur laquelle repose le gisement de Hajar, est peu développée. La rareté des veines de quartz-sulfures dans ce stockwerk suggère une pression hydrostatique relativement modérée (en moyenne 1500 m de profondeur),

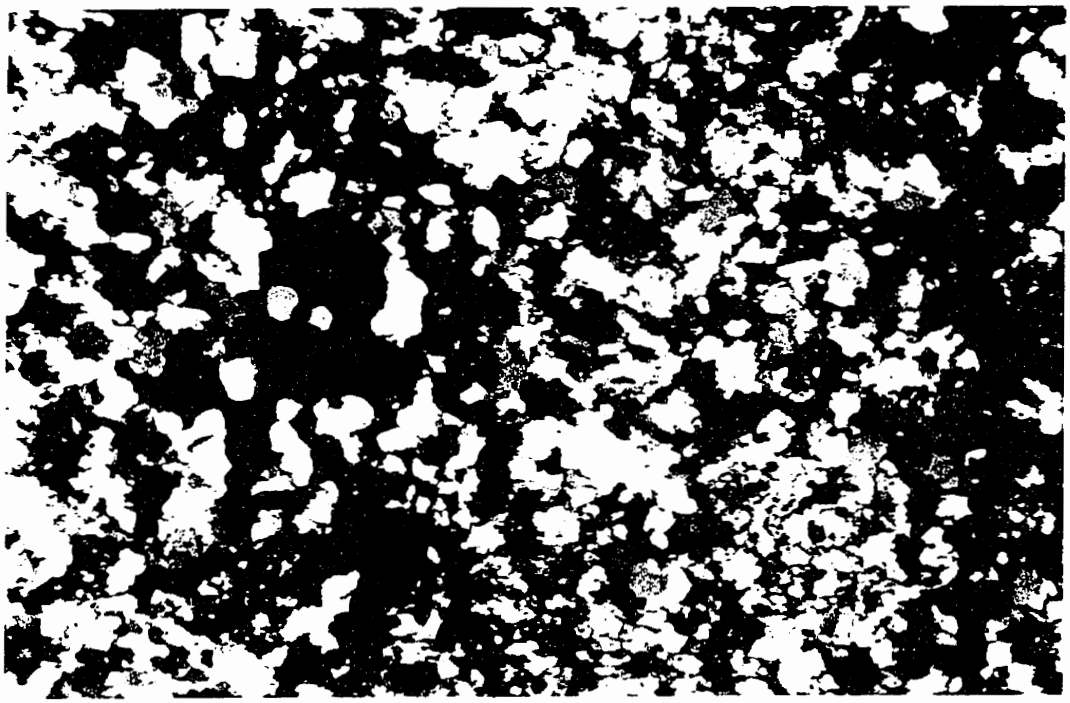


Figure 5.18: Intense silicification de la roche proche du stockwerk, associée à de la pyrrhotite (LP 58X).

empêchant l'ébullition et l'extension de la zone de stockwerk (Large, 1992). Dans l'enveloppe d'altération hydrothermale reliée au stockwerk, apparaît une succession de faciès produits par l'hydratation et l'ajout et/ou la perte d'éléments chimiques de la roche. Ces transformations surviennent lors de la précipitation du minerai, due à l'interaction des fluides hydrothermaux avec les roches-hôtes (Cattalani et Chartrand, 1988).

Des altérations en chlorite, en séricite, en biotite et en silice (et rarement en tourmaline) constituent une particularité commune à l'ensemble des gîtes de type amas sulfurés volcanogènes. Selon Maclean et al. (1987), la zone à chlorite, omniprésente, reste la plus typique dans les gisements volcanogènes; comme elle constitue une composante essentielle des roches spilitisées et/ou métamorphisées.

Selon Cattalani et al. (1988), dans les systèmes hydrothermaux, les chlorites se forment aux dépens des feldspaths et du verre volcanique principalement par l'addition de l'alumine, du fer, du magnésium et par la perte du calcium et du sodium. Urabe et al. (1983) ont démontré que le ratio Fe/(Fe+Mg) des chlorites pourrait être utilisé comme paramètre quantifiant le degré d'altération hydrothermale des roches volcaniques associées aux amas sulfurés. Généralement, ce ratio augmente en direction de la zone du stockwerk (Costa et al., 1983). La même tendance est aussi décrite dans les gisements du Japon et de l'Amérique du nord par Shirouzou (1974). Eastoe et al. (1987) ont noté un effet contraire dans le gisement de Hercule en Australie où on assiste à une diminution du fer en direction de la zone de décharge.

McLeod et al. (1984) ont attribué l'augmentation de la teneur en magnésium des silicates dans les roches métamorphiques à une augmentation de la fugacité du soufre; Bryndzia et Scott (1987) rajoutent, en plus du soufre, l'influence de l'oxygène sur l'augmentation du magnésium. Selon eux, les échanges cationiques dans le milieu sont grandement amplifiés en absence d'oxygène, conduisant à une augmentation du fer dans la solution et à un enrichissement des minéraux néoformés en magnésium.

Les chlorites recueillies à la base de la minéralisation montrent des compositions chimiques différentes, suggérant des solutions chloritisantes dont la composition varie en

fonction du milieu de dépôt. Mêmes les chlorites échantillonnées à l'intérieur des sulfures pyriteux du secteur ouest montrent une large variation de teneur en fer. En effet, les chlorites de remplissage d'interstice, considérées comme étant précoces, semblent être plus riches en fer. Les autres chlorites, rencontrées sous forme d'amas monominéraliques, de composition magnésienne, sont l'expression de chlorites tardives.

Le changement de la composition chimique des chlorites précipitées serait causé par la perte ou le gain de silicium, de fer et de magnésium. Ce changement serait intimement lié aux modifications chimiques de la solution minéralisante, suggérant un fluide hydrothermal initialement riche en fer mais qui aurait perdu du fer en faveur du magnésium au cours de son évolution (Maclean et Kranidiotis, 1987, Osterberg et al., 1987). Une baisse de la teneur du fer des chlorites des zones stériles vers la zone minéralisée est mise en évidence. Cette variation serait imputée au changement de composition du fluide altérant, en fonction du degré d'échanges entre l'eau marine magnésienne et les solutions hydrothermales ferrifères, pauvres en magnésium (Kranidiotis et Maclean., 1987). Par ailleurs, aucun lien avec la nature lithologique de la roche n'a pu être établi.

Dans les zones à biotite et à séricite, les minéraux chloriteux disparaissent presque totalement. Localement, on assiste à la transformation de la chlorite en biotite, correspondant vraisemblablement à une étape rétrograde de l'hydrothermalisme. La variation du ratio Fe/(Fe+Mg) dans les biotites hydrothermales serait en relation directe avec le comportement et l'interaction des fluides hydrothermaux avec les roches environnantes; les fluides se comportent différemment d'un milieu à l'autre; dans le minerai sulfureux, tout le fer de la solution contribue d'abord à la formation des sulfures et ensuite à celle des biotites pauvres en fer mais riches en magnésium. Ces biotites sont à leur tour transformées en chlorite.

Dans sa description pétrographique, Hibti (1993) décrit une biotite hydrothermale à texture poécilitique, occupant des zones faiblement schistosées, comme étant une biotite de type métamorphique. Cependant, cette biotite se concentre essentiellement près de la

zone de stockwerk et montre un élargissement de sa taille en direction du stockwerk, excluant ainsi un processus métamorphique. En plus, à certains niveaux de la mine, on rencontre de fines couches de biotite alternant avec des couches de quartz, où la biotite remplace presque totalement la chlorite. Ces niveaux d'altérités sont considérés par Hibti comme des exhalites précipitées directement de fluides hydrothermaux.

Dans la zone du stockwerk, confinée sous le minerai à dominance pyriteuse, des minéraux d'amphibole apparaissent dans un matériel à quartz, biotite, séricite et chlorite (figure 5.19). Selon Trottier (1987) les amphiboles peuvent naître des effets d'un métamorphisme thermique sur une zone préalablement appauvrie en sodium et en calcium telle un stockwerk. L'apparition de l'amphibole au sein du minerai propose sa postériorité par rapport à la mise en place du minerai (figure 5.20). Des roches similaires, à cordiérite-anthophyllite-biotite, dérivées de l'action du métamorphisme de contact sur une cheminée chloritisée, sont décrites dans les gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda (de Rosen-Spence, 1969).

La silicification hydrothermale au niveau de Hajar est nettement peu développée et étroitement liée à la cheminée d'altération. L'étude géochimique des roches encaissant la minéralisation démontre que la silice n'a subi qu'une légère mobilité durant les différentes altérations. La solubilité de la silice est principalement fonction de la température, de la pression et de la salinité alors que normalement le pH demeure peu signifiant (Fournier et al., 1983). Par conséquent, la faible précipitation de silice dans la zone du stockwerk serait probablement liée au taux de refroidissement en association avec le mélange des solutions hydrothermales avec l'eau de mer (Garry, 1992).

## *5.3 GÉOCHIMIE D'ALTÉRATION*

À Hajar, quelques échantillons provenant de différentes zones altérées sont analysées. En les comparant aux roches les moins altérées et de même nature, on peut quantifier les transferts d'éléments et leur mobilité lors du métasomatisme hydrothermal.

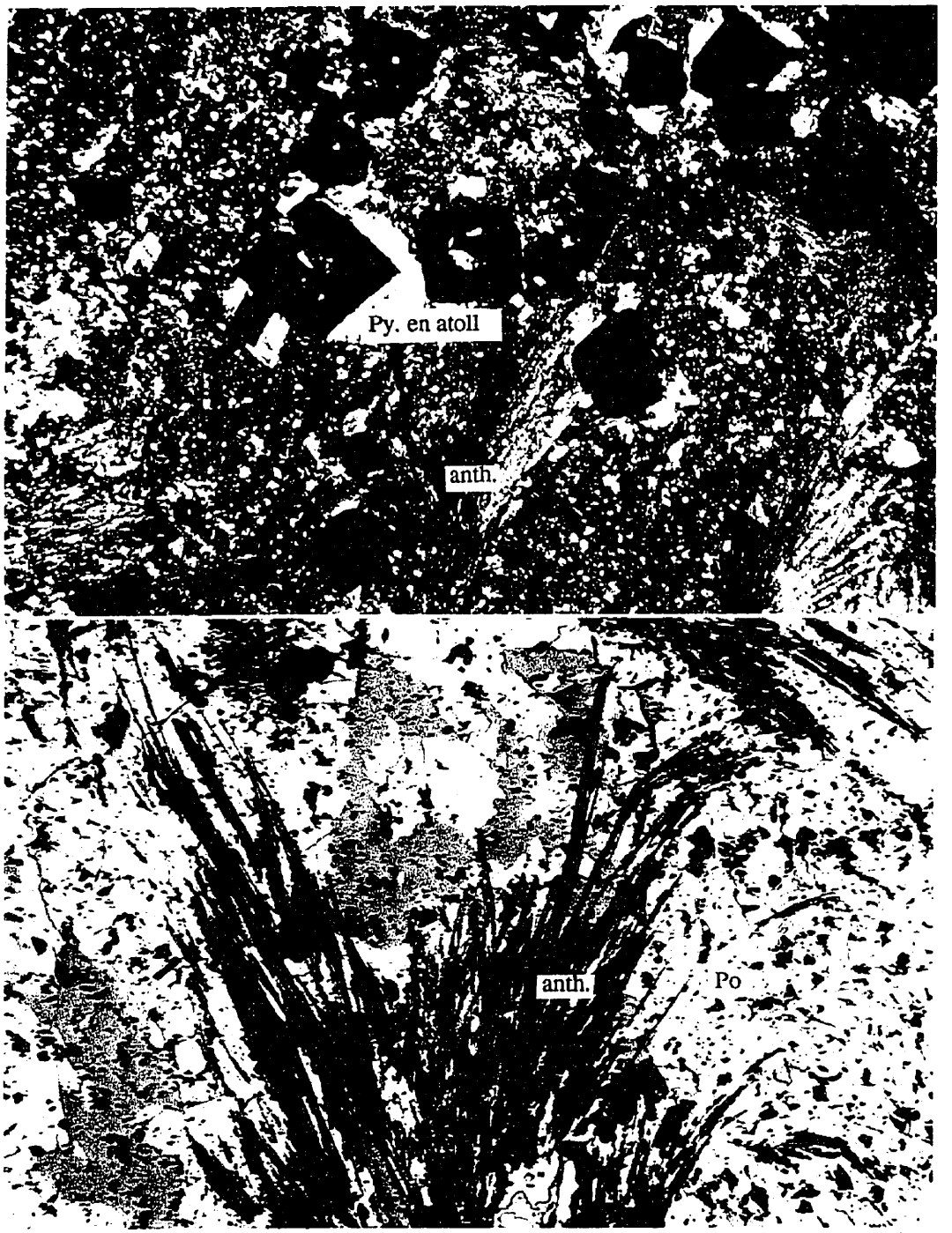



Figure 5.19: Pyrite en atoll associée à l'anthophyllite développée dans une roche silicifiée sous la lentille pyriteuse du secteur ouest (LP 58X).

Figure 5.20: Gerbes d'anthophyllite recoupant la minéralisation massive (LR 58X).

Il est généralement considéré que les zones altérées par l'hydrothermalisme débordent au delà des limites des gisements. La géochimie des roches affectées par cet événement pourrait permettre la reconnaissance de sites de décharges de fluides hydrothermaux et la découverte de possibles accumulations métalliques.

### *5.3.1 MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS MAJEURS*

La mobilité des éléments chimiques durant les altérations hydrothermales peut être envisagée par les examens pétrographique et géochimique. S'il est accepté que certains éléments majeurs demeurent immobiles durant les diverses altérations, la plupart affichent une importante mobilité. Les éléments mobiles peuvent être identifiés par leurs variations en fonction avec un élément immobile. Dans un diagramme binaire un élément considéré mobile montre un nuage de points dispersés, contrairement à une tendance linéaire passant par l'origine pour un élément immobile (Maclean, 1988).

Pour évaluer les effets de l'altération hydrothermale sur les roches-hôtes de Hajar, les éléments majeurs (Si, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K et P) sont présentées en fonction d'un élément immobile qui est dans ce cas le Ti, en les comparant à la tendance de fractionnation d'un magma de roches modernes évoluant d'une andésite à une rhyolite dans des conditions de faibles pressions (figure 5.21) (Ewart, 1979).

Malgré que l'apparence des roches suggère une importante silicification, le diagramme $SiO_2$ vs $TiO_2$ ne montre pas d'évidences nettes d'ajout ou de perte de silice dans la pile volcanique; la silice semble avoir subi plutôt une remobilisation localisée. Par contre, le Fe semble avoir été rajouté au système; il se rencontre dans toute la séquence stratigraphique sous forme de disséminations de sulfures sinon en abondance dans les chlorites. Le Mg montre clairement des évidences de remobilisation. Pour l'ensemble des roches, un enrichissement est enregistré particulièrement dans les zones riches en chlorite.

Le P ne montre presque aucune mobilité, en compatibilité avec le comportement normal de cet élément (Pearce et Cann, 1973). Le Na et le Ca ont un comportement

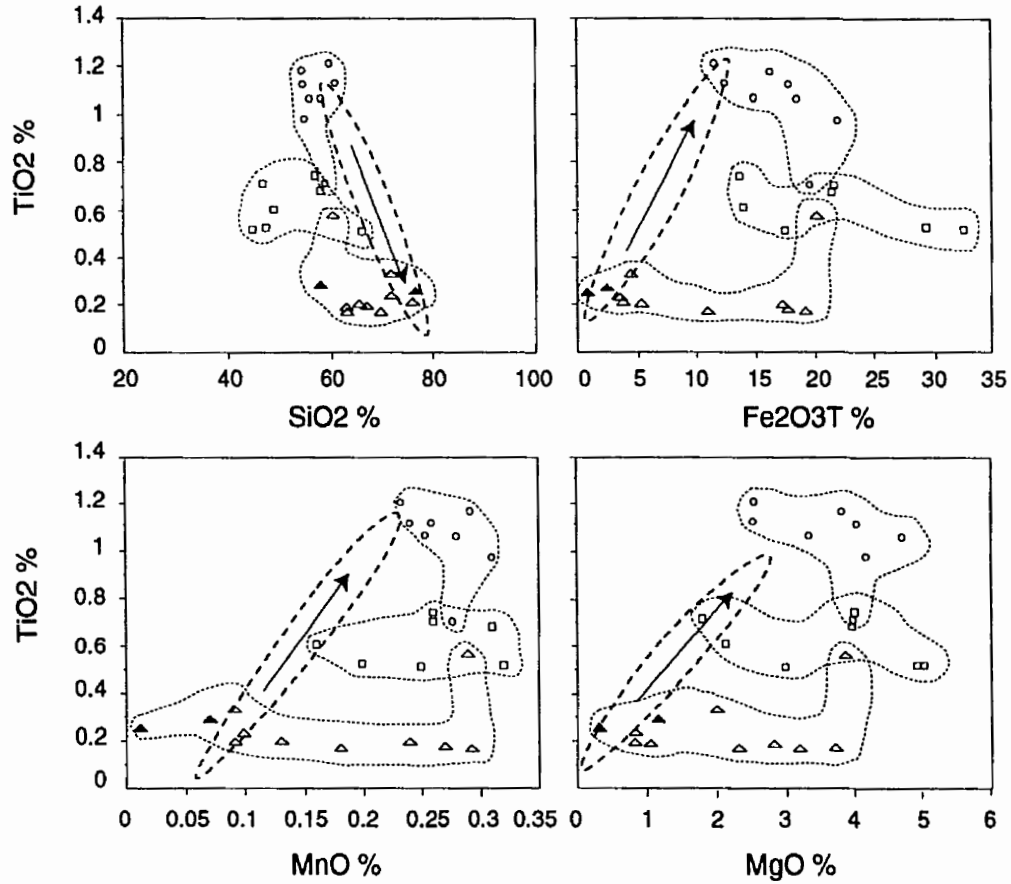



Figure 5.22: Variations des éléments majeurs en fonction du titane. Les ellipses en tiretés représentent la tendance de fractionnement du magma d'après Ewart (1979). Les cercles: tufs amygdalaires, triangles vides: rhyodacite dans la mine, triangles pleins: rhyodacite d'Imarine et les carrés: tufs laminés.

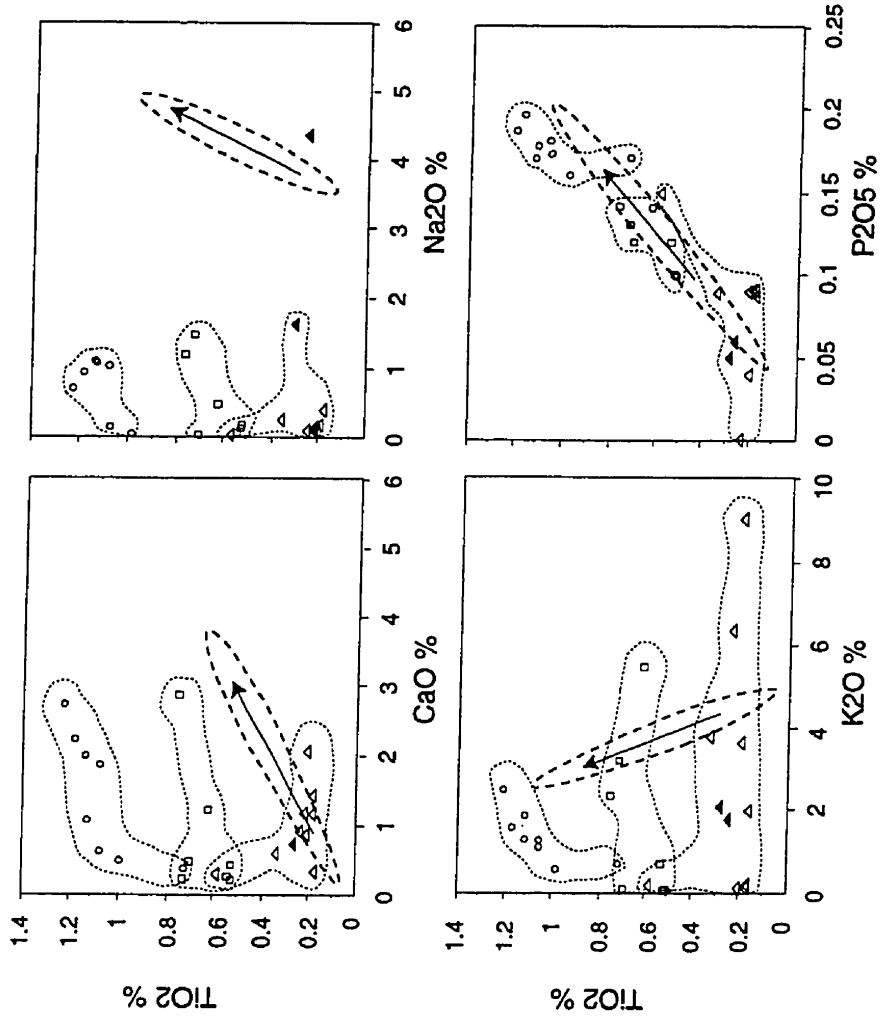



Figure 5.21: Suite.

assez semblable, montrant une perte exprimée minéralogiquement par la destruction des plagioclases dans la mésostase et dans les phénocristaux. Le K a aussi subi une perte durant l'altération hydrothermale, mais cette perte qui est relativement inférieure à celle marquée par le calcium et le sodium.

Plusieurs échantillons montrent un enrichissement en Mn. Cet enrichissement semble être en liaison avec la présence de carbonates. Une telle anomalie en Mn est décrite par Brathwaite (1974) et Green et al. (1981) autour du gisement de Rosebery et dans les sulfures massifs en général par Gair et Slack (1980).

## *5.3.2 ÉVALUATION DU MÉTASOMATISME*

La presque totalité des roches entourant le gisement de Hajar sont atteintes à différents degrés par l'altération hydrothermale. L'utilisation de l'indice d'altération ($I_A$) d'Ishikawa et al.,(1976) permet de déterminer le degré de cette altération et d'identifier par la même occasion la roche la moins altérée. Cet indice a initialement été défini pour caractériser le changement des altérations hydrothermales des roches felsiques appartenant au gisement de Kuroko. Gemmell et Large. (1992) étendent l'application de cet indice aux roches intermédiaires et mêmes mafiques. Cet indice correspond à:

$$I_A = [(K_2O + MgO) / (K_2O + Na_2O + CaO + MgO)] \times 100.$$

Plus cet indice est élevé, plus les effets de l'altération sont importants. Appliqué aux roches de Hajar, les analyses 93-520-b9 et 93-600-b1, montrant des $I_A$ élevés, semblent représenter les roches les moins altérées parmi les andésites et l'analyse 95-RHY-1, la roche la moins altérée parmi les ryhodacites.

La plus rigoureuse évaluation des échanges d'éléments durant l'altération hydrothermale des roches-hôtes est déterminée par la méthode de Gresens (1967), laquelle peut quantifier les gains et les pertes de masses nécessaires à la production de nouveaux assemblages stables sous les conditions du métasomatisme hydrothermal. Cette méthode a été modifiée par Grant (1986) afin de simplifier la lecture des graphiques.

Pour l'évaluation des effets géochimiques dus à l'hydrothermalisme à Hajar, les roches appartenant aux tufs andésitiques semblent plus représentatives. Les effets de l'altération sont plus évidents et l'échantillonnage est mieux réparti. Sept échantillons sont pris en considération, provenant de distances de plus en plus éloignées de la zone du stockwerk et montrant des valeurs IA de plus en plus faibles. Nous reportons les données relatives aux roches volcaniclastiques dans le figure 5.22, dans l'ordre des roches les moins altérées vers les roches les plus altérées. Pour les roches rhyodacitiques, des doutes subsistent encore quant à la nature des transformations minéralogiques observées. Ces transformations se confondent avec celles enregistrées lors de la mise en place de ces roches et ne peuvent donc être prises en considération. L'évaluation des transformations observées est présentée en annexe III.

À partir de ces diagrammes d'isocons (figure 5.22), les éléments qui semblent avoir subi un transfert de masse notable sont le Ca, Sr, K, Fe, Ce, Mn, Cr et Na. Les autres éléments chimiques ne montrent qu'une légère sinon pas de mobilité.

Le Ca montre un gain progressif qui passe de 20 à 80 puis 150% dans les roches le moins altérée (roches 1 et 2), pour ensuite subir une perte progressive passant de 5% à 55% dans la roche la plus altérée (roche 5). Le Sr, comme le Ca, affiche une augmentation appréciable dans la roche la moins altérée (roche 1) variant de 75 à 100%, pour ensuite être lessivé et subir une perte d'environ 80% de sa concentration dans la roche la plus altérée (roche 5).

Le K affiche un ajout dans les zones les moins altérées (roche 1) dans des proportions de 50 à 75%, alors que dans les zones de plus en plus altérées (roches 4 et 5), il montre des pertes respectives de 10 à 15%. Le Fe semble avoir subi une importante mobilité. Contrairement à la tendance du K, le fer montre une perte entre 20 et 60%, dans les roches les moins altérées (roches 1, 2 et 3), pour ensuite enregistrer un ajout de 10 et 15% dans les zones les plus altérées (roches 4 et 5).

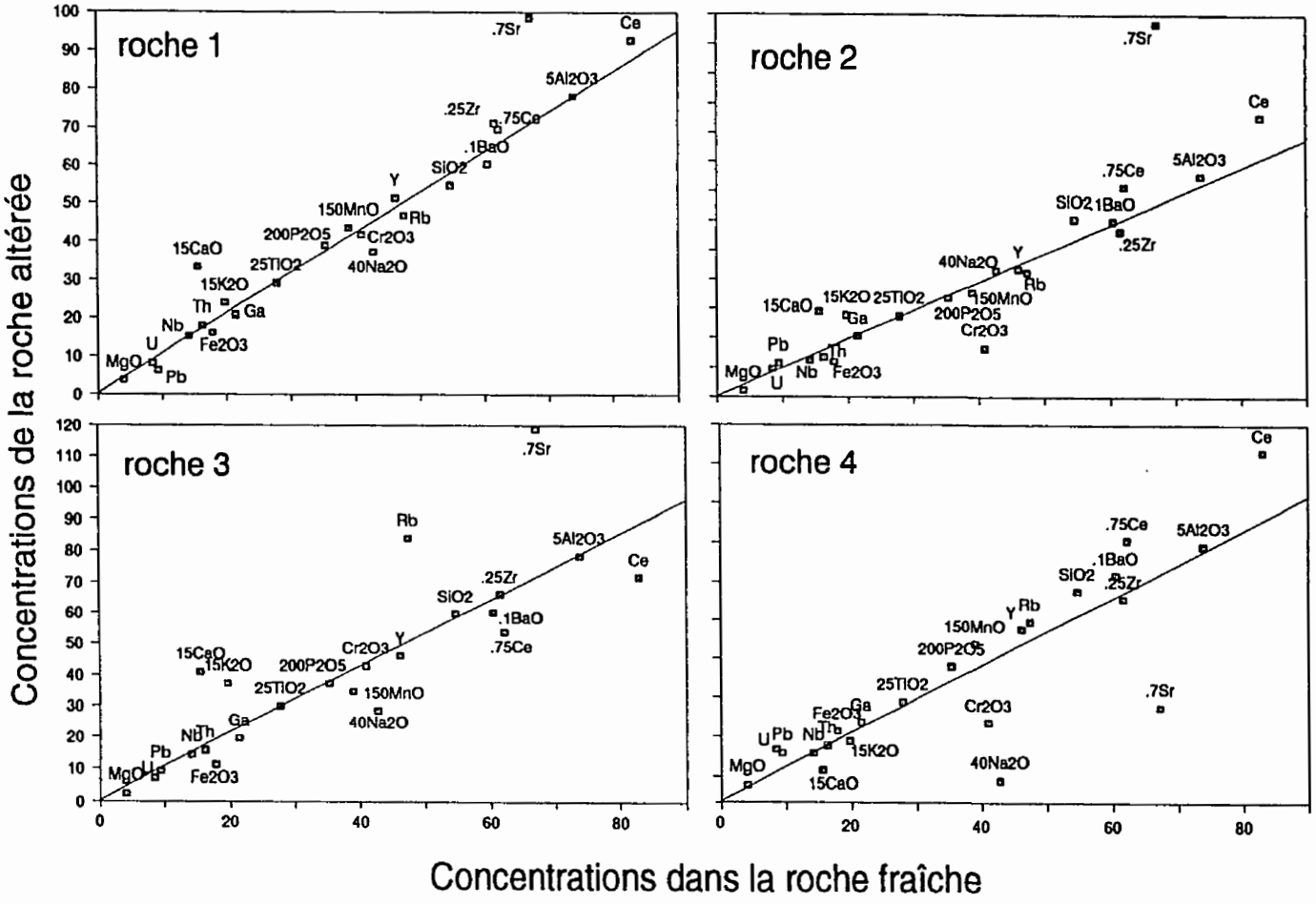



Figure 5.22: Représentation graphique des transferts d'éléments sur des diagrammes d'isocons. L'altération s'accentue de la roche 1 vers la roche 5. La ligne, dans les diagrammes, sépare le champ des gains de celui des pertes.

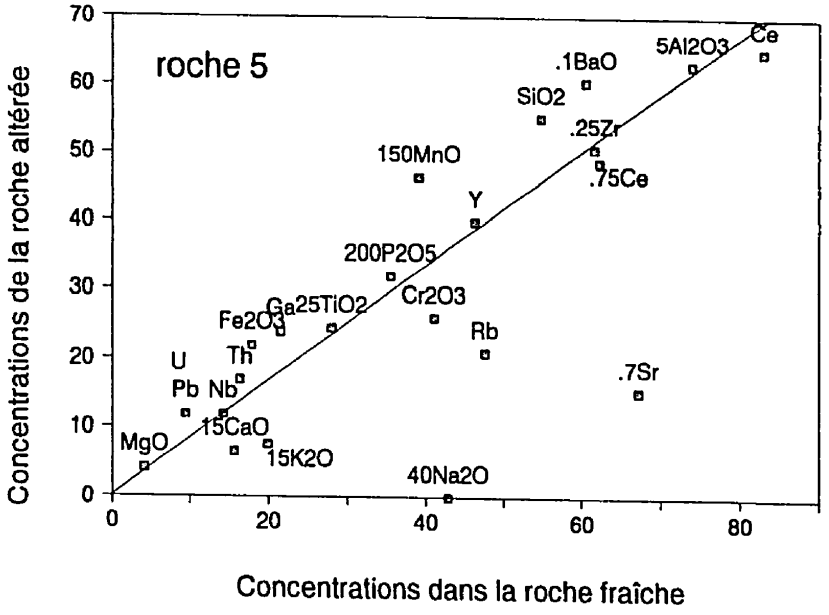



Figure 5.22: Suite.

Le Na montre une perte continuelle à travers tous les faciès d'altération. Dans le faciès le moins altéré (roche 1), il affiche une perte de 15%, pour disparaître presque totalement dans le faciès le plus altéré (roche 5).

Le Cr montre une perte qui ne dépasse pas les 25%. Le Mn montre, quant à lui, une légère perte dans les roches moins altérées (roches 2 et 3) et un enrichissement progressif dans les roches les plus altérées (roches 4 et 5), mais ne dépasse pas les 15%.

## *5.4 CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

L'altération hydrothermale a entraîné le métasomatisme des roches entourant le stockwerk. Il en résulte des roches particulièrement altérées dont l'intensité de transformation augmente vers la zone du stockwerk. Quatre zones d'altérations hydrothermales ont pu être reconnues; la plus étendue reste la zone à chlorite, suivie de la zone à biotite, puis de la zone à séricite et finalement de la zone à silice.

Parmi les chlorites hydrothermales, deux groupes ont pu être identifiés: le premier résultant du remplacement de minéraux préexistants, donne naissance à la chlorite extensive et à la chlorite de fractures. Le second groupe est formé vraisemblablement en association aux sulfures et forme la chlorite de type rubané. La géochimie des chlorites de remplacement a mis en évidence une zonalité chimique consistant en l'augmentation des teneurs en fer en direction du coeur du stockwerk, sans qu'aucun contrôle lithologique ne soit mis en évidence. La géothermométrie appliquée aux chlorites montre des températures variant de 240 à 360°C pour les chlorites dans les sulfures et de 190 à 240°C pour les chlorites des zones plus éloignées.

La biotitisation à proximité de Hajar serait hydrothermale, confirmée par son abondance grandissante en direction du stockwerk. Deux types de biotites sont reconnus, un biotite résultant de la transformation de minéraux de la roche encaissante et une biotite rencontrée dans le minerai et correspondant à une biotitisation hydrothermale vraisemblablement par remplacement rétrograde de la chlorite.

La séricitisation se rencontre aussi bien dans le mur et les intercalaires que dans le

toit du minerai. Au mur, la sériciticisation s'associe communément au stockwerk à sphalérite. Dans la série sédimentaire du toit, la sériciticisation des roches suggère leur antériorité par rapport à l'hydrothermalisme.

La silicification hydrothermale reste limitée à la zone du stockwerk transformant la roche quartzeuse. Quant à l'apparition d'amphibole sous la lentille pyriteuse du secteur ouest du gisement, elle peut être expliquée par l'influence thermique sur une zone déficiente en alcalis.

La chimie des roches de Hajar révèle, par comparaison à la différentiation magmatique, que ni la silice ni le phosphore n'ont été ni rajoutés ni soustraits du système. Le fer, le magnésium et le manganèse démontrent un ajout alors que le calcium, le sodium et le potassium enregistrent une perte du système. L'étude du transfert d'éléments lié à l'altération hydrothermale révèle que certains éléments n'ont pas été mobilisés, les plus importants sont le zirconium, le titanium, le niobium et l'ytterbium. D'un faciès à un autre, les éléments qui semblent avoir subi une mobilité sont le fer, le sodium, le calcium, le potassium, le strontium, le rubidium et le chrome.

# *CHAPITRE 6*

# *MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DU MINERAI*

## *6.1 INTRODUCTION*

Dans le gisement de Hajar, la pyrrhotite, la sphalérite, la pyrite, la galène et la chalcopyrite sont, par ordre d'abondance décroissant, les principaux sulfures qui constitue le corps minéralisé. Des proportions mineures d'autres sulfures, comme l'arsénopyrite, la marcassite, la cobaltite ainsi que des minéraux de gangue comme les carbonates, la chlorite, la biotite, la muscovite et le quartz sont sporadiquement rencontrés. D'une zone à l'autre, la proportion des sulfures change considérablement, caractérisant les divers types de minerais. Chacune des zones montre une minéralogie de gangue distincte.

Dans la section qui suit, nous définissons les caractéristiques propres au gisement. Nous commençons par une description des différents types de minéralisations incluant la géochimie de leurs sulfures, leurs séquences paragenétiques et la zonalité métallique à travers le gisement. Cette étude permet d'identifier le type de minéralisations auquel appartient le gîte de Hajar et d'expliquer son appartenance à un dépôt soit de type sulfure massif volcanogène (SMV), soit de type sédimentaire exhalatif (SEDEX), soit de type mixte.

Une description sommaire du gisement de Hajar, présentée dans la section 3.5, met

Une description sommaire du gisement de Hajar, présentée dans la section 3.5, met en évidence la forme lenticulaire ainsi qu'un aperçu de la diversité des phases sulfurées constitutives de l'amas. Selon les associations minérales (sulfures et gangue), une première classification peut être avancée, identifiant trois sinon quatre (si l'on compte le minerai supergène) types de minéralisations (figure 3.9): (1) une minéralisation rythmée, consistant en une succession de fines lamines de sulfures et de matériel tuffacé, (2) une minéralisation massive constituée à plus de 95% de sulfures, formant l'essentiel du gisement de Hajar, (3) une minéralisation de type stockwerk, recoupant les minéralisations (1) et (2), elle forme un réseau anastomosé de veinules de quartz et de sulfures et (4) une minéralisation supergène occupant les parties supérieures de la mine, où l'oxydation météorique a permis, sur une trentaine de mètres de puissance, la transformation quasi totale de la pyrrhotite en pyrite. La zone supergène n'est pas prise en considération dans cette étude qui concerne principalement la genèse des sulfures primaires.

Dans une seconde classification basée sur le mode de formation des sulfures, on identifie trois types de minéralisations (voir section 6.5: SUCCESSIONS PARAGÉNÉTIQUES).

## *6.2 MINÉRALISATION DE TYPE RYTHMÉ*

Cette minéralisation, appelée aussi "rythmite", montre une extension considérable au delà du district minier; elle se rencontre en surface dans les affleurements d'Aghlig à plus de 1 km de la mine. Au niveau de Hajar, cette minéralisation se rencontre pour l'essentiel à la base du gisement (figure 6.1); n'en demeure pas moins qu'on puisse le retrouver à son toit (figure 6.2). Une description mégascopique sommaire de cette minéralisation est présentée dans la section 3.5.2 (MINÉRALISATION PRIMAIRE).

La puissance cumulée de l'ensemble du faciès dépasse une soixantaine de mètres, alors que son extension latérale dépasserait les 1500 m. La minéralisation de type rythmé, se présente sous forme d'alternances de bandes de sulfures et du matériel tuffacé occupant plus de 80% du volume de la roche. La puissance moyenne des niveaux à

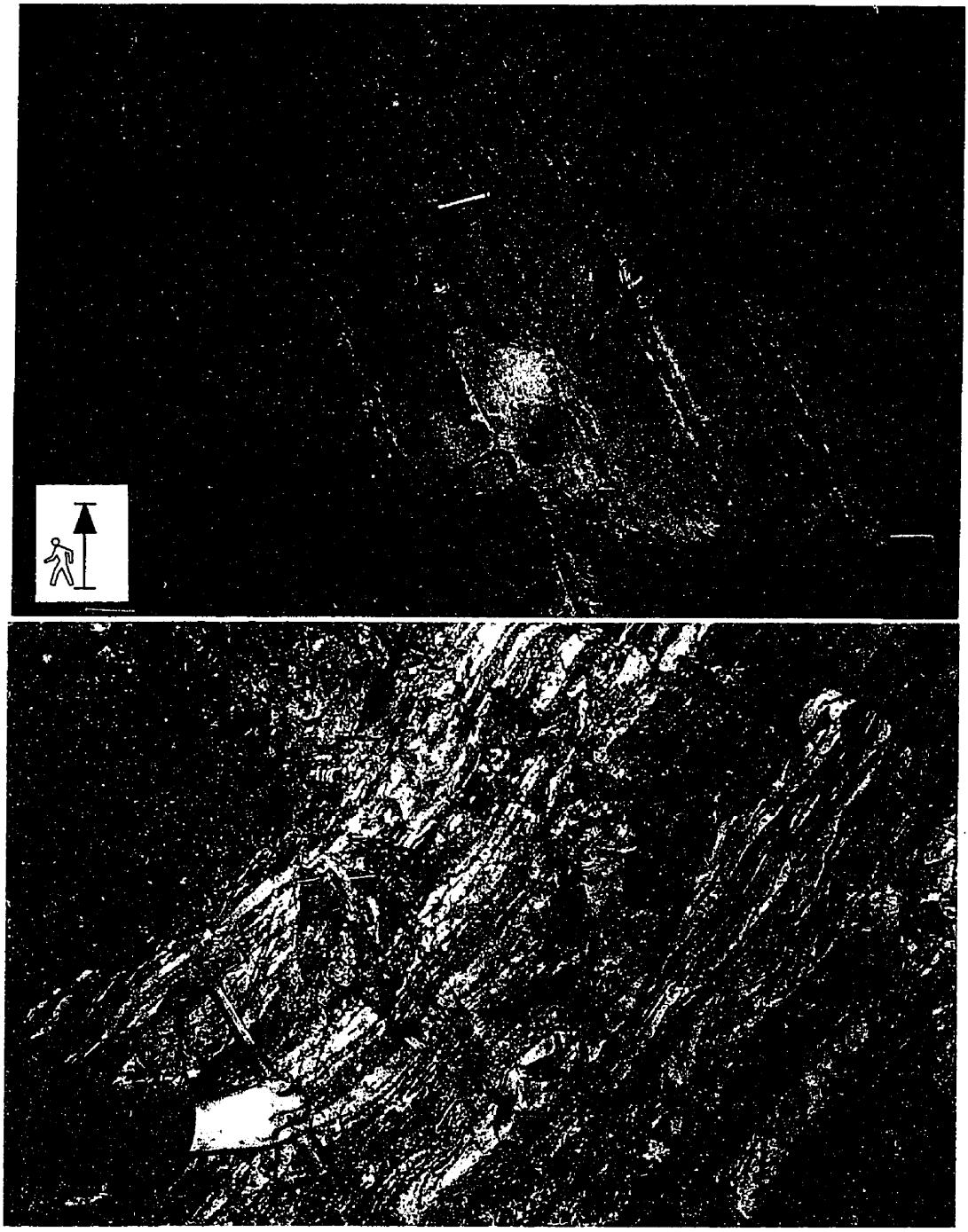


Figure 6.1: Allure générale des rythmites à la base stratigraphique de la minéralisation (niveau 520), montrant l'alternance de lamines de sulfures et des bandes tuffacées.

Figure 6.2: Rythmites du toit de la minéralisation massive, prise dans le niveau 620, montrant des lamines de sulfures alternant avec une roche kaolinitisée.

sulfures est communément de l'ordre du millimètre et peut atteindre localement de deux à vingt centimètres (figure 6.3). La déformation est nettement visible dans cette minéralisation marquée par l'étirement et le fluage des sulfures dans les plans d'une schistosité plan axial des structures plissées (figure 3.2). Parmi ces bandes, les plus épaisses montrent un boudinage lié à la déformation tectonique, transformant les bandes de sulfures en plusieurs petites lentilles discontinues de dimension décimétrique (figure 6.4).

Des textures sédimentaires sont à noter, entre autres la stratodécroissance, les figures de charges (y compris les "slumps"), les convolutes (figure 4.26), ainsi que des fissures d'échappement d'eau (figure 4.25). Au contact avec la minéralisation massive, la stratodécroissance ainsi que des structures en "slump" sont nettement visibles (figure 6.5). Deux unités composent ces rythmites. La première se constituant de sulfures, principalement des sulfures de fer (la pyrrhotite et/ou la pyrite), rarement de sphalérite, de galène et de chalcopyrite, minéraux communément associés à la silice en forme de larges plages xénomorphes. La seconde est formée par les éléments volcaniques riches en chlorite. La pyrrhotite demeure la principale phase sulfurée au mur alors que la majorité des rythmites du toit sont dominées par la pyrite.

Examinées plus en détail, les lamines de phase sulfureuse de la minéralisation rythmée sont généralement minces, communément moins de 1 mm (figure 6.6). Elles sont majoritairement formées de pyrrhotite (~80%) associée à du quartz auxquels s'ajoutent, en proportions variables, de la sphalérite, de la chalcopyrite et de la pyrite. Les plus épaisses d'entre elles, atteignant 20 cm, montrent une abondance en sphalérite, en galène et en cuivre. Dans les lamines relativement épaisses, la sphalérite, la galène et la chalcopyrite sont abondantes. Ces sulfures se présentent en fines couches de pyrrhotite remplacée par la sphalérite-galène (figure 6.7), communément recoupées par la chalcopyrite.

La pyrrhotite se présente sous forme de cristaux allongés distribués parallèlement au plan de la stratification (figures 4.25, 6.6). Elle montre localement des mâcles

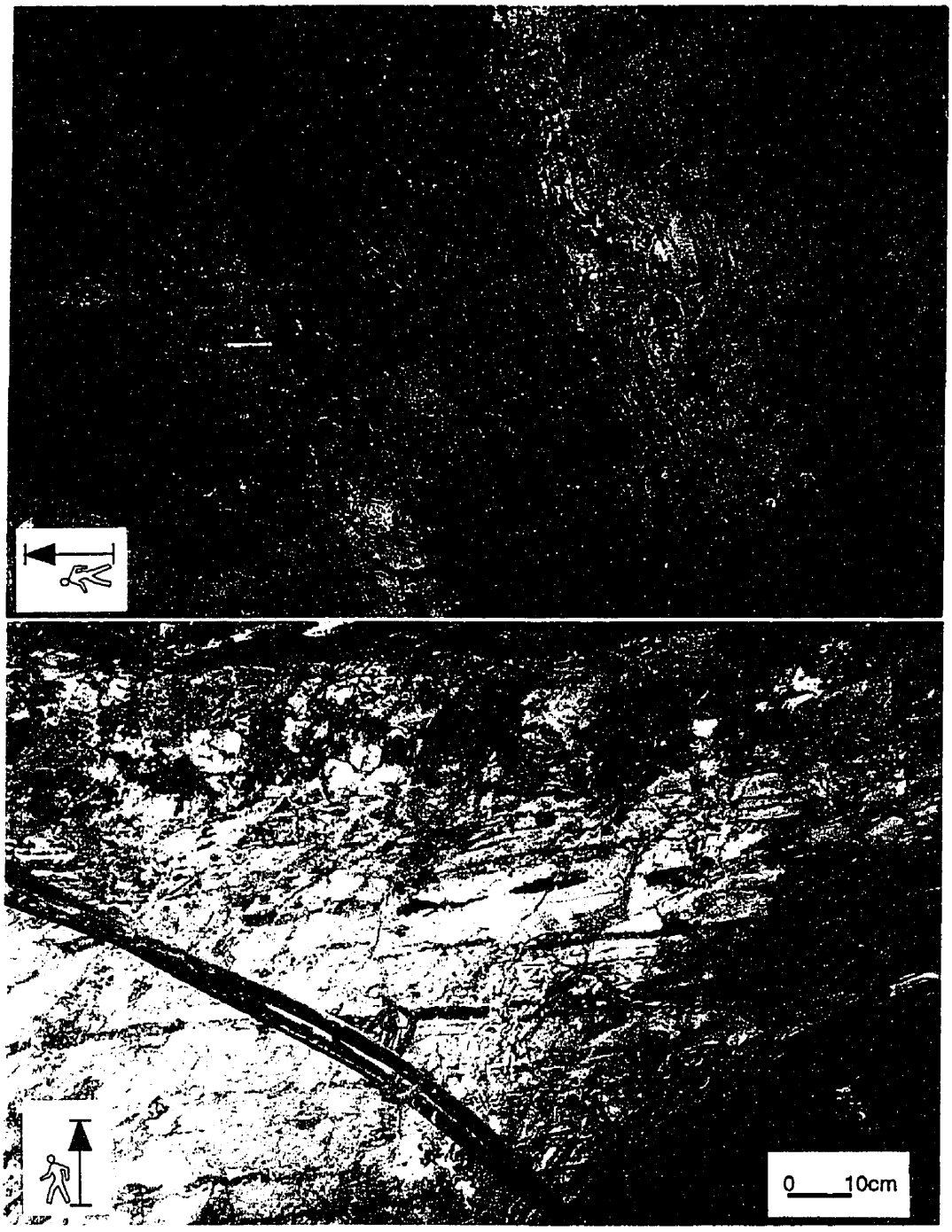



Figure 6.3: Rythmites montrant des bandes sulfurées d'ordre centimétriques, surmontées par une bande d'environ 30 cm (niveau 580).

Figure 6.4: Minéralition rythmée montrant les sulfures sous forme de petites lentilles allongées, boudinées par la déformation (niveau 580).



Figure 6.5: Contact de la minéralisation ryhtmée avec la minéralisation sulfurée massive montrant des structures sédimentaires. La photographie est prise dans le niveau 520.

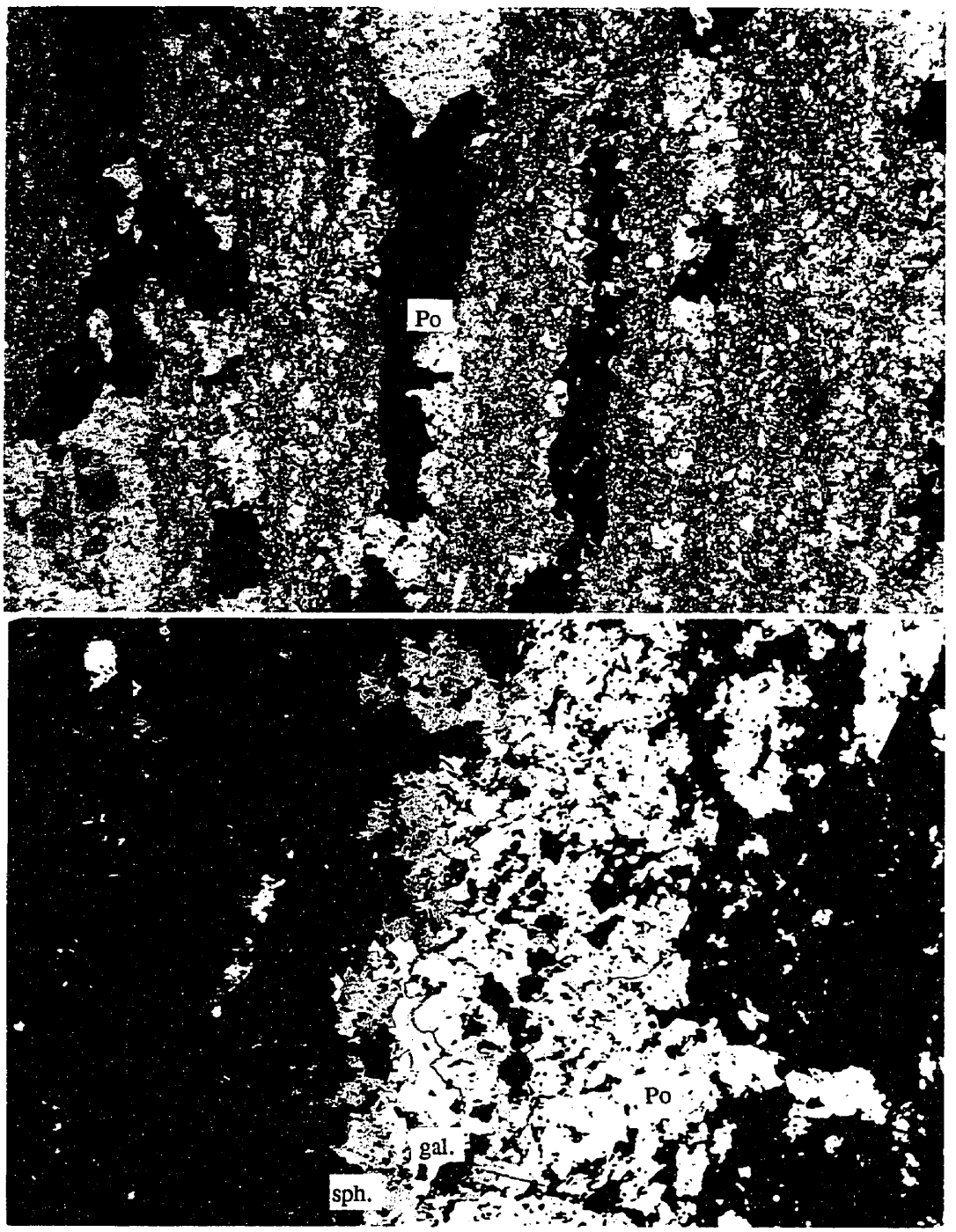



Figure 6.6: Aspect microscopique de la minéralisation rythmée montrant la succession de niveaux sulfureux et de niveaux tuffacés silicatés (LN 58X).

Figure 6.7: Rythmites montrant la succession des différents sulfures au sein d'une lamine sulfurée (LR 58X).

polysynthétiques. La sphalérite, de faible abondance (<10%), se présente sous forme de grains de forme irrégulière (figure 6.8). Elle montre une teinte orangée claire, indiquant de faibles teneurs en fer. Localement, la chalcopyrite apparaît sous forme de couronne autour des grains de la sphalérite. Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes isolés ou en masses podiformes d'aspect cherteux occupant le reste du volume de ces bandes sulfureuses.

Dans cette minéralisation rythmée, deux catégories de pyrite ont pu être identifiées: une première, rencontrée dans les zones tectonisées, correspond à la transformation de la pyrrhotite en pyrite; la roche qui l'encaisse est riche en chlorite et/ou en séricite et montre un débit schisteux. Localement, cette pyrite se présente en larges cristaux euhédraux formant une texture porphyroblastique ou en petites lentilles orientées dans le plan de la schistosité (figures 6.8, 6.9) ou encore en petits agrégats cimentant les grains de pyrrhotite. Une seconde génération de pyrite apparaît sous forme de transformation de la pyrrhotite en un assemblage plus ou moins automorphe de pyrite-marcassite-goethite.

Les niveaux tuffacés, intercalés aux lamines et bandes à sulfures décrits ci-haut ont des épaisseurs variables, allant de moins d'un millimètre à quelques dizaines de centimètres (figure 6.6). Il s'agit d'un matériel tuffacé, dont la minéralogie est principalement constituée de chlorite, de biotite, de quartz, de séricite et de magnétite.

La chlorite, communément la principale phase alumino-silicatée de ce matériel, dépasse les 50%. Entre ses mailles, les grains de quartz, en quantité variable de 10 à 30%, se présentent sous une forme plus ou moins automorphe et une granulométrie de moins de 30 µm (figure 6.10). Cependant, dans les zones tectonisées, la séricite en une matrice finement granulaire où des lattes de séricite s'orientent dans le plan de la schistosité domine la roche dépassant en abondance les 50% (figure 6.9).

Quelques cristaux de magnétite automorphe et de dimension variable (10 à 200 µm), se retrouvent au sein de ce matériel avec des cristaux de zircon formant une auréole radioactive (figure 6.9) et du rutile comme sous produit d'altération de l'ilménite.

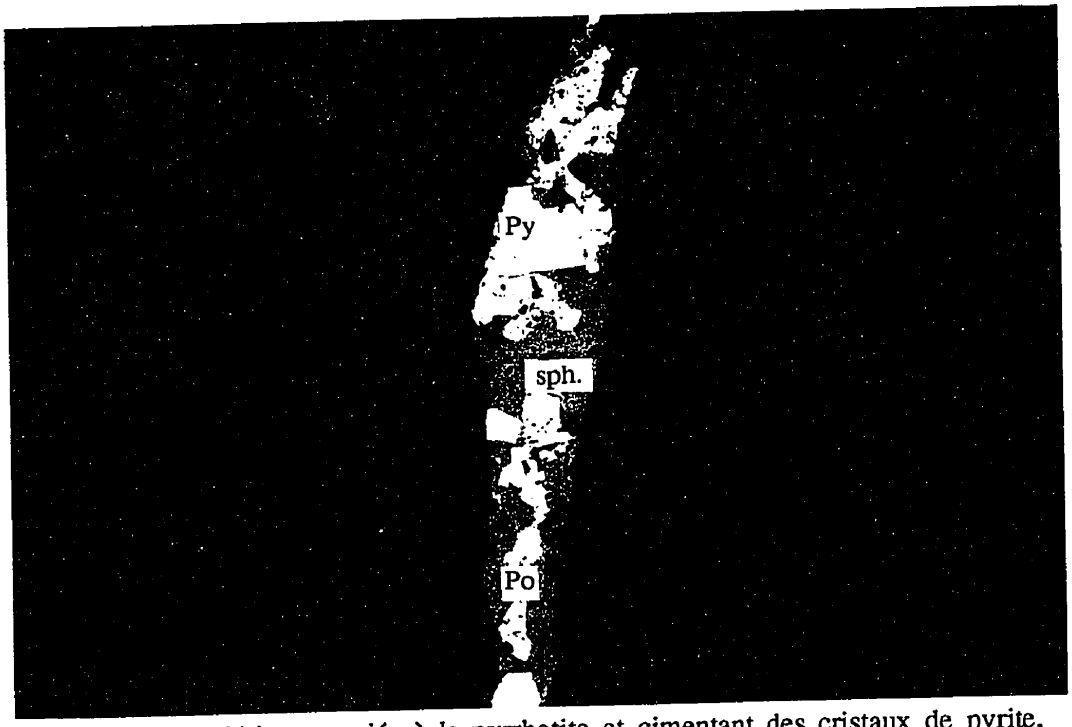
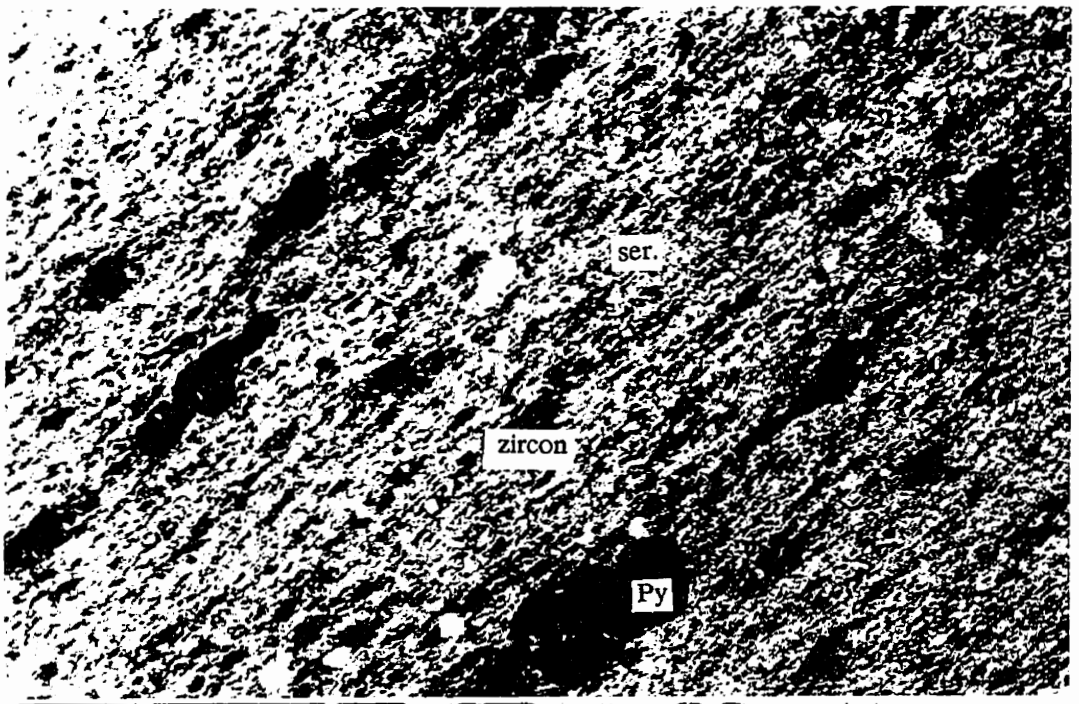



Figure 6.8: Sphalérite, associée à la pyrrhotite et cimentant des cristaux de pyrite, s'organise en lamine orientée dans la minéralisation rythmée (LR 58X).



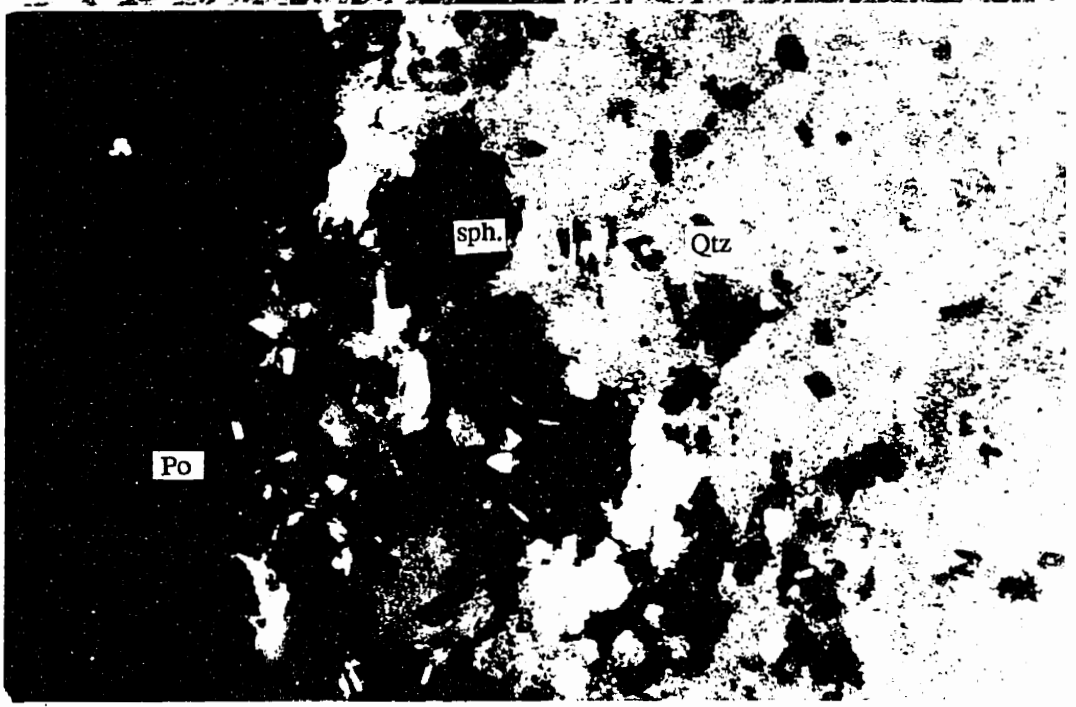




Figure 6.9: Des grains de pyrite en petits amas orientés à l'intérieur d'une matrice séricitisé et schistosé (LP 58X).

Figure 6.10: Pyrrhotite associée à la sphalérite appartenant à la minéralisation rythmée associée à un niveau tuffacé altérée en chlorite et en biotite (LN 11,6X).

## *6.3 MINÉRALISATION MASSIVE*[1]

La minéralisation sulfurée de Hajar forme une épaisse lentille massive, dont la nature des sulfures et des minéraux de gangue change d'est en ouest. En effet, toute la partie est du gisement, occupant plus des deux-tiers du volume du total, est dominée par la pyrrhotite, alors que dans la partie ouest, la minéralisation est essentiellement dominée par la pyrite. Les assemblages minéralogiques demeurent simples et invariablement composés de pyrrhotite ou de pyrite. Des quantités variables de sphalérite, de chalcopyrite, de galène et d'arsénopyrite sont aussi présents que les minéraux de gangue comme la chlorite, la biotite, la séricite, le quartz et les carbonates. Les sulfures décrivent communément une texture litée où la sphalérite-(galène) et la chalcopyrite forment des lamines millimétriques, cimentées soit par la pyrrhotite soit par la pyrite. L'épaisseur des lamines est en moyenne de moins d'un centimètre et leur extension latérale demeure plus ou moins continue sur quelques mètres.

À l'extrême ouest de la lentille sulfurée, apparaît une minéralisation à dominance pyriteuse (horizon 1). Le passage de la minéralisation pyrrhotitique à celle pyriteuse s'effectue de façon progressive; vers son sommet et elle est séparée d'une deuxième lentille pyriteuse (horizon 2) à sphalérite-galène rubanée par une roche séricitisée. Un pseudo-contrôle stratigraphique semble avoir conditionné la distribution des sulfures dans le gisement de Hajar, en effet, la minéralisation essentiellement pyriteuse s'enracine dans l'unité arénacée, calcareuse et altérée en séricite; les carbonates, la séricite, la chlorite et la biotite sont les principaux minéraux de gangue alors que la minéralisation à pyrrhotite semble demeurer à l'interface de l'unité volcanique et de l'unité détritique du toit; la chlorite, la biotite et le quartz forment les minéraux de gangue. Le contact inférieur de la minéralisation massive avec les tufs massifs est marqué par l'apparition, sur une puissance

---

*1 On parle de minéralisation massive lorsque le volume total en sulfure dépasse les 75%, même si localement une structure laminée est présente.*

ne dépassant pas les deux mètres, d'une minéralisation litée et finement laminée (figure 6.5). Dans chacune des lamines apparaît une succession stratigraphique ordonnée de sulfures: à la base, la galène, suivie de la sphalérite et enfin de la chalcopyrite, l'ensemble cimenté par la pyrrhotite (figure 6.7).

En se basant sur la nature des sulfures dominants et sur les relations texturales entre les différentes phases, on peut diviser la minéralisation massive en cinq sous-groupes, chacun occupant une position particulière dans le gisement (figure 6.11). D'est en ouest on rencontre: (1) une minéralisation rubanée à sphalérite-galène occupant le plus important volume du gisement, (2) une minéralisation massive à pyrrhotite, (3) une minéralisation à rubans de chalcopyrite, (4) une minéralisation rubanée à pyrrhotite-pyrite-sphalérite-galène et enfin (5) une minéralisation pyriteuse rubanée à sphalérite-galène-chalcopyrite.

## *6.3.1 PÉTROLOGIE DE LA LENTILLE MASSIVE DU SECTEUR EST*

Ce type de minéralisation, représentant la partie orientale du gisement, est dominé par la pyrrhotite (figure 6.11). La minéralisation s'y présente communément sous forme de rubans à sphalérite-galène et à chalcopyrite ou sous forme de minéralisation pyrrhotitique massive. La chlorite, le quartz et la biotite, dans des proportions variables, sont omniprésents.

Dans la lentille massive du secteur est, on rencontre schématiquement de la base vers le sommet trois types de minéralisations (figure 6.11) qui sont, à leur tour, recoupées par un quatrième de texture nettement plus différente:

### *MINÉRALISATION RUBANÉE À CHALCOPYRITE*

La minéralisation rubanée à chacopyrite est une lentille d'une quinzaine de mètres de puissance, localisée à la base du gisement et surmontant la zone du stockwerk (figure 6.11). Elle correspond à une zone de transition entre la zone de stockwerk et la

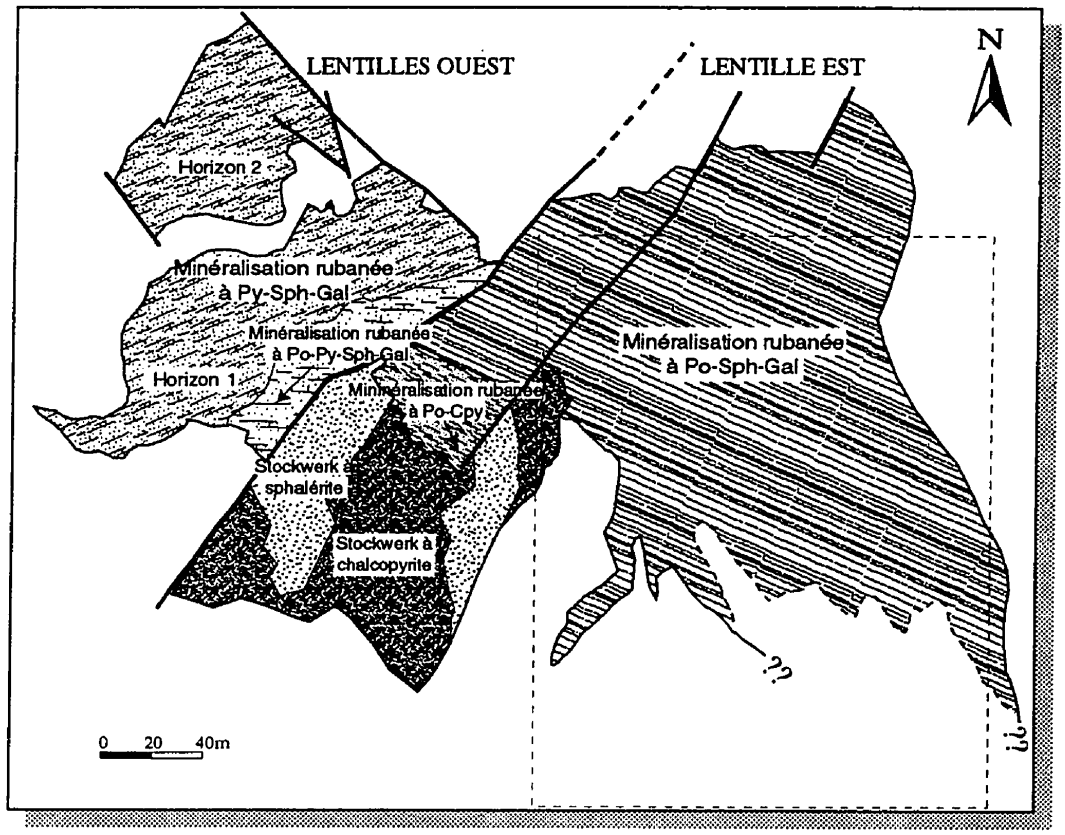



Figure 6.11: Minéralisation du niveau 520 démontrant les différents types de minerais de la lentille massive ainsi que du stockwerk. La surface encadrée en pointillé est la projection de l'aire échantillonnée pour analyses chimiques du niveau 580, correspondant à la figure 6.70.

minéralisation massive riche en métaux de base. Cette minéralisation est représentée par un minerai riche en chalcopyrite à texture pseudo-rubanée. La chalcopyrite se retrouve en fines bandes alternant avec d'autres relativement plus larges de pyrrhotite (figure 6.12). La sphalérite et la galène y sont presque totalement absentes.

Cette minéralisation est exprimée à l'interface stockwerk et minéralisation massive dans la taille 5204; son extension latérale reste limitée alors que sa puissance dépasse légèrement les quinze mètres. Dans ce minerai, la chalcopyrite décrit un litage fin de moins d'environ un centimètre d'épaisseur, plus ou moins continu, mais généralement parallèle à la stratification sédimentaire des roches encaissantes.

En détail, la chalcopyrite révèle une texture anastomosée associée à la chlorite (figure 6.13) ou sous forme de petites lentilles allongées de 1 à 3 cm, installées sur un support pyrrhotitique (figure 6.14). La chalcopyrite semble être de remplacement, cimentant d'autres sulfures dont elle porte des inclusions, communément celles de sphalérite, de galène et de pyrrhotite (figure 6.14). Les sulfures de ce minerai montrent, des évidences de déformation (voir section 6.2.2.3: TEXTURES DE DÉFORMATION).

### *MINÉRALISATION RUBANÉE À SPHALÉRITE-GALÈNE*

La minéralisation à sphalérite-galène est volumétriquement la plus importante à Hajar. Cette minéralisation présente une texture rubanée où la sphalérite-galène et communément la chalcopyrite en fines bandes, alternent avec d'autres bandes plus larges de pyrrhotite (figure 6.15). La chalcopyrite disséminée est omniprésente, mais en quantité plus faible que dans la zone à chalcopyrite rubanée.

En détail, le rubanement minéral est délimité aussi bien par les sulfures (notamment les grains allongés de sphalérite et galène; figure 6.16) que par des silicates (communément les aiguilles orientées de chlorite). La sphalérite compose de 20 à 30% des sulfures; la galène est relativement moins abondante (~5%) alors que la chalcopyrite, formant localement des couronnes de remplacement de la galène, occupe moins de 3%. Entre les rubans de sphalérite-galène, la pyrrhotite constitue la principale phase sulfurée.



Figure 6.12: Aspect général de la minéralisation rubanée à chalcopyrite, montrant des lamines plus ou moins continues de chalcopyrite cimentées par la pyrrhotite. Photographie prise dans le niveau 520.

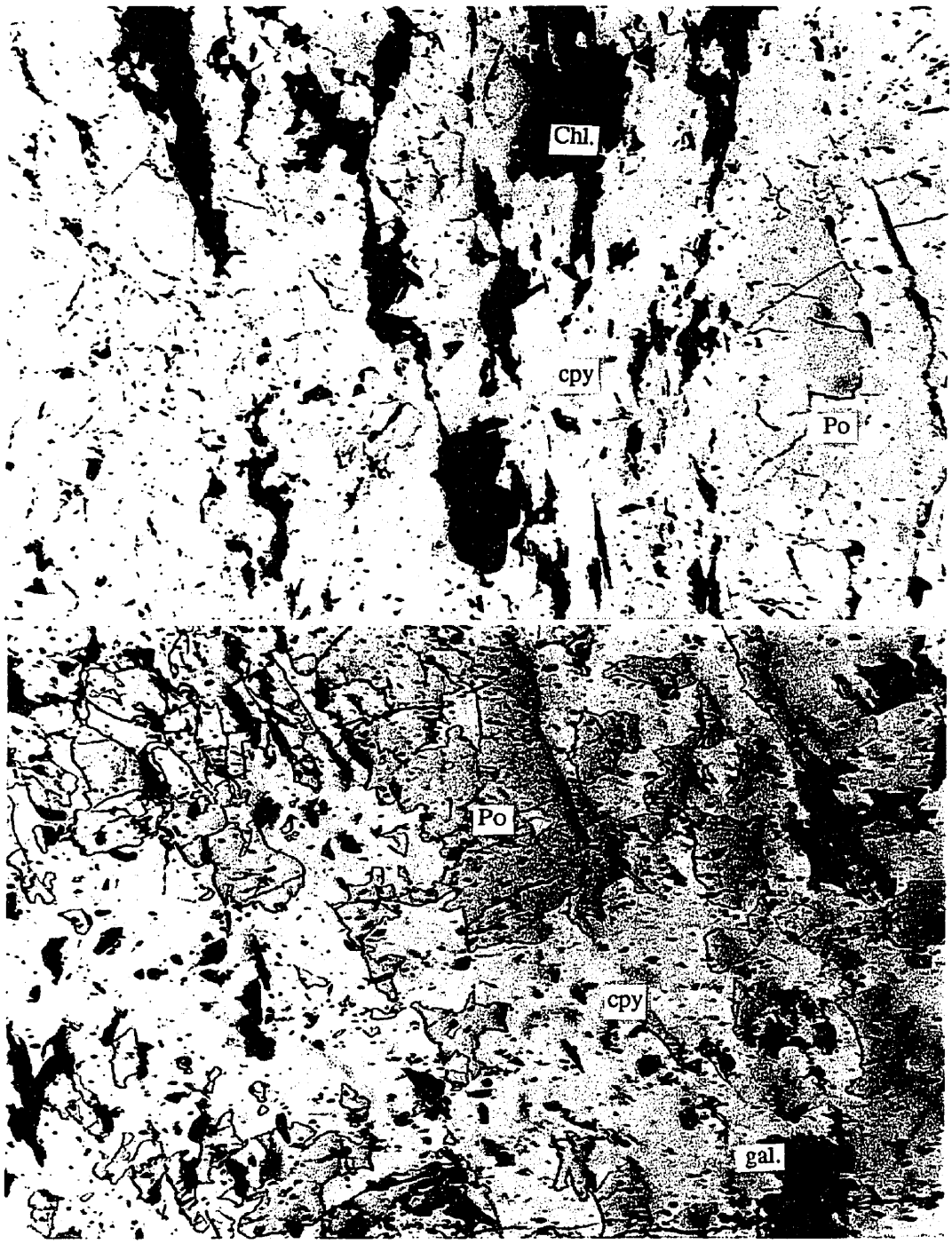
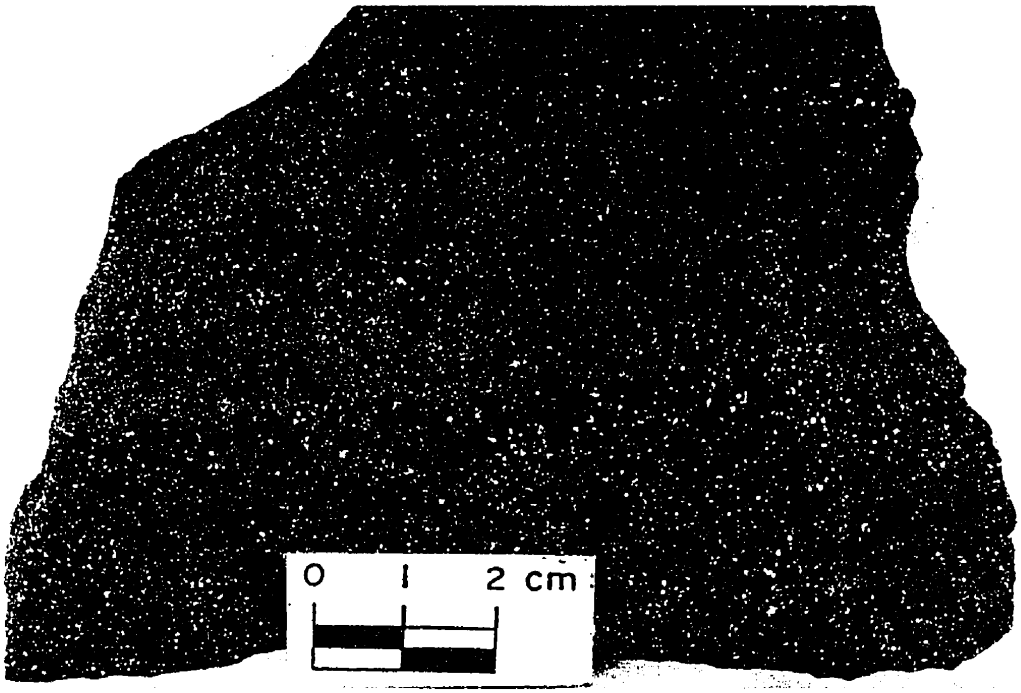



Figure 6.13: Minerai rubané à chalcopyrite montrant la chalcopyrite en lentilles associée à la chlorite et cimentant la pyrrhotite (LR 58X).

Figure 6.14: Minerai rubané à chalcopyrite montrant des inclusions de sphalérite, de galène et de pyrrhotite dans la chalcopyrite (LR 58X).



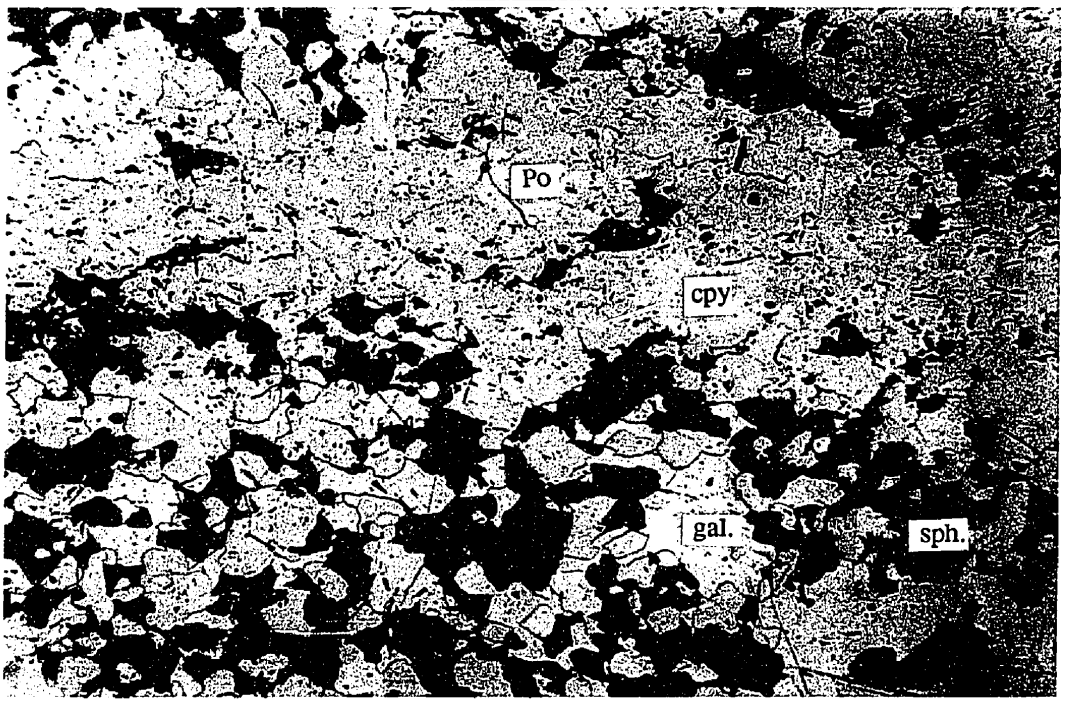




Figure 6.15: Minerai rubané typique de Hajar, montrant un rubanement de sphalérite-galène et de chalcopyrite. Échantillon du niveau 520.

Figure 6.16: Aspect microscopique de la minéralisation rubanée, montrant des rubans de la sphalérite-galène et de la chalcopyrite (LR 58X).

Certains phénocristaux automorphe de pyrite peuvent localement y apparaître (figure 6.17). L'arsénopyrite, en cristaux losangiques de petite dimension, forme localement de petites poches au sein de la pyrrhotite (figure 6.18), elle occupe moins de 2% du volume total. Dans l'interstice de ces sulfures, les minéraux de gangue sont la chlorite, la biotite, le quartz et rarement la muscovite. L'ensemble des silicates occupe environ 15% de la roche.

### *MINÉRALISATION MASSIVE À PYRRHOTITE*

La minéralisation massive à pyrrhotite forme une bande d'une trentaine de mètres à l'intérieur de la lentille principale, entre des zones à sphalérite rubanée. Il s'agit d'une minéralisation massive, essentiellement à pyrrhotite (~90% du volume) et relativement pauvre en sphalérite et en galène. La chalcopyrite, omniprésente, se retrouve communément sous forme de petites lentilles de 1 à 3 cm de long, orientées dans le plan de la foliation (figure 6.19).

Au microscope, la texture de la roche est typiquement massive. La chlorite, en faibles proportions (moins de 2%), reste la seule phase silicatée observée. La fabrique de la pyrrhotite se caractérise par la forme polygonale et équi-dimensionnelle des grains décrivant des jonctions triples (figure 6.20); certains grains affichent des mâcles polysynthétiques. La chalcopyrite se rencontre soit sous forme de plages massives décrivant des structures lenticulaires supportées par la pyrrhotite (figure 6.21), soit sous forme de remplissage interstitiel (figure 6.22) et sous forme d'inclusions dans les jonctions triples de la pyrrhotite.

### *MINÉRALISATION MASSIVE À CHALCOPYRITE, SPHALÉRITE ET GALÈNE*

La minéralisation massive à chalcopyrite, sphalérite et galène est représentée par des sulfures à grains grossiers où la sphalérite, la galène, la chalcopyrite et la pyrrhotite sont entremêlées. Ces sulfures se présentent communément en phénocristaux larges de

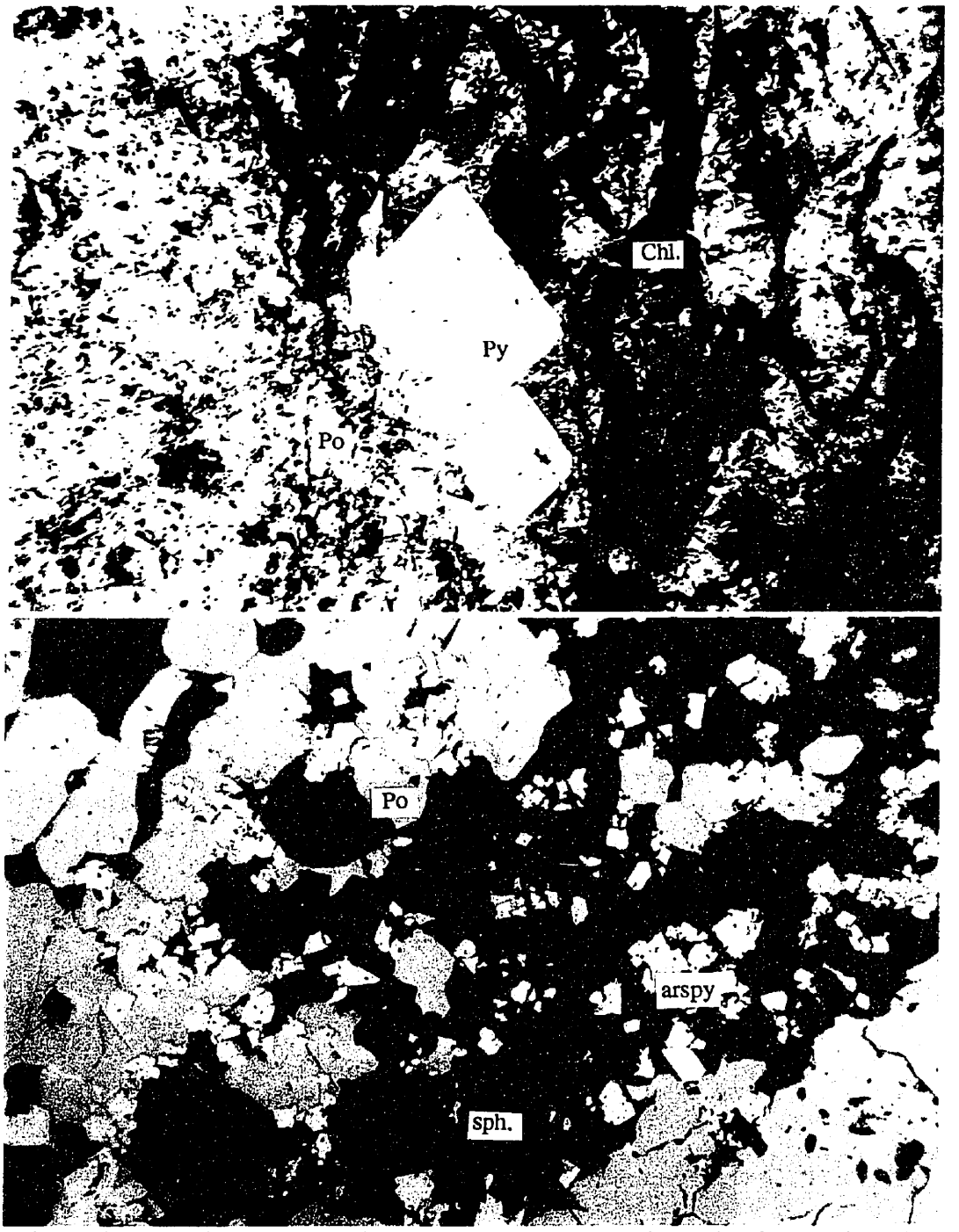



Figure 6.17: Pyrite en larges cristaux automorphes apparaissant localement dans du minerai rubané à sphalérite-galène (LR 58X).

Figure 6.18: Des cristaux automorphes d'arsénopyrite de faibles dimensions, rencontrés dans le minerai rubané à sphalérite-galène (LR 115X).



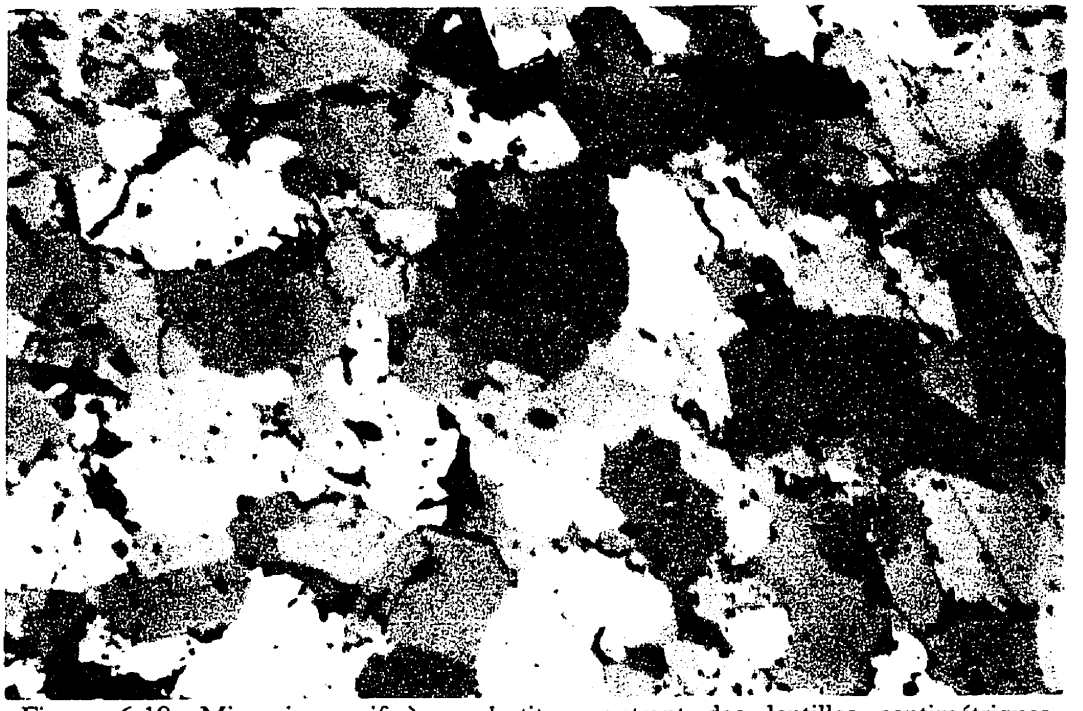



Figure 6.19: Minerai massif à pyrrhotite montrant des lentilles centimétriques orientées. Échantillon provient du niveau 520.

Figure 6.20: Pyrrhotite massive démontrant des jonctions triples (LR 58X).

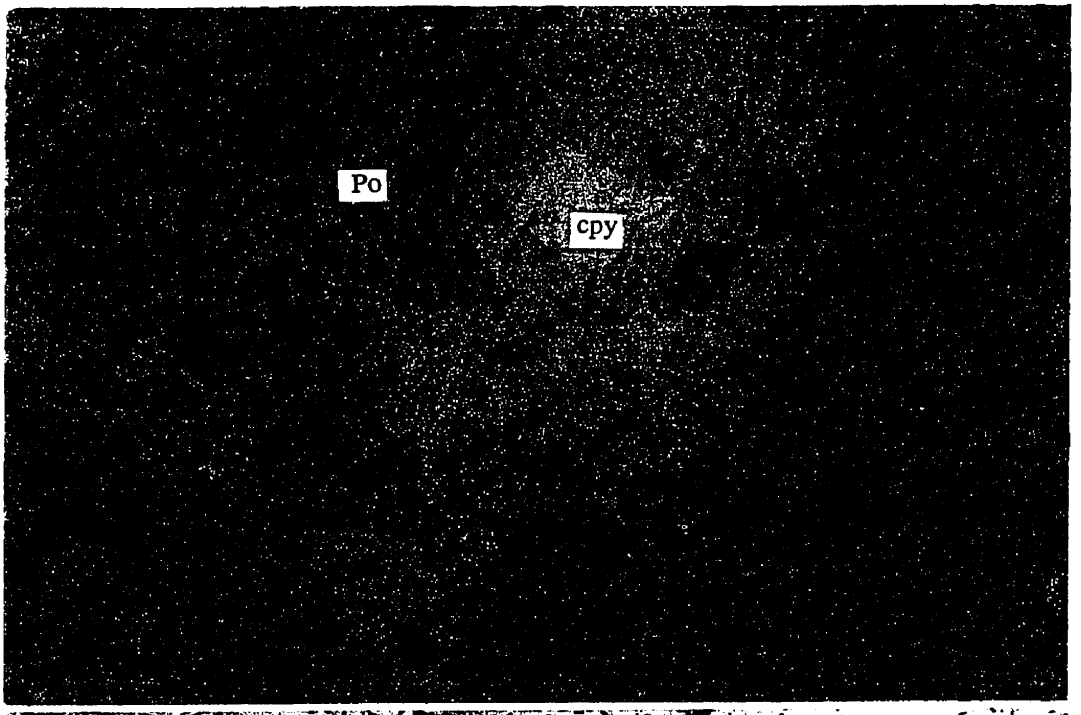






Figure 6.21: Chalcopyrite sous forme de lentilles de remplacement. Photomicrographie prise dans le minerai massif à pyrrhotite (LR 58X).

Figure 6.22: Chalcopyrite paraissant comme remplissage interstitiel dans le minerai massif à pyrrhotite (LR 58X).

quelques centimètres (figure 6.23). La sphalérite est assez large pour permettre d'identifier, à l'oeil nu, des mâcles polysynthétiques. Cette minéralisation se rencontre le long d'un couloir de faille large d'une vingtaine de mètres de direction N25°; et qui recoupe tout autre type de minéralisation. Vue la granulométrie des sulfures, des sections polies ne sont pas obligatoires; on constate que la sphalérite est localement recoupée de galène. La chalcopyrite semble la dernière à avoir cristallisé recoupant sphalérite, galène et pyrrhotite. Cette minéralisation serait formée lors d'une recristallisation diagénétique ou d'une recristallisation dynamo-métamorphique.

## *MINÉRAGRAPHIE ET CHIMIE DE LA LENTILLE EST*

La minéralogie et la géochimie des sulfures ne tiennent pas compte de la nature du minerai. Les analyses chimiques sont effectuées à l'aide de la microsonde électronique, dont la limite de détection reste généralement inférieure à la concentration des éléments en traces analysés.

### *LA PYRRHOTITE*

La pyrrhotite, principale phase sulfurée, procure au gisement une signature magnétique caractéristique. Au microscope, cette pyrrhotite se présente sous forme de grains allongés, communément à mâcles polysynthétiques. La forme automorphe des grains ne s'observe que dans les zones tectonisées où des structures de recuit apparaissent. Quant à la taille des grains, elle reste conditionnée par la présence des autres sulfures. Dans les zones à sphalérite-galène la granulométrie varie de 20 à 50 µm alors que dans les zones à pyrrhotite seule, la granulométrie peut dépasser les 100 µm.

La nature cristallographique de la pyrrhotite est déterminée au moyen de trois méthodes. Une dizaine d'échantillons pris dans différentes parties du gisement sont broyés et passés au diffractomètre aux rayons-X. Un double pic (408, 408) confirme la nature monoclinique de la pyrrhotite. La présence de pyrrhotite hexagonale aurait laissé apparaître un seul pic (102) dans la même position. Dans notre situation, le pic (102)

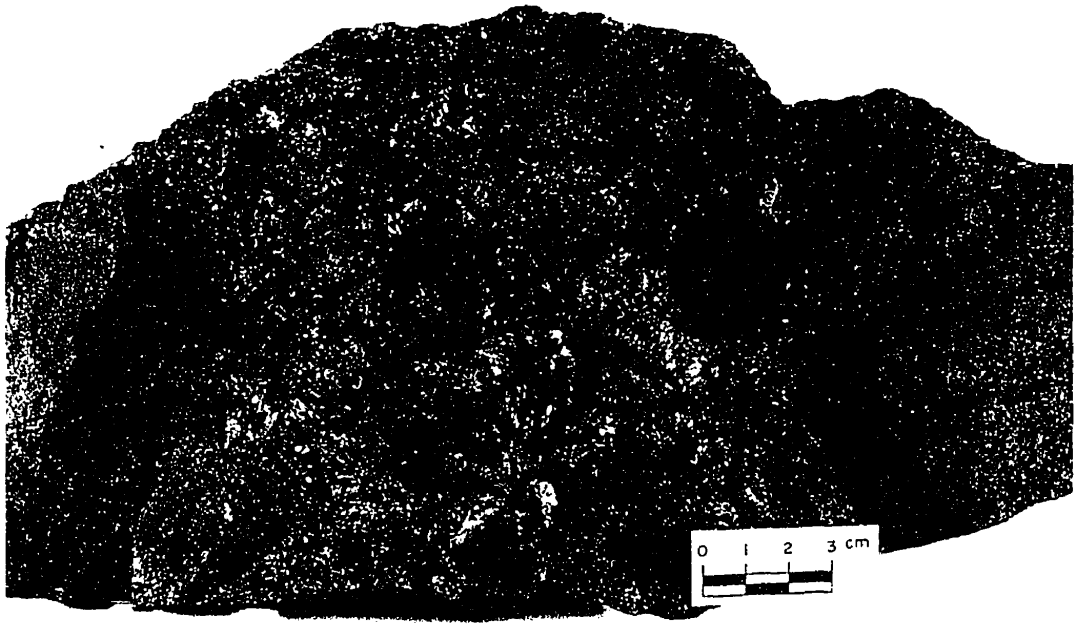



Figure 6.23: Minéralisation massive de type syntectonique provenant du niveau 580. La sphalérite, la galène, la chalcopyrite et la pyrrhotite montrent une granulométrie grossière.

pourrait être masqué par l'ampleur du double pic de la pyrrhotite monoclinique. On peut également distinguer chimiquement la pyrrhotite hexagonale (plus riche en fer: ~47,3 atomes %) de la pyrrhotite monoclinique (<46,5 atomes %) (Kelly, 1984, Lusk et al., 1993). Sur une cinquantaine d'analyses présentées en annexe IV, la presque totalité des pyrrhotites de Hajar ont des valeurs en fer inférieures à 46 atomes %, donc de type monoclinique. Seules deux analyses affichent des valeurs légèrement supérieures à 47 atomes % de fer, correspondant vraisemblablement à une pyrrhotite hexagonale.

Sous microscope et grâce à leur nature magnétique, on peut distinguer entre les deux pyrrhotites. Certaines de nos sections polies sont recouvertes d'une mince pellicule d'un colloïde magnétique (procédure de Scott (1974)). La pyrrhotite monoclinique magnétique fixe le colloïde, alors que celle hexagonale, peu ou non magnétique, reste libre. Comme résultat, il s'avère que la grande majorité des pyrrhotites dans nos échantillons sont magnétiques et de type monoclinique. De rares pyrrhotites hexagonales sont observées, localement abritées dans les zones d'ombre de la chalcopyrite ou comme inclusions dans la sphalérite ou la galène du minerai rubané (figure 6.24).

*LA SPHALÉRITE*

La sphalérite est le plus important minéral utile et exploitable dans la mine. Volumétriquement, elle se situe en deuxième position après la pyrrhotite. Elle occupe de 25 à 30% du volume total du gisement et peut dépasser 80% du volume dans les zones localement plus riches. La sphalérite montre des proportions variables à travers le gisement, caractérisant ainsi les différents types de minéralisations.

Au microscope, la sphalérite montre une forme xénomorphe communément en grains allongés. Leurs dimensions varient de 30 à 200 µm dans les structures rubanées (figure 6.25), comme elle peut dépasser les 3 cm de diamètre, dans le minerai syntectonique (figure 6.23) discuté dans la section 6.7 (SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE). Des

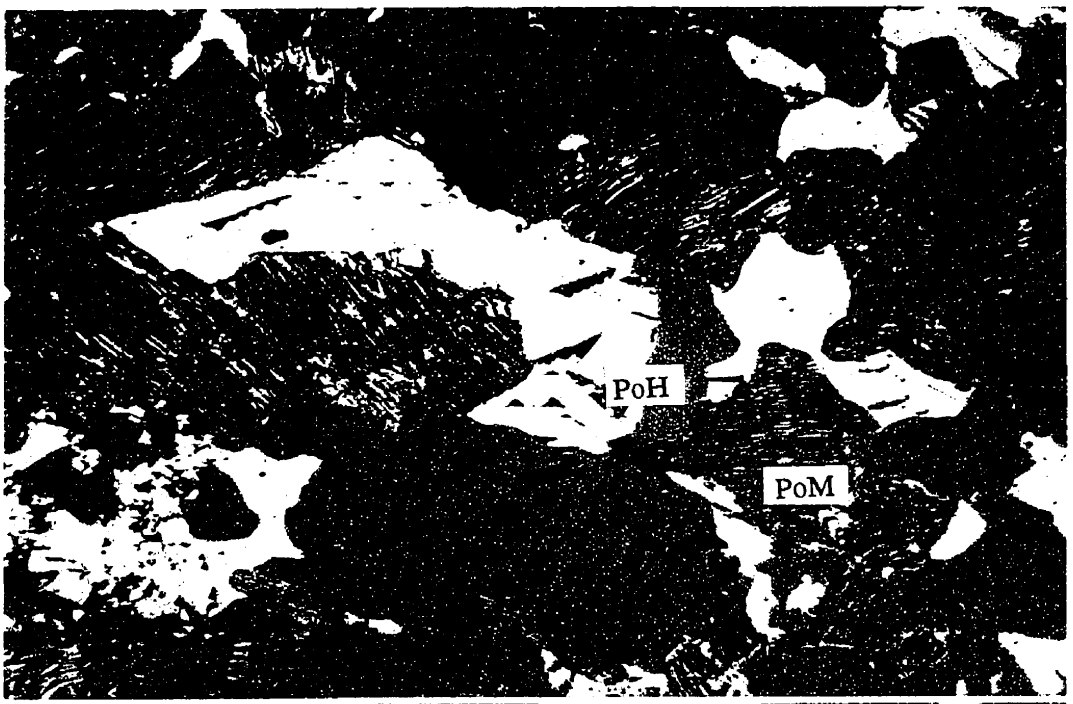





Figure 6.24: Pyrrhotite massive couverte de colloïde magnétique, faisant ressortir la pyrrhotite monoclinique de la pyrrhotite hexagonale (LR 115X).

Figure 6.25: Sphalérite en grains plus ou moins allongés, associés à des grains de galène pris dans la pyrrhotite du minerai rubané (LR 115X).

textures en "chalcopyrite disease"[1] sont identifiées (figure 6.26). La sphalérite présente communément une réflexion interne de couleur rouge-brun à maron-mielleux, signalant normalement une composition pauvre en fer. Dans le but de déterminer la présence ou non de zonalités chimiques dans les sphalérites de Hajar et pour ressortir les possibles variations en composition interne, plusieurs grains sont exposés à l'hydroxyde d'hydrogène à 25% ($H_2O_2$), alors que d'autres grains sont analysés pour les éléments majeurs et pour les éléments mineurs à l'aide de la microsonde électronique (voir l'annexe IV). La composition en métaux majeurs (Zn et Fe) à l'intérieur du même grain ne montre aucune zonalité chimique, alors que d'un type de minerai à un autre de légères différences sont observées. En effet, dans le minerai massif pyriteux du secteur ouest, les teneurs en fer des sphalérites varient de 6 à 8 atomes %, avec une moyenne de 7,25 %, alors que dans le minerai massif à pyrrhotite du secteur est, leurs teneurs varient entre 10 et 15 atomes %, avec une moyenne de 12,5 %.

Les éléments en traces analysés sont le manganèse, le cadmium, le cuivre, le gallium et le nickel. À l'exception du manganèse et localement du cuivre, la presque totalité de ces éléments sont nettement inférieurs aux seuils de détectabilité. Le manganèse semble omniprésent dans les sphalérites, variant de 0,02 à 0,7 atome %, avec une moyenne de 0,3 atome %. Une certaine corrélation semble exister entre le fer et le manganèse, laissant supposer la substitution du fer par le manganèse. Ni le gallium ni le nickel n'ont pu être détectés.

Selon Barton et Bathke (1987), des analyses de la sphalérite en équilibre avec la pyrrhotite et la pyrite peuvent fournir des informations sur le degré de pression qui aurait régné lors de la recristallisation du minerai.

---

*(1) La "chalcopyrite disease" se présente sous forme d'inclusions organisées à l'intérieur des grains de sphalérite. Cette chalcopyrite résulte vraisemblablement du remplacement sélectif de la sphalérite (Barton et Bathke, 1987).*

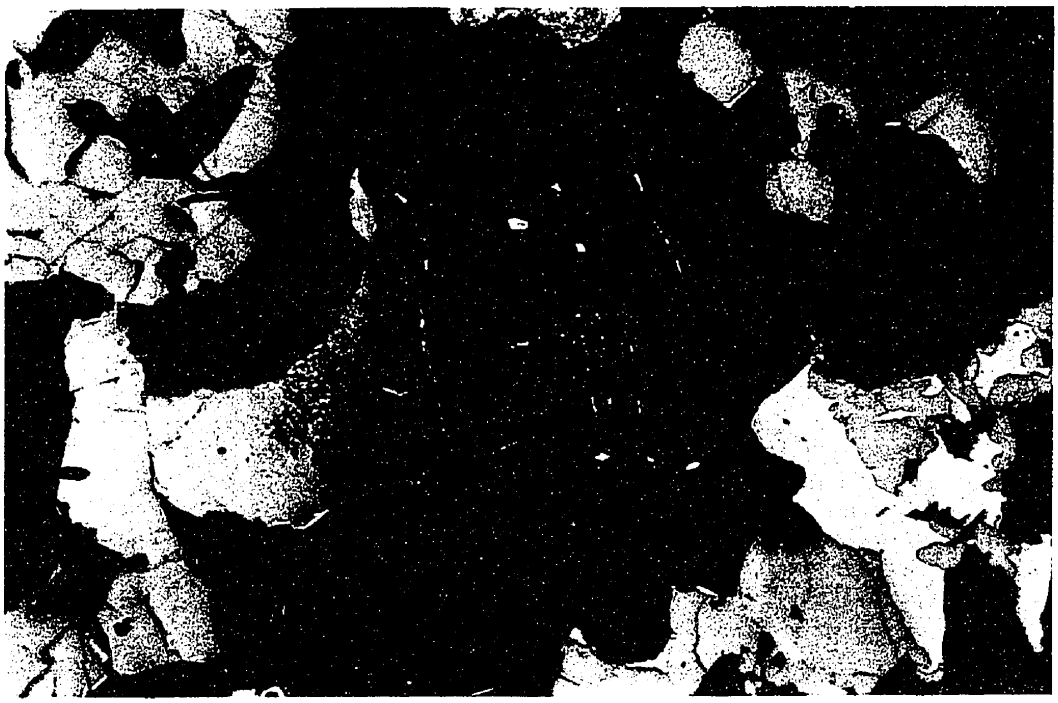


Figure 6.26: "Chalcopyrite disease" correspondant à une texture de remplacement dans la sphalérite, observée dans la minéralisation rubanée à sphalérite-galène (LR 115X).

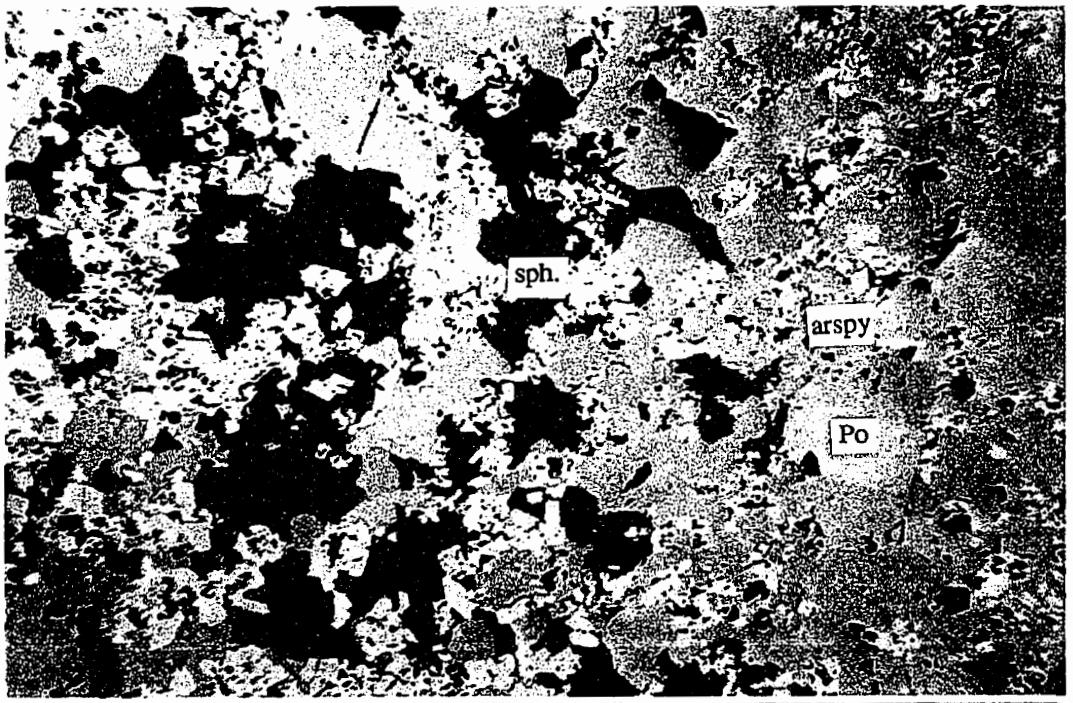
*L'ARSÉNOPYRITE*

De forme losangique, les cristaux automorphes d'arsénopyrite ne sont présents qu'en trace au sein de la minéralisation massive et ils occupent moins de 1% du volume total. On la rencontre communément soit en petits agrégats associés à la sphalérite (figure 6.27), soit en petits cristaux dispersés dans la pyrrhotite et la chalcopyrite (figure 6.28). Leur taille reste relativement réduite, ne dépassant pas les 15 µm.

Pour Hajar, des analyses géochimiques sont effectuées sur des cristaux d'arsénopyrite, en inclusions dans la sphalérite ou dans la pyrrhotite. Sur chaque cristal, plusieurs points d'analyses sont pris en considération. Les résultats obtenus (voir annexe IV) soulignent leur caractère relativement homogène et déficient en soufre. Ces arsénopyrites ne montrent pas de variations de composition à l'intérieur du même cristal, traduisant l'absence des zonalités chimiques communément décrites dans les arsénopyrites, faisant des arsénopyrites de Hajar un cas particulier. À ce propos, les teneurs en fer varient entre 31,2 à 33,8 atomes %, celles de l'arsenic entre 30,8 à 32,1 atomes %. Quant aux teneurs en soufre, elles varient entre 33 à 35 atomes %. La teneur de fer dans l'arsénopyrite est idéalement de 33,3 atomes %, alors que Kretschmar et Scott (1976) trouvent que les arsénopyrites naturelles en sont relativement déficientes de 1 atome %. Quant aux éléments en trace dans l'arsénopyrite (Co, Ni, Cd, Zn, Bi et Sb), ils sont présents à des quantités inférieures aux seuils de détection.

Les compositions des arsénopyrites de Hajar, reportées sur le diagramme ternaire Fe-As-S, (figure 6.29), démontrent les possibles variations de la composition de ce sulfure. Sur ce diagramme sont compilées les données de Sharp et al. (1985) où peuvent se distinguer les arsénopyrites associées à la pyrite seule, de celles associées à la pyrrhotite seule et enfin de celles avec la pyrite-pyrrhotite. Les champs des arsénopyrites de Hajar coïncident compositionnellement avec les champs de la pyrite seule et de la pyrite-pyrrhotite, en accord avec nos observations microscopiques.

Dans une association minéralogique appropriée, la présence de l'arsénopyrite peut être utilisée en tant que géothermomètre (Kretschmar et Scott, 1976) et, par la même



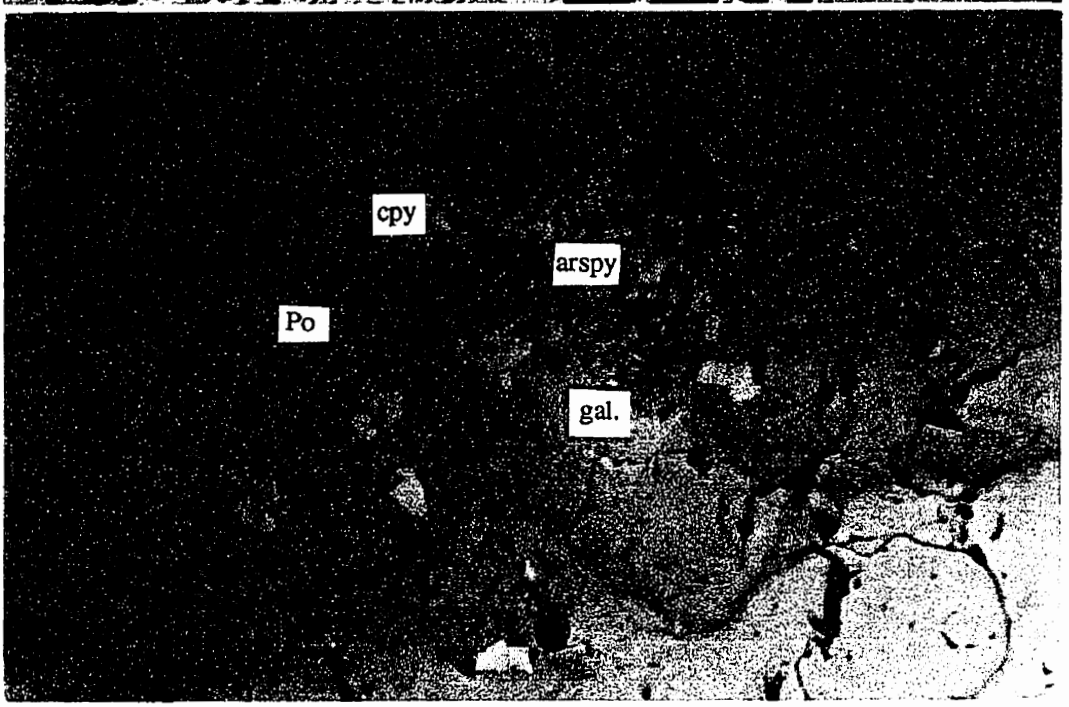




Figure 6.27: Cristaux d'arsénopyrite de petites tailles dispersés en petits amas dans la pyrrhotite et dans la sphalérite (LR 58X).

Figure 6.28: Cristaux d'arsénopyrite associés à la galène, dispersés et cimentés par la pyrrhotite-chalcopyrite (LR 58X).

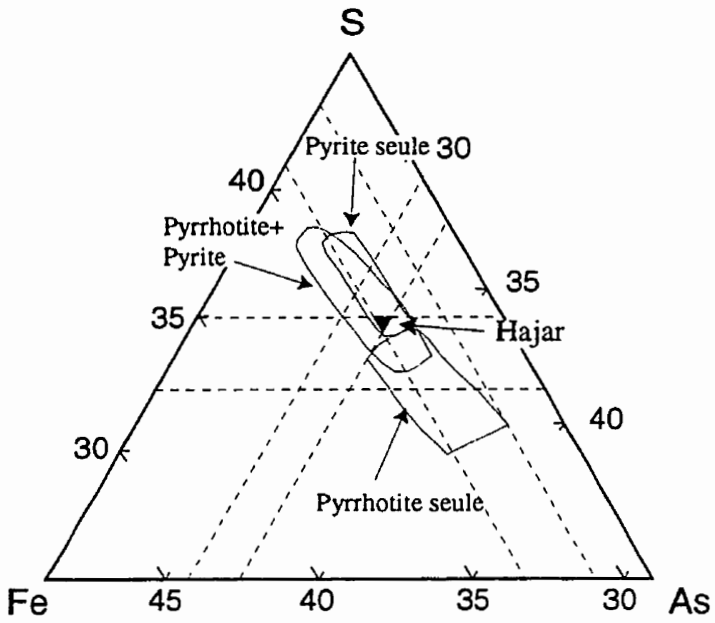



Figure 6.29: Diagramme ternaire S-Fe-As montrant la variation des arsénopyrites de Hajar, ainsi que les champs de la composition générale de l'arsénopyrite coéxistant avec la pyrite, la pyrrhotite et la pyrrhotite-pyrite compilée de Sharp et al. (1985).

occasion, pour déduire la fugacité du soufre dans le système.

### *LA PYRITE*

La pyrite dans cette partie du gisement n'est que facultative. Elle paraît communément dans la minéralisation de transition vers la minéralisation massive pyriteuse. Cette pyrite se présente sous forme de larges cristaux subautomorphes (figure 6.30) cimentée par la pyrrhotite, leur taille est d'environ 100 µm. Localement, cette pyrite montre une forme losangique (figure 6.17), résultant vraisemblablement d'une recristallisation discutée dans la section ci-bas. Une pyrite secondaire, associée à la marcassite, apparaît également dans ce minerai, démontrant une oxydation supergène de la pyrrhotite (figure 6.30).

### *LA CHALCOPYRITE*

La chalcopyrite se retrouve à des proportions différentes dans tous le types de minerais à Hajar. Elle paraît remplacer toutes les autres phases. On la rencontre sous forme de remplacement massive de la pyrrhotite (figure 6.21) et de la sphalérite (figure 6.31), comme on la retrouve dans les jonctions triples de la pyrrhotite. Son analyse chimique montre des teneurs assez variables en zinc, allant de 0,05 à 5 atomes % (voir annexe IV); cependant, aucune corrélation avec le fer, ou un autre élément, n'a pu être mise en évidence.

### *LA GALÈNE*

La galène se trouve sous forme de grains allongés, accompagnant communément les grains de sphalérite (figure 6.16), ou piégée entre les grains de pyrrhotite et de sphalérite. Les galènes de Hajar ont été sommairement analysées à la microsonde et semblent contenir des teneurs appréciables en argent.

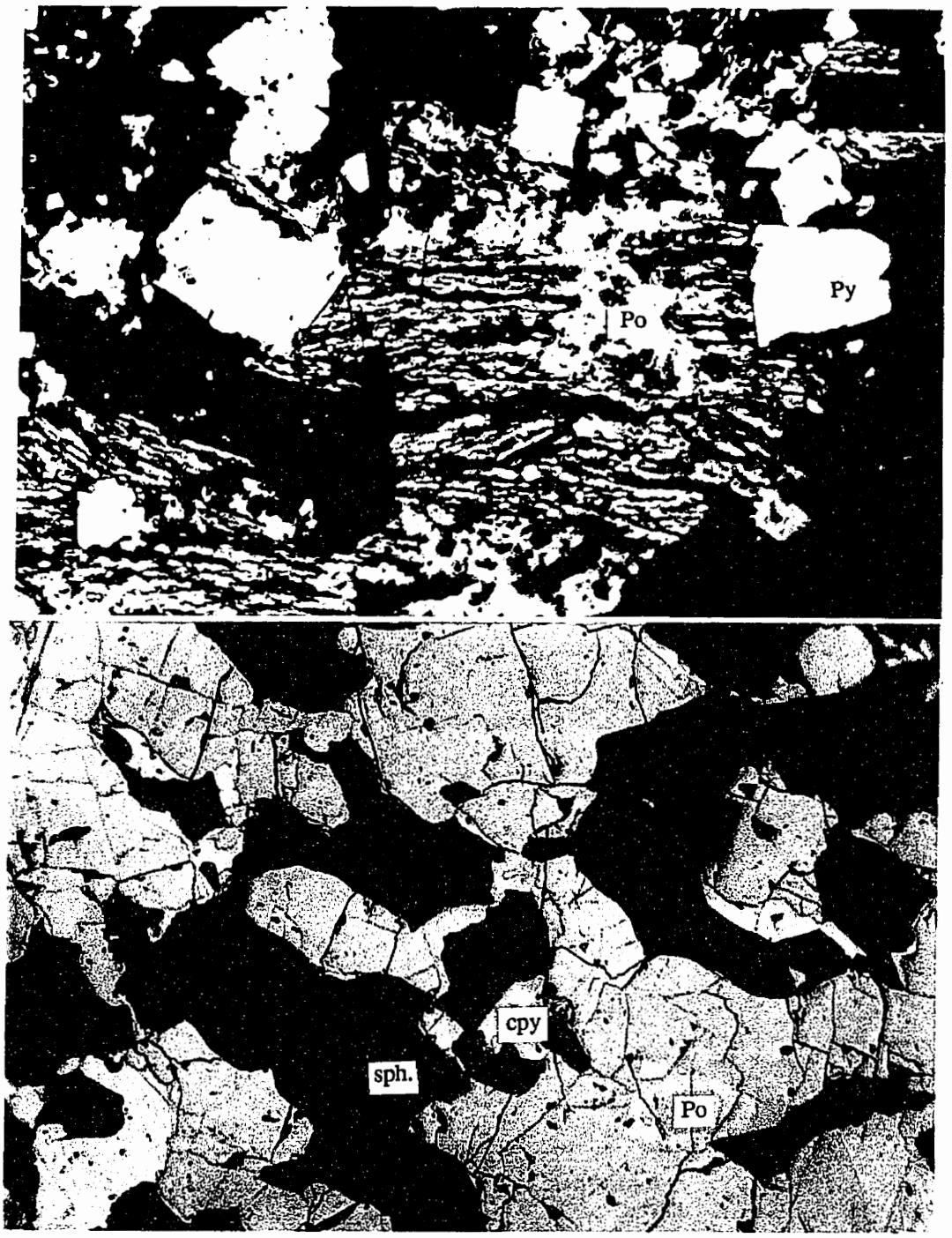



Figure 6.30: Cristaux automorphes de pyrite cimentés par la pyrrhotite, qui elle, montre une altération supergène en pyrite-marcassite (LR 231X).

Figure 6.31: Chalcopyrite sous forme de couronne de remplacement autour des grains de sphalérite (LR 58X).

*L'ILMÉNITE*

Toute l'ilménite rencontrée se retrouve dans le minerai à dominance pyrrhotitique du secteur ouest. Elle forme des cristaux automorphes, isolés, de dimension moyenne de 50 µm (figure 5.4) dispersés au sein de la chlorite qui forme des poches millimétriques à l'intérieur de la pyrrhotite.

## *6.3.2 PÉTROLOGIE DES LENTILLES DU SECTEUR OUEST*

La minéralisation dans le secteur ouest se caractérise par l'apparition massive de la pyrite (figure 6.32). Dans ce secteur, deux horizons pyriteux sont présents: le premier ($H_1$) continue de la lentille à pyrrhotite du secteur est (figure 6.11), alors que le deuxième horizon ($H_2$), stratigraphiquement plus haut, est limité de part et d'autre par des failles. Il est séparé du premier horizon par une roche stérile séricitisée d'une quinzaine de mètres de puissance. Ces deux horizons se distinguent l'un de l'autre par leurs rapports pyrite/pyrrhotite qui dans le $H_1$ est d'environ 1/3, passant à 20/1 dans le $H_2$.

Dans $H_1$, la pyrrhotite se représente comme hôte des cristaux de pyrite (figure 6.33); son abondance diminue vers le sommet de la lentille en faveur de la pyrite et de la sphalérite. Dans le $H_2$, la pyrrhotite est nettement peu abondante; elle se présente localement sous forme de remplissage interstitiel (figure 6.32).

La pyrite dans le $H_2$ occupe en moyenne 60% des sulfures, pouvant localement constituer jusqu'à 90% du volume (figure 6.34). Par ordre d'abondance décroissante des sulfures, on rencontre: pyrite (~60%), sphalérite, (~15%) galène (~5%) et la chalcopyrite (~3%). En plus, mais en faible quantité, on rencontre de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la marcassite. Le minerai démontre une structure rubanée, présentée par la succession de lamines de sphalérite et de galène cimentant des grains de pyrite (figure 6.32). Le rubanement minéral demeure plus discret et la taille granulométrique des sulfures plus fine dans ce secteur comparativement au secteur est.

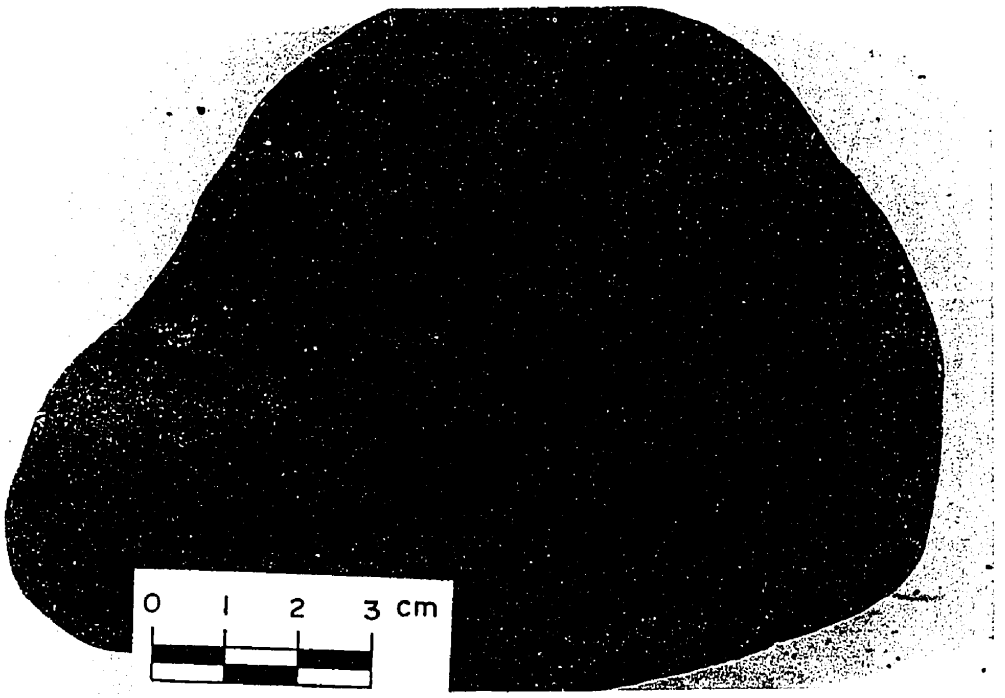



Figure 6.32: Minerai massif à pyrite appartenant à la zone ouest du niveau 520 (horizon 2), démontrant un rubanement minéral discret, décrit par des lamines de sphalérite et de carbonates dans une matrice pyriteuxe.

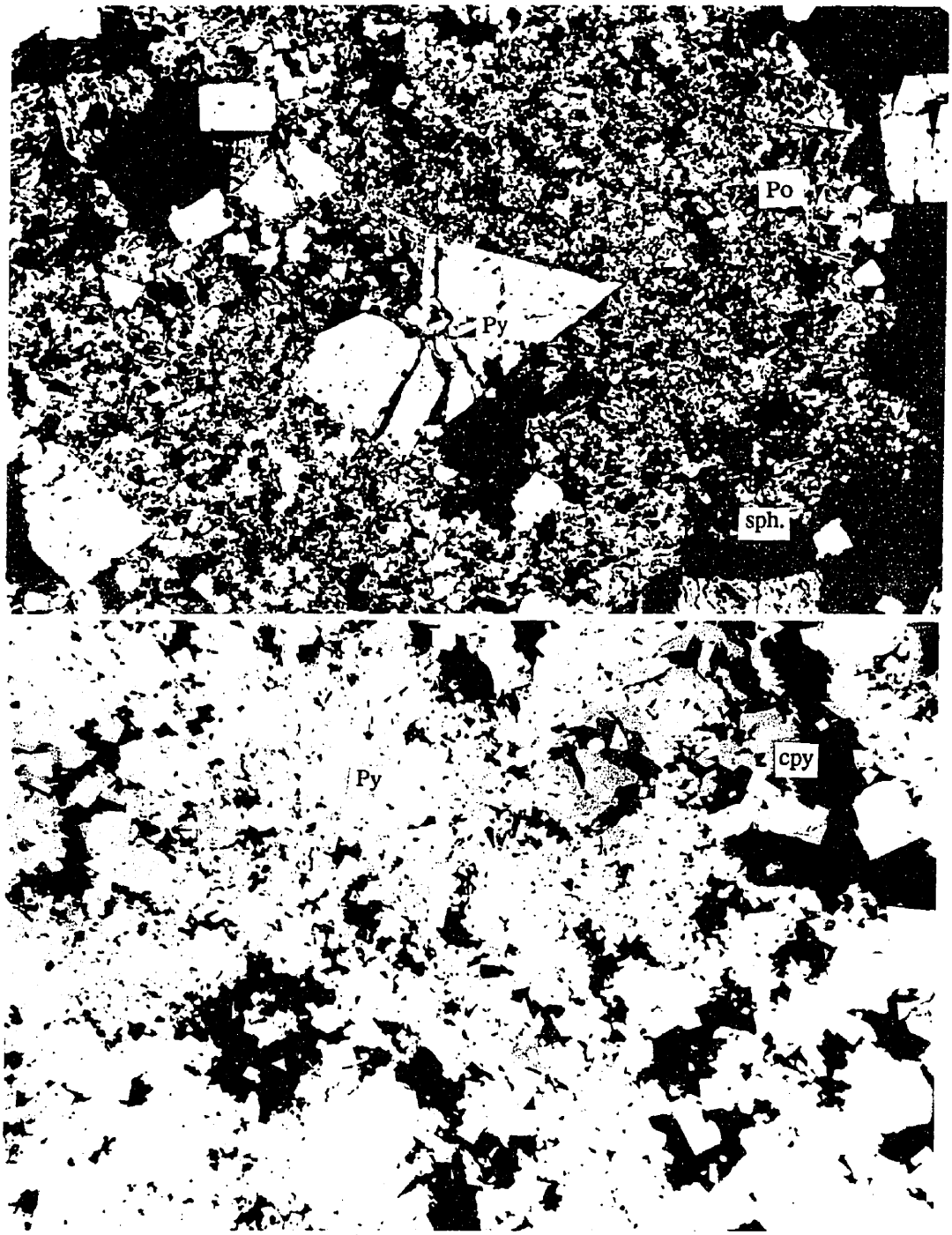



Figure 6.33: Pyrite porphyrique fragmentée, cimentée par la pyrrhotite et la sphalérite de $H_1$ (LR 58X).

Figure 6.34: Texture massive de la pyrite de $H_2$. La pyrite présente une granulométrie fine, son interstice est occupé par des carbonates et la chalcopyrite localement associée à la pyrrhotite-sphalérite (LR 58X).

Parmi les minéraux de gangue, on rencontre en proportions variables des carbonates, de la séricite, de la chlorite, du feldspath et rarement de la muscovite et de l'anthophylite (figures 6.35, 6.36).

Dans ce minerai, plusieurs textures de pyrite ont pu être identifiées, permettant de distinguer entre une pyrite primaire et une pyrite secondaire (voir ci-bas).

### *LES MICROCRISTALLITES ET LA TEXTURE COLLOFORME*

Au niveau de Hajar, la pyrite en microcristallites se rencontre essentiellement dans le $H_2$. Les microcristallites se constituent de pyrite claire, résistantes à l'attaque de l'acide nitrique. Elles se présentent sous forme de grains automorphes, formant des grains euhédraux à subeuhédraux dont la taille reste moyennement inférieure à 40 µm. Ces grains de pyrite, à habitus équi-dimensionnel, ne montrent aucune orientation préférentielle, disposés en grains isolés au sein de la sphalérite (figure 6.37 ) et rarement dans la pyrrhotite. Leur abondance occupe localement jusqu'à 70% des sulfures.

De rares textures colloformes sont décrites par la pyrite. Ces texture se rencontrent pour l'essentiel dans le minerai cimenté par la pyrrhotite (figure 6.38). Elles s'organisent en hémisphères autour de la sphalérite et leur dimension est de l'ordre de 200 à 300 µm. Elles sont l'une des caractéristiques des dépôts exhalatifs entre autres.

### *LES PHÉNOCRISTAUX*

Les phénocristaux de pyrite se rencontrent principalement dans le minerai de transition entre les lentilles massives est et ouest. à l'interface du minerai pyriteux et du minerai à pyrrhotite. Il s'agit de pyrite d'environ 0,3 mm de taille, à idiomorphisme bien exprimé, dispersée au sein de la sphalérite (figure 6.39) ou organisée en petits amas cimentés par la sphalérite et de la galène, l'ensemble supporté par la pyrrhotite (figure 6.40). Cette pyrite ne montre aucune auréole réactionnelle avec la pyrrhotite; cependant, de rares inclusions de pyrrhotite peuvent y être notées. Localement, ces phénocristaux

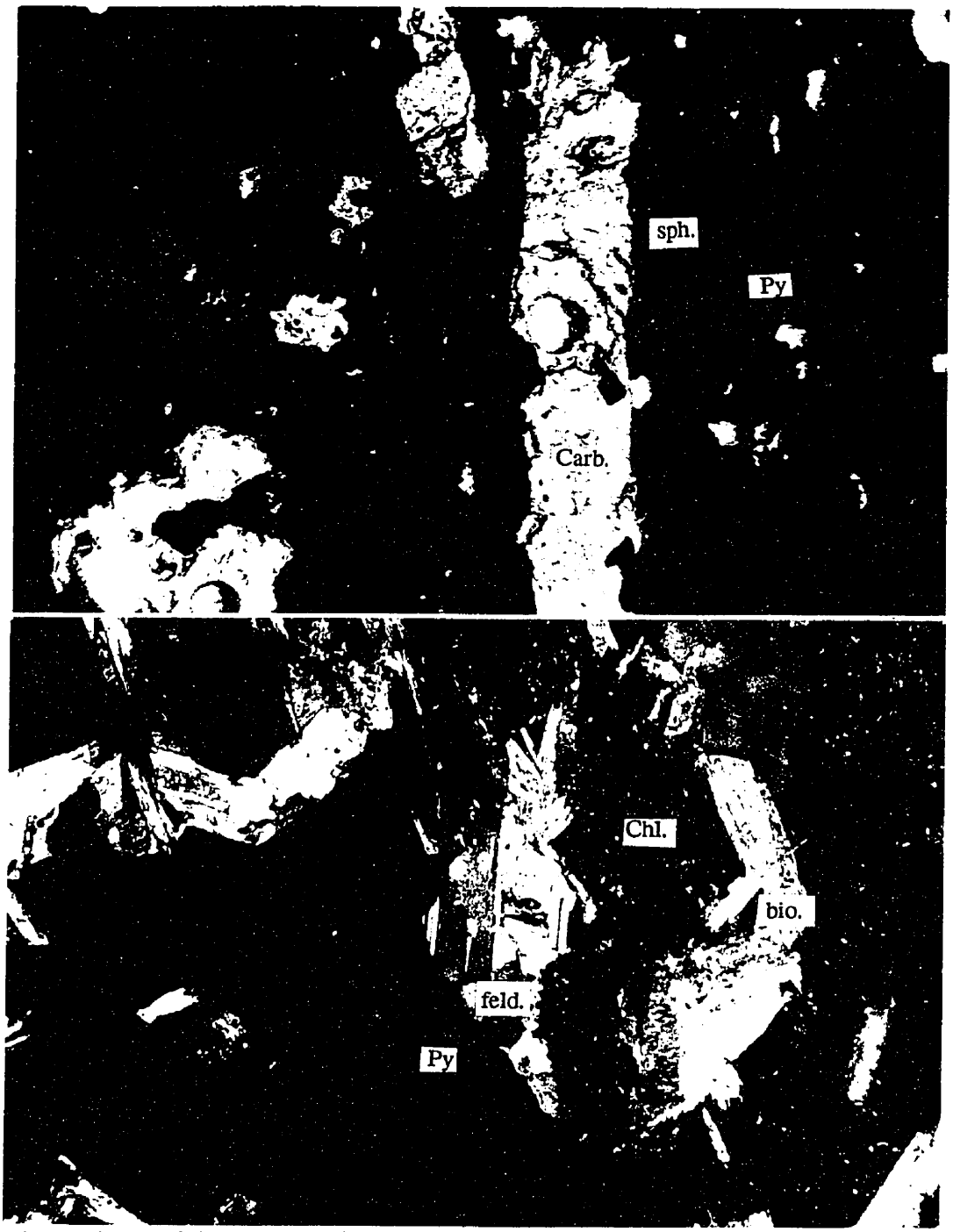



Figure 6.35: Cristaux de carbonates représentant la gangue de la minéralisation massive à pyrite du secteur ouest (LN 115X).

Figure 6.36: La chlorite, la biotite et le feldspath correspondant aux minéraux de gangue de la minéralisation pyriteuse du secteur ouest (LP 115X).

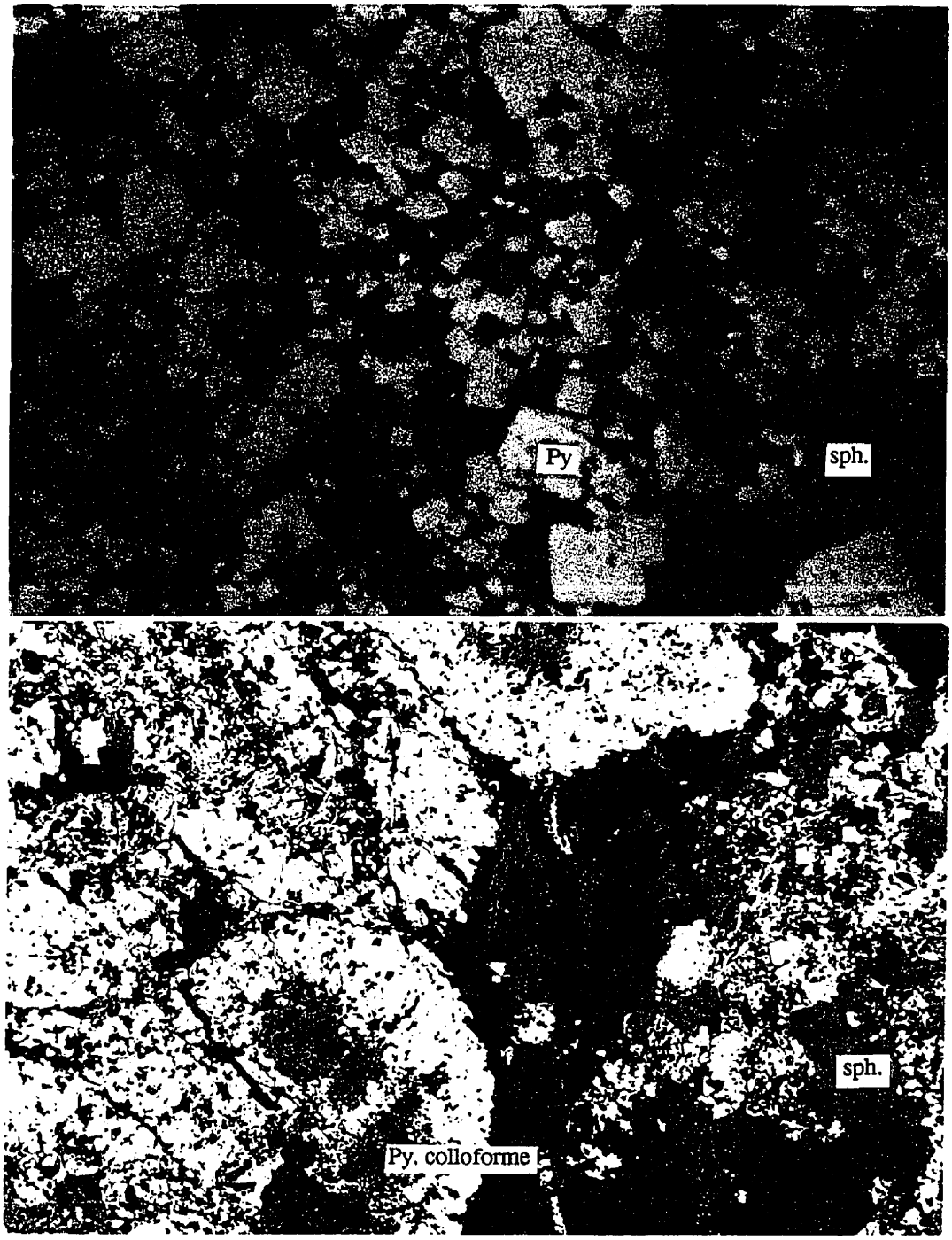



Figure 6.37: Microcristallites de pyrite prises dans la sphalérite, correspondant à des cristaux cubiques de taille variant de 10 à 30 µm (LR 231X).

Figure 6.38: Pyrite montrant la texture en colloforme, cimentée par la pyrrhotite, la sphalérite et la chlorite (LR 58X).

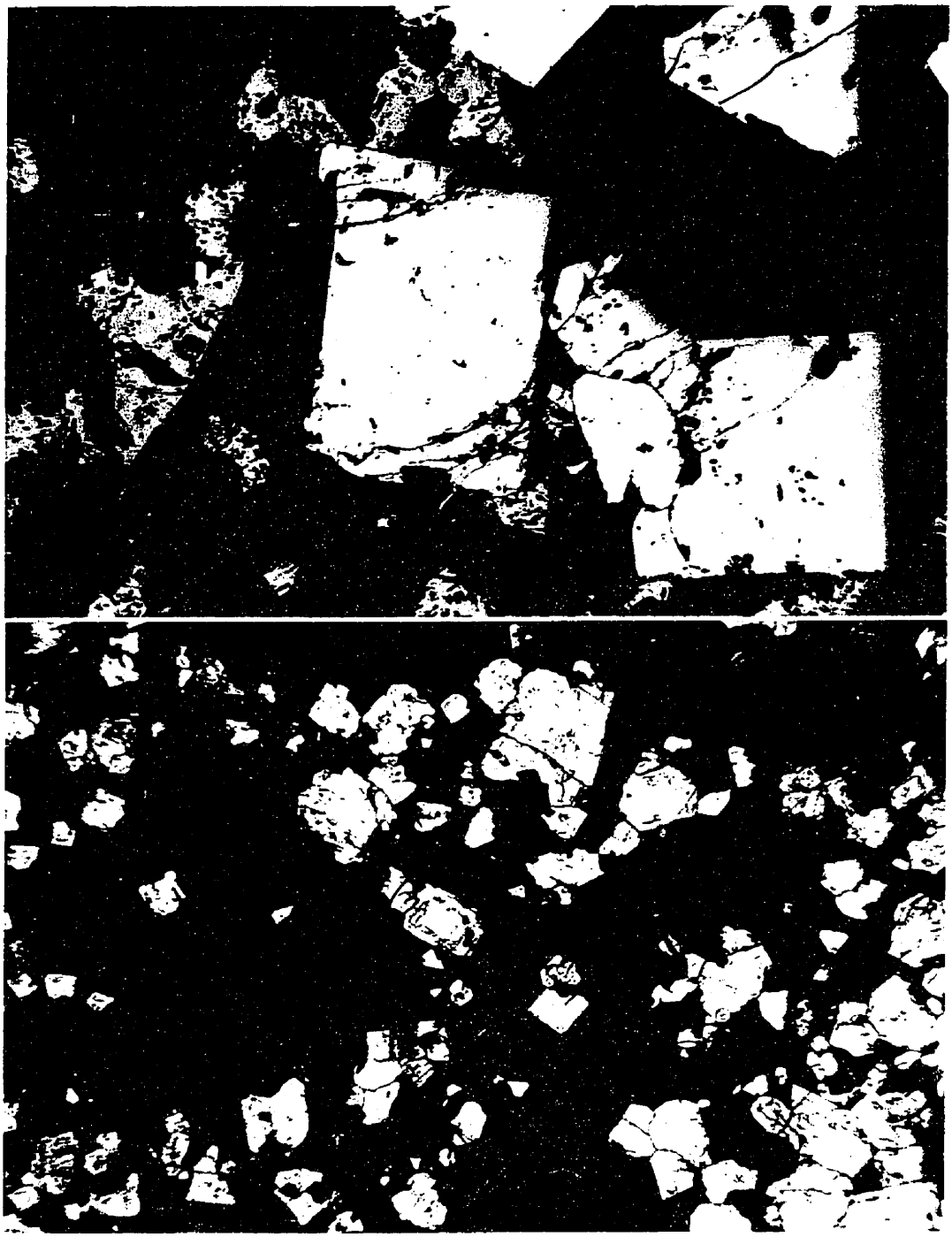


Figure 6.39: Pyrites primaires en phénocristaux automorphes, cimentées par la sphalérite et affectées par la cataclase (LR 115X).

Figure 6.40: Pyrite euhédrale cimentée par la sphalérite montrant, après attaque à l'acide nitrique (50%), de rares croissances diagénétiques (LR 58X).

sont fragmentés et seule une partie du cristal est observée.

Certains échantillons, attaqués à l'acide sulfurique 50% pour souligner leurs structures internes, montrent une zonalité interne (figure 6.40).

### *LES PORPHYROBLASTES*

Les porphyroblastes forment des agrégats de pyrite partiellement idioblastique, de taille variant de 0,2 à 2 mm (figure 6.41). Après attaque à l'acide nitrique (50%), il s'avère que ces porphyroblastes sont formés de la jonction d'un petit nombre de grains de pyrite (figure 6.42). De fines inclusions de galène et de pyrrhotite observées dans le coeur de certains porphyroblastes (figure 6.41) témoignent de leur antériorité par rapport à cette recristallisation qui serait d'origine métamorphique.

### *LA PYRITE EN ATOLL*

La pyrite en atoll est observée particulièrement dans des roches de la zone ouest du gisement. Elle est communément dispersée dans une matrice séricito-quartzeuse où Hibti (1993) a observé des minéraux hyperalumineux correspondant à des taches de cordiérite et des pseudomorphes d'andalousite. Cette pyrite est structurée sous forme cubique, renfermant dans son centre un noyau composé de pyrrhotite et des minéraux silicatés (figure 6.43). Dans d'autres cas, elle se forme autour d'un assemblage quartz-séricite (figure 6.44). Ces cristaux présentent des dimensions dépassant les 250 μm; les minéraux de gangue sont représentés communément par le quartz, la séricite, la chlorite et la biotite en plus à des gerbes d'anthophyllite (figure 6.44).

### *LA PYRITE D'OXYDATION*

Cette pyrite apparaît communément près des zones de failles. L'oxydation attaque progressivement les bordures de la pyrrhotite générant une association de pyrite-marcassite (figure 6.45). Un état d'oxydation plus avancé donne naissance à la texture squelettique (figure 6.46). Il en résulte des grains grossiers partiellement automorphes,

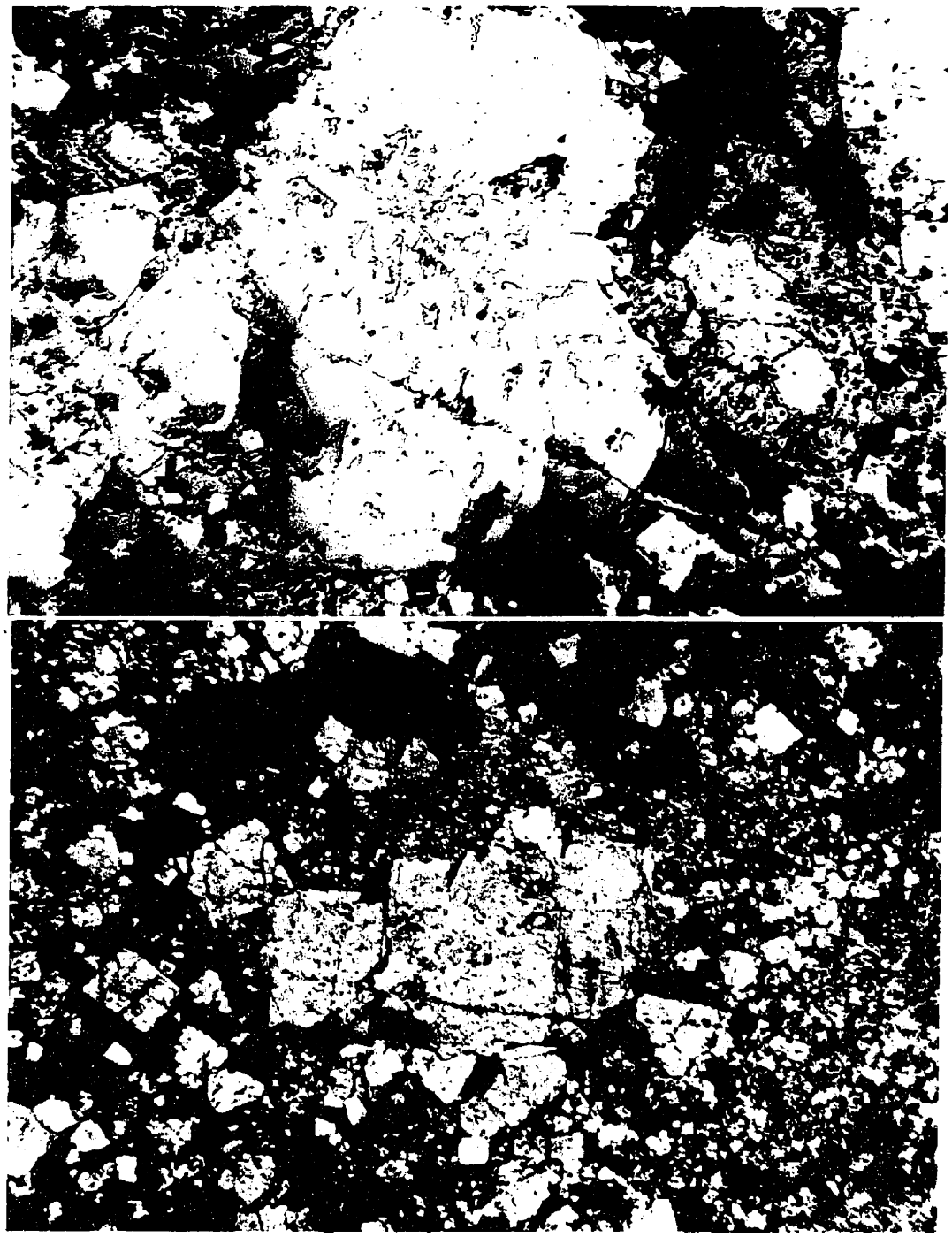


Figure 6.41: Pyrite porphyroblastique, cimentée par la pyrrhotite-sphalérite, montrant des inclusions de galène et de pyrrhotite (LR 58X).

Figure 6.42: Porphyroblaste de pyrite attaqué à l'acide nitrique (50%), montrant l'agencement de plusieurs grains de pyrite (LR 58X).

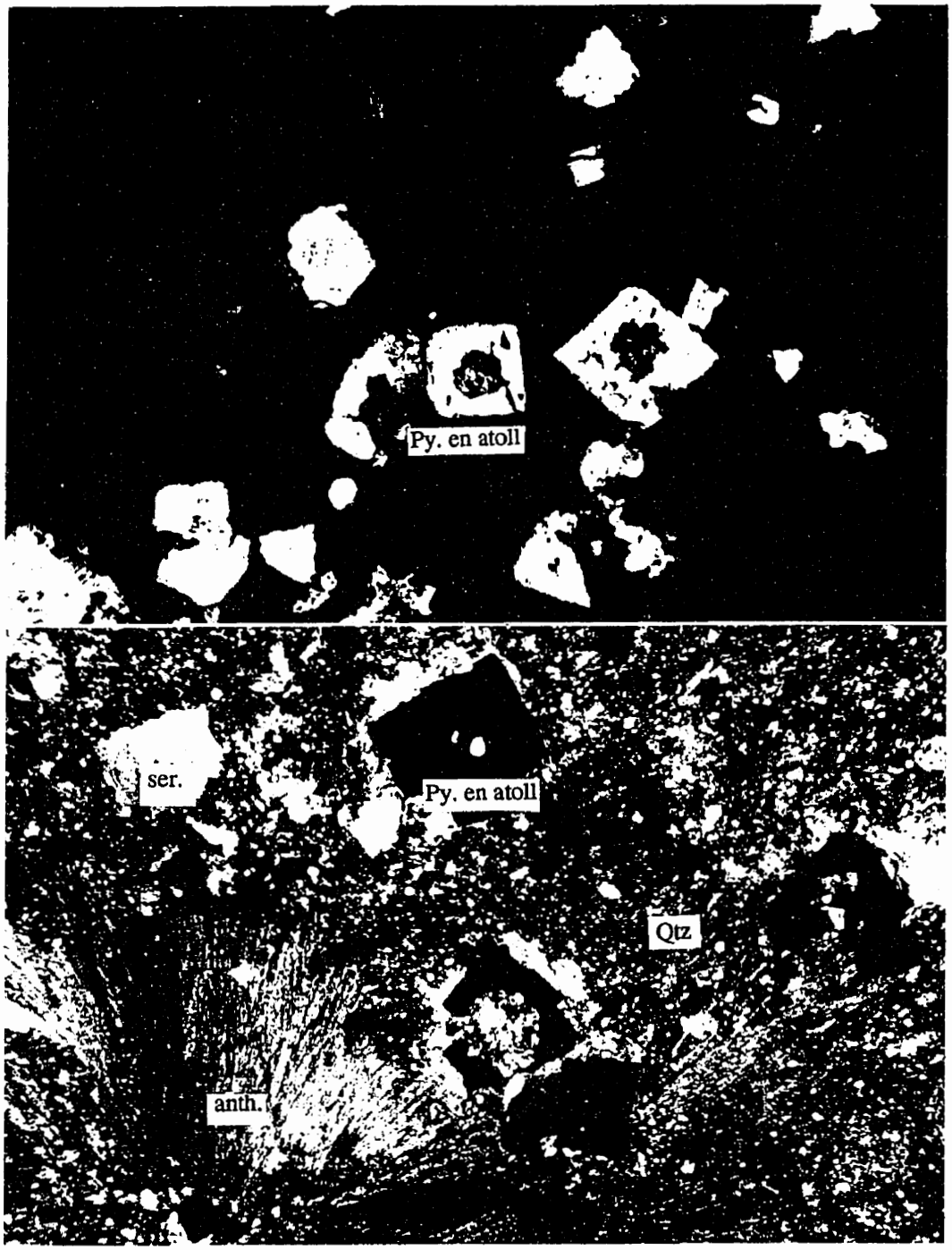



Figure 6.43: Cristaux de pyrite structurés en atoll, montrant en leurs noyaux pyrrhotite et silicates (LR 58X).

Figure 6.44: Pyrite en atoll montrant à leur centre de la séricite. La gangue est représentée par un assemblage à quartz-chlorite-séricite auquel s'ajoutent des gerbes d'anthophyllite (LP 58X).

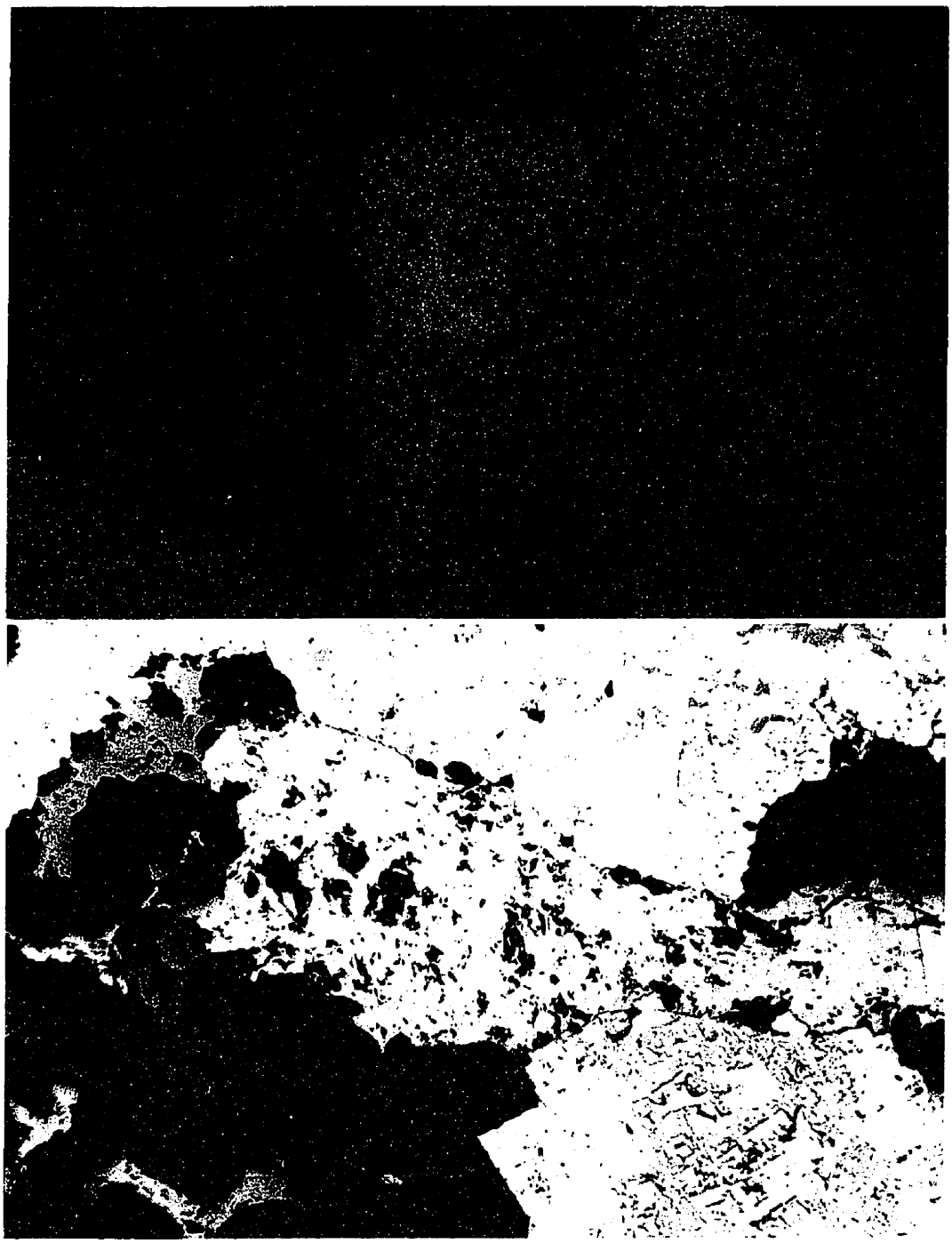


Figure 6.45: Pyrrhotite partiellement oxydée montrant vers ses bordures la formation de la pyrite-marcassite comme phase de remplacement (LR 463X).

Figure 6.46: Pyrite secondaire partiellement automorphe, où se développent des oxydes de fer formant une structure squelettique (LR 115X).

dans lesquels apparaissent la goethite en fines aiguilles et la pyrite.

***GÉOCHIMIE DES PYRITES***

Les différentes pyrites de Hajar ont fait l'objet d'analyses chimiques pour les éléments majeurs (fer et soufre) ainsi que pour le cuivre, zinc, plomb, cobalt, or et nickel. Les résultats obtenus à l'aide de la microsonde sont rapportés en annexe IV. La totalité des pyrites montrent la présence de zinc et de cuivre en faibles proportions; aucune variation notable entre les différents types de pyrite n'a pu être démontrée. Certaines analyses affichent des valeurs erratiques et élevées en cuivre, zinc, arsenic et plomb. Les autres éléments en traces comme le cobalt, nickel ou l'arsenic n'ont pu être détectés.

## *6.3.3 TEXTURES DE DÉFORMATION DES MINERAIS*

Au cours de l'orogenèse hercynienne, le gisement de Hajar a subi un plissement majeur aboutissant à la structure en antiforme actuelle (Bernard et al., 1988). Le gisement est limité sur ses bordures nord et ouest par un réseau de fractures subverticales qui ont affaissé une importante partie de son extension latérale vers le nord (figure 3.4). Le jeu de ces fractures a entraîné des lambeaux de roches stériles, de moins d'un mètre dans le minerai massive.

Les études structurales, entre autres celles de Genna (1992) et de Hibti (1993), décrivent un style de plissement en trois phases, dont deux à caractères ductiles engendrant des plissements précoces, superposées par une troisième phase tardive de type fragile. Genna (1992) a estimé à une vingtaine de mètres l'épaisseur initiale de l'horizon minéralisé original qui aurait subi un bourrage et un épaississement tectonique pour atteindre sa puissance actuelle d'environ 80 m.

Ainsi, la fabrique primaire, aussi bien des roches encaissantes que de la minéralisation à Hajar, fut transformée par le tectonisme. Selon White (1977), dans une fabrique de grains dynamiquement recristallisés, les grains formés de cette déformation ne

sont pas déformés, sinon légèrement, alors que les minéraux préexistants sont sujets à une modification intense. Dans cette section, on essaye de cerner les caractères texturaux enregistrés dans les sulfures, principalement les textures liées au tectonisme.

L'examen microscopique de l'ensemble des sulfures constituant la masse minéralisée, entre autre la pyrrhotite, la sphalérite, la chalcopyrite ainsi que la galène et la pyrite, montrent clairement des évidences de déformation ductile. Des évidences de déformation fragile sont reconnues essentiellement dans la pyrite et rarement dans la pyrrhotite, évidences qui se manifestent principalement par des textures de cataclase.

### *LES TEXTURE DE RECUIT OU "FOAM TEXTURE "*

À la mine de Hajar, les textures de recuits ("foam textures") sont omniprésentes dans la pyrrhotite. Les grains se joignent pour former des jonctions triples avec les angles d'environ 120° (figure 6.47). Ces textures demeurent nettement plus abondantes dans la pyrrhotite du minerai pauvre en sphalérite-galène. La pyrrhotite se présente en grains de dimension appréciable (0,2 mm) et de forme polygonale équidimensionnelle.

Dans la sphalérite, de telles textures sont présentes, bien que peu abondantes (figure 6.48). Dans l'interstice, des grains d'autres sulfures, communément de la chalcopyrite, dont la taille est nettement plus réduite, apparaissent sous forme de grains à trois côtés qui ont tendance à disparaître en faveur de la croissance de la sphalérite (figure 6.48). Les textures de recuit se trouvent en moindre abondance dans les zones à pyrite.

Les textures de recuit se traduisent par la recristallisation de grains, permettant la formation de jonctions triples et l'élargissement de la taille des grains. Le recuit est un processus par lequel l'énergie des contraintes internes, générées par la déformation plastique à l'intérieur du grain, est réduite par la migration de ses bordures, afin de permettre la croissance du grain (Craig et Vaughan, 1981). Le principal effet de cette recristallisation est de minimiser la surface totale des grains et donc de diminuer la tension interfaciale. Selon Craig et Vaughan (1981), les textures de recuit enregistrées dans les

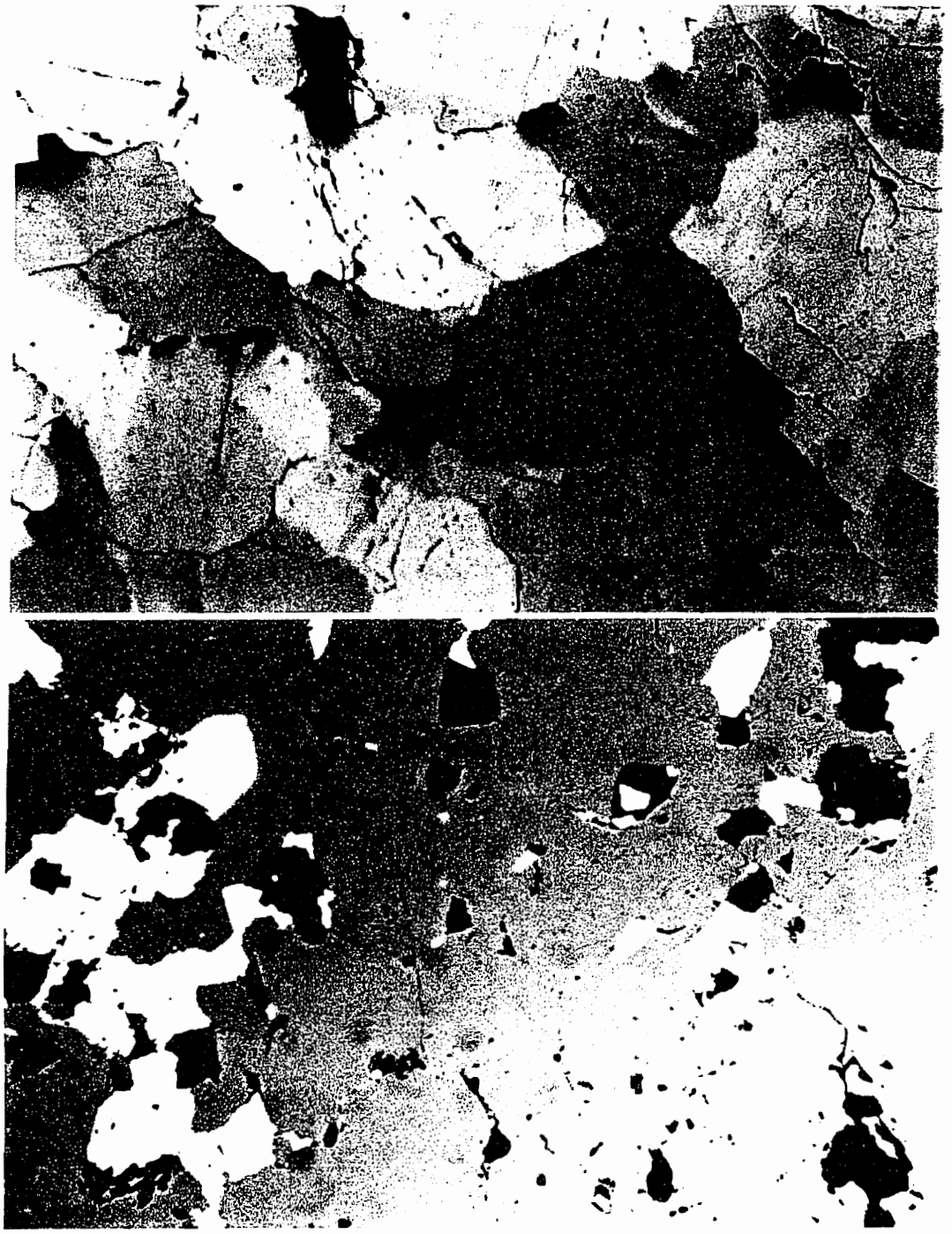


Figure 6.47: Pyrrhotite massive montrant les textures de recuit, démontrées par les jonctions triples entre les grains (LR 115X).

Figure 6.48: Textures de recuit dans la sphalérite massive. Des grains de pyrrhotite et de chalcopyrite se retrouvent piègés entre les sphalérites (LR 115X).

sulfures se forment par un refroidissement lent après dépôt à haute température ou par un réchauffement et un refroidissement lent durant le métamorphisme rétrograde.

À Hajar, ces textures seraient le résultat d'une croissance et d'une recristallisation des grains sous des conditions de déformations à hautes températures, aboutissant à la formation de cristaux porphyroblastiques automorphes et à l'homogénéisation de toute zonalité chimique primaire.

### *LES MÂCLES POLYSYNTHÉTIQUES*

Les mâcles polysynthétiques sont identifiées principalement dans la pyrrhotite (figure 6.49), rarement dans la sphalérite (figure 6.50) et la chalcopyrite. Elles sont nettement plus abondantes dans le minerai massif que dans le minerai rubané. Il s'agit de mâcles étroites, par endroits fluctueuses, montrant une même orientation qui demeure perpendiculaire à la déformation régionale. Dans la sphalérite, des mâcles polysynthétiques sont observées autant à l'échelle microscopique que macroscopique. Sur un échantillon provenant de la minéralisation de remplacement prise dans un couloir de failles au coeur de la lentille principale (niveau 5805), discutée plus bas, des mâcles sont visibles à l'oeil nu. À l'échelle microscopique quelques sections polies, exposées à l'$H_2O_2$ à 25%, montrent des mâcles polysynthétiques dans la sphalérite (figure 6.50). Il s'agit de mâcles polysynthétiques étroites et discontinues. Leur abondance reste nettement moindre que dans les grains de pyrrhotite. Ces mâcles se développent principalement dans les grains de sphalérite bordant la pyrrhotite, vraisemblablement en réponse au contraste de stress entre les deux types de sulfures.

D'après la classification proposée par Richards (1966), Frater (1985b) et Cox (1987), ces mâcles polysynthétiques, étroites, discontinues communément courbées et limitées à des grains isolés, observées dans la pyrrhotite et la sphalérite de Hajar sont de type tectonique. La formation des mâcles tectoniques dans la pyrrhotite débute par le changement de la structure cristalline lorsqu'elles sont en forme de lamelles lenticulaires. Selon Clark et Kelly (1973), ces mâcles confirment la manifestation de plans de

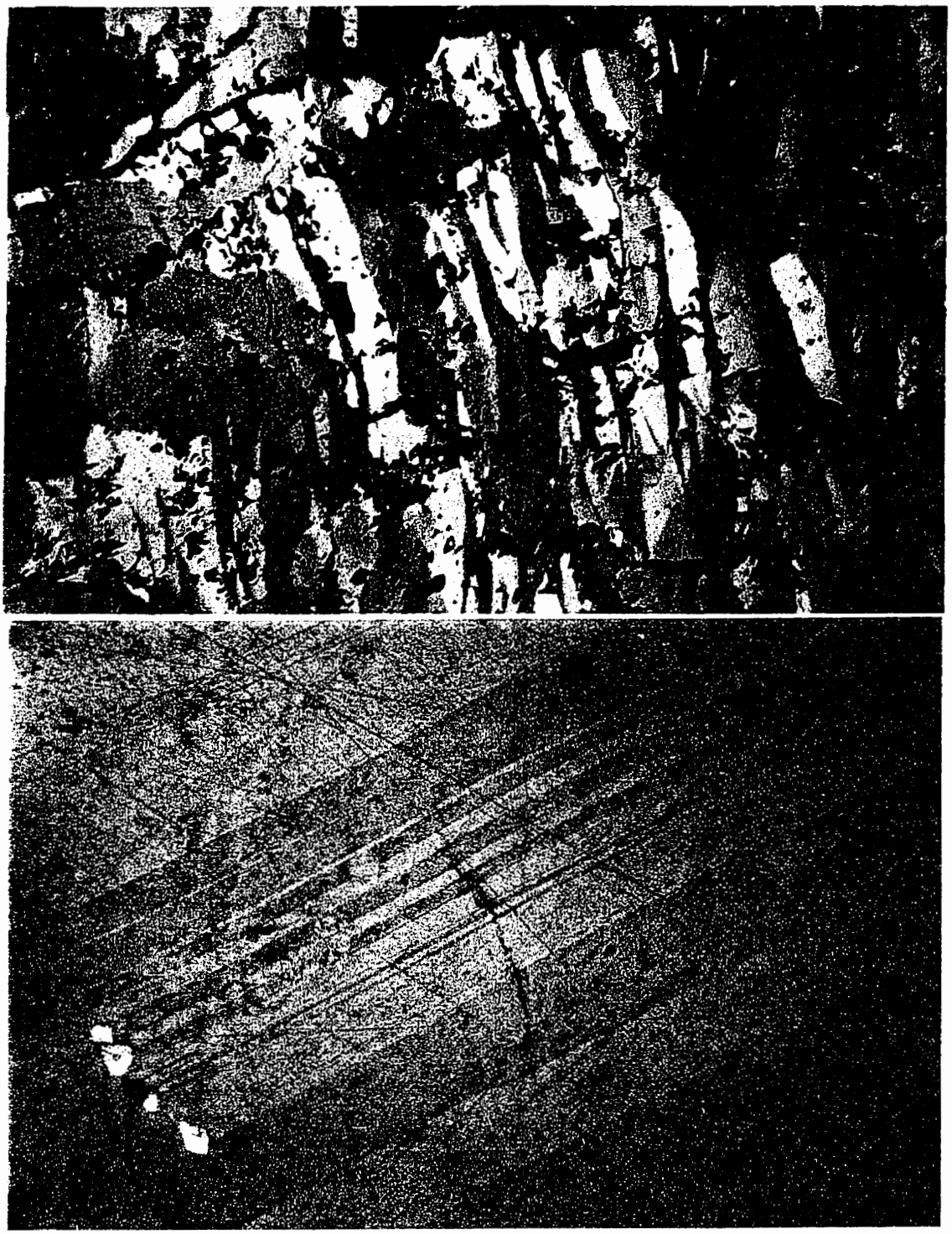


Figure 6.49: Pyrrhotite montrant les macles polysynthétiques observées sous polariseurs croisés (LR 115X).

Figure 6.50: Macles polysynthétiques observées dans un grain de sphalérite, après attaque à $H_2O_2$ (25%) (LR 231X).

glissement au sein de la pyrrhotite lors de la déformation.

Dans les grains de chalcopyrite, les mâcles tectoniques, une évidence de la déformation par dislocation, n'ont pas été observées au cours de notre étude, bien qu'elles soient décrites par Hibti (1993).

### *LES "KINK BANDS" ET LES PLANS DE GLISSEMENT*

Selon Craig et Vaughan (1981), les structures en "kink bands" sont des bandes alignées et plissées, montrant une extinction ondulante et qui ont communément un angle de 35 à 55° par rapport à la direction de la contrainte principale. Ces textures se forment par un système de glissement opérant au sein du minéral. Elles représentent une évidence du comportement ductile (Atkinson, 1974). Des craquelures se développent par dislocation dans le grain et témoignent du processus de glissement. Ce glissement intracristallin se produit à une pression totale suffisamment élevée pour empêcher la cataclase.

Dans la minéralisation de Hajar, seule la pyrrhotite affiche des structures en "kink bands". Ces structures se retrouvent associées aux mâcles polysynthétiques, avec qui elles peuvent être confondues. On les rencontre sous forme de larges bandes recoupant le plan de la schistosité (figure 6.51). Ces textures sont observées près des zones de failles.

Clark et Kelly (1973) démontrent que le plan (0001) des cristaux de pyrrhotite$_H$ correspond au principal plan de glissement de ce sulfure. Ces plans de glissement sont d'autant plus abondants dans les grains où le plan (0001) est parallèle à la contrainte maximale. Cette constatation explique la présence de grains démontrant des "kink bands" associés à d'autres qui en sont exemptés. Certains phénocristaux de pyrite (figure 6.52), attaqués à l'acide nitrique, montrent des évidences de glissement intracristallin, essentiellement illustrées par les "etch pits". Ces plans paraissent orientés dans une ou deux directions, témoignant d'une déformation plastique (Lianxing et McClay., 1992, Marshall et Gilligan., 1993, Cox, 1987). La galène en grains grossiers et allongés montre

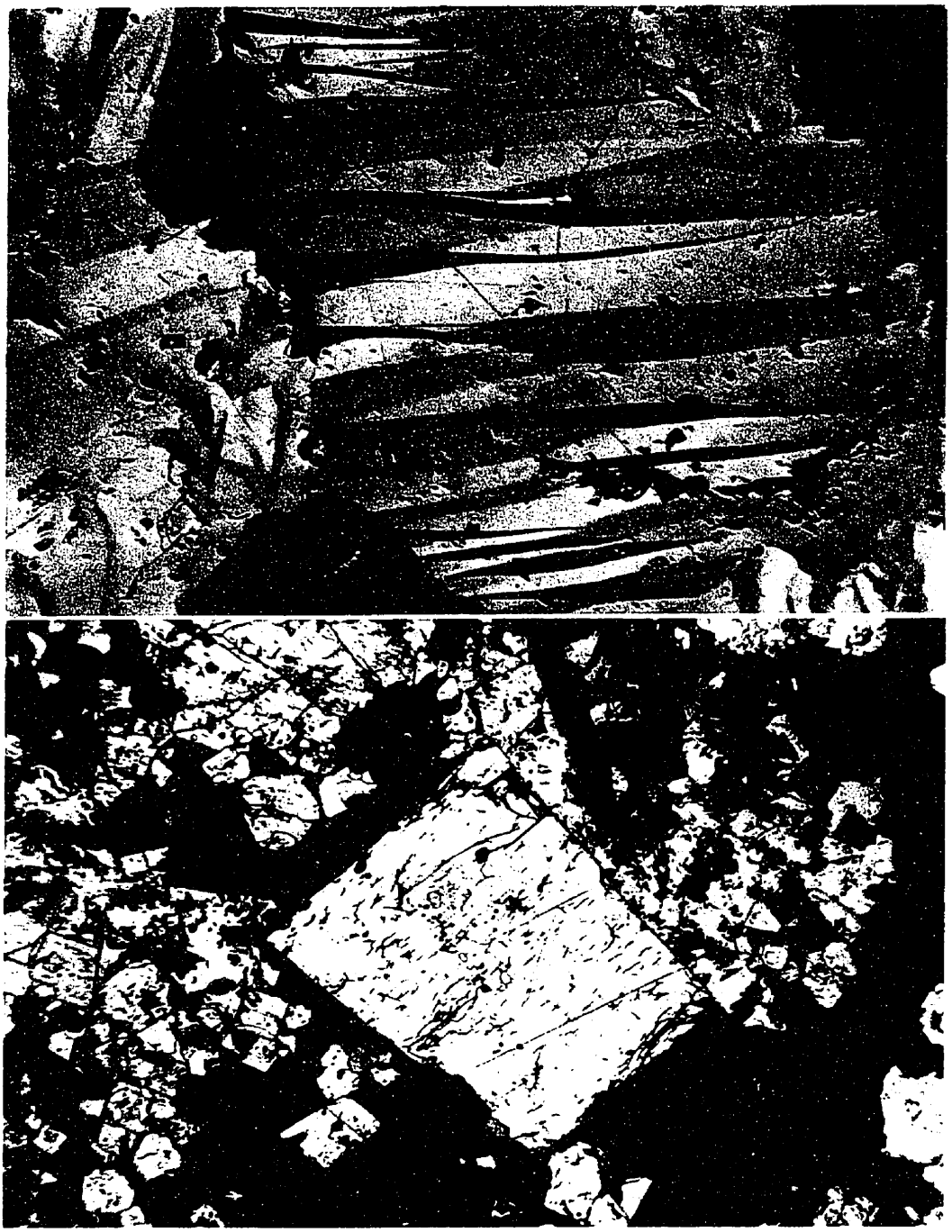


Figure 6.51: La texture en "kink bands" observée dans des grains de la pyrrhotite, sous polariseurs croisés (LR 231X).

Figure 6.52: Les "etch pits" observés dans un phénocristal de pyrite, après attaque à l'acide nitrique (50%) (LR 231X).

des bordures plus ou moins courbées. Des glissements intracristallins ont probablement fonctionné pour procurer une forme allongée aux grains, malgré que des plans de glissement ne soient pas observés. La seule évidence de la déformation de la galène demeure la présence de traces de courbure des clivages, marquées par les triangles d'arrachement (figure 6.53).

### *LES SUBGRAINS*

Les subgrains sont observés dans la pyrrhotite, la sphalérite et dans la pyrite. Les subgrains se caractérisent par des bordures incomplètes et de rares alignements cristallographiques, conduisant à une forme pseudo-rectangulaire des grains de sphalérite et de galène. Des subgrains de forme irrégulière sans terminaison indiquent que la recristallisation et la nucléation des grains ont pris place sur les subgrains (figure 6.54). La formation des subgrains est un processus important de recouvrement, lequel semble être causé par la dislocation des "climbs" durant une déformation plastique (Atkinson, 1974), réduisant ainsi l'énergie de distorsion du grain. Les limites des subgrains migrent facilement et peuvent se grouper à d'autres subgrains de même composition (Poirier et Nicolas, 1975). Selon Cox (1987), les subgrains se développent en réponse à l'inhomogénéité de stress local.

Ce type de recouvrement est rencontré dans la pyrrhotite de la minéralisation rubanée, qui accentue le rubanement minéral.

### *LA RECRISTALLISATION SOUS PRESSION ("PRESSURE SOLUTION")*

Ce type de recristallisation est observé dans presque tous les sulfures, aussi bien la pyrrhotite, la sphalérite, la galène que la chalcopyrite, mais principalement dans la pyrite. La recristallisation sous pression est enregistrée dans les cristaux de la pyrite par la dissolution de portions exposées à la contrainte maximale et leur précipitation dans des zones où l'intensité de déformation demeure moindre (figure 6.55). Entre les grains de pyrrhotite, d'autres grains identifiés de petite taille à trois facettes (figure 6.56)

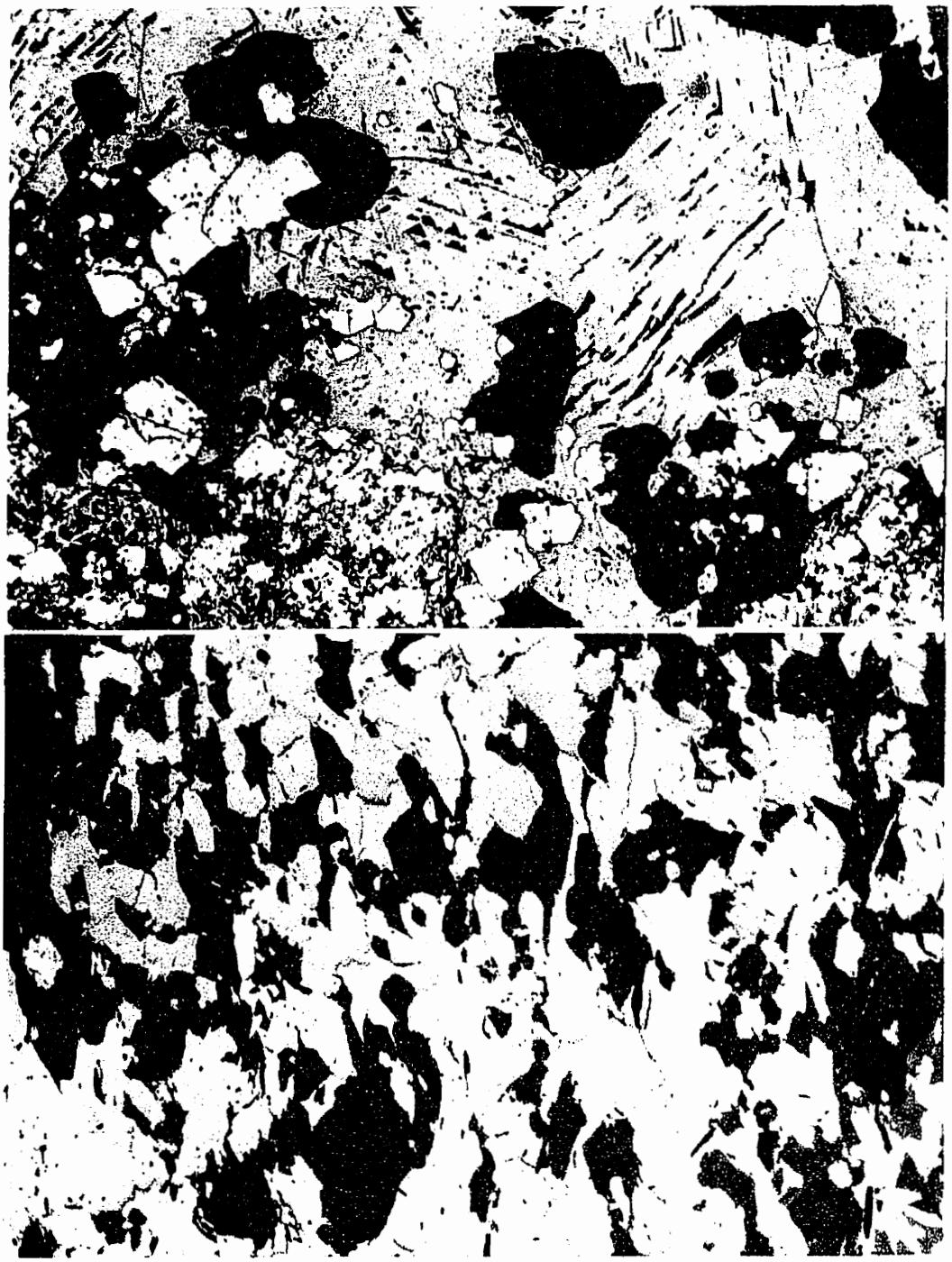


Figure 6.53: Triangles d'arrachement orientés dans des grains de galène, démontrant des plans de glissement (LR 115X).

Figure 6.54: Les subgrains observés dans la pyrrhotite, sphalérite et galène démontrés par la forme des grains (LR 58X).

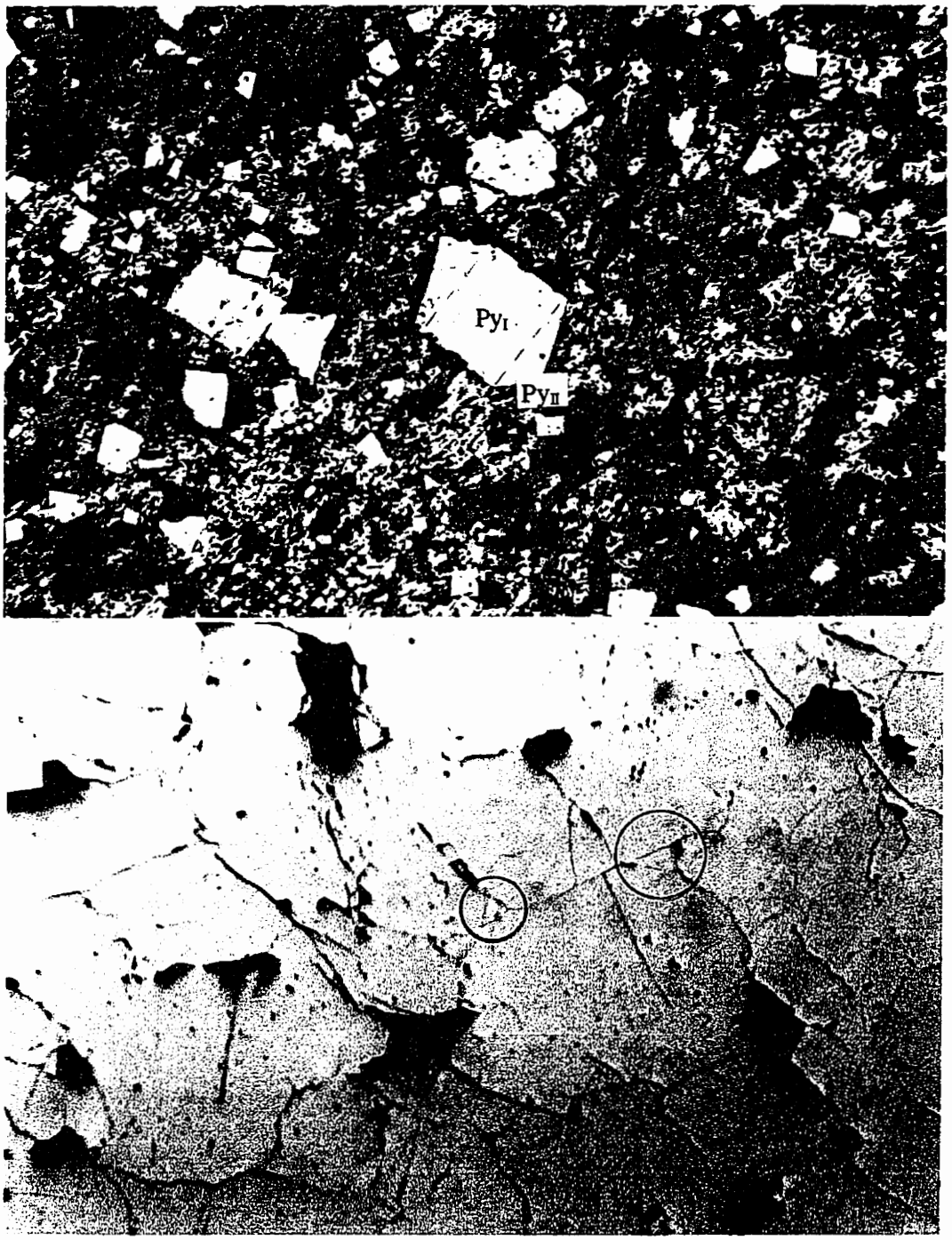



Figure 6.55: Recristallisation dynamique observée dans la pyrite marquée par la dissolution et recristallisation dans les zones d'ombre (LR 115X).

Figure 6.56: Recristallisation dynamique observée dans la pyrrhotite, marquée par l'assimilation des grains occupant l'interstice (LR 115X).

seraient vraisemblablement le résultat de l'assimilation de grains préexistants entre les larges grains formant les jonctions triples.

Selon Cahn (1966), cette recristallisation, aussi appelée recristallisation dynamique, s'initie dans les zones localisées de haut degré de déformation. La nucléation de nouveaux grains débute le long des grains et à la limite des mâcles.

Quant à la galène, sous recristallisation dynamique, elle forme des grains allongés (figure 6.54). L'allongement de ces grains résulte vraisemblablement de la recristallisation et de la croissance durant la déformation.

La chalcopyrite, sous forme de lentilles orientées dans la schistosité, témoigne de son comportement ductile (Cox et al., 1981) alors que de larges grains allongés avec une bordure irrégulière entourée de petits grains recristallisés suggèrent une recristallisation dynamique par nucléation et migration de bordures (Pesquera et Valasco, 1993).

*LA CATACLASE*

Une déformation fragile a également pu être enregistrée dans le minerai, essentiellement dans les grains de pyrite et rarement dans la pyrrhotite. Cette déformation s'observe surtout dans les grains dont la taille dépasse les 50 µm. Elle forme des fractures d'extension le long des grains (figure 6.57) ou à leurs bordures (figure 6.39). Ces fractures sont communément remplies par la chlorite ou par la pyrite secondaire. Dans les grains fins, cette déformation cataclastique ne semble pas avoir fonctionné.

Bien que la pyrrhotite soit considérée comme un minéral à comportement ductile, elle montre aussi des textures cataclastiques. Cette cataclase se manifeste par des microfissures reliées au développement des "kink bands" (figure 6.51).

Lianxing et McClay (1992), signalent que la cataclase représente le principal mécanisme de déformation affectant les gisements pyriteux. Elle s'exprime mieux dans des environnements où la pression et la température sont modérées. La déformation cataclastique permet le rééquilibre et la stabilité mécanique sous les contraintes

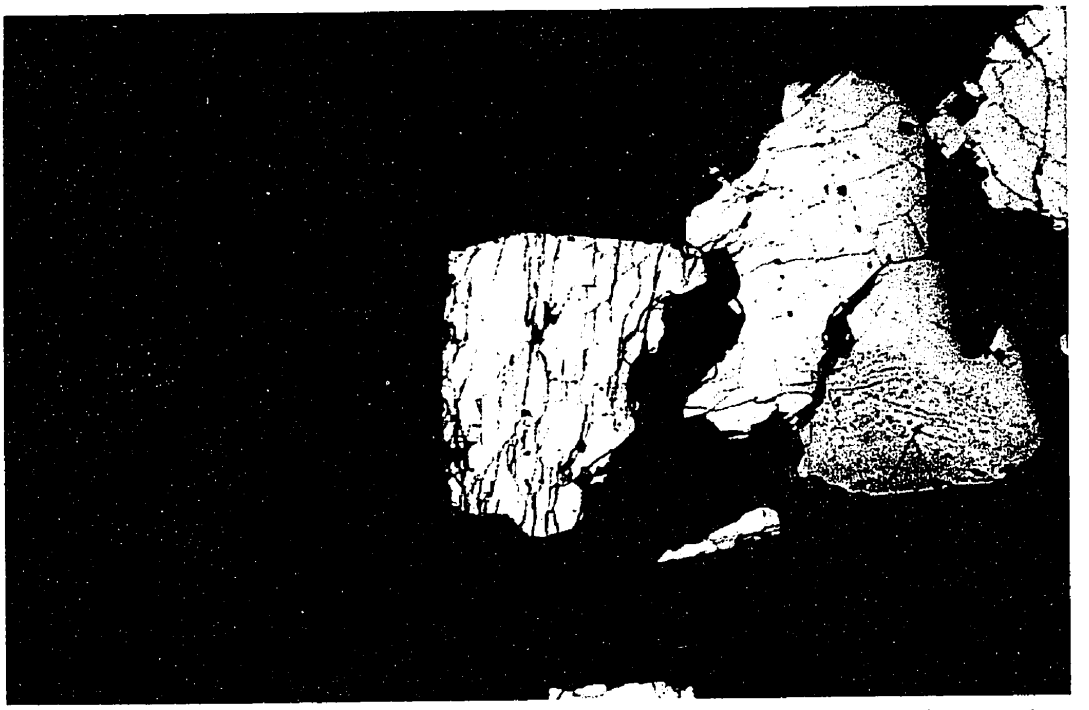


Figure 6.57: Pyrite primaire grossière montrant des microfissures causées par la cataclase (LR 115X).

cisaillantes. Elle fonctionne par le glissement des bordures des grains et une mobilité mécanique à l'échelle microscopique le long de microfissures, permettant la formation de fentes d'extension perpendiculaire à la schistosité (Cox, 1987, McClay et Ellis, 1983).

## *6.4 ZONE DE STOCKWERK*

La minéralisation de type stockwerk, au niveau de Hajar, se dessine sous forme de veinules enchevêtrées, donnant à la roche un aspect bréchique (figure 3.10). Sa minéralogie est dominée par la chalcopyrite et la pyrrhotite, encaissées par une roche silico-chloritisée (figure 6.58). Latéralement, il évolue en une zone riche en sphalérite formant de fines lamines riches en sphalérite conformes à la stratification et encaissées dans une roche séricitisée (figure 6.59).

### *6.4.1 MINÉRALOGIE DU STOCKWERK À CHALCOPYRITE*

La zone à chalcopyrite est la plus visible dans les stockwerks du gisement, où se développent des veines de pyrrhotite-chalcopyrite-quartz (figure 6.58). Le stockwerk recoupe toute la stratigraphie du mur de Hajar, mais domine principalement la base immédiate de la minéralisation massive. La chalcopyrite et la pyrrhotite sont les principaux sulfures, se présentant sous forme de remplissage interstitiel (figure 6.60) d'une roche hydrothermalement altérée. Les proportions des minéraux silicatés présents sont le quartz (~70%), la chlorite (~20%) et la biotite (~10%) (figure 6.61). Quelques minéraux accessoires sont aussi présents, tel le zircon, l'apatite et rarement la calcite et les minéraux titanifères (leucoxène), correspondant vraisemblablement à un assemblage minéralogique de haute température. Le quartz a texture en mosaïque (figure 6.61), s'associe localement à des tablettes de biotite de texture poécilitique (figure 5.14). La chlorite forme un réseau coalescent englobant dans ses mailles les grains de quartz ainsi que de la biotite fine (figures 6.61).

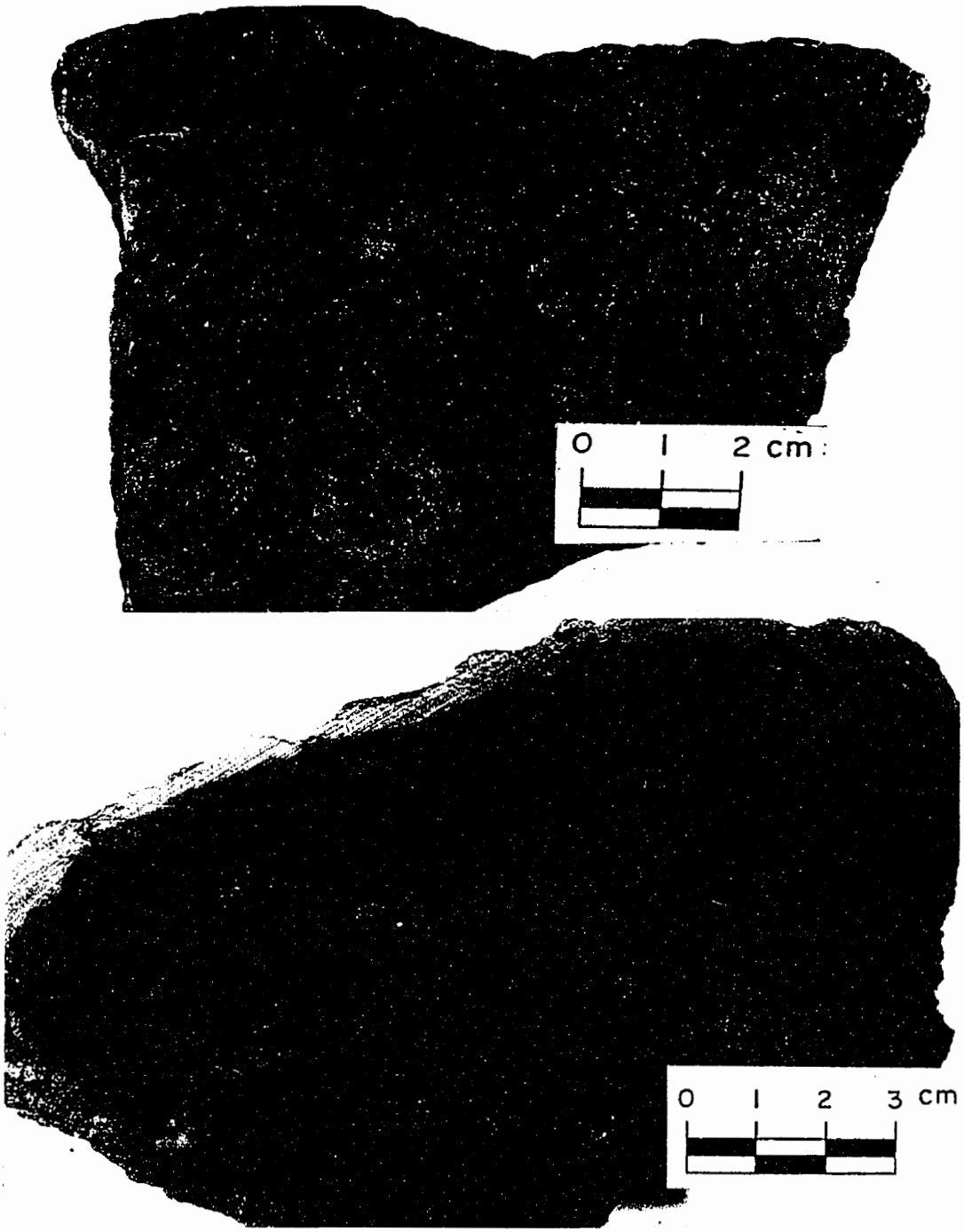



Figure 6.58: Stockwerk à dominance chalcopyritique, montrant une texture enchevêtrée de pyrrhotite et de chalcopyrite dans une roche silicifiée.

Figure 6.59: Zone à sphalérite associée au stockwerk, montrant la sphalérite sous forme de lamines ou de *nids* dans une roche verdâtre altérée en séricite.

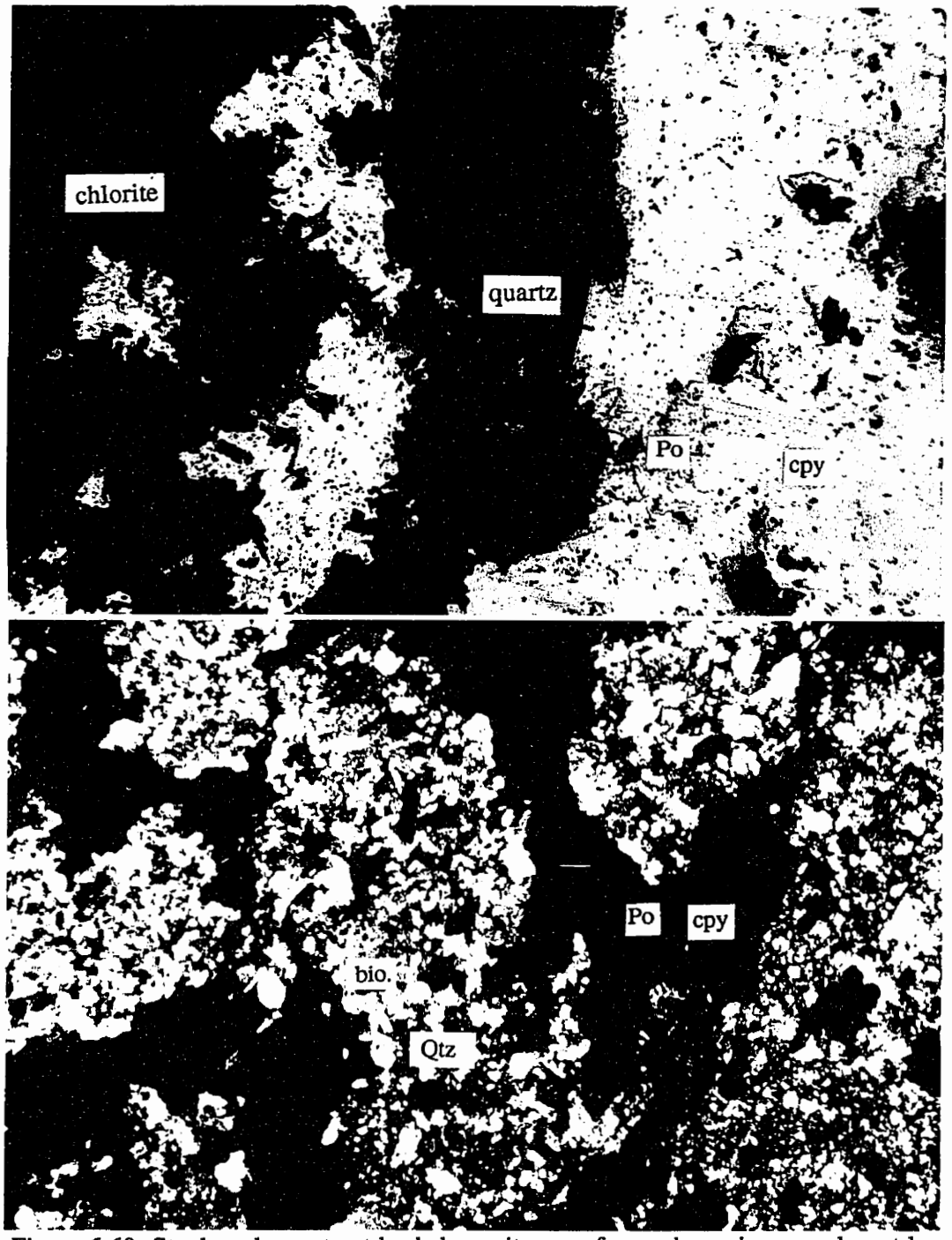



Figure 6.60: Stockwerk montrant la chalcopyrite sous forme de poches remplaçant la pyrrhotite. La gangue est représentée par du quartz-chlorite (LR 58X).

Figure 6.61: Stockwerk à chalcopyrite montrant le quartz, la biotite et peu de chlorite comme minéraux de gangue (LP 58X).

### *6.4.2 RYTHMITE À SPHALÉRITE ASSOCIÉE AU STOCKWERK*

La rythmite à sphalérite n'est que localement rencontrée. Elle correspond à l'extension latérale du stockwerk à chalcopyrite. Elle se caractérise par l'abondance de la sphalérite sous forme de strates de puissance millimétrique, englobées au sein d'une roche de couleur vert pâle (figure 6.59).

En détail, cette roche se constitue d'un assemblage séricito-quartzeux dont la granulométrie reste fine (figure 6.62). La séricite s'y présente en fines lattes semblant remplacé les minéraux feldspathiques (figure 5.17). Le quartz se retrouve en cristaux épars dans la séricite. L'association secondaire quartzo-sériciteuse correspondrait à une association paragénétique de moyenne température.

Dans cette zone, la sphalérite est le minéral métallique dominant, sinon le seul présent; la pyrrhotite et la chalcopyrite demeurent rares (figure 6.62). Les grains de sphalérite se présentent sous deux habitus différents: soit en grains fins, isolés, de couleur rouge orangée associés à des grains de quartz granulaire, l'ensemble organisé en fines lamelles de moins de 1 mm de puissance (figure 6.59); soit en grains agglomérés donnant naissance à des sphères de ~3 cm de diamètre (figure 6.59), dans ce cas la granulométrie de la sphalérite est communément grossière, dépassant les 150 μm.

### *6.4.3 ZONES COBALTIFÈRES*

Des analyses chimiques systématiques effectuées à différents niveaux de la mine ont révélé l'existence de certains indices cobaltifères à la base du gisement (Lbouabi, 1994). Ces indices se présentent sous forme de fine couches litées prises dans une zone fortement cisaillée. Il s'est avéré que les principaux indices sont liés au réseau de fractures de direction N25°, identiques à celles porteuses du stockwerk. L'association spatiale de ces couches cobaltifères avec le réseau des fractures laisse supposer un contrôle structural de ce type de minéralisation. Du point de vue minéralogique, les indices à minéraux cobaltifères sont constitués de cobaltite et de glaucodot baignant dans



Figure 6.62: Minéralisation rythmée montrant des lamines constituées majoritérement de sphalérite (pyrrhotite) au sein d'une matrice séricitisée (LN 11,6X).

une matrice essentiellement formée de chlorite et de biotite (Lbouabi, 1994).

## *6.5 ZONES À MINÉRALISATIONS OXYDÉES*

Cette partie du gisement regroupe le chapeau de fer, la minéralisation oxydée et la zone de cémentation, produits d'événements postérieurs à la minéralisation primaire qui est le sujet principal de notre étude. La roche qui les encaisse a subi, pour sa part, une kaolinisation poussée, les structures originelles de la roche sont préservées. Dans cette section, on effectue une brève description de la minéralisation oxydée; un sommaire des deux autres types est aussi présenté.

### *CHAPEAU DE FER*

Le chapeau de fer correspond à la zone de minéralisation la plus oxydée du gisement. Sous la paléotopographie, il envahit la partie superficielle du gisement sur une épaisseur d'environ 10 m. La roche présente une couleur rouge et/ou orange par la présence d'ocre, de la limonite, de la goethite et en petites quantités l'hématite et la magnétite. Des analyses chimiques effectuée par le BRPM ont rapporté quelques pourcentages de métaux, entre autres le zinc, le plomb et l'argent.

Au coeur de la roche nettement oxydée et riche en ocre, on retrouve des lentilles de roches encaissantes, de couleur blanchâtre, ayant subi un total lessivage et une silicification intense. Ces roches montrent une texture bréchique où les fragments sont cimentés et infiltrés d'ocre; il s'agit vraisemblablement de brèches d'effondrement.

### *MINERAI OXYDÉ*

Ce minerai représente la partie oxydée la plus étendue dans le gisement. Ce minerai se trouve au dessus de la zone de cémentation. Dans certaines portions du minerai massif, communément près des zones de failles, la transformation de la pyrrhotite s'enregistre autrement. Sur environ une trentaine de mètres de puissance, ce minerai se

caractérise par la transformation partielle sinon totale de la pyrrhotite en pyrite. La nature supergène de cette altération est démontrée par l'apparition de textures nodulaires caractéristiques de cette zone et par une importante porosité du minerai. Sous microscope, la principale texture que l'on rencontre dans ce type de minerai est de type en "birds-eye" (figure 6.63). Une structure pseudo-rubanée du minerai décrite par des lamines de sphalérite et de galène s'observe localement malgré l'extrême oxydation du minerai (figure 6.64). La pyrite et la marcassite se retrouvent associées aux sulfures de cuivre, de zinc (et de plomb), en plus des silicates et des carbonates qui démontrent des textures de remplacement.

Plusieurs pyrites ont pu être identifiées dans le minerai oxydé. La première, formant l'architecture concrétionnée en "birds-eye", consiste en agrégats finement granulaires occupant des volumes hémisphériques (figure 6.63). Les dimensions de ces structures varient d'une localité à une autre, allant de 30 µm à plus de 0,5 mm. La seconde génération apparaît au coeur des "birds-eyes", il s'agit d'une pyrite recristallisée montrant une texture massive et un aspect plus clair (figure 6.65), s'associant à de fines impuretés d'oxydes de fer (Zouhry, 1994). Une troisième génération, intimement associée à la marcassite, montre une granulométrie relativement plus fine, se développant autour et à travers les "birds-eyes" fissurés, leur texture en peigne montre le remplissage d'espaces ouverts (figure 6.65).

Des textures de dissolution et de redistribution marquent principalement les sulfures de cuivre, de zinc et de plomb. En effet, la chalcopyrite occupe des microfissures et l'interstice des structures en "birds-eye" (figure 6.66). À l'intérieur de la chalcopyrite, on peut observer de fines inclusions de pyrite d'oxydation, de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite (Zouhry, 1994). La sphalérite et la galène remplissent aussi les interstices des "birds-eyes" (figures 6.64, 6.66), laissant supposer leur précipitation durant l'oxydation. Les minéraux de gangues sont, pour l'essentiel, la chlorite et en faible quantité la sidérite, le talc et le quartz. Analysées chimiquement la chlorite et les carbonates sont ferrifères. Du quartz corrodé par les mêmes solutions se retrouve dans les interstices.

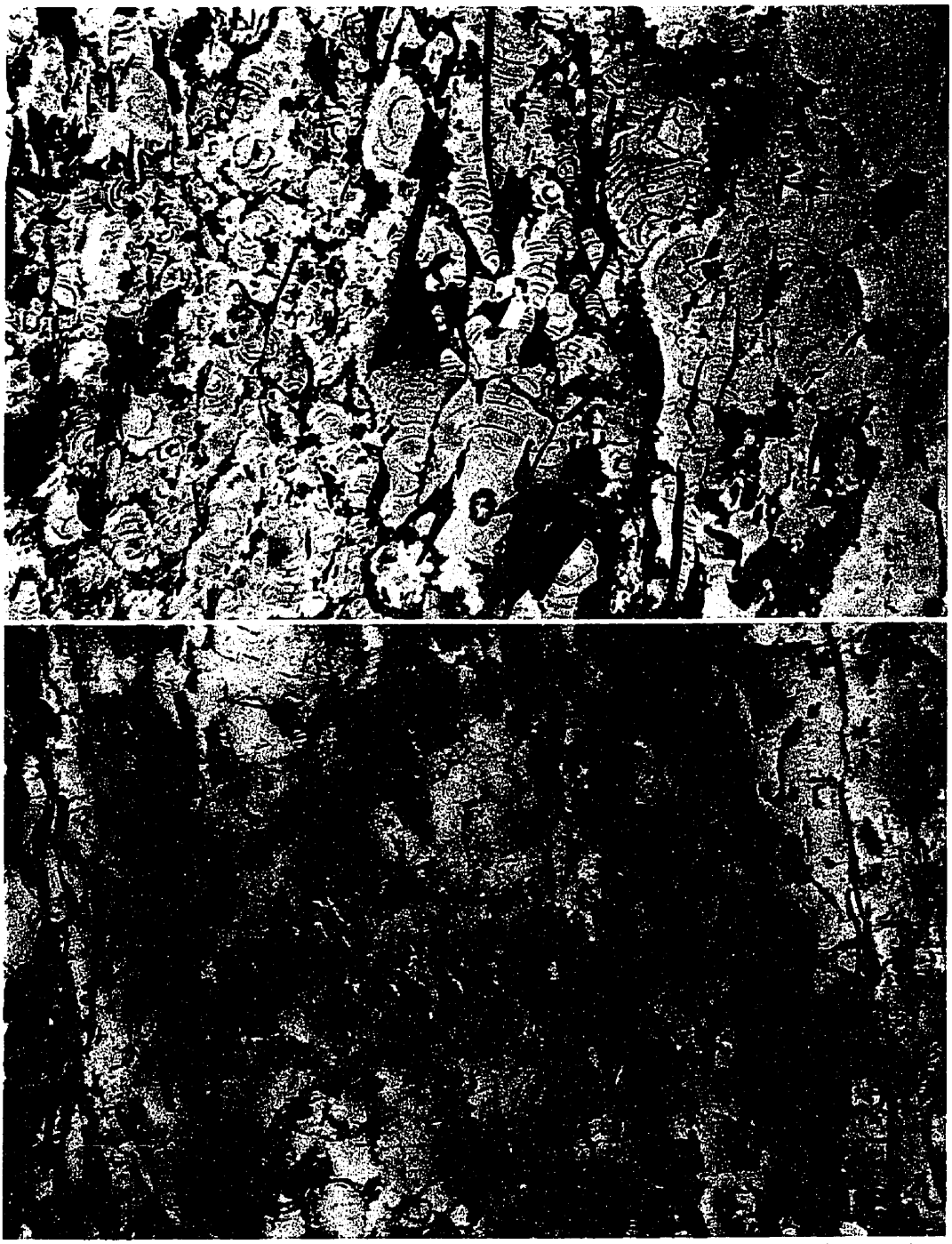


Figure 6.63: Minerai oxydé montrant la pyrite en "birds eyes" cimentée par la sphalérite et la chalcopyrite (LR 58X).

Figure 6.64: Minerai oxydé montre la sphalérite et les filaments de chlorite décrivant un rubanement minéral (LR 115X).

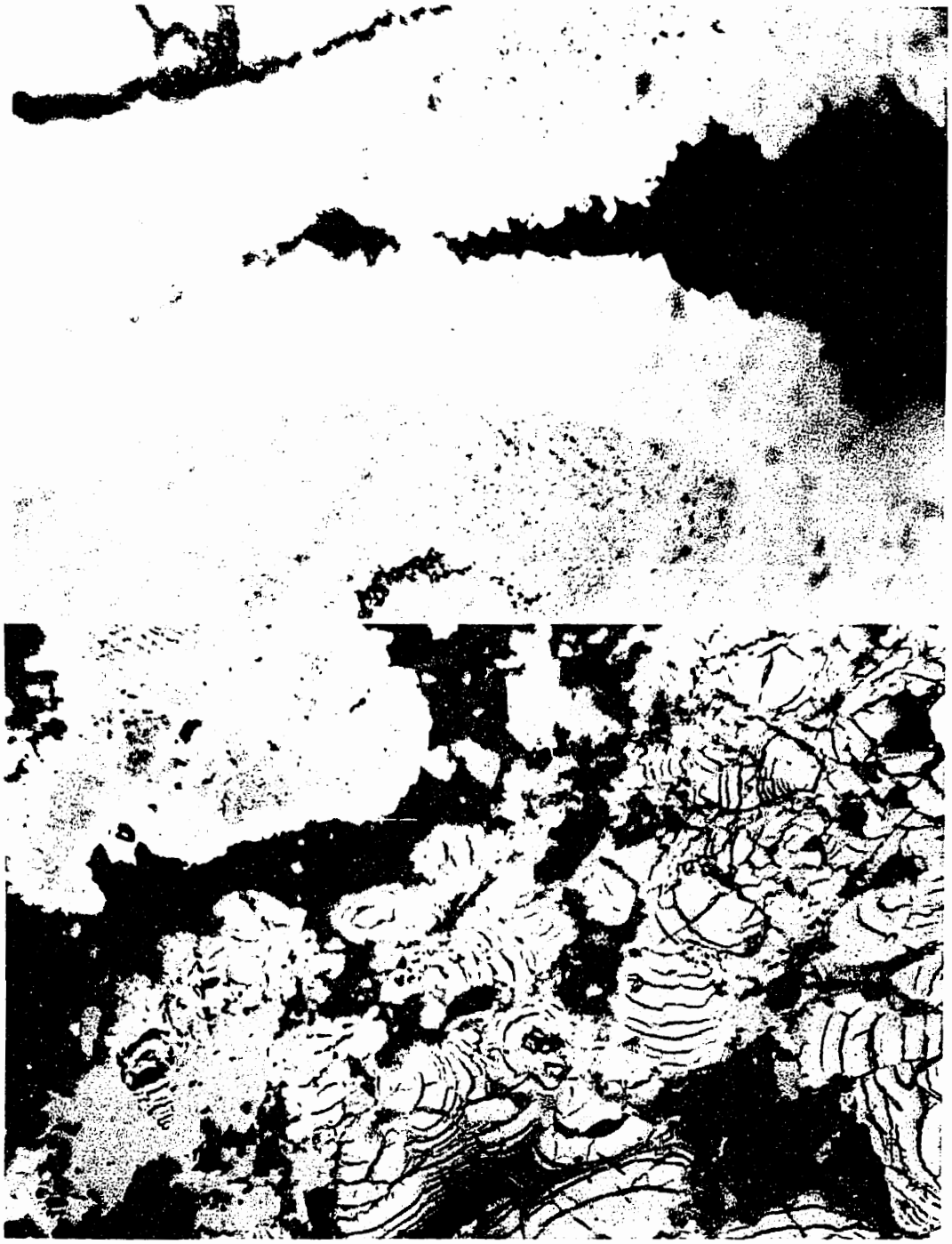


Figure 6.65: Pyrite en "birds eyes" associée à une pyrite à texture en peigne (LR 1450X oil).

Figure 6.66: La pyrite en "birds eyes" désagrégée et cimentée par la chalcopyrite et la sphalérite (LR 58X).

*ZONE DE CÉMENTATION*

La zone de cémentation se situe à l'interface du minerai oxydé et du minerai sain. C'est une zone d'une douzaine de mètres de puissance où s'accumulent la majorité des métaux lessivés des minéralisations sous-jacentes, soit le chapeau de fer et la minéralisation oxydée. Cette zone se caractérise par sa grande abondance de minéraux cuprifères. Les teneurs en cuivre sont en moyenne de 25%; des teneurs de 45% sont aussi notées. Comme minéraux cuprifères, on y trouve de la bornite, de la chalcocite, de la covellite et de la chalcopyrite. La sphalérite et la galène sont aussi présentes et l'ensemble de ces sulfures sont cimentés par la pyrite en "birds-eye", rarement par la pyrrhotite. Les minéraux de gangue, déterminés par diffractométrie sont, pour l'essentiel, des carbonates de fer, de cuivre et de plomb (entre autres, l'ankérite, la malachite, l'azurite ainsi que la cérusite), de la silice et de la chlorite en traces.

## *6.6 SÉQUENCES PARAGÉNÉTIQUES DES SULFURES À HAJAR*

La description des minéralisations de Hajar a, sur le plan génétique, fait ressortir quatre types de minéralisations: une minéralisation épigénétique (stockwerk), une minéralisation syndiagénétique (la minéralisation rubanée à sphalérite), une minéralisation tardi-diagénétique (minerai sulfuré grossier) et une minéralisation syntectonique.

Les minéralisations syndiagénétiques se caractérisent par une organisation litée des sulfures et regroupent les rythmites et la minéralisation rubanée à sphalérite du minerai massif.

Les minéralisations épigénétiques se réfèrent à des minéralisations de remplacement de roches préexistantes, occasionnant l'apparition des nouvelles associations minérales. Les zones de stockwerk sont les plus évidentes, où la roche encaissante a subi une totale transformation minérale, laissant apparaître une roche silicifiée recoupée par des veines de quartz-sulfures. Dans le minerai massif, la minéralisation épigénétique apparaît dans la zone à chalcopyrite rubanée, localisée

immédiatement par dessus la zone de décharge. Ce rubanement minéral est plus ou moins continu, marquant le remplacement de la sphalérite et de la galène ainsi que des minéraux de gangue.

La minéralisation tardi-diagénétique se retrouve sous deux aspects à Hajar. Une première minéralisation semble colmater des fissures d'orientation N25° qui traversent le gisement de part en part. La granulométrie des sulfures y est particulièrement grossière, de l'ordre centimétrique pour la sphalérite, la galène et chalcopyrite alors que la pyrrhotite est de dimension millimétrique montrant une couleur beige (figure 6.23).

La minéralisation syntectonique se rencontre au coeur de la lentille à pyrrhotite massive, la tectonique y est marquée par la remobilisation de la chalcopyrite sous forme de lentilles orientées dans le plan de la schistosité (figure 6.19).

## *6.6.1 SUCCESSION PARAGÉNÉTIQUE D'ORDRE 1*

Dans cette paragenèse on retrouve les associations et les transformations syndiagénétique et diagénétique survenues lors de la mise en place du gisement, aussi bien dans le stockwerk que dans les minéralisations rubanée et massive.

### *PARAGENÈSES DANS LE STOCKWERK*

Dans l'ensemble du stockwerk de Hajar, la pyrrhotite, la chalcopyrite ainsi que la pyrite dépassent les 80% en volume des sulfures. Trois stades de déposition peuvent être identifiés (figure 6.67). Durant les stades I et II de la paragenèse plus de 95% de sulfures et des minéraux de gangue du stockwerk se sont déposés. Le stade III se démarque essentiellement par la précipitation de la chalcopyrite comme phase de remplacement de la sphalérite et de la galène, mais principalement par la silicification hydrothermale.

Le stade I marque la principale précipitation de la pyrrhotite, ainsi que de la totalité de la pyrite. Les minéraux déposés durant ce stade occupent 60% du volume total du

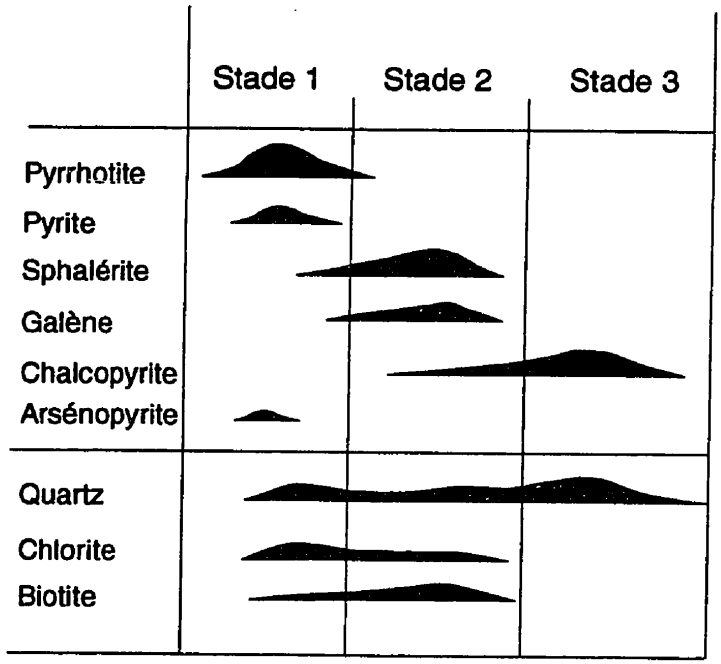



Figure 6.67: Représentation graphique de la paragenèse dans le stockwerk.

stockwerk. Les minéraux silicatés sont représentés par une première génération de chlorite, de biotite et de quartz montrant une granulométrie relativement grossière; ces minéraux se présentent comme remplissage intergranulaire et comme inclusions dans la pyrrhotite. La seconde génération montre une granulométrie plus fine, vraisemblablement déposée durant les stades II et III.

En ce qui concerne les sulfures, dans un liant pyrrhotitique, on rencontre des cristaux cubiques de pyrite se présentant communément en petits cristaux de moins de 10 µm. À certains endroits, la pyrite se présente en cristaux individuels d'une taille dépassant les 0,1 mm ou en petits agrégats dispersés dans la pyrrhotite; cette pyrite démontre des textures de croissance, une évidence de sa nature primaire.

Le stade II correspond à la période majeure de précipitation du zinc et du plomb. La minéralisation de ce stade représente 10% du volume du stockwerk. Dans le stockwerk à chalcopyrite, la sphalérite ainsi que la galène montrent des textures de remplacement de la pyrrhotite. Ces deux sulfures se présentent sous forme de microveinules au sein de la pyrrhotite. Localement, les grains de sphalérite sont corrodés, alors que d'autres sont fracturés et remplis de quartz. C'est probablement durant ce stade que le stockwerk à sphalérite s'est formé.

Le stade III correspond à la période durant laquelle se sont déposées la chalcopyrite et la majeure partie du quartz. Le volume des minéraux déposés durant ce stade occupe environ 30% des sulfures du stockwerk. Les relations texturales entre le quartz et la chalcopyrite suggèrent que la majorité de ces minéraux ont pris place après la minéralisation de métaux de zinc-plomb. La chalcopyrite se présente sous forme de larges plages xénomorphes renfermant toutes les autres phases ou sous forme de remplissage interstitiel remplaçant sur son passage la pyrrhotite, la sphalérite et la galène. De rares exemples de "chalcopyrite disease" (Barton et Bethke, 1987) sont aussi rencontrés; cette texture montre une précipitation antérieure de la sphalérite suivie d'un remplacement partiel par la chalcopyrite lors du passage d'une solution riche en cuivre.

### *PARAGENÈSE DES SULFURES DANS LES RYTHMITES*

La majorité des lamines ne montre que la pyrrhotite comme phase sulfureuse. Cependant, les quelques lamines de puissance centimétrique affichent d'autres sulfures. Dans la succession paragénétique, il semble que la pyrrhotite est la première à avoir précipité suivie de sphalérite-galène, l'ensemble est partiellement remplacée par la chalcopyrite discutée dans la section 6.2 (MINÉRALISATION DE TYPE RYTHMÉ).

### *PARAGENÈSES DANS LA MINÉRALISATION MASSIVE*

Dans la minéralisation massive de Hajar, on distingue trois associations paragénétiques distinctes, déterminées sur la base des relations texturales des sulfures. Dans la lentille est (à pyrrhotite dominante), la séquence paragénétique des sulfures change graduellement d'une minéralisation à pyrrhotite-chalcopyrite, vers une minéralisation à pyrrhotite-sphalérite-galène-arsénopyrite, vers finalement une minéralisation à pyrrhotite-sphalérite-galène. Dans la lentille ouest (à dominance pyriteuse) la séquence paragénétique débute par la formation de la pyrite suivie de la sphalérite-galène et finalement de la chalcopyrite.

Au sein de l'amas sulfuré, la minéralisation primaire subit un remplacement lors de la diagénèse, permettant la formation du minerai à chalcopyrite rubanée à cheval sur la zone de décharge. Dans cette zone, la paragenèse des sulfures est simple à effectuer à cause de la faible abondance des phases, seules la pyrrhotite et la chalcopyrite sont présentes. Dans ce minerai, les textures montrent le remplacement de la pyrrhotite par la chalcopyrite.

### *PARAGENÈSE DANS LA LENTILLE EST*

Dans le secteur est, la minéralisation à pyrrhotite, sphalérite et galène annonce trois stades de précipitation et de remplacement (figure 6.68). Le stade I se caractérise par une importante précipitation de la pyrrhotite, formant des grains de forme irrégulière; à laquelle s'associe à l'arsénopyrite en cristaux individuels, fins, dispersés ou en petits

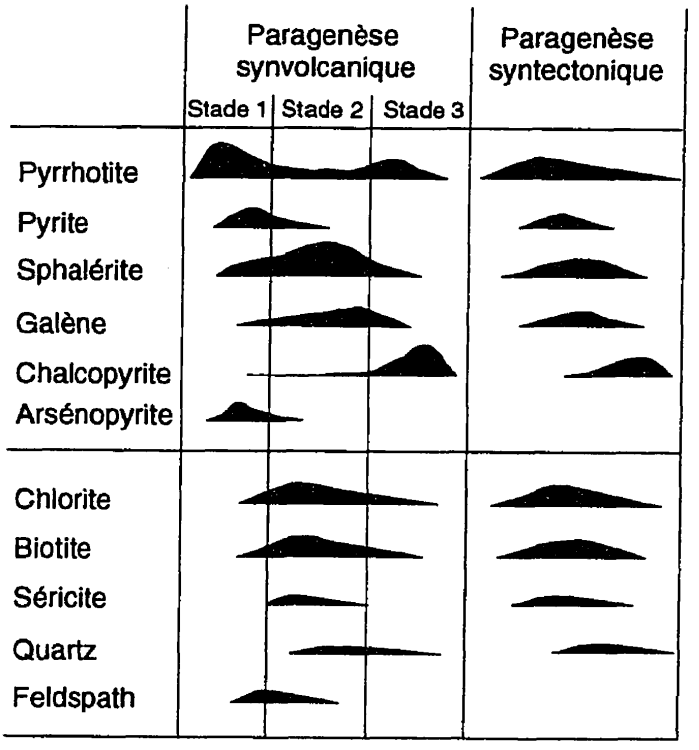



Figure 6.68: Représentation graphique des paragenèses dans le minerai massif à pyrrhotite dominant de la lentille est.

agrégats (figure 6.27). L'arsénopyrite semble appartenir à une première phase de précipitation.

Le stade II correspond au stade le plus productif de la minéralisation à zinc-plomb. Par ordre d'abondance on retrouve la sphalérite, la pyrrhotite, la galène, l'arsénopyrite et une quantité mineure de chalcopyrite. Ce stade se caractérise par l'abondance de la pyrrhotite et la presqu'absence de la pyrite. L'arsénopyrite, nettement moins abondante, se retrouve disséminé dans la pyrrhotite. Les relations texturales entre les sulfures montrent le remplacement de la pyrrhotite par la sphalérite, laquelle est remplacée à son tour par la galène (figure 6.25).

Le stade III représente la principale phase cuprifère. Il se caractérise par la domination de la chalcopyrite remplaçant toute autre phase sulfureuse, elle forme une couronne autour de la sphalérite (figure 6.31), ou remplaçant certaines portions de la sphalérite formant la "chalcopyrite disease" (figure 6.26).

*PARAGENÈSE DE LA LENTILLE OUEST*

Le domaine ouest du gisement, dans lequel la pyrite dépasse en proportion la pyrrhotite, la paragenèse minérale montre trois stades (figure 6.69).

Le stade I débute vraisemblablement par la formation de la pyrite en cristaux automorphes simultanément avec la pyrrhotite. La sphalérite et la galène en rubans discrets se superposent à la pyrrhotite et la pyrite. Ce stade serait l'équivalent du stade I du secteur est. Les minéraux de gangue à ce stade demeurent la chlorite, la séricite et un peu de quartz.

Pour le stade II, correspondant minéralogiquement à la phase dominante de la paragenèse, la pyrite demeure le sulfure de fer prédominant (figure 6.37). La granulométrie de la pyrite devient alors de plus en plus fine. Elle se présente sous forme de cristaux cubiques d'une dimension moyenne de moins de 40 µm, communément dispersés dans la sphalérite et rarement dans la pyrrhotite; la galène et la chalcopyrite sont nettement plus rares. Les relations entre les phases font ressortir que la pyrite

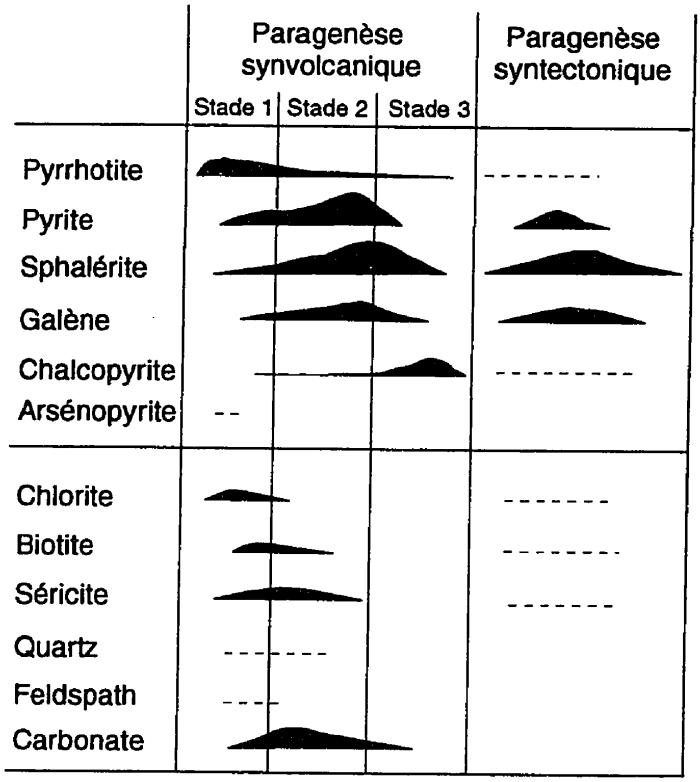



Figure 6.69: Représentation graphique des paragenèses dans le minerai à pyrite dominante du secteur ouest.

semble avoir cristallisé en premier, suivie de la sphalérite et en quantités mineures de la pyrrhotite. Les carbonates sont les principaux minéraux de gangue, peu de séricite et de biotite lui sont associées.

Au stade III apparaît la chalcopyrite qui recoupe aussi bien les cristaux de pyrite que les grains de la sphalérite, démontrant que la chalcopyrite était la dernière phase à se déposer.

### *6.6.2 SUCCESSION PARAGÉNÉTIQUE D'ORDRE 2*

Les paragenèses subséquentes font référence aux transformations syntectoniques (figures 6.68, 6.69). La plus évidente reste la minéralisation le long de failles, où la déformation a bréchifié et recristallisé les sulfures. Un autre aspect de la minéralisation syntectonique est représenté par la chalcopyrite lenticulaire orientée par la schistosité (figure 6.19). Dans ce dernier cas, la paragenèse demeure simple et seules la chalcopyrite et la pyrrhotite sont présentes; on y assiste communément au remplacement de la pyrrhotite par la chalcopyrite. Parmi les pyrites du minerai du secteur ouest, on observe une pyrite porphyroblastique, des cristaux de pyrite déformés et d'autres cataclasés, vraisemblablement sous l'effet de la déformation et de la recristallisation dynamique.

La description présentée dans la section 6.2.3 (TEXTURES DE DÉFORMATION DES MINERAIS) fait ressortir l'importance de la recristallisation aussi bien de la sphalérite de la galène que de la pyrrhotite et de la chalcopyrite, vraisemblablement lors de la déformation tectonique. La déformation régionale, ayant causé le plissement de l'amas sulfuré, s'accompagne dans un premier temps de la conversion cristalline de la pyrrhotite, ainsi que de la recristallisation et la réorientation de la majorité des sulfures. Cette recristallisation aurait entraîné le rééquilibrage des phases sulfurées dans les rubans, accentuant ainsi le rubanement minéral sédimentaire préexistant. Parmi les silicates, seule la chlorite montre une microstructure plissée liée à la déformation régionale (figure 5.6).

## *6.7 DISTRIBUTION SPATIALE DES SULFURES DU DOMAINE EST*

L'étude de la zonalité des sulfures dans les amas sulfurés permettrait de localiser les zones de décharge, les zones proximales et les zones distales; en plus de permettre de comprendre le comportement physico-chimique du fluide lors de la formation du minerai.

La distribution des espèces métalliques à travers le gisement de Hajar ne semble pas être homogène et ceci se manifeste par la diversité de minerais (figure 6.11). Pour tracer cette distribution, nous disposons d'environ 2000 analyses chimiques prélevées à la mine, étalées sur une superficie d'environ 8000 $m^2$ et qui proviennent de la partie orientale du gisement (dominé par la pyrrhotite), du niveau 580 (figure 6.70). Ces échantillons ont été prélevés dans les parois des galeries à l'aide de la foreuse JAMBO puis analysés au laboratoire de chimie de la mine; ils ont servi à des fins d'exploitation et au calcul du tonnage et des réserves.

Dans le secteur ouest à dominance de pyrite, l'échantillonnage à l'aide du JAMBO n'a été que partiellement effectué et par conséquent cette zone n'est pas prise en considération dans notre approche.

La zonalité chimique des sulfures au sein du gisement pourrait être visualisée par des cartes d'isovaleurs des teneurs métal et/ou des rapports des métaux, entre autres le rapprot cuivre $R_{Cu}$ = Cu/(Zn+Pb).

Afin de tracer les cartes d'isocontours, nous disposons du logiciel WINSURFER. Le krigeage est pondéré par rapport à l'inverse des distances au carré avec une limite de 40 points avoisinants. Les paramètres de la grille qui ont servi de base pour le tracé des isovaleurs sont fixés à 80X160 points pour l'ensemble des cartes présentées.

Les isovaleurs du rapport cuivre $R_{Cu}$ = Cu/(Zn+Pb) identifient une zone exceptionnellement riche en cuivre (>36% en teneur) qui traverse l'aire d'échantillonnage (figure 6.71). Cette zone intercepte la lentille d'une manière perpendiculaire à la stratigraphie, à cheval sur la zone du stockwerk et coïncidant avec un couloir de failles de direction N25°, vraisemblablement synsédimentaire. Une seconde tendance, relativement moins importante que la première, se retrouve dans la position concurrente avec la base

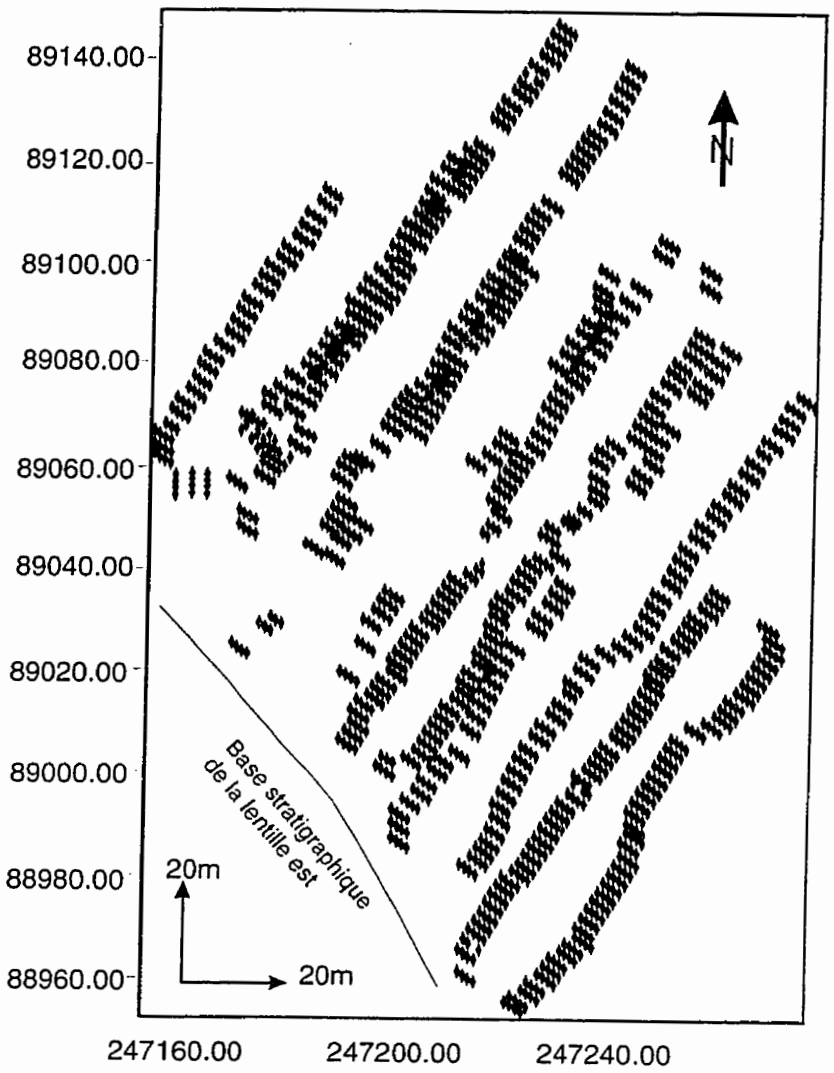



Figure 6.70: Positionnement des échantillons analysés dans le niveau 580 à travers la lentille est (localisation voir la figure 6.11)

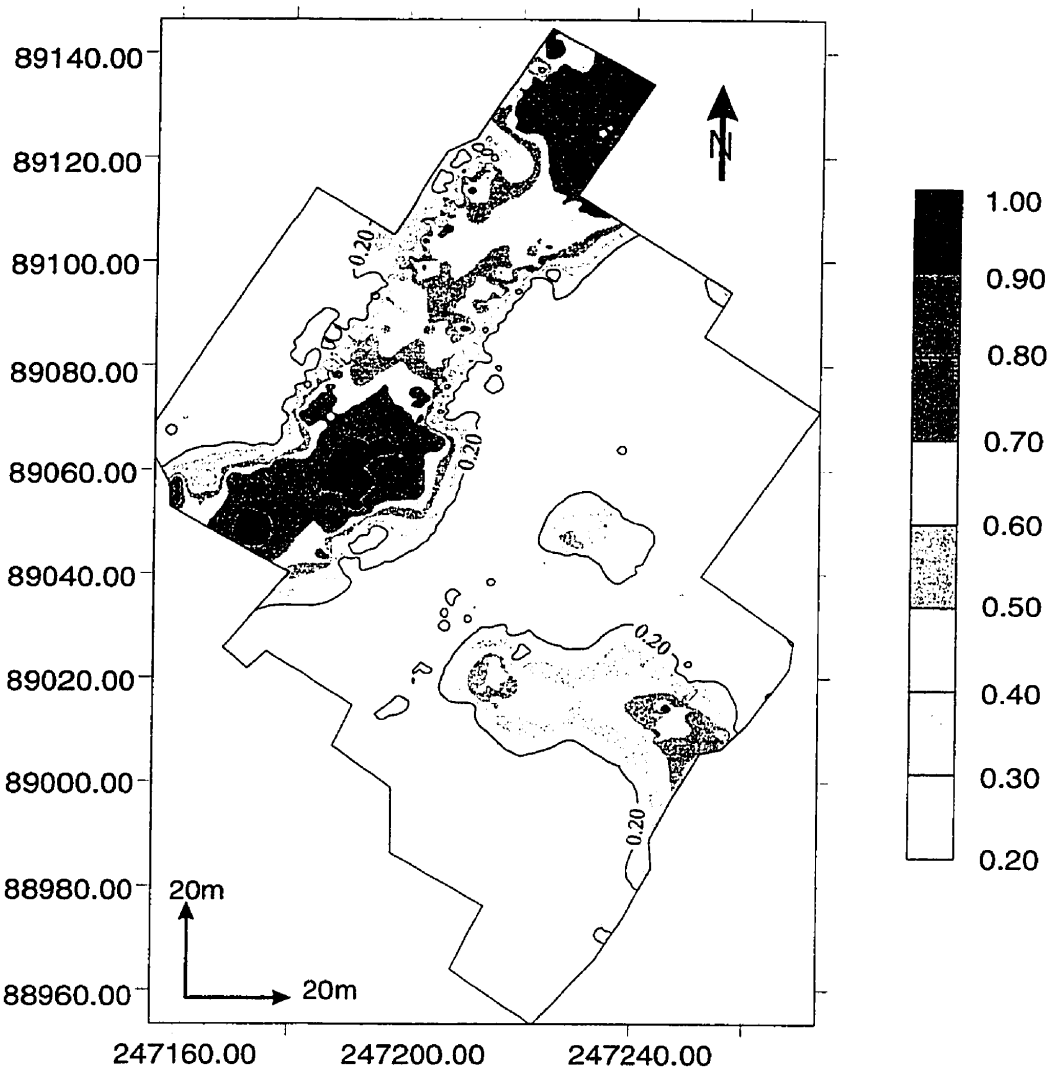



Figure 6.71: Carte d'isovaleurs du ratio $R_{Cu}$= Cu/(Zn+Pb)) du niveau 580 de la lentille est.

de la minéralisation coincidant avec une zone riche en fer.

Le zinc et le plomb montrent des distributions similaires et une continuité entre ces deux éléments. Leurs distributions montrent des tendances attribuées principalement à deux horizons de hautes concentrations (de 16 et 21% pour le Zn et de 9 à 15% pour le Pb). Ces deux horizons présentent une direction est-ouest, le premier se trouvant à la base et le second au sommet de la lentille est (figures 6.72, 6.73). En général, le centre de la lentille semble peu minéralisé en zinc et en plomb, montrant des valeurs en fer élevées, dépassant localement les 55%. Les zones riches en cuivre décrites ci-haut, généralement pauvres en zinc et en plomb, partagent cette aire zinco-plombifère en deux domaines.

Les teneurs en argent à travers la minéralisation de Hajar varient principalement de 75 à 135 ppm. Les isovaleurs de l'argent (figure 6.74) montrent une tendance similaire à celles du plomb, confirmant l'affiliation de l'argent au plomb.

La zone centrale riche en fer, prise entre les deux zones riches en sphalérite-galène, pourrait être interprétée comme la conséquence de fluides tardifs ayant permis la remobilisation des sulfures de zinc et de plomb. La zone de cuivre de haute teneur, surplombant la zone du stockwerk, montre une distribution qui échappe à la norme d'une accumulation uniquement basale, tels les gisements volcanogéniques miocènes du Japon ou archéens du Canada. Cette distribution peut être expliquée par l'action des fluides cuprifères tardifs ayant circulé à travers des failles, probablement synsédimentaires, causant une perturbation de la zonalité précoce. La seconde tendance qui se confond à la zone de fer pourrait être considérée comme primaire syndiagénétique; Routhier et al. (1980) soulignent la préservation d'une accumulation initiale basale cuprifère dans les gisements déformés.

Le zinc, comme le plomb, confirme l'hypothèse d'une remobilisation syndiagénétique repoussant le zinc et le plomb à des niveaux supérieurs en faveur du fer et une remobilisation tardive par la formation de la zone à hautes teneurs en cuivre.

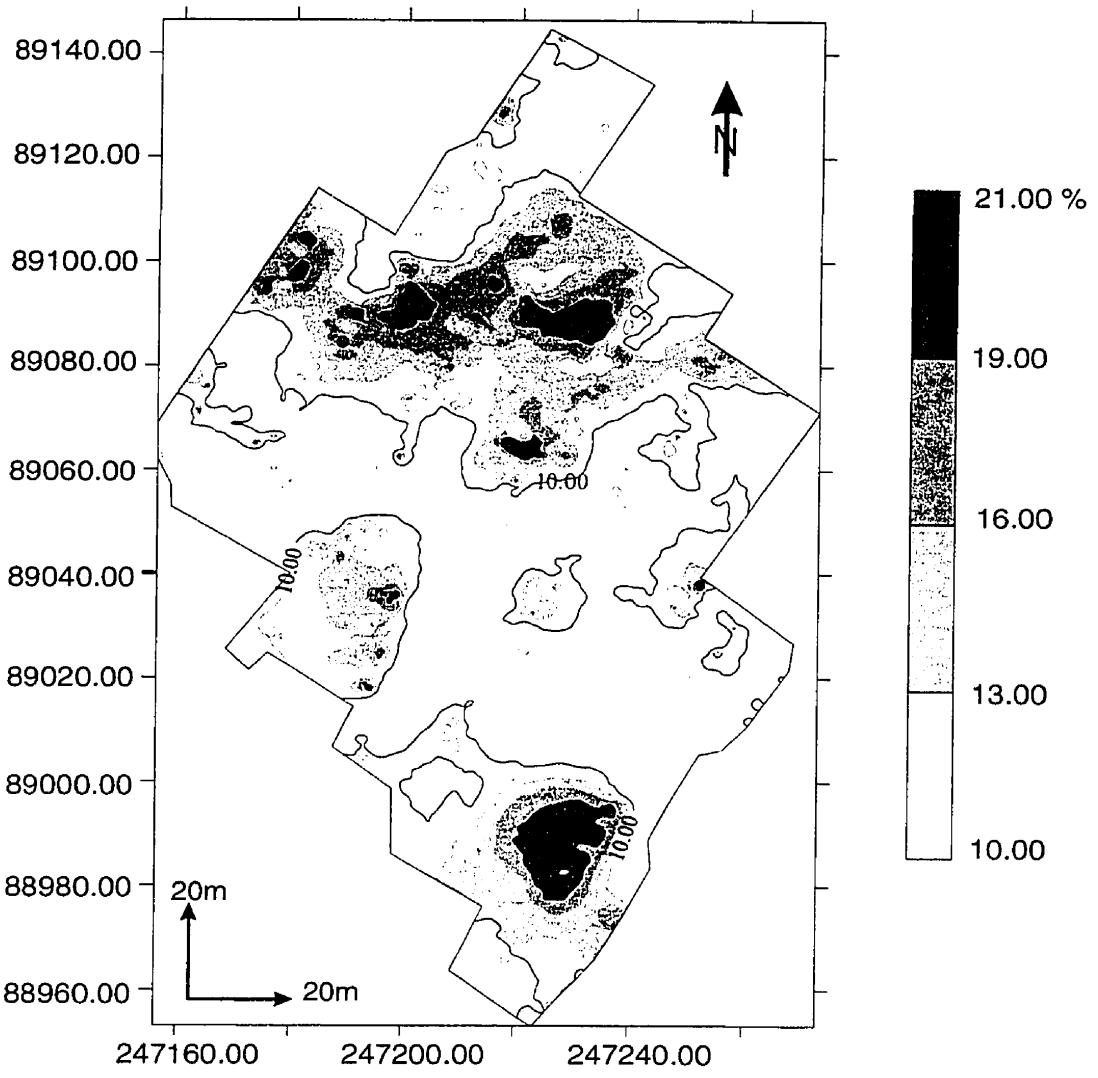



Figure 6.72: Carte d'isovaleurs des concentrations en zinc du niveau 580 de la lentille est.

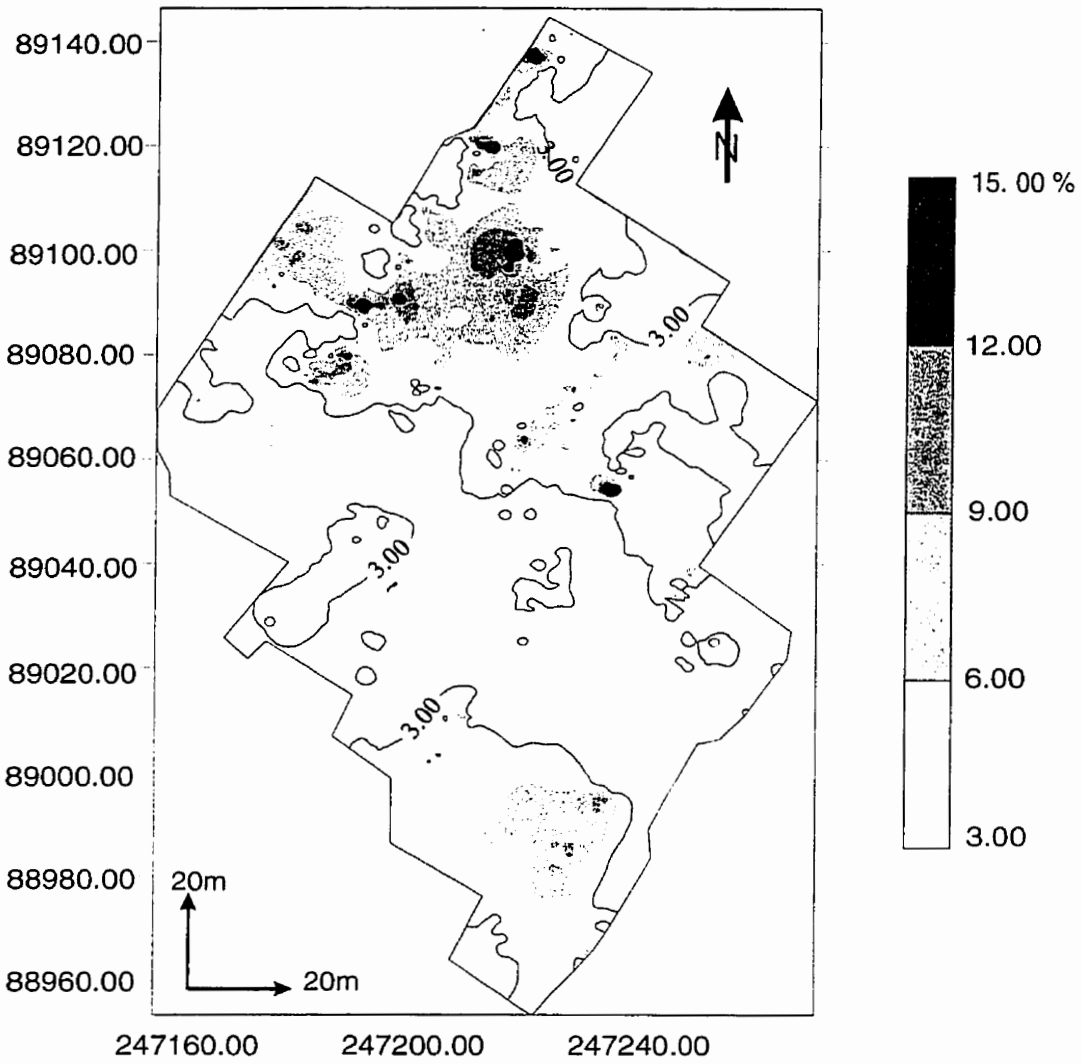



Figure 6.73: Carte d'isovaleurs des concentrations en plomb de la lentille est du niveau 580.

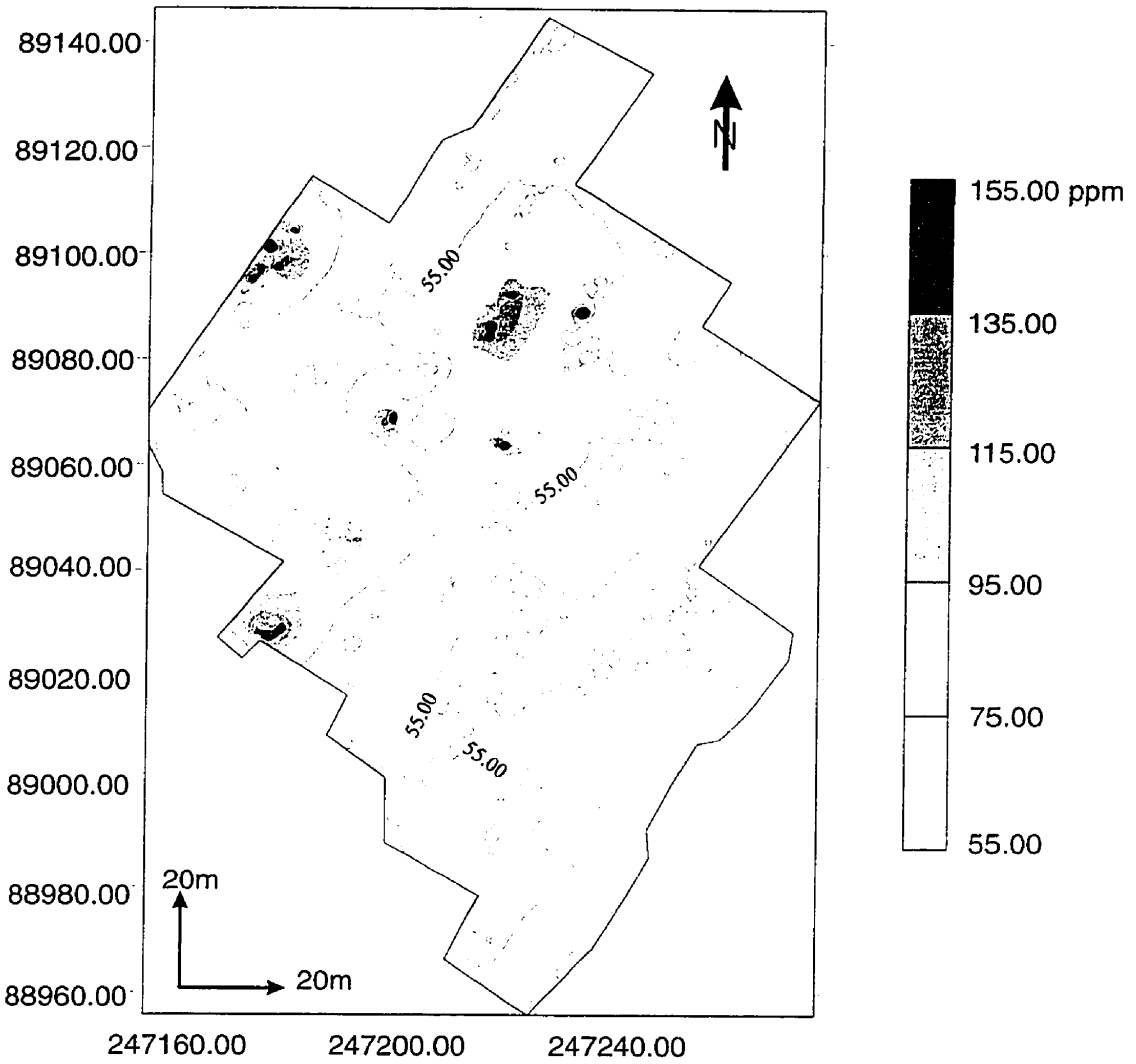



Figure 6.74: Carte d'isovaleurs des concentration de l'argent du niveau 580 de la lentille est.

Des études thermodynamiques sur la solubilité des métaux (Sato, 1973, Large, 1977, Ohmoto et Skinner, 1983, Lydon, 1988) ont démontré le contrôle de la température sur la distribution ainsi que la teneur en métaux des dépôts sulfurés. Huston et al. (1992) ont utilisé le rapport Cu/(Zn+Pb) dans la détermination des températures de formation de minerais. Ils suggèrent des rapports supérieurs à 0,67 pour des températures de formation inférieures à 240°C et des rapports inférieurs à 0,61 pour des températures entre 240 et 300°C. La visualisation de ce rapport à Hajar, révèle deux zones de températures élevées qui correspondent aux zones cuprifères, suggérant que la zone de minéralisation grossière aurait servi de drain principal pour des solutions hydrothermales.

## *6.8 PRÉCISIONS OBTENUES DES INCLUSIONS FLUIDES*

L'étude des inclusions fluides permet de déterminer les conditions de salinité et de température des fluides responsables de la formation de la minéralisation de Hajar. Les inclusions sont étudiées principalement dans des grains de quartz provenant du stockwerk à chalcopyrite dans lequel la granulométrie des phases minérales est grossière et où les assemblages minéralogiques demeurent, comparés à ceux de la minéralisation massive, relativement simples. Dans la séquence paragénétique, le quartz paraît synchrone à la précipitation des sulfures. Le choix de la zone de stockwerk paraît essentiel, dans la mesure où les données des fluides ascendants sont étudiées en dessous du niveau du plancher océanique.

Sept échantillons, provenant de différents niveaux du stockwerk à chalcopyrite, sont pris en considération. Sur chaque échantillon, lorsque la qualité de la section le permet, une quinzaine d'inclusions sont étudiées. Les grains de sphalérite sont sombres et ceux de calcites montrent des clivages qui empêchent de les étudier. Seuls les grains de quartz se révèlent être propices à une telle analyse.

La microthermométrie des inclusions fluides est effectuée dans le laboratoire de l'Université McGill, sur des lames doublement polies de 100 à 300 µm d'épaisseur, en

utilisant le stage Fluid Inc. Model III monté sur un microscope Leitz avec un objectif à grossissement de 50X. Les températures, mesurées par un thermocouple chrome-alumel relié à la platine, s'enregistrent sur un panneau digital. Le taux de réchauffement est maintenu à 1°C/min. Dans nos manipulations et pour éviter une possible dilatation ou décrépitation des inclusions, l'acquisition des données est effectuée tout d'abord à basse puis à haute température.

Dans notre étude, nous ne nous intéressons qu'aux inclusions primaires. Ces inclusions montrent une forme plus ou moins régulière (figures 6.75, 6.76) , rarement en forme d'étoile, allongée ou négative. Leur dimension est de 10 à 20 μm et leur nombre reste limité, comparativement aux inclusions qui risquent d'être secondaires. Aucun minéral fils n'a pu être observé dans ces inclusions.

Selon les proportions vapeur/liquide, deux catégories d'inclusions ont pu être identifiées: la première montre une phase vapeur occupant ~35% de l'inclusion (figure 6.75), alors que la seconde catégorie, plus aqueuse dont la phase vapeur occupe ~15% (figure 6.76). De rares inclusions isolées ayant une seule phase liquide, laissent suggérer une capture à des températures de moins de 70°C.

Les inclusions à phase vapeur représentent environ 70% des inclusions primaires reconnues. Elles présentent une forme géométrique assez simple, globuleuse, prismatique ou légèrement allongée. Les inclusions plus aqueuses, représentent moins de 10% des inclusions primaires. Ces inclusions ont des formes plus ou moins allongées, montrant communément des phénomènes d'étranglement ("necking"). Selon Roedder (1984), le phénomène d'étranglement perturbe grandement les températures et la salinité initiales. Ces inclusions ne sont pas prises en considération dans cette étude.

Comme résultat, les températures d'homogénéisation obtenues pour l'ensemble des échantillons varient de 200°C et 340°C, avec une moyenne de ~280°C (figure 6.77a).

La salinité est obtenue à partir de la température de fusion de la clathrate ($Tf_{clat}$). Cette température varie de -3°C à -8°C, en moyenne -5,5°C (figure 6.77b), correspondant à une salinité moyenne de 5,8 % poids équivalent NaCl.

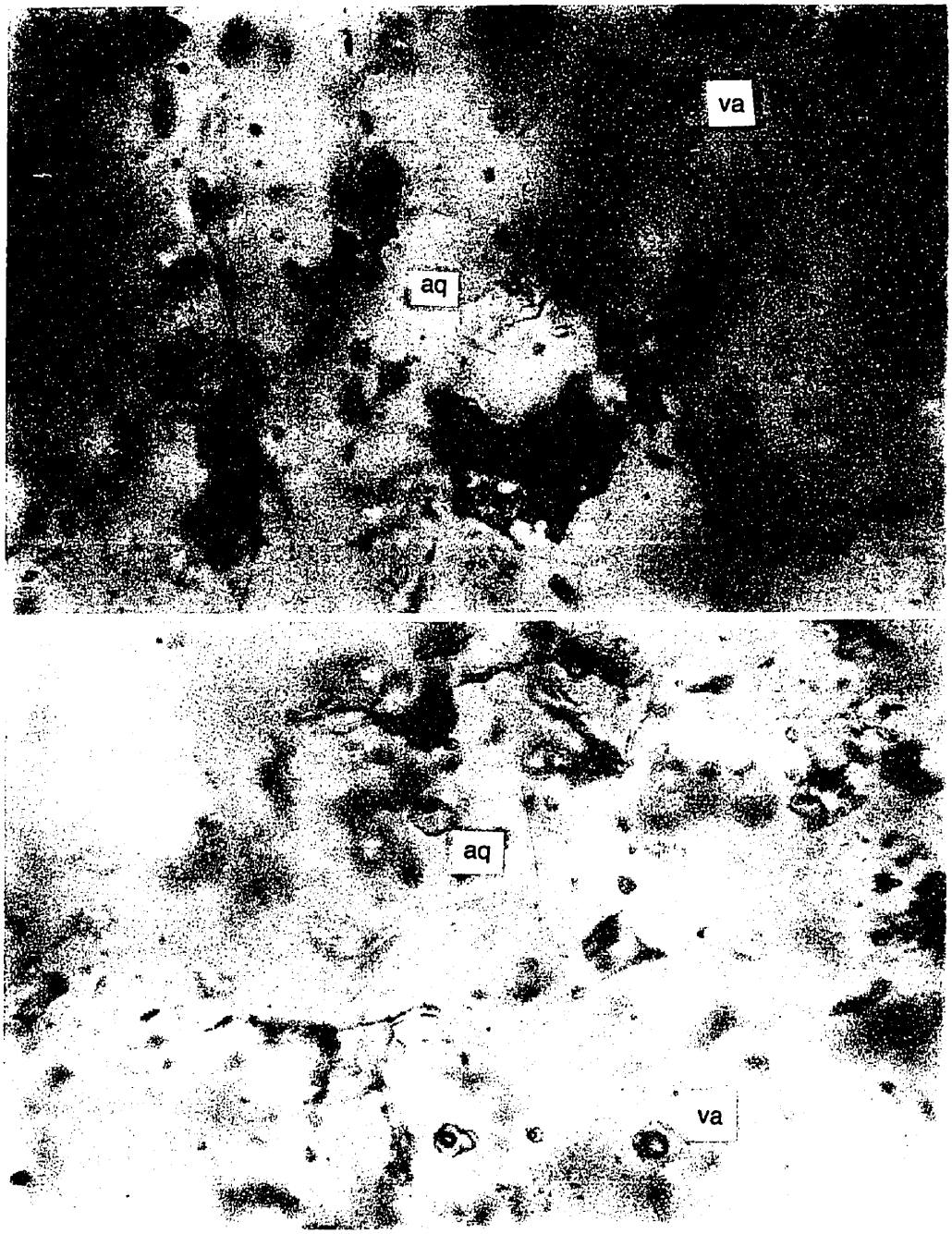



Figure 6.75: Inclusion riche en phase aqueuse (aq) de forme plus ou moins régulière, prise dans le quartz du stockwerk (LN 730X).

Figure 6.76: Deux variétés d'inclusions: inclusions riches en phases aqueuses (aq) et inclusions riches en phase gazeuse (va) de forme régulière, prises dans le quartz du stockwerk (LN 730X).

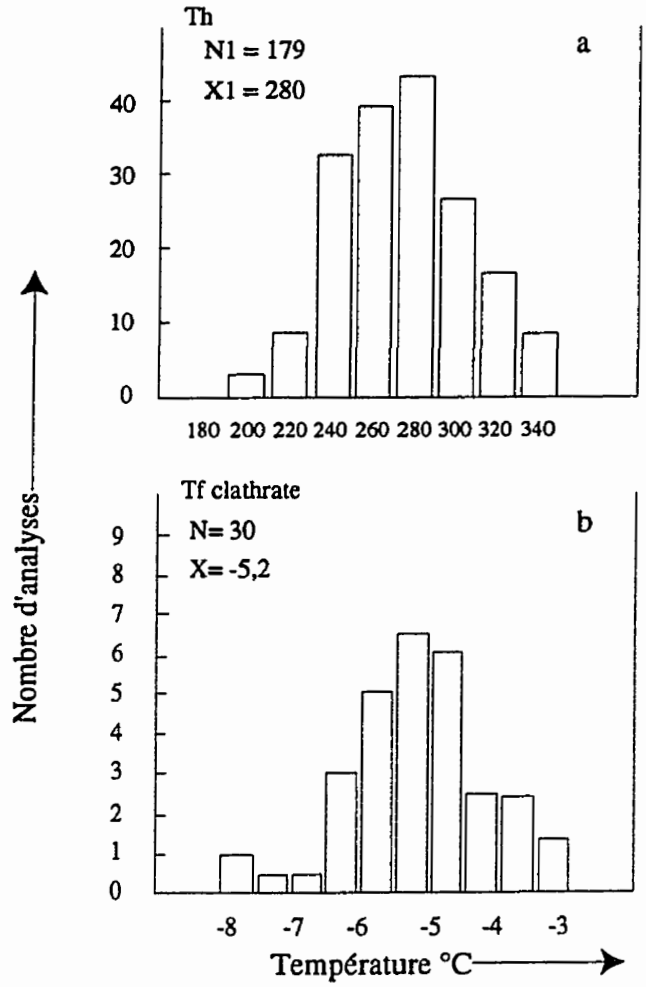



Figure 6.77: Représentation graphique des températures d'homogénéisation des phases aqueuse-gazeuses et de fusion de la clathrate dans des grains de quartz.

À température ambiante, une seule phase gazeuse est observée dans toutes les inclusions; la présence de carbone et méthane n'est déduite que des températures de fusion et d'homogénéisation de la phase gazeuse. Le carbone et le méthane, présents à l'état gazeux, se combinent en une phase gazeuse.

Les $Tf_{CO2}$ pour l'ensemble de échantillons montrent une moyenne est de -57,2°C (figure 6.78a). Ces valeurs légèrement inférieures à -56,6°C suggèrent une phase additionnelle au $CO_2$ vraisemblablement du méthane. Au cours du réchauffement, le $CO_2$ homogénéise en une phase vapeur et à une température moyenne de 9,5°C (figure 6.78b). Ces deux valeurs font ressortir une concentration moyenne en méthane de 7 moles %.

## *6.9 PRÉCISIONS ISOTOPIQUES*

Les isotopes traités dans cette section sont ceux du plomb et du soufre. Les isotopes du plomb sont effectués sur la galène du minerai massif de Hajar, ils permettent d'obtenir un âge modèle qui, connaissant la stratigraphie du soubassement, aide à retracer la source du plomb et donc celle des métaux annexes de la minéralisation (Gulson et al. , 1991). Les isotopes relatifs au soufre sont empruntés à Ouguir (1987) et Haïmeur (1988); ils sont réexaminés à la lumière des nouvelles données bibliographiques. Le but est de reconsidérer la source probable du soufre, en plus de déterminer la zonalité du soufre au sein du gisement.

### *6.9.1 ANALYSE ISOTOPIQUE DU PLOMB*

L'étude des isotopes de plomb permet une meilleure compréhension de la genèse des gisements métallifères (Carr et al., 1995). Stanton et Russell (1959) ont reconnu que la composition isotopique des minerais exhalatifs pourrait être modélisée, connaissant les principes de la désintégration radioactive, l'âge de la minéralisation ainsi que la composition initiale de la Terre et la valeur de $\mu$ du réservoir source ($\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$). Stacey et Kramer (1975) ont présenté un modèle d'évolution du plomb dans la Terre et

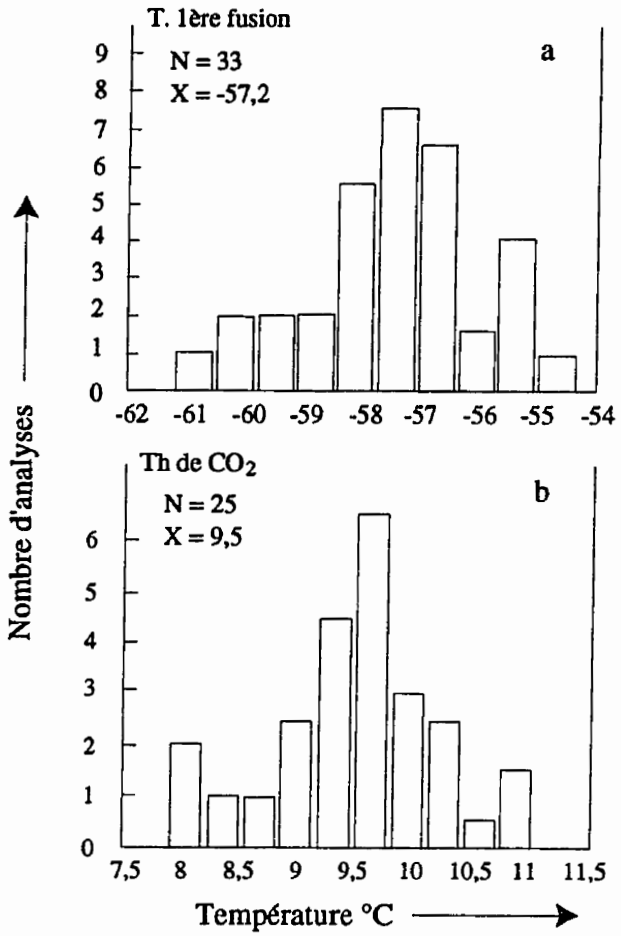



Figure 6.78: Représentation graphique des températures de fusion initiale de la clathrate et d'homogénéisation du $CO_2$.

ont ainsi tracé la courbe de croissance. La position des données isotopiques du plomb d'une formation relativement à la courbe de croissance donnerait l'âge de la formation du minerai (i.e., l'âge modèle). Selon Wood (1987), les isotopes de plomb sont pour plusieurs raisons d'excellents traceurs de la provenance des métaux. Le plomb, dans une solution hydrothermale, présente un comportement similaire au zinc, à l'argent et au cuivre; la détermination de la source du plomb pourrait être équivalente à celle de ces métaux.

Le plomb provient soit du lessivage des minéraux feldspathiques dans lesquels il se trouve en substitution au K, soit de la désintégration des éléments radioactifs comme l'U et le Th présents dans certains minéraux comme le zircon. Selon Doe et Delevaux. (1972), le lessivage sélectif du plomb des roches du soubassement, favorise l'extraction du plomb radiogénique ($^{207}Pb$ et $^{206}Pb$ uranogéniques et le $^{208}Pb$ thorogénique). Ces isotopes résident près des sites de l'uranium ou du thorium, grandement endommagés par la radioactivité, alors que le plomb présent dans la plupart des minéraux, entre autres les feldspaths et les sulfures, tente de persister sur place (Goodwin et al., 1996). L'âge obtenu par des analyses isotopiques dépend directement de la nature de ce plomb. S'il provient du lessivage des feldspaths, l'âge obtenu serait celui de la cristallisation primaire des feldspaths alors que, si des minéraux radioactifs ont participé à produire le plomb, l'âge serait beaucoup plus récent que celui de la cristallisation; des informations supplémentaires seraient indispensables pour déterminer l'âge de cristallisation.

Dans notre approche, le choix des échantillons est effectué dans une perspective de déterminer la présence de changements isotopiques de part et d'autre d'une zone de fractures qui semble faire la continuité avec la zone du stockwerk, mais surtout pour déterminer la source de cet élément. Ainsi, deux types de minerais sont pris en considération: le premier représentant le minerai rubané pyrrhotitique (quatre échantillons) et le deuxième correspondant à un minerai à grains grossiers de type syntectonique (deux échantillons).

Ces échantillons sont broyés, tamisés à moins de 100 mesh, puis bien rincés à l'eau

distillée puis à l'acétone. Une séparation magnétique grossière à l'aide d'un aimant manuel est effectuée afin d'éliminer la majorité de la pyrrhotite, suivie d'une séparation magnétique au séparateur de FRANZ à des ampérages progressivement plus forts. Le restant est ensuite examiné à la loupe binoculaire et seuls les cristaux de galène sont prélevés.

Les analyses isotopiques sont effectuées à l'aide du spectromètre de masse dans les laboratoires de GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. Pour chaque analyse, de 3 à 10 grains de galène sont sélectionnés, nettoyés à l'aide de HCl 2N pendant 30 secondes à l'ultrasonde, puis rincé à l'eau distillée. Après séchage, les échantillons sont attaqués dans un volume de 0,2 cc de HBr extra pure 8N. L'acide est évaporé par chauffage de la solution à 120°C, ensuite le résidu est dissout dans un volume de 0,4 cc de HCl 6N. Avant de l'enfermer dans le spectromètre, l'échantillon est déposé sur un filament de rhénium avec du gel de silice et de l'acide phosphorique. L'ionisation du plomb s'effectue entre 1350 et 1450°C.

Les rapports isotopiques sont normalisés pour le standard international NBS SRM 981 par un facteur de correction de 0,09% par AUM (atome unité de masse). Les précisions de l'incertitude analytique ($1\sigma$) sont de ±0,05% par AUM, correspondant à des valeurs de ±0,1% pour le ratio $^{206}Pb/^{204}Pb$, de ±0,15% pour $^{207}Pb/^{204}Pb$ et de ±0,2% pour $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Les résultats des six analyses isotopiques de plomb de Hajar sont présentés dans le tableau 6.1. Les rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ montrent des valeurs moyennes respectives de 18,183, 15,643 et 38,337. Ces résultats, portés sur les diagrammes uranogénique $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ et thorogénique $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$, laissent apparaître une tendance linéaire (figures 6.79a, 6.79b). La position de ces données au dessus les courbes de croissance de Stracey-Kramer et la courbe orogène de Doe-Zartman est révélatrice d'un plomb d'origine essentiellement crustale (Doe et Zartman, 1979). L'interprétation de ces résultats permet de considérer deux avenues:

Table 6.1: Les rapports isotopiques du plomb des galènes de Hajar et leurs âges correspondants.

| Échantillons | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | Âge modèle |
|---|---|---|---|---|---|
| 580-R3-1 | 18,205 | 15,661 | 38,419 | 0,8607 | **438 Ma** |
| 580-R3-3 | 18,165 | 15,632 | 38,301 | 0,8606 | **410 Ma** |
| 580-1-32 | 18,177 | 15,639 | 38,311 | 0,8604 | **415 Ma** |
| 580-2-2 | 18,169 | 15,631 | 38,285 | 0,8603 | **406 Ma** |
| 580-8-11 | 18,196 | 15,657 | 38,391 | 0,8606 | **431 Ma** |
| 6006-5 | 18,183 | 15,640 | 38,315 | 0,8603 | **413 Ma** |

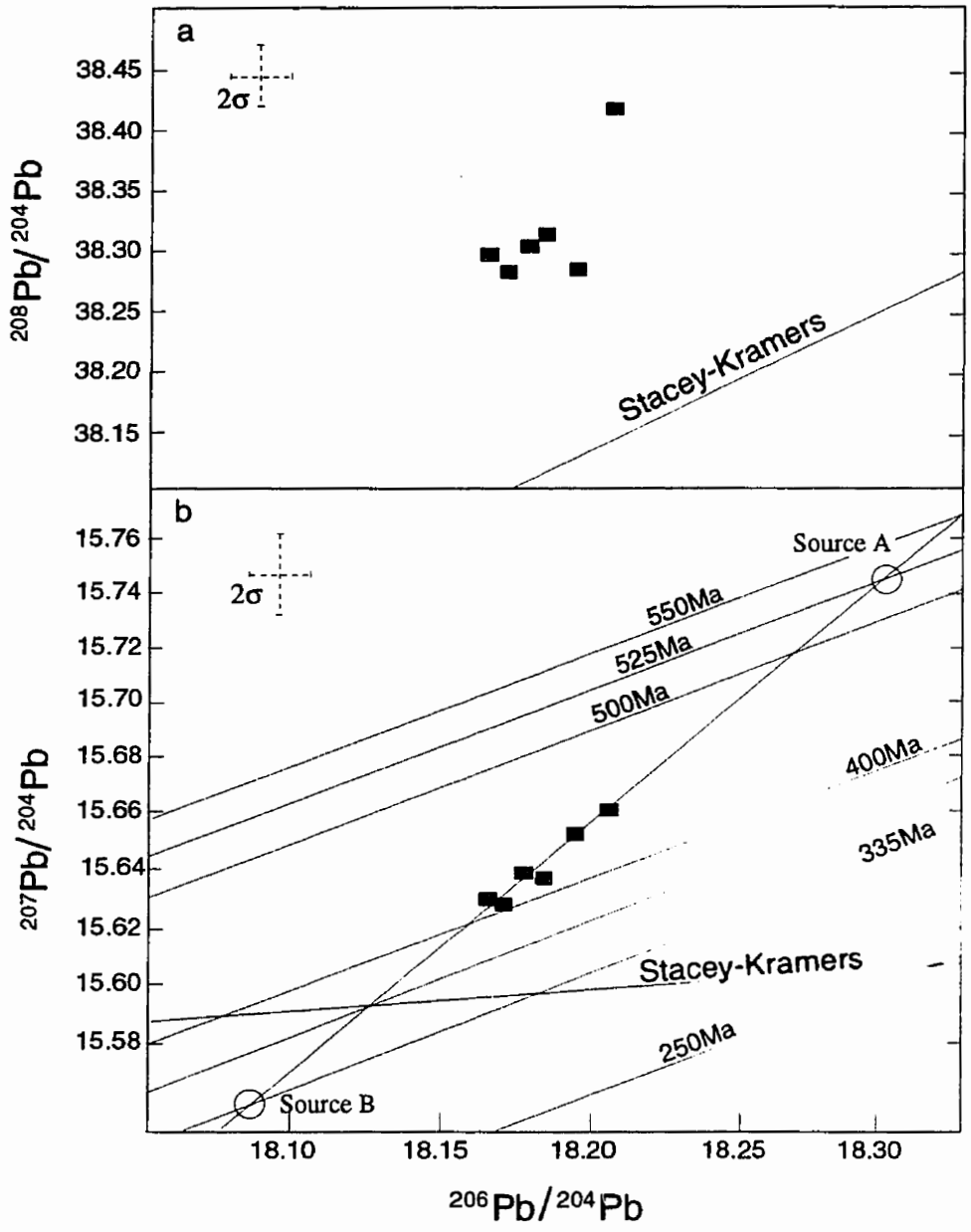



Figure 6.79: Composition isotopique du plomb de la minéralisation massive de Hajar. La courbe d'évolution du plomb du modèle de Stacey-Kramer ainsi que leurs isochrones Pb-Pb primaires à 500,400, 335 et 250 Ma sont reportés. 2σ correspond à l'incertitude analytitique.

1) que la moyenne des valeurs des rapports isotopiques, en faisant abstraction de la tendance rectiligne que l'on peut associer à la fractionnation, donnent un âge modèle de 420±24 Ma; dans ce cas la source du plomb aurait un âge de 420 Ma.
2) que la linéarité des données est une conséquence du mélange de deux sources différentes; dans ce cas toutes les roches du soubassement allant du Cambrien jusqu'au Viséen peuvent être considérées comme source du plomb.

La séquence stratigraphique du socle ancien dans la région, décrite dans la section 2.2 (STRATIGRAPHIE), demeure essentiellement constituée de formations Cambro-ordoviciennes. Dans son ensemble, cette séquence de 8000 m de puissance globale est typiquement sédimentaire (figure 2.3), construite essentiellement de la destruction des reliefs situés au sud, probablement du craton ouest-africain. Le Cambrien moyen (550 Ma) représente à lui seul plus de 7500 m, alors que l'Ordovicien (480 Ma) présenterait environ 500 à 800 m de puissance (figure 2.3). Le reste de la stratigraphie est représenté par le Silurien et le Dévonien qui présentent des épaisseurs respectives de 100 et 200 m (figure 2.3). La faible représentativité de roches à caractère igné dans le soubassement des Guémassa laisse supposer que le plomb analysé dans les grains de galène de Hajar serait d'origine radiogénique. Une possible contribution, quoique faible, de plomb feldspathique ou provenant de la dissolution de sulfures peuvent être envisagée.

Si la première hypothèse est prise en considération, nos résultats proposeraient un âge silurien supérieur qui serait d'environ 90 Ma plus ancien que les roches viséennes (335 Ma) (Bouabdelli, 1989) qui encaissent le gisement. La source du plomb est différente des volcanites appartenant à la stratigraphie du socle immédiat de Hajar; elle pourrait provenir des terrains anciens qui ont servi d'aquifère aux fluides hydrothermaux.

Dans la stratigraphie du soubassement, la tranche d'âge 440-400 Ma correspond à l'Ordovicien supérieur et au Silurien et ne représente qu'une centaine de mètres; en plus, aucun événement géologique notable ayant pu laisser son empreinte n'a pu être enregistré durant cette époque. Les roches réservoirs, d'où le plomb aurait pu être extrait, seraient

enfouies plus en profondeur au-delà des roches siluriennes, s'agissant soit des roches cambriennes soit des roches précambriennes.

La seconde hypothèse, qui reste la plus probable, envisage le mélange de deux sources d'âges différents. Vue l'importance des roches cambriennes dans la stratigraphie du socle des Jébilet, ces roches peuvent être considérées comme première source (source A) ayant été lessivées; mêlées au plomb provenant d'une seconde source plus jeune (source B) probablement les volcanites viséennes encaissant le gisement de Hajar (figure 6.79b).

En comparaison avec les sulfures de la ceinture ibérique (figure 6.80), le grand nombre d'analyses laisse apparaître un nuage de points dont la moyenne propose un âge modèle de 368±26 Ma ainsi qu'une origine crustale du plomb dans un environnement géodynamique en distension (Marcoux, 1992). L'âge modèle des sulfures proposé pour la ceinture ibérique serait proche de l'âge stratigraphique Dévonien terminal-Carbonifère basal (360 Ma) qui encaisse la minéralisation. Les minéralisations sulfurées de la ceinture ibérique auraient vraisemblablement dérivé du lessivage des formations volcaniques encaissantes (Marcoux et al., 1992), contrairement aux déductions recueillies de la minéralisation de Hajar, où le plomb serait la conséquence du lessivage de roches beaucoup plus anciennes (cambriennes) mélangées à des roches plus récentes (carbonifères), probablement appartenant à l'encaissant.

## *6.9.2 ANALYSE ISOTOPIQUE DU SOUFRE*

Dans une coprécipitation non biogénique du soufre où le fractionnement isotopique du soufre est équilibré, le $\delta^{34}S$ pyrite > $\delta^{34}S$ sphalérite ≡ $\delta^{34}S$ pyrrhotite > $\delta^{34}S$ chalcopyrite > $\delta^{34}S$ galène (Large, 1983). Selon Ohmoto et Rye (1979), en absence d'activité bactérienne, le fractionnement du soufre est principalement fonction de la température et le $\delta^{34}S$ pourrait alors être utilisé comme géothermomètre. En pratique, la

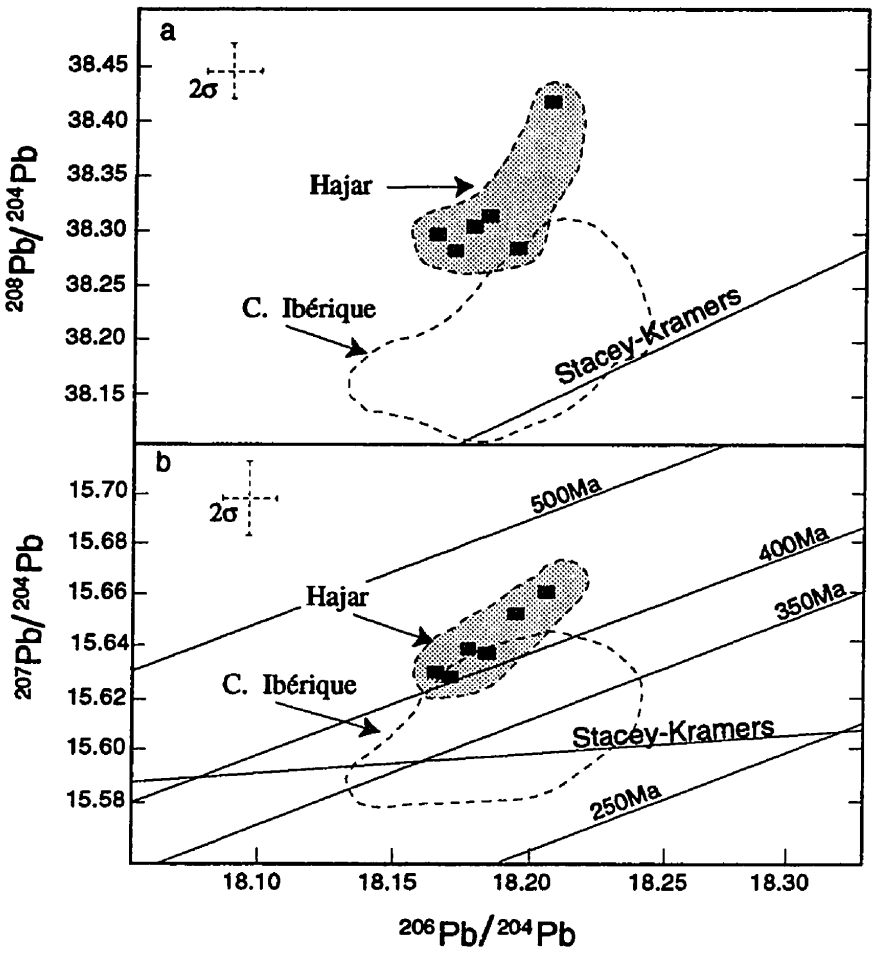



Figure 6.80: Compositions isotopiques du plomb des minéralisations massives de Hajar et celles de la ceinture ibérique tirées de Marcoux (1991).

géothermométrie isotopique du soufre, bien que plusieurs auteurs dont Huston et al. (1992) l'utilisant, demeure peu recommandée puisqu'il est rare que deux phases sulfurées soient en équilibre, condition indispensable dans son application (Ohmoto, 1986).

Le soufre contribuant à la formation des gisements exhalatifs proviendrait soit une source magmatique, soit de la réduction des sulfates marins, sinon du lessivage des roches en profondeur. Des valeurs de $\delta^{34}S$ sont fixées à 0‰ pour une origine juvénile et entre -40 à +25‰ pour une origine marine, selon le mode de fractionnation (Arnold et al., 1977). En effet, le soufre des sulfates marins peut subir soit un fractionnement inorganique lors de son parcourt à travers la cellule convective, soit un fractionnement biogénique par une activité bactérienne dans un milieu aquatique. Sangster (1971) a défini un paramètre de $\Delta M‰$ pour différents milieux de fractionnement relatif aux sulfates d'eau marine. Ce paramètre, dépendant essentiellement du milieu de dépôts est défini par la différence entre le rapport isotopique des sulfates du milieu ($S_{SO4}$) et le rapport des sulfures de la minéralisation ($S_{sulfure}$) par la relation empirique:

$$\Delta M‰ = \delta^{34}S_{SO4}‰ - \delta^{34}S_{sulfure}‰.$$

Pour un milieu biogène réducteur non euxénique, ce paramètre est normalement pris entre 12 et 14‰; pour un milieu biogène euxénique, le $\Delta M$ varie entre 45 et 60‰; et pour des milieux exhalatifs, le $\Delta M$ aurait une valeur d'environ 17‰.

Pour Hajar, nous réévaluons les vingt-deux analyses déjà traitées par Ouguir (1987) et Haïmeur (1988). Parmi ces données, dix-huit analyses sont faites sur la pyrrhotite et deux sur la sphalérite du gisement. Les deux analyses restantes sont faites sur la roche totale encaissante appartenant au mur. Sur des cartes et des coupes, nous avons replacé chacun des échantillons dans sa position par rapport aux différents types de minéralisations. Le résultat, pour l'ensemble des sulfures, est rapporté sur le tableau 6.2 et sur les figures 6.81, 6.82.

Les analyses isotopiques présentées par Ouguir (1987) et Haïmeur (1988) n'ont pas tenu compte, dans leur traitement de données, du degré de recristallisation ni de l'état

Table 6.2: Les isotopes de soufre dans la minéralisation de Hajar et ses roches encaissantes (tirés d'Ouguir 1987).

| Échantillons | Type de roches | Analyses isotopiques pyrrhotite | sphalérite |
|---|---|---|---|
| HS3-185 | Minéralisation rubanée | -0,62 ± 0,2 | -0,47 ± 0,2 |
| HS5-227 | | 1,36 ± 0,2 | |
| HS1-190 | | -1,01 ± 0,05 | |
| HS1-217 | | 1,41 ± 0,2 | |
| HS1-235 | | 0,20 ± 0,2 | |
| HS1-243 | | -0,49 ± 0,2 | |
| HS6- 271 | Min. massive à po-py. | 1,92 ± 0,2 | |
| HS1-253 | Minéralisation à cpy. | 3,40 ± 0,67 | 2,62 ± 0,2 |
| HS6-253 | | 4,86 ± 0,5 | |
| HS6-367 | | 3,20 ± 0,2 | |
| HS5-235 | Minéralisation à py. | -0,92 ± 0,20 | |
| HS5-197 | Zone de cémentation | 1,24 ± 0,07 | |
| HS5-239 | Tufs à lamines de sulfures | 2,09 ± 0,04 | |
| AM6 | Roches encaissantes | 1,73 ± 0,07 | |
| AM7 | | 2,01 ± 0,07 | |

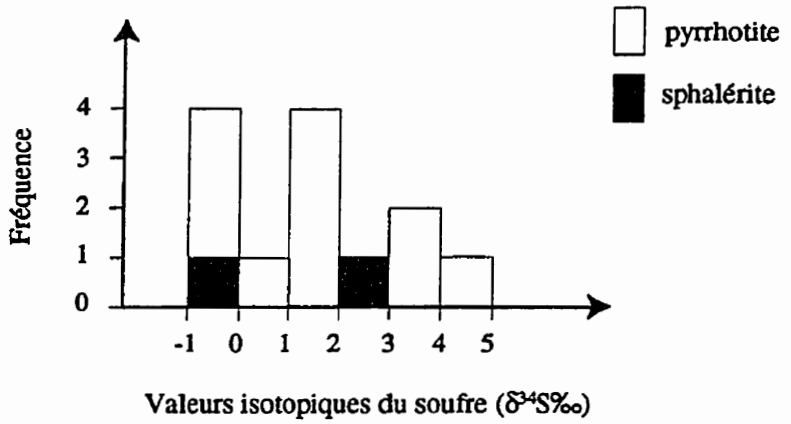



Figure 6.81: Les compositions isotopiques du soufre des sulfures de Hajar. Tirées de Haimeur (1988).

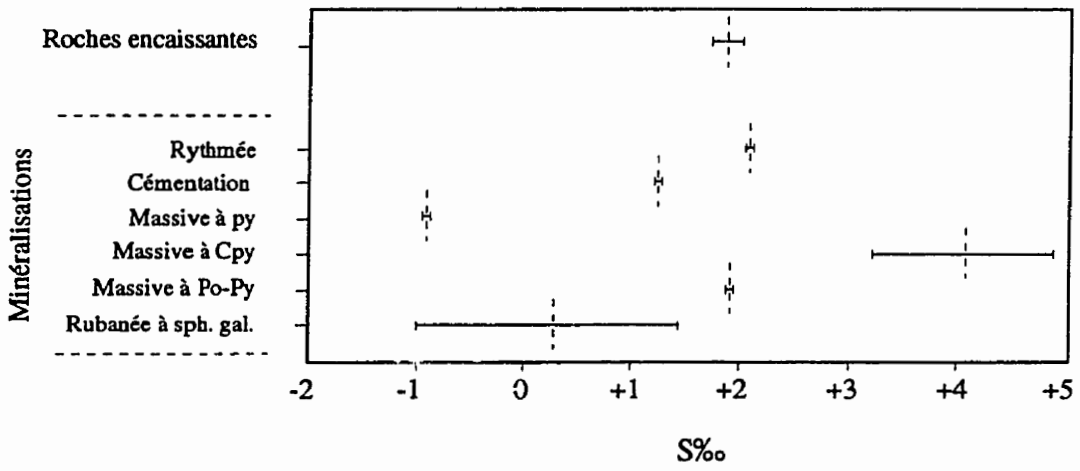



Figure 6.82: Variations des isotopes de soufre en fonction des lithologies dans le gîte de Hajar (données au tableau 6.2).

d'oxydation de la pyrrhotite, ni même les effets d'un métamorphisme. Aussi faibles qu'ils soient, de tels événements entraînent des modifications de la composition isotopique du soufre. Puisque aussi bien la minéralisation que les roches-hôtes ont subi le même métamorphisme, les effets d'un métamorphisme ne peuvent entraîner de modifications différentielles importantes entre les divers types de minéralisations.

Pour l'ensemble de la minéralisation, des valeurs isotopiques $\delta^{34}S$ occupent un intervalle allant de -1 à 5‰ (figure 6.81), dont la moyenne est centrée sur une valeur de 1,3±0,2‰, une légère variation de composition est à noter entre les différents types de minéralisations (figure 6.82).

Pour déterminer le milieu de dépôt, nous disposons de la valeur isotopique moyenne des pyrrhotites de Hajar ($\delta^{34}S$ = 1,3‰). Connaissant la valeur isotopique des sulfates marins viséens ($\delta^{34}S_{SO4}$ = 17,5‰), on peut apprécier la fourchette des valeurs de $\Delta_M$ (métal) durant cette époque qui s'établit à 15‰. Cette valeur correspondrait, selon Sangster (1971), à un environnement exhalatif.

Les valeurs les plus élevées, montrant une moyenne de 3,5‰, se rencontrent dans la pyrrhotite de la base du gisement, prédominée par la pyrrhotite et la chalcopyrite et par l'absence de la sphalérite et de la galène; la paragenèse démontre nettement la mise en place tardive de la chalcopyrite par rapport à la pyrrhotite. Des textures de recuit observées dans cette association minéralogique sont témoins de hautes températures.

La minéralisation riche en sphalérite et en galène montre une valeur isotopique moyenne de 1,5‰, similaire à celle déterminée dans les roches encaissantes.

Des valeurs de $\delta^{34}S$ négatives (-1‰) sont enregistrées dans les zones à pyrite secondaire du minerai oxydé.

La littérature propose trois sources de soufre possibles pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes subaquatiques: (1) la réduction des sulfates marins de l'époque de la minéralisation, (2) le lessivage de roches sédimentaires du soubassement et (3) une provenance magmatique se manifestant soit par l'émanation directe du gaz d'une

chambre magmatique, soit sous forme de sulfures dans des roches ignés (Ohmoto et Rey, 1979, Solomon et al., 1988).

Sangster (1968, 1971) a mis l'accent sur l'importance de l'eau de mer dans la formation des dépôts sulfurés. Il a démontré l'existence à travers les temps géologiques d'une corrélation statistique entre la composition isotopique moyenne du soufre des sulfures volcanogènes exhalatifs et celle des sulfates des eaux marines contemporaines du volcanisme. Les valeurs isotopiques $\delta^{34}S$ des sulfures sont amoindries de 17,3‰, par rapport à celle d'eau marine de l'époque; valeur qui correspondrait au taux de réduction inorganique des sulfates marins à des températures variant entre 300 et 400°C.

Dans le modèle classique des SMV, les eaux marines circulant à travers une pile volcanique perdent leur sulfate par réchauffement (à une température d'environ 250°C) et par réaction avec les phases calciques (Bischoff et Dickson, 1975). Les sulfates résiduels subissent à leur tour une réduction progressive par réactions avec les espèces minérales riches en fer ou par un processus de pyritisation de la pyrrhotite (Solomon et al., 1988, Alt et al., 1989). Le résultat serait une augmentation de la molalité de $H_2S$ et/ou de $HS^-$ jusqu'au point de saturation de sulfures (Shanks et al., 1981).

Au Carbonifère, âge du gisement de Hajar, les sulfates d'eau marine présentaient des valeurs isotopiques $\delta^{34}S$ allant de 15 à 20‰, avec une moyenne de 17,5‰ (Pilot et Harzen, 1972). Si une fractionnation de cette eau survient lors de son parcourt à travers le croûte continentale, le fluide devrait avoir une valeur proche de 1‰ au débouché de la cellule convective.

Cependant, une valeur proche de zéro pourrait être également d'une provenance purement magmatique. La distinction d'une origine marine versus une origine magmatique n'est guerre possible.

Les sulfures disséminées dans des sédiments d'âge viséen devraient avoir une valeur isotopique $\delta^{34}S$ de ~1‰, il est donc presqu'impossible de déterminer si le soufre est d'origine magmatique ($\delta^{34}S$ ~0‰) ou s'il provient du lessivage de substratum volcanique.

Dans son approche, Haïmeur (1988), en se basant sur la relation liant le soufre des

sulfates marins avec celui des sulfures des sédiments contemporains de Hajar, annonce que le soufre lessivé du substratum carbonifère serait l'unique source du soufre. La formation carbonifère dans sa totalité ne dépasse pas les 1500 m, alors que les volcanites dans cette formation ne représentent que moins de 300 m. De plus, les valeurs isotopiques des sulfates marins réduits ou celles des sulfures dans les sédiments viséens devraient être similaires et, dans ce cas, on ne peut distinguer entre ces deux environnements. On devrait parler tout simplement de soufre réduit des sulfates marins.

Dans la section précédente, à l'aide des isotopes de plomb, nous avons pu déterminer l'origine possible des métaux de Hajar, elle serait vraisemblablement le lessivage de l'immense série sédimentaire cambro-ordovicienne et même carbonifère. Pour le soufre, on se doit de vérifier une possible contribution de cette série. Durant le Cambrien, le soufre des sulfates marins avait une valeur moyenne de 26‰ (Sangster et Scott, 1976); après fractionnation, il devrait avoir une valeur moyenne d'environ 10‰, valeur clairement différente de celle obtenue dans les sulfures du gisement de Hajar.

Stanton et Rafter (1966), Franklin et al. (1981), Shanks et al. (1981) et Lydon (1988) ont démontré l'importance du lessivage de métaux des roches du soubassement par une cellule convective dans la formation des gisements de types SMV et SEDEX. Si la principale source des métaux dans la majorité des gisements sulfurés est considérée comme le produit du lessivage, il serait raisonnable de supposer que des proportions de soufre dans ces roches soient prises dans le système convectif. À titre d'exemple, Solomon et al. (1988) rapportent que les roches volcaniques mafiques contiennent 20 fois plus de soufre que les roches felsiques et ils concluent que le soufre dissout de ces roches domine principalement les systèmes hydrothermaux associés aux roches mafiques.

Deux alternatives nous sont offertes sur l'origine ultime du soufre, soit une origine magmatique due au lessivage du soufre des roches ignées d'âge cambrien ou carbonifère, soit une origine marine provenant de la réduction des sulfates de l'eau de mer viséenne et qui peut s'ajouter aux roches volcaniques durant leur spilitisation, par exemple.

Quant à la zonalité du soufre à travers le gisement, elle se démarque par la présence

de valeurs positives dans le minerai riche en chalcopyrite à la base du gisement et des valeurs négatives dans le minerai à pyrite supergène. Dans le premier cas, si on considère une composition isotopique constante d'un fluide ascendant, lors de la formation et du remplacement des sulfures, la dissolution de la pyrrhotite primaire à $\delta^{34}S$ ~3,5‰ contribue vraisemblablement à un enrichissement du fluide minéralisateur en $\delta^{34}S$ alors que les valeurs en $\delta^{34}S$ dans la chalcopyrite devraient être égales sinon inférieures aux valeurs du fluide. Le fluide enrichi en soufre lourd favorise l'enrichissement de la pyrrhotite restante en $\delta^{34}S$, expliquant les valeurs relativement élevées de cette zone. Selon Hoy (1987), une oxydation de 20% du volume de sulfures entraînerait une diminution d'environ 5‰ de $\delta^{34}S$ dans le reste des sulfures; ceci pouvant expliquer les valeurs négatives enregistrées dans le minerai à pyrite supergène.

## 6.10 *DISCUSSION DES MINÉRALISATIONS DE HAJAR*

Comme la plupart des gisements volcanogènes proximaux, la minéralisation de Hajar repose sur une minéralisation de stockwerk qui représente le système par lequel des solutions hydrothermales ont circulé pour former le gisement. Durant leurs cheminements, les solutions hydrothermales transforment les roches encaissantes en un assemblage riche en silice et en phyllites et altèrent toutes textures et structures primaires de ces roches. Dans le gisement de Hajar, la zone de stockwerk est étroitement associée aux failles N25° considérées synvolcaniques et présente des dimensions relativement restreintes comparée aux gisements classiques type SMV.

Selon Haas (1971), la pression hydrostatique serait parmi les principaux facteurs contrôlant l'ébullition des solutions hydrothermales ascendantes vers le plancher océanique; cette ébullition agit directement sur la nature et les dimensions du stockwerk. Dans un environnement à salinité modérée, une profondeur de 1000 à 1500 m est indispensable pour prévenir l'ébullition des solutions et pour permettre la précipitation massive des sulfures à l'interface roche-eau (Finlow-Bates et Large, 1978). Par contre,

dans des bassins de faibles bathymétries (< 1000 m), l'ébullition des solutions pourrait se produire à l'intérieur même des roches encaissantes, engendrant des zones de stockwerk développées et une minéralisation massive (sur le plancher) relativement restreinte sinon inexistante. Selon Large (1992), la perméabilité des roches encaissantes joue également un contrôle sur l'étendue du stockwerk; dans les roches à faible perméabilité, les fluides hydrothermaux ne peuvent atteindre le plancher océanique qu'à travers des fractures; les fluides sont ainsi focalisés et conduisent à la formation d'un stockwerk nettement développé (Green et al., 1983), alors que dans les roches à haute perméabilité, les fluides hydrothermaux sont moins focalisés et le stockwerk généré est moins développé (Morton et Franklin, 1987). En conséquence, à Hajar, une faible bathymétrie et une grande perméabilité des roches encaissantes pourraient expliquer la faible extension de la zone de stockwerk. La zonalité minéralogique enregistrée dans le stockwerk de Hajar (chalcopyrite au centre et sphalérite dans les extensions latérales) peut s'expliquer par la variation du gradient thermique décroissant vers l'extérieur du stockwerk et par une plus importante stabilité du zinc relativement au cuivre dans les solutions hydrothermales. La roche séricitisée encaissant le stockwerk à sphalérite ne montre pas de fracturation laissant supposer que les fluides ont résidé longtemps avec un faible rapport fluide/roche. La précipitation de la sphalérite serait contrôlée par la température des solutions hydrothermales qui est fonction du taux d'échange entre la roche encaissante et la solution.

Dans les mêmes structures faillées qu'imprègne le stockwerk à chalcopyrite, on retrouve des minéraux cobaltifères ayant, a priori, un lien génétique avec la minéralisation. Marcoux et al. (1996) ont décrit, dans des minéralisations sulfurées de la ceinture ibérique, des zones de stockwerk riches en cobalt qu'ils associent génétiquement et spatialement à la mise en place de la minéralisation.

Au mur du gisement de Hajar, on rencontre des tufs à lamines de sulfures qui nous rappellent les cherts tuffacés à oxydes de fer décrits aux abords des gisements sulfurés japonais correspondant aux tetsusekieis (Kalogeropoulos et Scott, 1983), se constituant

de l'alternance d'exhalites et de matériel clastique. Elles sont facilement identifiables, sur le terrain, grâce à leur structure rubanée et à leur couleur rouge rouillée. Les oxydes dans les tetsusekieis se repartissent sous forme de fines couches conformes à la stratification sédimentaire pouvant couvrir des superficies de deux à six fois supérieures à celle du minerai (Kalogeropoulos et Scott, 1983). Ce dépôt représente la première manifestation exhalative sur le plancher océanique (Ridler et Rye, 1971, Comba, 1975) et montre une étroite association, aussi bien spatiale que génétique, avec les dépôts sulfurés volcanogènes (Kalogeropoulos et Scott, 1983). Selon cet auteur, la précipitation du quartz dans les tetsusekieis serait également de nature chimique; le mélange entre une solution ascendante chaude saturée en silice et une eau de mer froide peut permettre la rétention de la silice durant la formation des tetsusekieis. Cependant, il existe une différence notable entre les tetsusekieis et les rythmites de Hajar. Les métaux ferrifères à Hajar sont représentés essentiellement par des sulfures alors qu'ils sont représentés par des oxydes dans les tetsusekieis. L'environnement de mise en place serait vraisemblablement un facteur responsable de la nature différente des phases ferrifères déposées. Les tufs laminés à sulfures présents au toit de la minéralisation de Hajar laissent supposer une activité hydrothermale postérieure aux dépôts des séries du toit. Leur rythmicité et leurs structures sédimentaires portent à croire soit à l'héritage des structures par remplacement de roches (tuffacées) soit à un dépôt et une accumulation exhalative.

La minéralisation sulfurée de Hajar montre un enrichissement en soufre d'est en ouest, qui se manifeste par l'abondance de la pyrite dans le secteur ouest du gisement. La minéralisation décrit généralement une texture rubanée. Par dessus le stockwerk la minéralisation rubanée est à chalcopyrite prédominante alors que vers les zones latérales et vers le sommet stratigraphique le rubanement minéral est défini par la sphalérite et la galène. Une zone riche en chalcopyrite à la base des lentilles massives minéralisées est décrite dans bon nombre de gisements volcanogènes; habituellement, cette zone ne dépasse pas quelques mètres de puissance et est considérée comme zone de moyennes à

hautes températures.

La minéralisation du secteur est se distingue par la quasi-dominance de la pyrrhotite comme sulfure de fer. Différents tests révèlent la nature monoclinique prédominante. À cause de sa composition chimique constante et sa structure cristalline fortement ordonnée, la pyrrhotite monoclinique, contrairement à la pyrrhotite hexagonale, demeure stable à de faibles températures (Morimoto et al., 1975). Yund et Kullerud (1966) avaient démontré que la pyrrhotite monoclinique peut être formée directement à basses températures ou par changement de structure cristalline lors du refroidissement. Selon Kubler et Lindqvist (1979), la déformation peut faciliter la conversion de la pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique par application de stress anisotropes dans un climat métamorphique de faible intensité. Des lentilles sulfurées ayant subi un plissement majeur voient la pyrrhotite monoclinique se concentrer dans les flancs des plis (zones à contraintes maximales) alors que la pyrrhotite hexagonale reste dans les charnières des plis. Selon Lusk et al. (1993), un enrichissement en soufre, provenant de l'oxydation de la pyrrhotite, peut contribuer à la conversion de la pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique.

À Hajar, les rares pyrrhotites hexagonales abritées laissent supposer qu'une pyrrhotite ayant initialement cristallisé sous une forme hexagonale a subi une conversion en une structure monoclinique lors de la déformation tectono-métamorphique.

La sphalérite, deuxième sulfure après ceux du fer, montre une granulométrie relativement plus fine dans le secteur ouest (pyritique) que dans le secteur est (pyrrhotitique) qui pourrait être expliquée par la compétence relative de la sphalérite face à la pyrite et à la pyrrhotite lors de la déformation. En effet, durant le tectonisme à une température dépassant les 200°C, la sphalérite est toujours moins compétente que la pyrite et elle devient plus compétente que la pyrrhotite (figure 6.83) (Kelly et Clark, 1975). Une distribution non homogène d'énergie de déformation dans ces assemblages, produirait la recristallisation et une croissance inégalée et donc une réduction de taille des minéraux compétents.

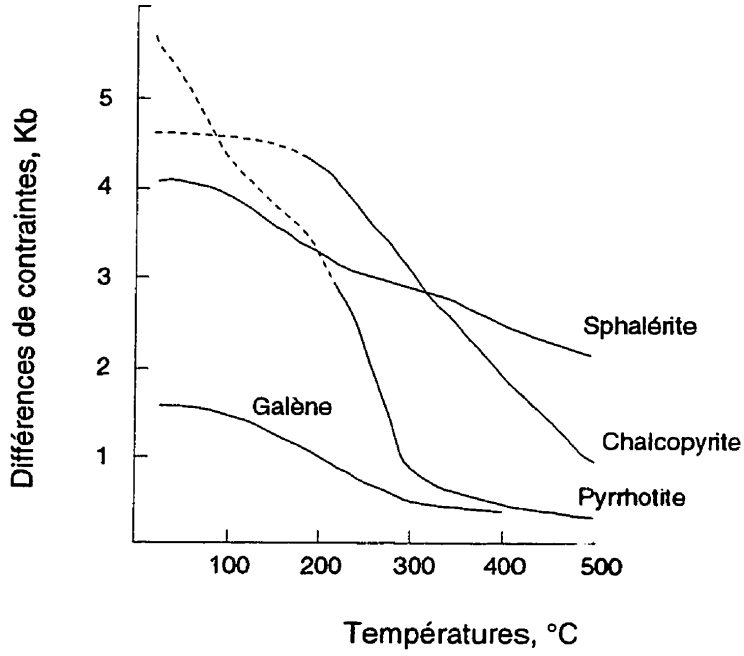



Figure 6.83: Comparaison de la déformation de la chalcopyrite, la pyrrhotite, la sphalérite et la galène, en fonction de la température à une pression de 1000 bars (Kelly et Clark 1975).

Selon Barton et Skinner (1967), Lusk et al. (1993), la sphalérite est parmi les sulfures les plus réfractaires dans la nature, sa géochimie assez simple demeure en composition d'équilibre durant le refroidissement. Selon Barton et Toulmin (1966), la température ne présente qu'un faible effet sur la composition chimique de la sphalérite, alors qu'elle est fortement dépendante de la pression totale. Au moyen de calculs thermodynamiques, Toulmin et al. (1991) ont démontré un effet considérable de la température sur la teneur en fer des sphalérites et qui devrait être pris en considération lors de la détermination de la pression. Selon Barton et Toulmin (1966) et Scott et Barnes (1971), les effets de la température sont presqu'insignifiants à une température dépassant les 660°C, alors que pour des températures variant entre 254°C et 550°C, la teneur en FeS varie considérablement. En conséquence, aussi bien la pression que la température influencent la teneur en fer dans la sphalérite.

Lorsque la température de recristallisation est déterminée indépendamment, la quantité de FeS dans la sphalérite en équilibre avec la pyrite et la pyrrhotite hexagonale peut être utilisée comme géobaromètre (Scott et Barnes 1971, Cook et al., 1994). Pour des environnements métamorphisés, ce géobaromètre ne peut être utilisé que lorsqu'une recristallisation et un rééquilibre chimique des sulfures sont assurés (Cook et al., 1994).

L'application de la géobarométrie de la sphalérite de Hajar ne peut être effectuée que si l'on considère la conversion de la pyrrhotite hexagonale en pyrrhotite monoclinique et que les sphalérites auraient conservé la composition chimique initiale. Selon Deb (1980), la sphalérite équilibrée avec la pyrrhotite hexagonale conserve sa composition d'équilibre même après conversion cristallographique de la pyrrhotite.

Dans une association pyrite-pyrrhotite-sphalérite équilibrée, la teneur en fer des sphalérites est fixée à 20,6 moles %, à une pression de 1 kb; cette teneur diminue progressivement avec l'augmentation de la pression. À Hajar, les sphalérites dans le minerai à pyrrhotite montrent des valeurs de FeS variant entre 8 et 11 mole % FeS (en moyenne 9,8 mole %; voir annexe IV); cette valeur demeure relativement plus faible que la valeur théorique des sphalérites en équilibre avec la pyrrhotite$_M$-pyrite (Scott et Kissin,

1973). Il semble que les sphalérites de Hajar ne sont pas en équilibre chimique avec les phases sulfureuses qui les portent; leur géobarométrie ne devrait être appliquée qu'avec réserves. La pression obtenue de ces valeurs est au delà de 8 kb (figure 6.84), valeur exagérée compte tenu de l'intensité du métamorphisme régional (schiste-vert). Selon Toulmin et al. (1991), l'application de la géobarométrie n'est efficace, que dans des roches ayant subi un régime de pression dépassant les 10 kb et des températures au delà de 550°C; cet environnement correspond à un métamorphisme de haut intensité (faciès amphibolite ou granulitique).

La présence de cuivre dans les sphalérites n'est pas inhabituelle. Selon Kojima et Sugaki (1985), à une température de 300°C, la solubilité de CuS dans la sphalérite est de 1,6 atomes % Cu; des teneurs supérieures à cette valeur correspondraient à des inclusions microscopiques de phases solides. À Hajar, les valeurs faibles et uniformes du cuivre dans la sphalérite (en moyenne de 0,3 atome %) seraient dues à la solution solide de CuS dans la structure cristalline par substitution du fer, alors que les valeurs erratiques atteignant les 2 atomes % correspondraient à des inclusions de la chalcopyrite. Selon Kojima et Sugaki (1985), le cuivre est nettement plus commun dans les sphalérites riches en fer; il agit comme remplacement sélectif de bandes ferrifères de la structure cristalline de la sphalérite, donnant naissance à la texture en "chalcopyrite disease" (Barton et Skinner, 1967).

L'arsénopyrite, bien qu'en faible abondance, est observée dans le minerai pyrrhotitique de Hajar. Dans un assemblage minéralogique équilibré arsénopyrite-pyrite-pyrrhotite ou arsénopyrite-bismuth-bismithunite, à une fugacité de soufre donnée, les variations du rapport As/S sont principalement fonction de la température (Kretschmar et Scott, 1976). La pression ne montre qu'un effet mineur sur ce rapport (Clark, 1960). Les arsénopyrites de Hajar montrent une composition en arsenic variant entre 31 et 32 atom % et de 33 à 35 atom % pour soufre. Le diagramme de Sharp et al. (1985) pour ces arsénopyrites montre des températures variant de 300 à 400°C et une fugacité du soufre variant entre $10^{-11}$ atm et $10^{-8,5}$ atm (figure 6.85).

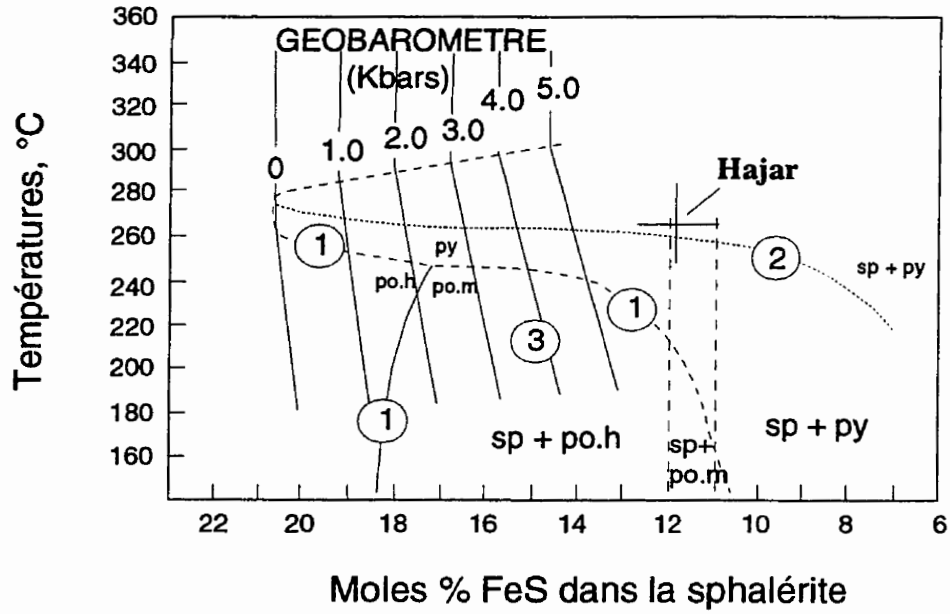



Figure 6.84: Géobarométrie de la sphalérite de Hajar, dans le système Fe-Zn-S sous une température de 325°C. Tirée de Lusk et al. (1993). Comparaison de trois approches: (1) celle Scott et Kissin (1973), (2) celle de Browne et Lovering (1973) et (3) celle de Lusk, Scott et Ford (1993).

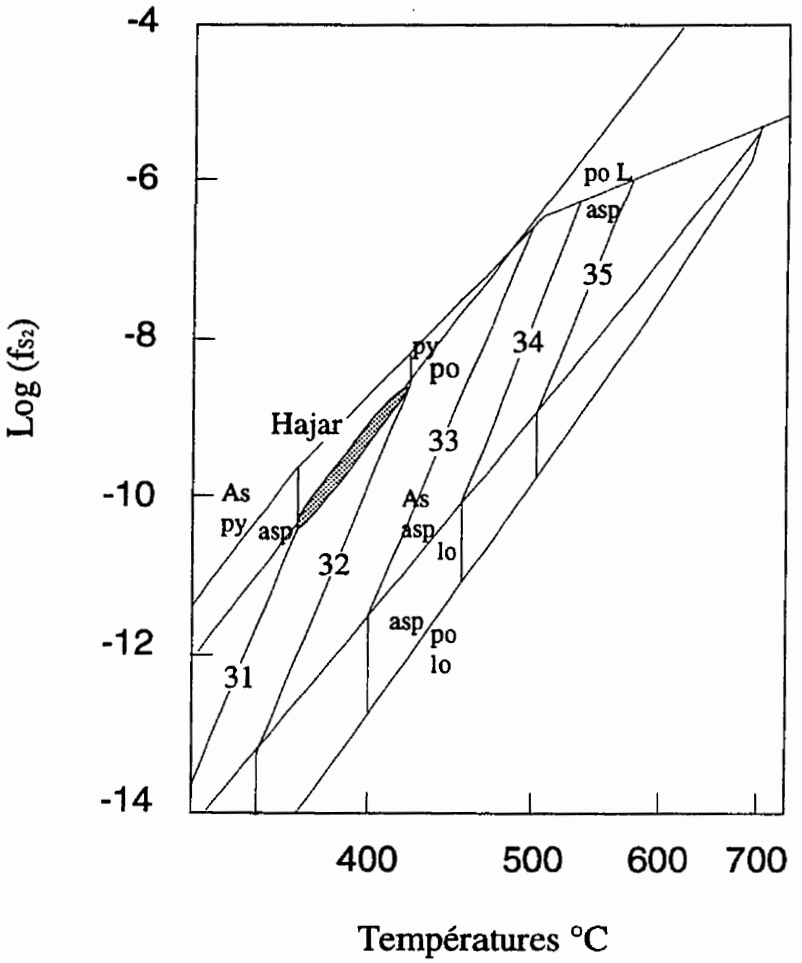



Figure 6.85: Détermination de la température en utilisant la géothermométrie des arsénopyrites de Hajar, sous les condition du solvus de pyrite-pyrrhotite. Les chiffres sur le diagramme corrépondent à la composition en atom. % en As dans l'arsénopyrite. Diagramme tiré de Sharp et al. (1985).

Dans la minéralisation à dominance pyriteuse du secteur ouest, différentes textures de pyrite sont décrites dans la section 6.3.2 (PÉTROLOGIE DES LENTILLES DU SECTEUR OUEST). Cette pyrite pourrait conserver sa texture primaire à cause de son degré de cristallinité et de sa nature réfractaire. Lianxing et McClay (1992) considèrent les microcristallites comme le fruit d'une précipitation chimique dans un milieu aquatique ou encore comme le produit d'une cristallisation bactérienne, sinon comme une précipitation rapide lors de l'interaction des solutions hydrothermales avec de l'eau marine.

Une pyrite en phénocristaux montre localement des structures en surcroissance. Spry (1969) explique une telle zonalité par la cristallisation successive de la pyrite à une température relativement modérée, à partir de solutions dont la composition et le taux de diffusion sont différents. La présence de phénocristaux fragmentés porte à croire à une surcroissance anté-déformation.

La pyrite en atoll dans le secteur ouest peut être d'origine soit épigénétique soit syngénétique. Grondijis et Schouten (1937) optent pour une origine épigénétique; elle serait le résultat d'un remplacement sélectif d'un ancien minéral (sulfuré ou non) par un nouveau minéral. Ce remplacement débute au coeur du cristal et se propage vers les bordures. Quant à Croxford et Jephcott (1972), ils favorisent l'hypothèse syngénétique et militent pour un processus de sédimentation chimique d'un cristal, suivi de la croissance de pyrite durant la diagénèse. England et Ostwald (1993) associent la formation de ces structures à une étape intermédiaire entre la transformation d'une pyrite framboïdale en une pyrite cubique. Les textures en atoll à Hajar, associées à l'anthophyllite et, renfermant un noyau de pyrrhotite et/ou des minéraux de gangue dont la séricite et le quartz, laissent envisager une origine secondaire vraisemblablement par remplacement et recristallisation thermique.

Les parties supérieures du gisement ont subi une importante oxydation supergène. La presque totalité de la pyrrhotite est transformée en pyrite, par l'imprégnation des eaux de surface oxygénées dans l'amas. Le remplacement total de la pyrrhotite par la pyrite et la marcassite produirait une augmentation de volume de plus de 20% si la réaction a

nécessité un ajout de soufre (fer constant), alors qu'une perte de volume d'environ 26% est enregistrée si la transformation s'est effectuée à soufre constant. Toutefois, la grande porosité à Hajar indique que l'altération est accompagnée d'une remobilisation et perte de fer plutôt qu'une addition de soufre. La perte de volume qui en résulte est compensée par la mise en place d'oxydes de fer ou de carbonates.

De point de vue structure, Genna (1992) et Hibti (1993), révèlent qu'au moins trois phases de déformation ont affecté le massif des Guémassa. Routhier et al. (1980) ont souligné le rôle que joue la compétence des roches encaissant un gisement sur sa morphologie finale lors d'une déformation. Lors d'une déformation, les amas sulfurés pris dans des roches incompétentes se voient démembrés en plusieurs lentilles plates et superposés contrairement à ceux pris entre des roches de compétence élevée qui demeurent ramassés et de forme assez simple, le cas de Hajar.

La déformation tectonique hercynienne s'identifie macroscopiquement dans les rythmites de puissance supérieure à 10 cm, par le découpage et le boudinage des bandes sulfureuses, alors que dans les bandes relativement plus fines, un plissement isoclinal à schistosité plan axial s'accorde avec une remobilisation locale des sulfures. Dans la minéralisation massive, la chalcopyrite montre une facilité de remobilisation apparaissant sous forme de lentilles allongées et orientées dans le plan la schistosité.

## *6.11 CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

Les études minéralogique et géochimique des roches encaissantes permettent d'inscrire le gisement de Hajar dans un modèle de dépôt type SMV associé à un volcanisme bimodal. La nature polymétallique ainsi que le volcanisme associé au gisement laissent paraître grossièrement une certaine ressemblance avec les gisements de type Kuroko. Cependant, il diffère de Kuroko par la prédominance de la pyrrhotite.

Le gisement de Hajar se présente sous forme plus ou moins lenticulaire, on y reconnaît deux catégories de minéralisations: la première syndiagénétique et diagénétique (consistant en une minéralisation rythmée ainsi que la minéralisation sulfurée) et une

minéralisation épigénétique, quand même contemporaine avec la minéralisation "synvolcanique" des zones supérieures (correspondant aux zones de stockwerk). La diversité des espèces minérales dans ces minéralisations reste relativement limitée, communément dominée par la pyrrhotite, suivie de la pyrite, la sphalérite, la galène, la chalcopyrite et l'arsénopyrite. Les minéralisations décrivent généralement une structure rubanée. Des textures de déformations de recristallisation ont pu être démontrées dans la presque totalité de ces sulfures.

La minéralisation épigénétique se rencontre à la base de l'amas sulfuré. Elle représente la zone par laquelle les solutions hydrothermales ont été acheminées pour former le dépôt. Cette zone reste peu développée comparativement au gisement classique. Il s'agit d'un stockwerk à chalcopyrite-pyrrhotite, bordé latéralement par une zone riche en sphalérite. Elle décrit une structure allongée le long d'un couloir d'une vingtaine de mètres de large, légèrement en éventail au contact avec la minéralisation massive. L'étude des inclusions fluides propose un fluide hydrothermal minéralisateur d'une température moyenne de 280 °C et d'une salinité de 6% poids équivalents.

La minéralisation rythmée au niveau de Hajar montre une extension latérale dépassant le site minier. Cette minéralisation représente vraisemblablement les premières manifestations hydrothermales dans le district. Le mode de formation de cette minéralisation témoigne d'un processus de remplacement des roches avoisinantes (voir section 7.3: GENÈSE DES MINÉRALISATIONS DE HAJAR).

La minéralisation massive sulfureuse, succédant aux rythmites, se divise en deux sous-domaines: le premier à dominance pyrrhotitique situé à l'est et le second à dominance pyriteuse située dans la partie ouest. La prédominance de la pyrrhotite dans le gisement (et dans les minéralisations de Guémassa en général) pourrait être liée à un fluide minéralisateur déficient en soufre.

Les isotopes de plomb des galènes de Hajar montrent des rapports $^{207}Pb/^{204}Pb$ élevés suggérant une source crustale du plomb. Le plomb ainsi que les métaux en général appartenant à la minéralisation de Hajar proviendraient vraisemblablement du

lessivage d'un socle ancien, probablement cambrien, mêlé à du plomb et des métaux lessivés de roches carbonifères constituant l'encaissant de Hajar.

Quant au soufre, la principale source serait les sulfates d'eau marine. Des roches d'âge carbonifère fournissent une faible contribution dans la formation des sulfures. Une possible contribution magmatique peuvent aussi être envisagée.

# *CHAPITRE 7*

# *DISCUSSION*

L'ensemble des intervenants ayant approché le gisement sulfuré de Hajar sont unanimes sur sa nature exhalative et polymétallique. Cependant, il existe deux types de gisements exhalatifs riches en zinc, en plomb et en cuivre, ceux de type SMV et ceux de type SEDEX. Nos descriptions précédemment effectuées sur la lithologie des roches encaissantes (CHAPITRE 4), nous procurent une bonne idée sur le cadre, l'environnement ainsi que le mode de dépôt de ces unités. À partir de ces données, nous tentons de préciser à quelle classe appartient ce gisement, pour arriver à l'intégrer dans un modèle génétique. Une brève comparaison avec les gîtes sulfureux de la ceinture ibérique est également présentée.

Pour arriver à modéliser le gisement de Hajar, nous sommes sensés définir le cadre dans lequel ce gisement s'est formé: la paléogéographie et le caractère des bassins qu'occupaient le Maroc durant le carbonifère ainsi que le mode de formation des lithologies hôtes de Hajar.

## *7.1 PALÉOGÉOGRAPHIE DU MAROC CARBONIFÈRE*

Gentil (1918) est le premier à avoir démontré la présence d'une parcelle de la chaîne hercynienne au niveau du Maroc, dont la corrélation et le raccordement avec la

chaîne hercynienne de l'Europe sont, pendant longtemps, restés problématique. Piqué (1981) a pu confirmer l'existence de bonnes similitudes dans les histoires structurale et sédimentologique des hercynides marocains avec celles de l'Europe occidentale, malgré les grandes modifications engendrées par l'orogène tertiaire bético-rifain; et considère les hercynides marocains comme le prolongement méridional, au delà du détroit de Gibraltar, de la ceinture hercynienne de l'Europe occidentale. Cependant, leur position se situerait plus à l'ouest par rapport à leur position actuelle (figure 7.1) (Van der Voo, 1982).

Pour replacer le Maroc carbonifère dans un contexte paléogéographique et dans un cadre géodynamique à l'échelle des continents, Destombes et al. (1985) et Piqué (1991) ont démontré les identités lithologiques et fauniques comparables entre les différents domaines de l'Europe occidentale et ceux de l'Afrique de l'ouest. En effet, la ceinture pyriteuse sud-ibérique a été rattachée vers le nord à la Bretagne centrale, l'Ardenne (Lecolle et al., 1974) et l'Angleterre (Bard et al., 1971) et vers le sud à la Meseta occidentale (Huvelin, 1977, Piqué, 1979, Bornadero et al., 1979). Les similitudes entre ces régions, appuyées de données paléomagnétiques (Perroud et Van der Voo, 1984), confirment la proximité des régions européennes au craton ouest-africain pendant le Carbonifère.

Izart (1991) présente une synthèse de nombreux modèles tectoniques et paléogéographiques, dont ceux de Leeder (1982), de Michard et al. (1983) et de Matte (1986), expliquant la répartition des bassins carbonifères du Maroc et de l'Europe (figure 7.2). Ainsi, plusieurs bassins de l'Europe occidentale trouvent leurs correspondants au Maroc: le bassin du Nord de l'Angleterre, le bassin rhéno-hercynien, la zone Moldanubienne et la Montagne noire seraient, respectivement, les équivalents de la Meseta centrale et occidentale, de la Meseta centre orientale, de la Meseta orientale et des bassins de la bordure nord de la plate-forme saharienne (figure 7.2).

Au Paléozoïque inférieur, lors de la formation de la chaîne hercynienne, le Maroc en continuité, voire même en contiguïté, avec l'Europe occidentale, occupait la vaste plate-forme septentrionale du Gondwana couverte alors d'une mer épicontinentale (Piqué

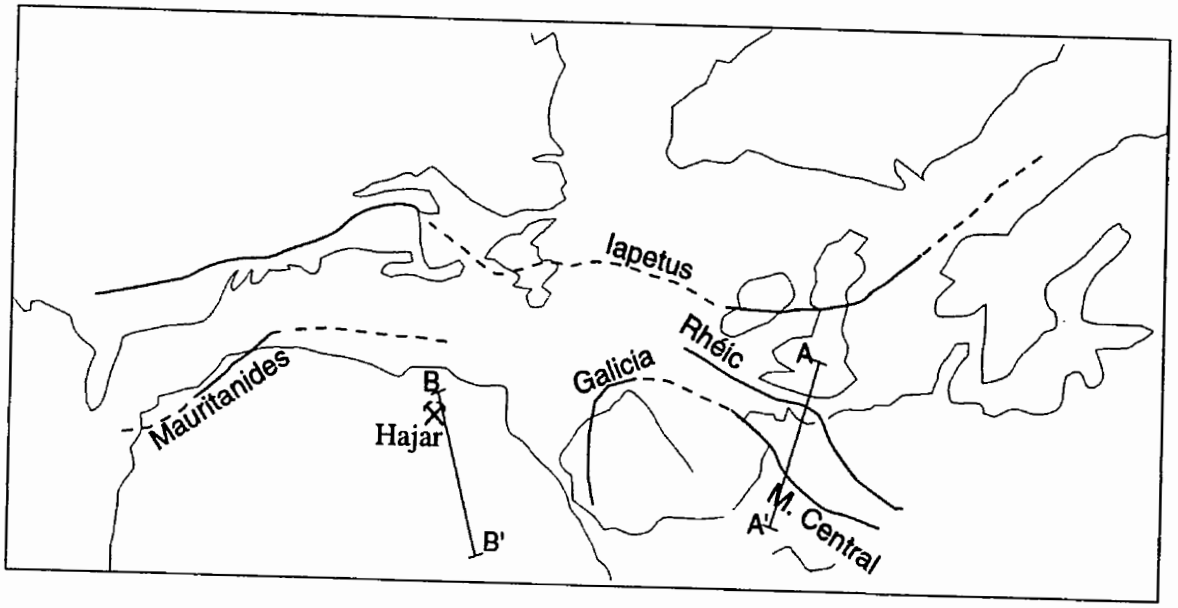
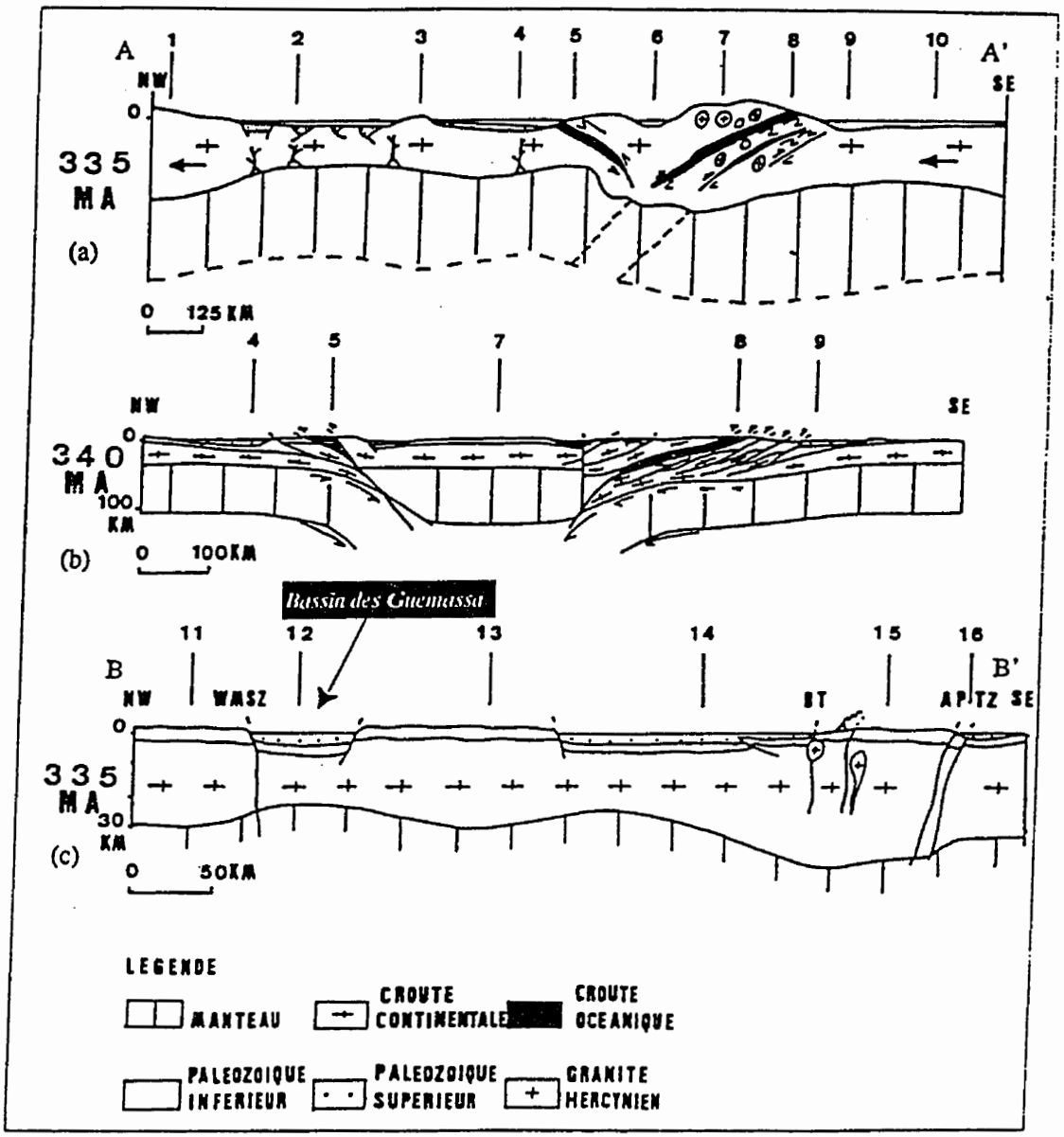



Figure 7.1: Reconstitution paléogéographique permienne. Tirée de Van der Voo (1982). Les traits épais correspondent aux sutures océaniques paléozoïques. Les coupes AA' et BB' sont présentées dans la figure 7.2.




1 : Ecosse, 2 : bassins du N de l'Angleterre, 3 : terre de St Georges, 4 : bassin rhénohercynien, Pays de Galles, 5 : zone de charriage N, ophiolites du Lizard, Cornouailles, 6 : bassin saxothuringien, 7 : zone moldanubienne, Massif Central, 8 : zone de charriage S, 9 : Montagne noire, 10 : Mesogée, 11 : Meseta occidentale, 12 : Meseta centrale (bassin de Sidi Bettache), 13 : Meseta centrale (anticlinorium de Khouribga-Oulmes), 14 : Meseta centre orientale (bassin de Khenifra-Azrou), 15 : Meseta orientale, 16 : bordure N de la plate-forme saharienne, WMSZ : zone de cisaillement de Meseta occidentale, APTZ : zone transformante paléozoique de l'Atlas, BT : accident Bsabis-Tazzeka, MA : Million d'années.

Figure 7.2: Comparaison entre les bassins carbonifères du nord-ouest de l'Europe et du Maroc, tirée de Izart (1991). La reconstitution (A) est faite par Leeder (1982), (B) par Matte (1986) et (c) par Michard (1983). Les coupes AA' et BB' sont rapportées dans la figure 7.1.

1991). L'évolution géodynamique de cette plate-forme propose trois phases: durant le Paléozoïque inférieur, une phase en extension ayant permis la fragmentation de la plate-forme en deux domaines; suivie, au Paléozoïque moyen, d'une phase en compression entraînant la collision de ces deux domaines; et, au Paléozoïque supérieur, une phase de rotation des blocs de ces domaines suivie de charriages. À la fin du Dévonien, l'essentiel des domaines océaniques est fermé et l'évolution carbonifère devient alors intracontinentale.

À l'échelle du Maroc, deux phases d'ouvertures de bassins ont pu être enregistrées (Izart, 1991). L'ouverture s'initie au nord, durant le dévono-carbonifère, par le bassin Sidi Bettache, comblé au Tournaisien et au Viséen inférieur. La deuxième phase d'ouverture s'effectue plus au sud, au Viséen moyen et supérieur, créant l'ouverture d'un nouveau bassin dans la région des Rehamna et des Jébilet centrales (Aarab et Beauchamp, 1987). Ce bassin se caractérise par une tectonique extensive, se traduisant par la formation de grandes failles normales listiques, sans qu'aucune croûte océanique ne soit mise en évidence. Le remplissage du bassin se termine au Viséen supérieur.

L'ensemble des bassins carbonifères rencontrés dans la Meseta marocaine sont limités par des décrochements. Deux phases de transtensions et une phase de transpression ont pu être notées, permettant de qualifier ces bassins d'hybride entre bassins sur décrochement et bassins en extension (Izart, 1991). Par une approche géochimique, Kharbouch et al. (1985) a démontré que l'ensemble des volcanismes ayant opéré dans les bassins de la Meseta marocaine se sont produits dans un environnement d'arrière arc.

## *7.2 FORMATION DES ROCHES-HÔTES À HAJAR*

Sur un socle sédimentaire pélitique, les premières manifestations pyroclastiques sont accompagnées de la mise en place d'une roche pseudo-intrusive felsique (cryptodôme), accompagnée d'une brèche volcanique, lesquelles sont surmontées de pyroclastites, massives à la base et laminées vers le sommet. Après les volcanites, des

roches détritiques carbonatées viennent combler le bassin.

La modélisation des minéralisations de Hajar discutée est présentée ci-bas envisage la mise en place de sulfures par retombée durant l'événement pyroclastique pour former les rythmites et la mise en place sous un "cap rock".

Les premières manifestations hydrothermales paraissent stratigraphiquement sous forme de tufs sulfurés suivis par la minéralisation sulfurée massive. Une représentation schématique de l'ensemble de ces événements est présentée dans la figure 7.3.

## *7.2.1 LES ROCHES FELSIQUES DU MUR*

La pétrologie des lithologies de Hajar a permis de reconnaître trois sous-faciès de nature felsiques. Volumétriquement le plus important demeure le cryptodôme, suivi d'une brèche volcanique et enfin une roche pépéritique (figure 7.3). La distribution de ces faciès, à travers la stratigraphie, laisse supposer que la plus grande partie de ces roches ignées s'est mise en place sous forme de dôme dans un environnement aquatique; une bonne partie de ces intrusions ont atteint le plancher formant la brèche volcanique, d'autres infiltrent des sédiments et constituent les pépérites.

De par sa forme globulaire, sa pétrographie ainsi que son association à une roche bréchique, la roche massive à Hajar correspond à un cryptodôme. Ce sont par définition des intrusions de hauts niveaux, dont la composition varie de felsique à intermédiaire (McPhie et al., 1993). Leur mise en place semble être favorisée dans des environnements sub-aquatiques mixtes de type volcaniques/sédimentaires. Généralement, ces roches sont surmontées par des coulées de masses ("mass flow") communément resédimentées. L'émergence de ces roches peut entraîner le soulèvement des unités sédimentaires sous-jacentes et serait vraisemblablement responsable des déformations locales que subissent ces roches (McPhie et al., 1993).

Dans le secteur ouest du gisement, une brèche volcanique succède au matériel massif. Sa composition minéralogique à quartz porphyrique, ainsi que son chimisme

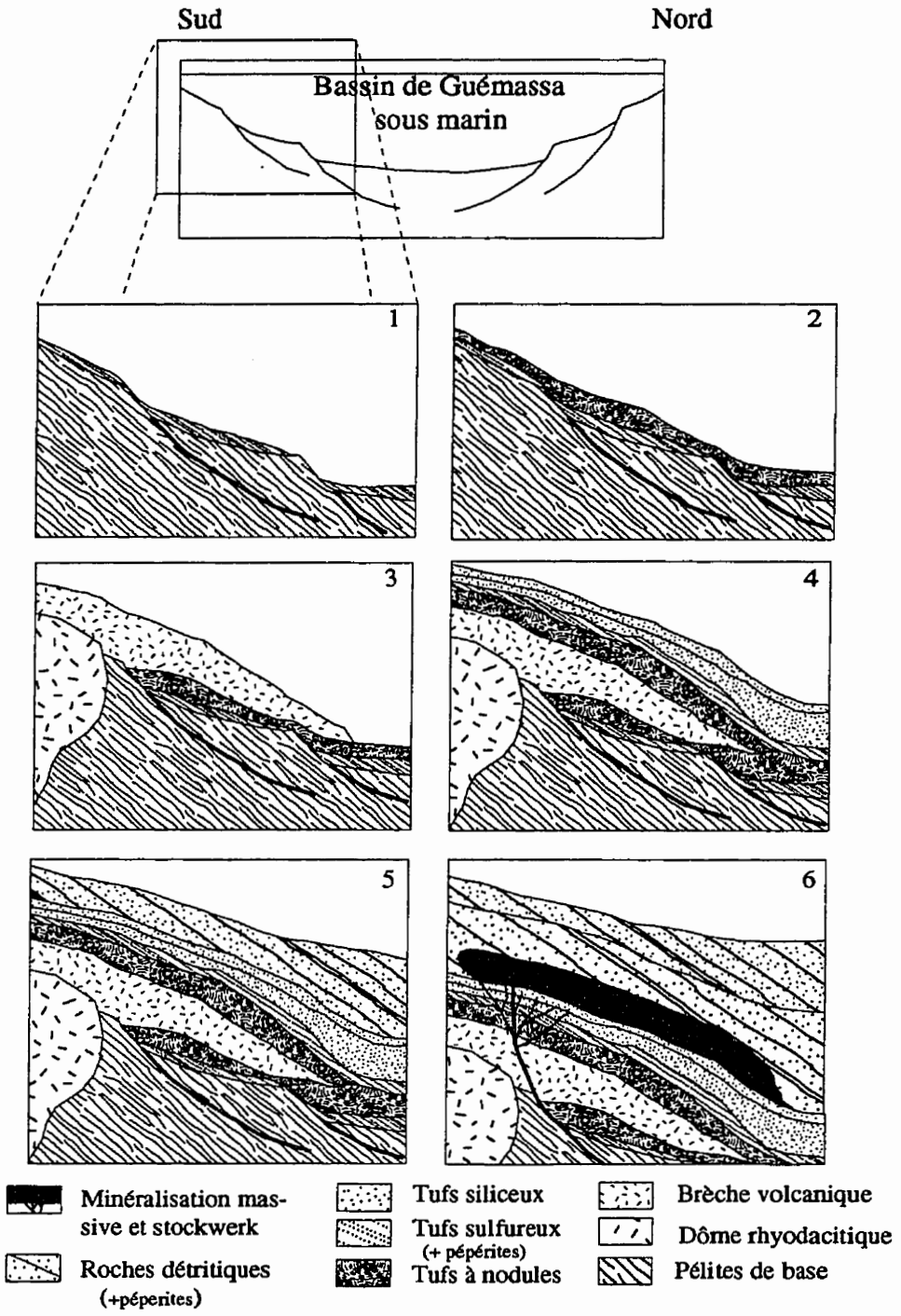



Figure 7.3: Représentation schématique des différentes étapes de déposition des lithologies ainsi que la minéralisation à Hajar.

rhyodacitique, la rapprochent du cryptodôme. Les brèches volcaniques peuvent résulter soit d'une auto-bréchification par fracturation d'un magma à l'état solide sous l'influence de cisaillement, soit de stress d'extension lors de son fluage (McPhie et al., 1993), soit par la fragmentation sous l'effet de trempe par l'introduction de magma chaud entrant en contact avec une eau froide, produisant une granulation par contraction (Cas et Wright, 1987). La fragmentation par trempe peut produire de larges volumes de débris volcaniques qui dans le passé étaient prises pour des roches pyroclastiques (Cas, 1992), la nature non vésiculaire des hyaloclastites permet de les différencier (Honnorez et Kirst, 1975). Elles sont identifiées dans toute composition de laves sous-marines, aussi bien basaltiques (Ballard et al., 1979) que rhyolitiques (de Rosen-Spence et al., 1980). La roche se constitue alors de blocs de verres de taille variable, communément associés à des minéraux angulaires et fragmentés. Puisque les magmas acides ne sont presque jamais explosifs, la brèche volcanique dans l'environnement de Hajar serait vraisemblablement liée aux processus de l'interaction d'un matériel igné felsique chaud avec l'eau marine. Son accumulation localisée au nord du dôme suggère une dépression topographique à ce niveau, s'accordant avec la présence de failles synsédimentaires de vergence nord-est (Hibti, 1993). Cette brèche représente une évidence de proximité à l'extrusion d'un magma sur le plancher océanique.

Dans la stratigraphie de Hajar, une unité constituée de roches subvolcaniques infiltrées de matériel sédimentaire se localise dans les roches du mur et dans les roches du toit. Les textures de ces roches montrent leur appartenance aux pépérites (Cas et Wright, 1987). Ces roches se forment par l'interaction de magma en contact avec les eaux interstitielles de sédiments non consolidés et gorgés d'eau. Selon Fisher et Schmincke (1984) et Cas et Wright (1987), ces roches se forment pour l'essentiel dans des bassins océaniques et dans des bassins d'arcs insulaires, où le magma entre en concurrence avec d'épaisses accumulations sédimentaires. Dans de tels environnements, la pression hydrostatique contribue à confiner la pression magmatique, lui permettant d'arriver à des niveaux supérieurs où des roches sédimentaires, peu consolidées et moins denses que la

magma, lui permettent de s'injecter entre les sédiments. La présence de telles roches dans la stratigraphie de Hajar confirme la progression du dôme même après le comblement du bassin.

Dans la stratigraphie de Hajar, par dessus ces roches felsiques s'accumulent des roches volcaniclastiques, parmi lesquelles trois sous-faciès ont pu être identifiés (voir section 4.2.2: UNITÉ VOLCANO-SÉDIMENTAIRE). Le passage d'un sous-faciès à l'autre demeure progressif et concordant et aucune limite apparente n'est mise en évidence.

Des tufs amygdalaires, se retrouvant à la base de la stratigraphie, se démarquent des autres tufs par l'abondance des nodules de quartz et par l'abondance de fragments de roches de compositions et de tailles variables. Lorenz (1974) définit les tufs vésiculés comme étant des lits de tufs indurés, constitués de cendres fines et possédant des cavités de diamètres millimétriques dont la distribution demeure régulière dans chaque lit. Les tufs vésiculés se forment vraisemblablement par compaction de matériel à grains fins où une phase gazeuse aurait été piégée (Fisher et Schmincke, 1984). Ces gaz peuvent être d'une source juvénile. Alors, les gaz seraient libérés des pyroclastes chauds présents dans le matériel pyroclastique, soit de la vapeur générée par l'ébullition de boue accumulée rapidement par dessus un milieu poreux, comme les paléosols, généralement riches en végétation, soit de l'air piégé durant l'écoulement ou par dégradation post-dépositionnelle de la matière organique. L'abondance des vésiculés dans les maars et dans les dépôts de surge pyroclastique a permis à Lorenz (1974), Sheridan (1983) et Moore (1985) d'associer ces tufs à une éruption phréatomagmatique.

À ces tufs à amygdules, se succèdent des tufs laminés caractérisées par un litage sédimentaire évident et par l'abondance des structures sédimentaires qui témoignent de l'instabilité du milieu de dépôt. Fiske et Matsuda (1964) attribuent la succession de lamines dans les tufs à une ségrégation gravitaire du matériel volcanique, causée par un courant turbulent lors de l'écoulement. De tels dépôts peuvent se former à la base des surges qui se forment lors de l'effondrement d'une colonne éruptive.

Au sommet de la séquence volcanique, apparaît un horizon de quelques mètres de puissance correspondant aux tufs à xénolites. Ils correspondent à des tufs massifs, localement laminés, caractérisés par l'abondance de phénocristaux organisés en rubans ou dispersés et granoclassés. L'organisation de cette unité témoigne du même processus de dépôt des tufs sous-jacents. L'apparition de phénocristaux permet d'envisager un changement dans les conditions physique ou chimique du magma. Par dessus viennent des tufs fins massifs, de quelques mètres de puissance.

Les faciès pyroclastiques décrits dans la stratigraphie de Hajar peuvent être attribués à un effondrement d'une colonne éruptive sub-aquatique, tel que décrit par Fiske et Matsuda. (1964) pour expliquer une séquence stratigraphique tertiaire au Japon (figure 7.4). Ces auteurs envisagent les premières précipitations de dépôts pyroclastiques sur le plancher océanique sous forme de coulées de masse ("mass flow") constituées essentiellement de fragments lithiques et des cristaux denses formant l'unité massive (figure 7.4). Au paroxysme de l'activité explosive et à partir de petits volumes, des coulées turbiditiques intermittentes, constituées de ponces, de lapillis et de cristaux, se forment à la base de la colonne éruptive favorisant une accumulation rythmée et la formation des tufs laminés (figure 7.4). À la fin de l'éruption et lorsque toute activité est terminée, les particules volcaniques en suspension s'accumulent pour former les tufs massifs (figure 7.4).

### *7.2.2 SÉRIES DÉTRITIQUES DU TOIT*

Les formations du toit consistent en un dépôt de turbidites à grains fins intercalées avec des horizons d'argilites noires carbonatées et siliceuses et de chert impures. Les argilites se caractérisent par la persistance de litage et de laminations horizontales, marquant une période de sédimentation hémipélagique faiblement oxygénée. Les turbidites présentent une épaisseur de quelques centimètres jusqu'à plus d'un mètre, correspondant à une partie de la séquence de Bouma.

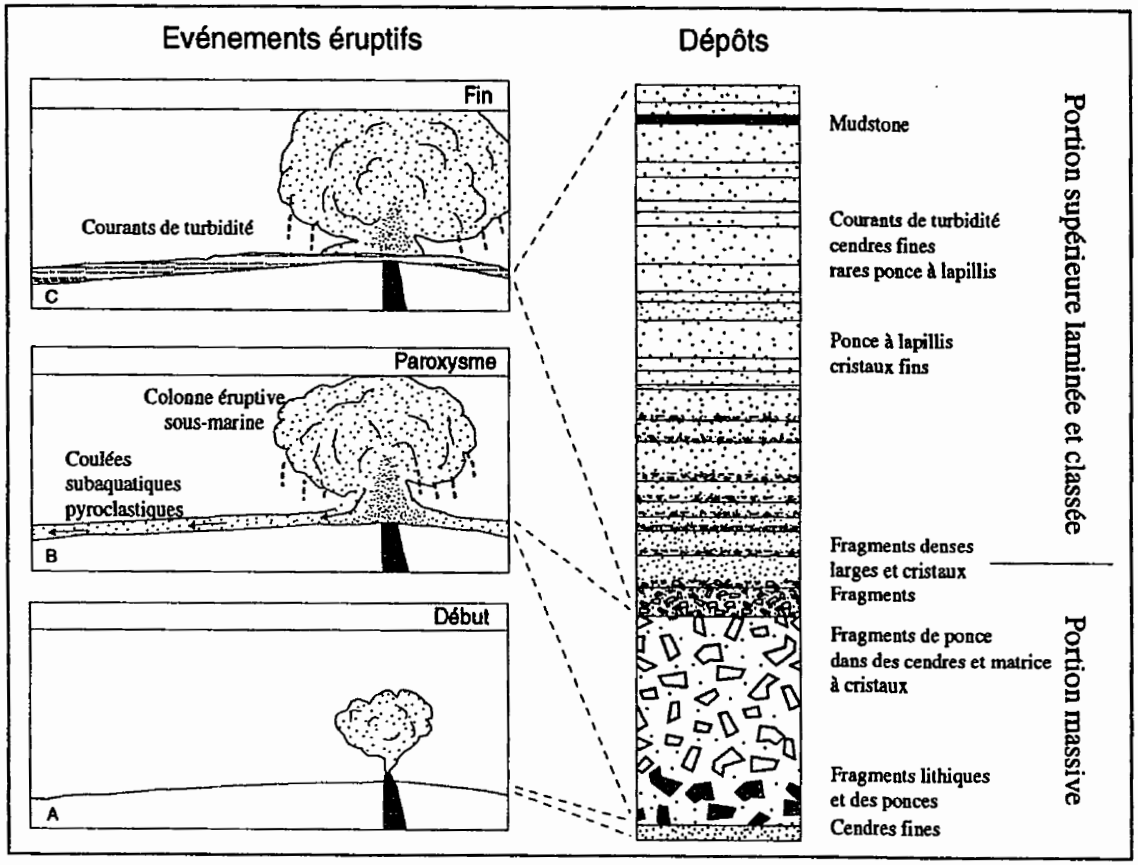



Figure 7.4: Séquence de dépôts pyroclastiques issus de l'effondrement d'une colonne éruptive. Tirée de Fiske et Matsuda (1964), modifiée par Easton et Johns (1986).

À la fin du Viséen, le volcanisme cesse son activité et débute le démantèlement des appareils volcaniques pour alimenter un bassin de sédimentation plus ou moins subsident. La rareté des coulées volcaniques et des niveaux pyroclastiques, dans ces séries détritiques, ainsi que leur granulométrie relativement fine, suggèrent que les sédiments du Viséen supérieur se sont déposés à des distances relativement éloignées de la source d'apport.

## *7.3 MODÈLE GÉNÉTIQUE DE HAJAR*

Plusieurs observations présentées ultérieurement dans cette thèse nous permettent de proposer une explication génétique assez précise quant à la formation de la minéralisation de Hajar. Trois types de minéralisations sont identifiés dans le gisement: (1) une minéralisation massive à pyrrhotite-pyrite-sphalérite-galène-chalcopyrite, (2) une minéralisation rythmée à pyrrhotite à la base et au toit du gisement et (3) une minéralisation à chalcopyrite-pyrrhotite de type stockwerk à la base du gisement.

(1) L'AMAS MASSIF: La minéralisation massive de Hajar, montrant une texture communément rubanée, se situe à l'intérieur de roches viséennes à l'interface d'une unité volcaniclastique au mur et d'une unité détritique à son toit. Cette minéralisation, montrant une concordance stratigraphique avec les roches-hôtes, se présente en forme de monticule et reposent sur une zone de stockwerk; elle est accompagnée d'une zone d'altération séricitique au toit. Ces faits typiques aux SMV ainsi que la prédominance des roches volcaniques dans l'environnement du dépôt permettent d'apparenter Hajar aux gisements SMV.

Pour nos besoins, il est important d'apprécier les différentes possibilités de formation des monticules minéralisés (figure 7.5): (1) la formation et la croissance du monticule directement sur le paléoplancher océanique, (2) la formation précoce du monticule dans des sédiments non lithifiés et enfin (3) la formation du monticule par remplacement de roches déjà lithifiées.

Les inclusions fluides sur le quartz du stockwerk de Hajar ont suggéré la présence

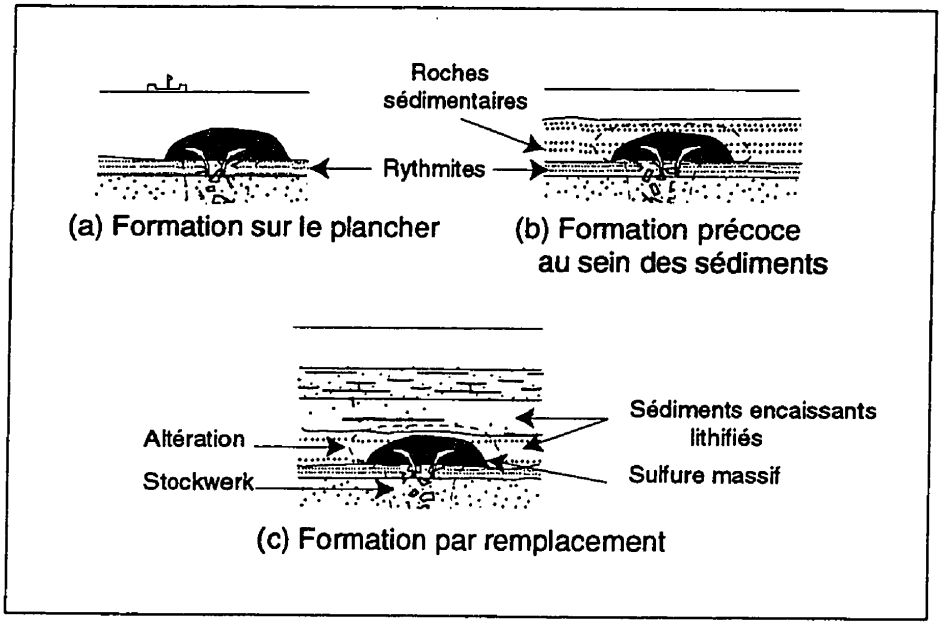



Figure 7.5: Trois environnements de formation des amas de sulfures volcanogènes.

d'un fluide minéralisateur de densité moyenne d'environ 0,8 g/cc, relativement plus faible que l'eau marine (1,03 g/cc) (figure 7.6). L'émergence d'un tel fluide sur le plancher océanique aurait permis la formation d'une "plume" et la dispersion des solutions hydrothermales et de leur précipitation (principalement sous forme de sulfures). Pour éviter une trop grande dispersion, il serait mieux d'envisager des fluides minéralisateurs s'infiltrant, par exemple, dans des sédiments non lithifiés. Appuyant cette possibilité, nous rappelons que les roches du toit du gisement sont affectées par la séricitisation hydrothermale démontrant l'action du fluide sur des sédiments déjà déposés. Selon Finlow-Bates et Stumpfel (1981) et Lydon (1988), la précipitation directe des sulfures sur le plancher océanique n'est pas un mécanisme efficace pour la formation de larges corps minéralisés. Ces observations excluent la possibilité (1) pour notre modèle et suggèrent soit la possibilité (2) ou la possibilité (3) et par la même occasion peuvent expliquer la concentration des sulfures dans un site fermé; le gisement de Hajar a 16 Mt de minerais.

La mise en place de la minéralisation, dans l'une des possibilités, (2) et surtout (3), nous force à déterminer l'âge de cette minéralisation, qui devrait être similaire, sinon, plus jeune que les roches qui la contiennent. Hajar et l'ensemble des minéralisations de Guémassa (Kettara, Draâ Sfar) se positionnent stratigraphiquement à l'interface de roches volcaniques et de roches sédimentaires de la Série viséenne de Saghlef. Dans la série stratigraphiquement sous-jacente (Série de Téqsim), aucune minéralisation sulfurée n'a pu être mise en évidence (Bornadero, 1983). Par ailleurs, ces minéralisations ont toutes été affectées par la déformation hercynienne. Donc, ces minéralisations se limitent à une tranche d'âge datant du Carbonifère inférieur (Viséen) au Permien.

L'absence de restes de roches-hôtes qui auraient pu être remplacées au sein de l'amas massif et l'existence de roches pépéritiques au mur et toit de la minéralisation (voir section 2.2.2.1: ROCHES FELSIQUES) suggèrent que la minéralisation Hajar ne s'est pas formée par remplacement de roches lithifiées. Sa formation par remplacement de roches non lithifiées (possibilité 2) reste la plus probable. Alors, la minéralisation massive

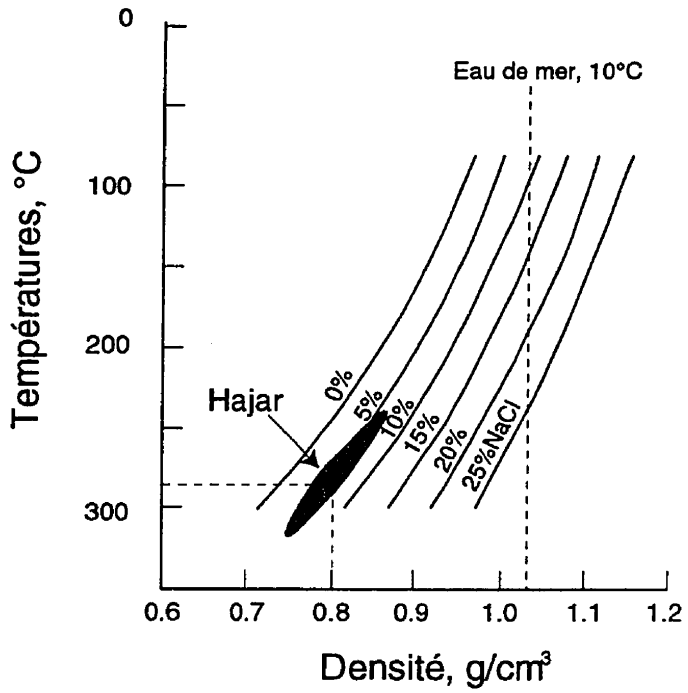



Figure 7.6: Relation de densité et de température du fluide de différentes salinités comparées à l'eau de mer, Haas (1976). À une température moyenne de 280°C et une salinité de moyenne de 6 poid% equi.NaCl obtenues des inclusions fluides, on obtient une densité du fluide minéralisateur d'environ 0,8g/cc.

de Hajar, formée vraisemblablement à partir de fluides moins denses que l'eau marine, se serait produite durant le dépôt des sédiments détriques du toit qui a servi de couche imperméable prévenant les solutions hyrothermales de la dispersion dans l'eau marine.

Pour former la minéralisation massive de Hajar, il est nécessaire de proposer un "cap rock" ayant empêché la dispersion des fluides dans la mer (figure 7.6), tout comme pour les minéralisations du Bassin de Guaymas (Edmond et Von Damm, 1983) et Middle Valley (Goodfellow et Franklin, 1993). Durant la croissance du monticule, le fluide minéralisateur provoque la dissolution des roches et des sulfures sous le "cap rock"; par migration des isothermes, il se produit un remplacement et une remobilisation des sulfures de basses températures (sphalérite-galène) par ceux de hautes températures (chalcopyrite), des zones centrales vers les zones latérales permettant la formation de l'amas sulfuré massif zoné.

À la base de l'amas massif une minéralisation stratiforme à pyrrhotite, zinc, plomb et cuivre (<50 cm de puissance) (figure 6.3) associée à la minéralisation rythmée de base ne peut encore être interprétée. Cependant, l'idée de l'injection entre les strates du même fluide minéralisateur à l'origine de l'amas massif reste possible.

(2) RYTHMITES À PYRRHOTITE: Dans les circonstances de mise en place de la minéralisation massive de Hajar sous une couche imperméable, comment peut-on expliquer la formation des rythmites? À nos jours, la minéralisation rythmée associée aux tufs identifiée aux alentours du gisement aurait un lien spatial et probablement génétique avec la minéralisation massive. L'hypothèse d'un fluide hydrothermal initial, riche en fer et de températures relativement modérées, formant une plume durant l'événement pyroclastique et précipitant les rythmites à pyrrhotite dans un bassin, du moins partiellement fermé (peut-être confiné), est plausible. La deuxième occurrence de rythmites à pyrrhotite, ceux rencontrées au toit de la minéralisation, pourrait être le résultat de l'accumulation de fluides tardifs de faibles températures chargés seulement de fer durant la sédimentation de roches détritiques.

(3) STOCKWERK: La minéralisation du stockwerk, localisée sous la lentille massive

correspond au chenal par lequel les fluides minéralisateurs ont été acheminés des profondeurs pour former les différentes minéralisations. Sa nature bréchique témoigne de la pression hydraulique qu'a produit le fluide sous la couche piège. Autour de la zone du stockwerk, on rencontre plusieurs zones d'altérations hydrothermales (voir CHAPITRE 5: ALTÉRATION HYDROTHERMALES), correspondant vraisemblablement aux zones lessivées à l'extrême de leurs métaux. Cette minéralisation longe des failles synsédimentaires N25°, la distribution du cuivre au sein de l'amas (voir section 6.7: DISTRIBUTION DES SULFURES DANS LE DOMAINE EST) illustre la remobilisation tardive des sulfures le long de ces failles et le rejeu de ces failles durant et même après le dépôt des sulfures. Là où le stockwerk intercepte les rythmites, on observe l'action de l'altération hydrothermale, p.ex., le remplacement la pyrrhotite par la sphalérite (figure 5.59).

Après cette discussion de la formation des différents types de minéralisations de Hajar, on peut apercevoir que cette minéralisation rejoint, du moins en certains points, la classification des sulfures exhalatifs stratiformes à métaux de base d'Eckstrand et al. (1996). La diversité typologique des minéralisations à Hajar suggère un dépôt formé à partir d'une plume (cas des rythmites) et un dépôt sous un "cap rock" au sein de roches sédimentaires (cas de l'amas massif). La classification d'Eckstrand et al. (1996) définit les sulfures exhalatifs comme étant des accumulations concordantes, massives ou semi-massives et principalement constituées de sulfures de fer et des métaux utiles, se formant normalement au dessus du plancher océanique. Sangster (1972), Hutchinson (1980), Franklin (1993) et Eckstrand et al. (1996) reconnaissent une minéralisation sulfurée massive volcanogène (SMV), encaissée et liée génétiquement à des roches volcaniques (felsiques ou mafiques). Cette minéralisation pourrait se présenter localement dans des roches sédimentaires faisant partie du complexe volcanique. Les amas sulfurés montrent une ou plusieurs lentilles successives en forme de dôme, conformes à la stratification sédimentaire et communément dominées par la pyrite ou la pyrrhotite. Les lentilles massives reposent généralement sur une (ou plusieurs) zone (s) de stockwerk

discordante (s), à travers laquelle les fluides minéralisateurs ont été guidés des profondeurs. Idéalement et dans la plupart des cas, les sulfures utiles démontrent une zonalité qui consiste en la prédominance de chalcopyrite dans la zone du stockwerk et de sphalérite et galène dans les extrémités des amas (Franklin, 1993).

Par ailleurs, la minéralogie des sulfures de Hajar (sans magnétite), ainsi que celle de l'ensemble des minéralisations de Guémassa, montrent une nette abondance de la pyrrhotite similaire aux monticules des dépôts modernes. L'abondance de la pyrrhotite (pyrite) à Hajar et la présence de magnétite accompagnée de pyrrhotite dans le prospect de Tiferwine (Zouhry, 1993) (figure 7.7) sont vraisemblablement, liées à la déficience en soufre du fluide hydrothermal; l'absence des sulfates dans ces minéralisations le suggère. Selon Koski et al. (1985) et Hannington et al. (1995), la stabilité de la pyrrhotite audépens de la pyrite est liée à l'état réduit du fluide hydrothermal, vraisemblablement occasionné par l'interaction du fluide avec les séries sédimentaires du soubassement riche en matière organique.

La préservation de la pyrrhotite de l'oxydation marine après sa formation peut être reliée soit aux conditions réductrices du milieu de dépôt soit à l'absence de réaction avec l'eau marine. Le modèle de barrière proposé, empêchant l'interaction de la minéralisation (pyrrhotite) avec l'eau marine viséenne, explique bien l'abondance de la pyrrhotite dans les Guémassa.

On note que le scénario génétique du dépôt de Hajar débute au Cambrien par l'accumulation d'une épaisse série sédimentaire (7500 m) (figure 7.8). Par la suite, au Carbonifère inférieur, lors de la phase précoce de l'orogène hercynien, débute une phase de distension entraînant la fragmentation en plusieurs compartiments de la plate-forme épicontinentale (du nord du Gondwana) (voir section 7.1: PALÉOGÉOGRAPHIE DU MAROC CARBONIFÈRE) et l'initiation de l'activité volcanique viséenne. Après le volcanisme, produisant le mur de Hajar (300 m), une période de dépôts détritiques, principalement turbiditiques, s'en suit pour produire les unités du toit de Hajar.

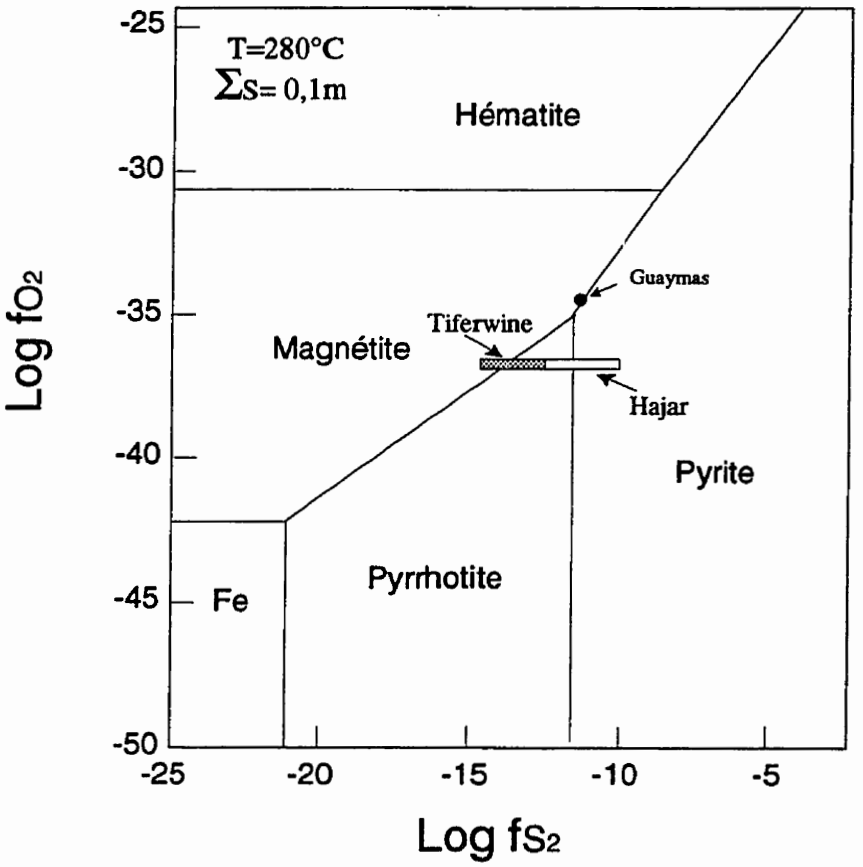



Figure 7.7: Fugacité de l'oxygène en fonction de la fugacité du soufre montrant la formation des différents sulfures dans le district des Guémassa. Dans le bassin des Guémassa on assiste à un changement de phases (po-py) à Hajar en (po-mag) à Tiferwine, en accord avec la fugacité déficiente du soufre du milieu. Les conditions pour la minéralisation de Guaymas sont reportées à titre de comparaison. Guaymas est représentée dans sa position par projection d'une température de 315°C.

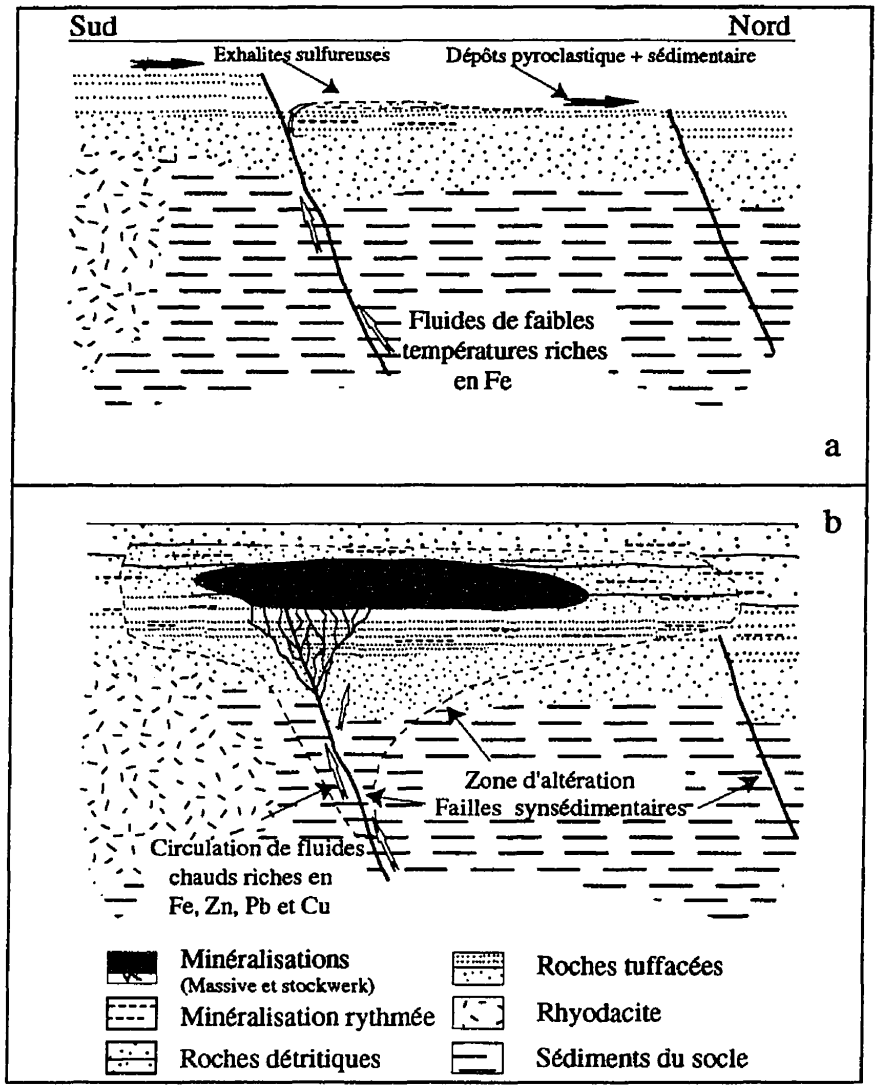



Figure 7.8: Modèle schématique de mise en place du gisement de Hajar par remplacement des roches hôtes.
a) étape initiale: formation des rythmites,
b) étape finale: formation de l'amas massif.

En général, les minéralisations sulfurées dans les Guémassa coïncident avec l'activité volcanique viséenne, étant vraisemblablement la manifestation du début de l'ouverture du bassin des Guémassa. Dès lors, le milieu devient marin et favorable à la minéralisation des Guémassa par des fluides hydrothermaux. Ces fluides, débutant à des températures modérées, engendrent d'abord la formation des rythmites pyrrhotitiques du mur. Il s'en suit le dépôt de la minéralisation massive, sous une couche piège turbiditique, à partir de fluides plus chauds capables de lessiver et de transporter les métaux utiles tels que le zinc, le plomb et, au maximum de la température, le cuivre. Finalement, durant la phase de températures décroissantes, se forment les rythmites à pyrrhotite du toit.

Les isotopes de plomb des galènes de Hajar apportent une précision quant à l'origine des métaux (voir section 6.9: PRÉCISIONS ISOTOPIQUES). Ces métaux proviendraient d'un mélange de deux sources: la première correspondant au socle cambrien moyen, constitué d'argilites silteuses fossilifères et la seconde correspondant aux volcanites viséennes encaissant la minéralisation (métamorphisées au faciès schiste-vert). Ces données corroborent notre modèle dans la mesure où l'on considère le lessivage des roches sédimentaires cambriennes et des roches volcaniques viséennes de leurs métaux (Fe, Zn, Pb et Cu) par des fluides de températures de plus en plus élevées pour ensuite décroître et déposer en séquence les rythmites à pyrrhotite du mur, l'amas de sulfures massifs et finalement les rythmites à pyrrhotite du toit.

Les isotopes du soufre de la minéralisation massive montrent une valeur moyenne de +1,3‰ nettement différente de +15‰ d'une possible provenance du soubassement Cambrien (~+28 ‰ pour l'eau marine cambrienne (Claypool et al., 1980)). Pour la minéralisation massive de Hajar, la source du soufre correspondrait: (1) soit au lessivage, tout comme pour le plomb, des roches volcaniques et sédimentaires viséennes qui devraient donner un $\delta^{34}S$ d'environ 0‰, donnée d'une source à dominance magmatique, soit (2) dérivée des sulfates marins viséens de $\delta^{34}S$ ~ +15‰ et qui aurait donné, après fractionnation, des valeurs approchant 0‰ pour le $\delta^{34}S$ des sulfures (Sangster, 1968)

(voir section 6.9.2: ANALYSE ISOTOPIQUE DU SOUFRE). Ces résultats appuyent notre modèle dans la mesure où l'on considère la formation de l'amas massif à partir du lessivage des roches volcaniques viséennes. Dans le cas des rythmites, on s'attend à obtenir des valeurs $\delta^{34}S \sim +15$ ‰, qui correspondraient au lessivage du soubassement cambrien.

La minéralisation massive de Hajar serait un dépôt de type exhalatif[1] volcanogène, mis en place à l'intérieur de roches volcano-sédimentaires d'une plate-forme épicontinentale. Au cours de sa formation, à l'abri des eaux marines, la minéralisation massive est continuellement alimentée par les fluides hydrothermaux de plus en plus chauds, provoquant la migration du front isothermique et la remobilisation des sulfures de basses températures (zinc et plomb) des zones centrales vers la périphérie. Le dépôt des sulfures de hautes températures (cuivre) apparaît au centre du stockwerk et de l'amas massif.

Enfin, les minéralisations de Hajar ont été sujettes au métamorphisme régional et à la déformation hercynienne, entraînant une redistribution locale des sulfures. Cette déformation a généré un plissement majeur conduisant à l'apparition de la structure rubannée de la minéralisation massive et de multiples textures dont les textures de recuit, les mâcles polysynthétiques et la recristallisation sous pression entre autres (voir section 6.3.3: TEXTURES DE DÉFORMATION DES MINERAIS). La zone de stockwerk, positionnée sur une faille synsédimentaire (voir sections 2.3.2: TECTONISME et 3.3.1: STRUCTURE LOCALE) semble avoir rejoué un rôle important durant la déformation. En effet, l'axe du pli de la mégastructure que décrit la lentille minéralisée coïncide avec cette zone de stockwerk.

---

*1 En sens strict, le terme "exhalatif", bien que cité dans de nombreux gisements de même type que Hajar, ne me paraît pas approprié dans le cas où les solutions hydrothermales ne s'étendent pas sur le plancher océanique. Le terme n'est employé dans ce travail qu'en absence d'un terme alternatif.*

## *7.4 COMPARAISON AVEC LA CEINTURE PYRITEUSE IBÉRIQUE*

La paléogéographie démontre que la Meseta occidentale du Maroc serait la continuité de la ceinture pyriteuse ibérique (IPB; "Iberian Pyrite Belt") (Bornadero, 1983). Le tableau 7.1 montre les principales similitudes et différences qui existent entre ces deux ceintures.

La IPB est une province métallogénique parmi les plus grandes au monde, avec des concentrations en métaux de base dépassant 1,7 milliard de tonnes. Certains gisements appartenant à cette ceinture sont connus depuis 1000 av. J.-C.; le gîte de Neves-Corvo est le dernier avoir été découvert en, 1986. Cette ceinture compte environ 80 amas sulfurés, dont dix contiennent de 50 à 250 Mt de minerais. Ces gisements ont été exploités initialement pour le cuivre et les métaux précieux alors que le soufre, le fer, le zinc, le plomb, l'argent et l'or étaient considérés comme sous-produits. L'une des caractéristiques de cette ceinture est l'occurrence de minéralisations manganésifères alternant avec les métaux de base. Cette ceinture correspond à l'une des unités géotectoniques majeures de la ceinture hercynienne. La déformation hercynienne ayant affecté ces terrains est accompagnée par un métamorphisme régional de faible degré, allant de zéolitique au sud de la ceinture au faciès schiste vert inférieur au nord (tableau 7.1).

L'ensemble des dépôts de pyrite se sont mis en place dans la Formation du Complexe Volcanique Siliceux. Cette formation montre une épaisseur variant de 100 à 600 m et un âge Famennien-Viséen, s'intercalant entre le Groupe phyllite-quartzite et le Groupe Culm. Les plus anciennes formations du socle, d'âge paléozoïque, correspondent à des sédiments d'origine terrigène de type plate-forme. L'activité ignée se manifeste exclusivement par un volcanisme sous-marin felsique et mafique. Il s'en suit une série de flyschs épais de quelques kilomètres. Le volcanisme felsique de nature explosive dominant laisse suggérer une profondeur de mise en place modérée sinon faible. Le volcanisme mafique est représenté par des spilites coussinées et sous forme de tufs. Schermerhorn (1975) avait interprété l'environnement géodynamique de la ceinture

Tableau 7.1: Table comparative de la minéralisation de Hajar au Maroc et des minéralisations de Rio Tinto et Neves-Corvo de la IPB. Les données relatives à Hajar sont présentées dans cette thèse, celles de Rio Tinto et Neves-Corvo sont tirées de Arribas (1986) et Lescuyer (1998).

| | Maroc | Ceinture ibérique | |
|---|---|---|---|
| | Hajar | Rio Tinto | Neves-Corvo |
| Âge de formation | Viséen | Famennien sup. à Viséen sup. | |
| Niveau stratigraphique | Saghlef / Teqsim | Complexe siliceux | |
| Métamorphisme | Schiste vert | Zéolite à Schiste-vert | |
| Orogènes | Hercynien.+alpline | Hercynienne+alpline | |
| Minéralisation (teneurs %) | Zn-Pb-Cu (11-3-0,7) | Cu-Zn-Pb (0,55-0,50-0,17) | Cu-Zn-Pb (Sn) (1,32-1,43-0,23-3) |
| Sulfure dominant | Pyrrhotite (pyrite) | Pyrite | |
| Horizon repère | Rythmites | Horizon de chert exalatif | |
| Taille | 16 Mt | 234 Mt | 261 Mt |
| FeS dans la sphalérite | 10 Moles % | 1 à 8 Moles % | |
| Isotopes de soufre | 1,3 ‰ | 3,8 ‰ | 1,9 ‰ |
| Pb/Pb 206/204, 207/204, 208/204 | 18,183-15,64-38,34 | 18.19-15.63-38,217 | 18,231-15,656-38,334 |
| Sources des métaux | Mélange de roches sédi. cambriennes + volcan. viséen | Environnement crustal (roches devoni.-du viséen.) | Mélange d'une source magmatique + sédimentaire |
| Température, °C | 280 | 150 à 350 | |
| Salinité, %pd NaCl équiv. | 5,8 | 1 à 9 | |

ibérique comme étant liés à un orogène intracontinental. Par contre, Dias et Ribeiro (1995) proposent une subduction pentée vers le nord-est débutant au Dévonien supérieur, suivie d'une collision durant le Famenien et le Westphalien moyen. La présence de roches ultramafiques indique vraisemblablement à des zones de suture. Selon Carvalho et al. (1997), le caractère bimodal du volcanisme est lié la fusion partielle de la croûte continentale et non à la fractionnation d'un magma basaltique primitif.

Les minéralisations sulfurées de la IPB sont des dépôts massifs polymétalliques à pyrite-chalcopyrite-sphalérite et galène, démontrant communément une texture finement laminée, dont la granulométrie des sulfures reste invariablement à grains fins. Les minéraux de gangue sont principalement le quartz, les carbonates, la séricite, la chlorite et la barytine. Dans la plupart des gisements, une zonalité minéralogique a pu être observée et qui consiste en une association à chalcopyrite, chlorite et séricite à leurs bases et une association à sphalérite, galène et barytine vers leurs toits et les zones périphériques. La pyrite, l'arsénopyrite, le quartz et les carbonates, ne montrent aucune zonalité et sont dispersés à travers les gisements. À Neves-Corvo, l'étain est présent en grande abondance et, selon Gaspar (1995), serait paragénétiquement associé aux sulfures précoce et serait une évidence de la contribution d'un fluide magmatique (Carvalho et al. , 1997). Dans les dépôts autochtones la barytine est commune. Les gisements qualifiés de proximaux reposent communément sur des stockwerks à pyrite-chalcopyrite. La magnétite et la cobaltite sont également présentes dans un bon nombre de stockwerks (Marcoux et al., 1996).

Les sulfures de la ceinture ibérique affichent des valeurs isotopiques en soufre variable allant de -30‰ à +30‰. Une réduction bactérienne du soufre d'origine marine a été proposée pour expliquer les hautes valeurs négatives (Munha et al., 1980, Yamamoto et al., 1993). L'origine des métaux a pu être déterminée par analyse des isotopes de plomb. À l'exception de Neves-Corvo, Marcoux (1998) conclut que le plomb et les métaux en général dans la IPB proviennent du lessivage des roches volcaniques et magmatiques encaissantes ou d'une source profonde commune au plutonisme et au fluide

hydrothermal.

Barriga et al. Fify(1988), Carvalho et al. (1997) considèrent que les gisements de la IPB se sont formés sous le paléo-plancher océanique protégés vraisemblablement soit par des roches sédimentaires imperméables (pélitiques) soit par un précurseur de jaspe et de chert ayant empêché la dispersion en plume des fluides hydrothermaux, produisant ainsi la formation des amas sulfurés par remplacement des roches volcaniques encaissantes.

La ceinture sulfurée mésetienne occidentale du Maroc s'étend sur une cinquantaine de kilomètres et comprend les gisements de Hajar, de Kettara, de Draâ Sfar, de Koudiat Taïcha ainsi que des indices minéralisés de Tiferwine, de N'zala, de Frizem et de Ghoula. Toutes ces minéralisations se situent au sommet la série viséenne de Saghlef. Stratigraphiquement, cette série est divisée en trois complexes (Maier et El Kakkour, 1986): le complexe inférieur, constitué de pélites et de tuffites acides et basiques; le complexe volcanique acide, constitué de laves acides (et tufs) et des manifestations tuffacées basiques; et le complexe supérieur calcareux, caractérisé par l'apparition de lentilles et de barres calcareuses intercalées aux tufs. C'est à l'interface du complexe volcanique acide et du complexe calcareux que l'ensemble des minéralisations semblent être présentes. Au cours de la tectonogenèse hercynienne, les minéralisations et les roches-hôtes ont été affectées par un métamorphisme régional rétrograde de type schiste-vert.

Les minéralisations sulfurées rencontrées dans la Meseta marocaine se caractérisent par la prédominance de la pyrrhotite. Chacune de ces minéralisations se distingue du point de vue minéralogie et texture. À Kettara, le minéralisation est à pyrrhotite massive avec peu de chalcopyrite et sans zinc et plomb. À Draâ Sfar, la minéralisation est massive avec de fines disséminations de sphalérite, de galène et de chalcopyrite. À Hajar, la minéralisation est rubanée et riche en zinc, plomb et cuivre, majoritairement pyrrhotitique et localement pyritique. L'indice de Tiferwine se distingue des autres dépôts par l'abondance de la magnétite et de la pyrrhotite et la presqu'absence de la sphalérite et de la galène (Zouhry, 1992). Une association en pyrrhotite-magnétite-chalcopyrite forme

l'amas minéralisé. Nulle part, dans les dépôts de la Meseta marocaine, des sulfates n'ont été rencontrés.

Bien que la pyrrhotite soit le principal sulfure de fer à Hajar, une bonne partie du gisement, surtout dans les secteurs distaux, est dominée par la pyrite. Le gisement, contrairement aux autres dépôts, montre une importante variété minéralogique et texturale ainsi qu'une zonalité des sulfures. Le stockwerk de Hajar montre une zonalité latérale: au centre à dominance de chalcopyrite et latéralement à dominance de sphalérite.

Les isotopes de soufre de la minéralisation de Hajar ont montré une variation limitée (-1 à 5‰), vraisemblablement de source marine. Quant aux métaux, ils semblent provenir d'un mélange d'une source profonde (probablement socle cambrien) et des roches volcaniques hôtes.

# *CHAPITRE 8*

# *CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

Les principales conclusions que nous tirons de cette études sont comme suit:

1- Sur un plan régional, le gisement de Hajar a été découvert dans les roches appartenant au massif de Guémassa. Ce massif est constitué de séries sédimentaires intercalées avec des roches volcaniques, il présente un âge viséen et repose en discordance sur un socle cambro-ordovicien. La sédimentation correspond à une séquence de type flyschoïde avec passages carbonatés. L'ensemble des terrains sont affectés par la tectonogenèse hercynienne ayant généré un métamorphisme régional de type schiste-vert inférieur.

2- Sur un plan plus local, le gisement de Hajar est encaissé entre une unité volcanique et volcanoclastique au mur et une unité sédimentaire détritique à son toit. Les roches volcaniques sont divisées en deux groupes: le premier de composition rhyodacitique comprend le cryptodôme, les roches pépéritiques ainsi que la brèche volcanique, le second groupe de composition andésitique regroupe l'ensemble des tufs aussi bien ceux à texture amygdalaire et les tufs laminés que les tufs massifs. L'ensemble de ces unités révèle un volcanisme type bimodal d'affinité calco-alcaline.

3- La minéralisation de Hajar correspond à un amas sulfuré massif à prédominance

pyrrhotitique, reposant sur une zone de stockwerk ayant développé dans les roches encaissantes un métasomatisme hydrothermal, représenté par quatre zones d'altérations. Du coeur du stockwerk vers ses bordures on rencontre une zone à silice, une zone à biotite, une zone à séricite et finalement une zone à chlorite.

4- Trois principaux types de minéralisations sont identifiés:

Une minéralisation massive se présente sous forme lenticulaire, subdivisée en deux sous domaines: le premier, situé dans la partie est du gisement, est dominé par la pyrrhotite et le second, situé dans la partie ouest, est dominé par la pyrite. Ces minéralisations décrivent en général une texture rubanée, des textures de déformations et de recristallisation y sont présentes. Les espèces minérales à travers le gisement ne montrent qu'une faible diversité communément dominée par la pyrrhotite, suivie de la pyrite, la sphalérite, la galène, la chalcopyrite et l'arsénopyrite. L'abondance de ces sulfures change d'une zone à l'autre laissant apparaître au sein du gisement une zonalité qui consiste en une zone à chalcopyrite-pyrrhotite à la base de la lentille massive et latéralement en une zone riche en sphalérite-galène-pyrrhotite alors que la partie centrale est constituée de la pyrrhotite seulement.

Une minéralisation rythmée, qui consiste en l'alternance de lamines de pyrrhotite et de lamines silicatées, montre une extension latérale qui dépasse le site minier. Cette minéralisation associée aux tufs correspond stratigraphiquement aux premières manifestations hydrothermales dans le district et pourrait être utilisée comme guide d'exploration.

Une minéralisation du stockwerk localisée à la base de Hajar reste peu étendue. Elle présente une structure bréchique dominée par la chalcopyrite et la pyrrhotite s'associant latéralement à des roches séricitisées transformant les rythmites à pyrrhotite en rythmites à sphalérite. Cette minéralisation, décrivant une structure allongée d'une vingtaine de mètres de large, a vraisemblablement emprunté une faille synsédimentaire de direction N25°. Des failles syn-

sédimentaires de cette orientation interceptant des unités tuffacées pourraient être prises comme métallotectes.

5- Les isotopes de plomb des galènes de Hajar laissent suggérer une source crustale au plomb. Ces données ont démontré un mélange de deux sources: (1) lessivage d'un socle ancien (probablement cambrien) et (2) lessivage de roches volcaniques carbonifères pour les métaux que forment la minéralisation. Quant aux isotopes de soufre, ils révèlent également une double source (1) des sulfates marins et (2) une contribution des sulfures des roches volcaniques viséennes.

6- Quant au mode de mise en place des minéralisations de Hajar, de multiples informations, entres autres les inclusions fluides qui envisagent une densité du fluide d'environ 0,8 g/cc nettement plus légère que l'eau de mer viséenne, ont permis de considérer la formation de la minéralisation massive sous une faible couche de turbidites qui ont servi de piège à la dispersion et à l'oxydation de la pyrrhotite. Les rythmites riches en fer, quant à elles, semblent avoir précipité à partir de fluides de températures modérées durant la sédimentation des tufs et des dépôts détritiques.

7- Les minéralisations dans les Guémassa au Maroc semblent avoir été formées dans une cadre paléogéographique similaire à celui de IPB. Cependant, une différence persiste qui consiste en la prédominance en pyrrhotite des minéralisations des Guémassa. En effet, les différentes phases métalliques apparaissant dans les minéralisations des Guémassa laissent suggérer des fluides de plus en plus déficients en soufre, faisant apparaître la pyrrhotite-pyrite à Hajar et la pyrrhotite-magnétite à Tiferwine.

# *RÉFÉRENCES*

AARAB, E. et BEAUCHAMP, J. (1987). Le magmatisme pré-orogénique des Jébilet Centrale (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentologiques. Implications géodynamiques. Compte Rendu des Sciences de l'Académie de Paris, tome II, no. 4, pp. 169-174.

ARNOLD, M., BERNARD, A.R. et SOLER, E. (1977). Premier apport de la géochimie des isotopes du soufre à la compéhension de la genèse des minéralisations pyriteuses de la Province de Huelva (Espagne). Mineralium Deposita, v. 12, pp. 197-218.

ARNOLD, R.G. (1966). Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction. American Mineralogist, v. 51, pp. 1221-1227.

ARNOLD, R.G. (1969). Pyrrhotite phase relations below 304±6°C, 1 atm. total pressure. Economic Geology, v. 64, pp. 405-419.

ARRIBAS, A. (1986). Part II: Iberian Pyrite Belt. *Dans* Geological Studies of the Iberian Pyrite Belt - with Special Reference to Its Genetical Correlation of the Yanahara Ore Deposit and Others in the Inner Zone of Southwest Japan. Mitsuno. C., Nakamura, T., Kanehira, K., Ynamamoto. M., Sugita. M., Kase. K., Thadeu. D., Carvalho. D. et Arribas. A., eds., 206 p.

ASHLEY, P.M., DUDLEY, R.J., LESH, R.H., MARR, J.M. et RYALL, A.W. (1988). The Scuddles Cu-Zn prospect, an Archean volcanogenic massive sulfide deposit, Golden Grove district, Western Australia. Economic Geology, v. 83, pp. 918-951.

ATKINSON, B.K. (1974). Experimental deformation of polycrystalline galena, chalcopyrite and pyrrhotite. Trans. Inst. Mining Metallurgy Bulletin (Section B), v. 83, pp. 19-29.

ATL, J.C., ANDERSON, T.F. et BONNELL, L. (1989). The geochemistry of sulfur in a 1.3 km section of hydrothermally altered oceanic crust, DSDP hole 504B. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, pp. 1011-1023.

BALLARD, R. D., HOLCOMB, R., D. et VAN ANDEL, T.H. (1979). The Galapagos rift at 86W. 3. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley. Journal Geophysical Research, v. 84, pp. 5407-5422.

BARD, J.P., CARDEVILA, R. et MATTE, P. (1971). La structure de la chaine hercynienne de la meseta sud-ibérique. Comparaison avec les ségments voisins. *Dans* Histoire Structurale du Golf de Gascogne, 230 p.

BARRIGA, F.J.A.S. et FYFE, W.S. (1988). Giant pyritic base-metal deposits: the example of Feitais, Aljustrel, Portugal. Chemical Geology, v.69, pp. 331-343.

BARTON, P, B., JR. et BETHKE, P.M. (1987). Chalcopyrite disease in sphalerite. Petrology and Epidemiology. American Mineralogist, v. 72, pp. 451-467.

BARTON, P.B. et SKINNER, B.J. (1967). Sulfide mineral stability. *Dans* Barnes H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, Holt, Rinehart et Winston, Inc., pp. 236-333.

BARTON, P.B. et TOULMIN, P. (1966). Phase relations involving sphalerite in the Zn-Fe-S system. Economic Geology, v. 61, pp. 815-849.

BEAUCHAMP, J. (1984). Le carbonifère inférieur des Jébilet et de l'Atlas de Marrakech (Maroc). Migration et comblement d'un bassin marin. Bull. Soc. Geol. France, v. 7, tome XXVI, pp. 1025-1032.

BEAUCHAMP, J., IZART, A. ET PIQUÉ, A. (1991). Les bassins d'avant-pays de la chaîne hercynienne au carbonifère inférieur. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, 12, pp. 2024-2041.

BERNARD, A.J., MAIER, O.W. et MELLAL., A. (1988). Aperçu sur les amas sulfurés des Hercynides marocains. Mineralium Deposita, v. 23, pp. 104-144.

BISCHOFF, J.L. et DICKSON, F.W. (1975). Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars. Implications for origin of sea floor heavy-mineral deposits and regulation of seawater chemistry. Earth Planetary Science Letters, v. 25, pp. 385-397.

BORNADERO, M. (1983). Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotite de Kattara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Strasbourg, 132 p.

BORNADERO, M., GAILLET J.L. et MICHARD, A. (1979). Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jébilets (Maroc). Une correlation avec la

province pyriteuse du sud de l'Espagne. Compte Rendu de l'Academie des Sciences de Paris, v. 288, pp. 1371-1374.

BOUABDELLI, M. (1989). Tectonique et sédimentation dans le bassin orogénique. Le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (est du massif hercynien central du Maroc). Thèse d'état, Strasbourg, 215 p.

BOUMA, A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, New York, 168 p.

BOUMMANE, M.H. (1987). Les déformation hercyniennes superposées dans le sud de la méséta marocaine. L'exemple des séries paléozoiques du host de Guémassa (Haouz de Marrakech). Thèse de 3ème cycle, Université de Marrakech, 212 p.

BOURGEOIS, B., VAILLANT, F.X., ALJIM, BELLOT, A. et MAHFOUD, A. (1984). Étude géophysique sur les secteurs de Elmna, Douar Frizem, Draa Trifassi et ferme Guyot. Zone des Jébilet et Guemassa (Maroc). Rapport du Bureau de Recherche Géologique et Minière, 84 RDM 09PA, 28p.

BRAITHWAITE, R.L. (1972). The texture of the Rosebery ore deposit. Tasmania. Australian Institute Mining Metallurgy Proc., no. 241, pp. 1-13.

BRAITHWAITE, R.L. (1974). The geology and origin of the Rosebery ore deposit, Tasmania. Economic Geology, v. 69, pp. 1086-1101.

BRILL, B.A. (1989). Deformation and recrystallization microstructures in deformed ores from the CSA mine, Cobar, N.S.W., Australia. Journal of Structural Geology, v. 11, no.5, pp. 591-601.

BRYNDZIA, L.T. et SCOTT, S.D. (1987a). The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity. An experimental study. American Journal of Sciences, v. 287, pp. 50-76.

BRYNDZIA, L.T. et SCOTT, S.D. (1987b). Application of chlorite-sulfide-oxide equilibria to metamorphosed sulfide ores, Snow Lake area, Manitoba. Economic Geology, v. 82, pp. 963-970.

BULL, S.W. et CAS, R.A.F. (1989). Volcanic influences in a storm and tide dominated shallow marine depositional system. The Late Permian Broughton Formation, southern Sydney basin, Kiama, NSW. Australian Journal Earth Sciences, v. 36, pp. 569-584.

CAHN, R.W. (1966). Recrystallization mechanisms. Recrystallization, Grain Growth and Textures. Margolin, H., ed., American Society of Metals, New York.

CAMPBELL, I.H., McDOUGALL, T.J. et TURNER, J.S. (1984). A note on fluid dynamic processes which can influence the deposition of massive sulfides. Economic Geology, v. 79, pp. 1905-1913.

CANNON, R.S., JR., PIERCE, A.P., ANTWEILER, J.C. et BUCK, H.L. (1961). The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. Economic Geology, v. 56, pp. 1-38.

CARR, G.R., DEAN, J.A., SUPPEL, D.W. et HEITHERSAY P.S. (1995). Precise lead isotope finger printing of hydrothermal activity associated with Ordovician to Carboniferous metallogenic events in the Lachlan fold belt of New South Wales. Economic Geology, v. 90, pp. 1467-1505.

CARVALHO, D., BARRIGA, F.J.A.S. et MUNHA. J. (1997). Bimodal siliciclastic system - the case of the Iberian pyrite belt. *Dans* Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, Barrie, C.T. et Hannington, M.D., Short Course Notes, Geol. Assoc. Can.-Min. Dep. Div.-Soc. Econ. Geol., eds., pp. 385-418.

CAS, R. (1992). Submarine volcanism. Eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions of volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology, v. 87, pp. 511-541.

CAS, R.A.F. ET WRIGHT, J.V. (1987). Volcanic Successions - Modern and Ancient. A Geological Approach to Processes, Products and Successions. London Allen et Unwin, Inc., 529 p.

CATHALINEAU, M. et NIEVA D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azures (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 91, pp. 235-244.

CATHALINEAU, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, v. 23, pp. 471-485.

CATTALANI, S. et CHARTRAND, F. (1988). Métallogenèse des dépôts de sulfures massifs de métaux de base de la zone abitibienne, Québec. Dépôts d'Aldermac, d'Ansil et de Mobrun. Rapport du Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 43 p.

CHAZAN, W. et POCHITALOFF-HUVALE, A. (1952). Note sur le Paleozoïque du Haouz occidental. Notes et Mémoires Géologiques du Maroc, v. 95, pp. 8-18.

CHOUBERT, G. (1956). Observations complémentaires et considérations géologiques (à une note de R. Rouleau, découverte d'une Halorella-Brachiopodes fossile dans la région de Khatouate). Compte Rendu de la Société de Sciences, Nature et Phys. Maroc, pp. 27-28.

CLARK, B.R. et KELLY, W.C. (1973). Sulfide deformation studies. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2000 bars and 500°C. Economic Geology, v. 68, pp. 332-352.

CLARK, L.A. (1960). The Fe-As-S system: relation and application. Economic Geology, v. 55, pp. 1631-1652.

CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. ET ZAK, I. (1980). The age curves of sulfur and oxygen in marine sulfate and their initial interpretation. Chemical Geology, v. 28, pp. 199-206.

COMBA, C.D.A. (1975). Copper-zinc zonation in tuffaceaous exhalites, Millenbach mine, Noranda, Quebec. Thèse de Doctorat de l'Université Queen, Kingston, 106 p.

COOK, N.J., KLEMD, R. et OKRUSCH, M. (1994). Sulphide mineralogy, metamorphism and deformation in the Matchless massive sulfide deposit, Namibia. Mineralium Deposita, v. 29, pp. 1-15.

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. Bulletin Société Géologique de France, (8), tome III, no. 2, pp. 327-335.

COSTA, U.R., BARNETT, R.L. et KERRICH, R. (1983). The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec. Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool - evidence from geochemistry, $O^{18}/O^{16}$, and mineral chemistry. Economic Geology, v. 78, pp. 1144-1203.

COX, S.F. (1987). Flow mechanisms in sulphide minerals. Ore Geology Reviews, v. 2, pp. 133-171.

COX, S.F., ETHERIDGE, M.A. et HOBBS, B. E. (1981). The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite. Economic Geology, v. 76, pp. 2105-2117.

CRAIG, J.R. et VAUGHAN, D.J. (1981). Ore Microscopy and Ore Petrography. 2$^{e}$ ed., John Wiley and Sons, Inc., New York, 406 p.

CRAWFORD., M.L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 6, pp. 75-100.

CROXFORD, N.J.W. et JEPHCOTT, S. (1972). The McArthur River lead-zinc-silver deposit, NT. Australian Institute Mining Metallurgy Proc., v. 243, pp. 1-27.

CUMMING, G.L. et RICHARDS, J.R. (1975). Ores lead isotope ratios in a continuously changing earth. Earth Planetary Sciences Letters, v. 28, pp. 155-171.

DAGALLIER, G. (1981). L'environnement volcano-sédimentaire et les minéralisations à Fe-Zn-Pb de l'Ordovicien terminal de Pierrefitte-Nestalas (Hautes-Pyrénées, France). Sciences de la Terre, v. 24, 3-4, pp. 261-266.

De ROSEN-SPENCE, A. (1969). Genèse des roches a cordierite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. Canadian Journal Earth Sciences, v. 6, pp. 1339-1345.

De ROSEN-SPENCE, A., PROVOST, G., DIMROTH, E., GOCHNAUER, K. et OWEN, V. (1980). Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. Precambrian Research, v. 12, pp. 43-77.

DEB, M. (1980). Genesis and metamophism of two stratiform massive sulfide deposits at Ambji and Deri in the Precambrian of western India. Economic Geology, v. 75, pp. 572-591.

DESTOMBES, J., HOLLARD, H. et WILLEFERT, S. (1985). Lower Paleozoic rocks of Morocco. *Dans*. Lower Paleozoic of the World, Holland C.-H. ed., John Wiley, London, 4, pp. 91-336.

DIAS, R. ET RIBEIRO, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Tectonophysics, v. 246, pp. 113-128.

DOE, B.R. et DELEVAUX, M.H. (1972). Source of lead in southeast Missouri galena ores. Economic Geology, v. 67, pp. 409-425.

DOE, B.R. et ZARTMAN, R.E. (1979). Plumbotectonics I, The Phanerozoic. *Dans* Geochemistry of Hydrothemal Ore Deposits, 2$^{e}$ ed., Barnes, H.L., ed., New York, Wiley-Interscience, pp. 22-70.

DRESCH, J. (1934). Sur l'existance d'un massif Paleozoïque dans le Haouz de Marrakech. Compte Rendu de la Société Géologique de France, v. 9, pp. 113-114.

EASTOE, C.J., SOLOMON, M. et WALSH, J.L. (1987). District-scale alteration associated with massive sulfide deposits in the Mount Read Volcanics, western Tasmania. Economic Geology, v. 82, pp. 1239-1258.

ECKSTRAND, O.R., SINCLAIR, W.D. et THORPE, R.I. (1996). Geology of Canadian Mineral Deposit Types, ed., Eckstrand, O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I., Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, no. 8, 640 p.

EDDEBI, A. (1989). Étude sédimentologique et structurale du Carbonifère inférieur de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech (Foudrar et Souktana, Maroc). Thèse de 3$^{ème}$ cycle, Université de Marrakech, 134 p.

EDRIDGE, C.S., BARTON, P. B., JR. et OHMOTO, H. (1983). Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology, Monograph 5, ed., Ohmoto, H. et Skinner, B., J., New Haven, pp. 241-281.

EL AOULI, H. (1989). Contribution à l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique du magmatisme dévono-dinantien dans le massif de Guémassa

(Meseta marocaine, Haouz de Marrakech). Thèse de 3ème cycle, Université de Marrakech, 132 p.

ENGLAND, B.M. et OSTWALD, J. (1993). Framboid-derived structures in some Tasmania fold belt base metal sulfide deposits, New South Wales, Australia. Ore Geology Reviews, v. 7, pp. 381-412.

EURLY, M. et LAGARDE, J.L. (1982). Reconnaissance de structures distensives précoces dans le ségment de chaînes hecyniennes de Jébilet (Maroc). Bulletin de la Société Géologique de France, tome XXIV, no.2, pp. 299-307.

EWART, A. (1979). A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related sialic volcanic rocks. *Dans* Baker, ed., Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam, Elsevier, pp. 13-121.

FINLOW-BATES, T. et LARGE D.E. (1978). Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits. Geologische Jahrb., v. D30, pp. 27-39.

FINLOW-BATES, T. et STUMPFEL, E.F. (1981). The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. Mineralium Deposita, v. 16, pp. 319-328.

FINLOW-BATES, T., CROXFORD, N.J.W. et ALLAN, J.M. (1977). Evidence for, and implication of, a primary FeS phase in the lead-zinc bearing sediments at Mount Isa. Mineralium Deposita, v. 12, pp. 143-149.

FISHER, R.S. et SCHMINCKE H.U. (1984). Pyroclastic Rocks. Berlin, Springer-Verlag, 472 p.

FISKE, R.S. et MATSUDA, T. (1964). Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. American Journal of Science, v. 262, pp. 76-106.

FOURNIER, D., LAFITE, M. et MAURY, R. (1983). Étude analytiques des phases sulfurées des gîtes de cuivre-zinc et de cuivre-nickel de la fosse de Labrador. Compte Rendu de Science, tome 297, série II, pp. 137-140.

FRANKLIN, J.M. (1990). Volcanogenic massive sulfide deposits, ancient and modern. Geological Society of Australia Abstract, v. 25, pp. 11-13.

FRANKLIN, J.M. (1993). Volcanic-associated massive sulphides deposits. *Dans* Mineral Deposit Modeling, Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M., eds.,Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 315-334.

FRANKLIN, J.M, (1996). Volcanic-associated massive sulphide base metals. *Dans* Geology of Canadian Mineral Deposit Types, ed., Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I.; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8, pp. 158-183.

FRANKLIN, J.M., KASARDA, J. et POULSEN, K.H. (1975). Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit. Economic Geology, v. 72, pp. 63-79.

FRANKLIN, J.M., SANGSTER, D.F. et LYDON, J.W. (1981). Volcanic-associated massive sulfide deposits. Economic Geology, 75th Anniversary, Skinner, B.J., ed., Economic Geology Publ. Ca., pp. 485-627.

FRATER, K.M. (1985). Mineralization at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia. Deformation textures of the opaque minerals. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, pp. 15-26.

FRATER, K.M. (1985a). Mineralisation at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia. I. Premetamorphic textures of the opaque minerals. Canadian Journal Earth Sciences, v. 22, pp. 1-14.

FRATER, K.M. (1985b). Mineralisation at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Auatralia. II. Deformation texures of the opaque minerals. Canadian Journal Earth Sciences, v. 22, pp. 15-26.

GAILLET, J.L. (1980). Données sur la lithologie et la tectonique des formations dinantiennes du domaine sud-mésétien (Jébilet-Haouz et Haut-Atlas de Marrakech). Mines, Géologie et Énergie, Rabat, v. 48, pp. 63-67.

GAILLET, J.L. (1986). La tectonique du Devono-Dinantien du Hauoz occidental et l'hypothèse d'une transformante varisque au sud de la Meseta marocaine. Sciences Géologiques (Bulletin), v. 39, pp. 361-370.

GAIR, J.E. et SLACK, J.F. (1980). Stratabound massive sulfide deposits of the U.S. Appalachians. Geol. Surv. Irelana., Spec. Paper, v. 5, pp. 67-81.

GASPAR, O.C. (1995). Definition of mineral textural types aiming at the benefication of Aljustrel and Neves-Corvo massive suphides. *Dans* Process Mineralogy, v. XIII, ed., R.H. Hagni, MTS Publication, Warrendale, USA, pp. 61-69.

GEBAUER, D. (1979). U-Th dating of minerals. *Dans* Jager, E., and Hunziker, J.C., eds., Lectures in Isotope Geology. Berlin, Sringer-Verlag, pp. 105-131.

GEMMELL, J.B. et LARGE, R.R. (1992). Stringer system and alteration zones underlying the Helley volcanogenic massive sulfide deposit, Tasmania. Economic Geology, v. 87, pp. 620-649.

GENNA, A. (1992). Analyse structurale du gisement de Hajar (massif de Guamassa, Maroc). Bureau de Recherche Géologique et Minière, note technique 90 GEO/GS.M.A.004. 32 p.

GENTIL, L. (1918). Recherches stratigraphiques sur le Maroc Oriental. Compte Rendu des de l'Académie des Sciences, tome 146, 427 p.

GILMOUR, P. (1965). The origin of the massive sulfide mineralisation in the Noranda district, northwestern Quebec. Geol. Assoc. Canada Proc., v. 16, pp. 63-81.

GOODFELLOW, W.D. et JONASSON, I.R. (1984). Ocean stagnation and ventilation defined by $^{34}S$ secular trends in pyrite and barite, Selwyn Basin, Yukon. Geology, v. 12, pp. 583-586.

GOODWIN, C.I., ROBINSON, M. et JURAS, S.J. (1996). Galena lead isotopes, Buttle Lake mining camp, Vancouver Island, British Columbia, Canada. Economic Geology, v. 91, pp. 549-562.

GRANT, J.A. (1986). The isocon diagram - a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. Economic Geology, v. 81, pp. 1976-1982.

GREEN, D.R., SOLOMON, M. et WALSHE, J.L. (1981). The formation of the volcanic-hosted massive sulfide deposit at Rosebery, Tasmania. Economic Geology, v. 76, pp. 304-338.

GREEN, G.R., OHMOTO, H., DATE, J. et TAKAHASHI, T. (1983). Whole-rock isotope distribution in the Fukazawa-Hosaka area, Hokuroku district, Japan, and its potential application to mineral exploration. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 395-411.

GRESENS, R. L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, v. 2, pp.47-65.

GRONDIJS, H.F. et SCHOUTEN, C. (1937). A study of the Mount Isa Ores. Economic Geology, v. 32, pp. 407-450.

GROS, Y. et MELESI, J.P. (1983). Études des principaux facteurs controlant les minéralisations sulfurées, stratigraphie volcanisme, déformation et structures des gîtes. Rapport interne Bureau de Recherche Géologique et Minière.

GULSON, B.L. et PORRITT, P.M. (1987). Base metal exploration of the Mount Read volcanics, western Tasmania. Pt.II. Lead isotope signatures and genetic implications. Economic Geology, v. 82, pp. 291-307.

GULSON, B.L., LARGE, R.R. et PORRITT, P.M. (1987). Base metal exploration of the Mount Read volcanics, western Tasmania. Pt.III. Application of lead isotope at Elliott Bay. Economic Geology, v. 82, pp. 308-327.

GULSON, B.L., SOLOMON, M., VAASJOKI, M. et BOTH, R. (1991). Tasmania adrift? Australian Journal of Earth Sciences, v. 38, pp. 249-250.

GULSON, B.L. (1984). Uranium-lead and lead-lead investigations of minerals from the Broken Hill lodes and mine sequence rocks and their implication for genesis. Economic Geology, v. 79, pp. 476-490.

HAAS, J.L., JR. (1971). The effects of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressures. Economic Geology, v. 66, pp. 940-946.

HAAS, J.L., JR. (1971). Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of NaCl component in boiling NaCl solutions. Bull., U.S. Geological Survey, 1421-B, 71p.

HAIMEUR, J. (1988). Contribution à l'étude de l'environnement volcanosédimentaire et minerai de Douar Lahjar (Guémassa, Maroc), lithologie, paléovolcanisme, géochimie, métallogénie. Thèse de 3ème cycle, E.N.S.G., Nancy, 151 p.

HANNINGTON, M.D., JONASSON, I.R., HERZIG, P.M. ET PETERSEN, S. (1995). Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. *Dans* Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, Geophysical Monograph 91, pp. 115-157.

HANSON, R.E. (1991). Quenching and hydroclastic disruption of andesitic to rhyolitic intrusions in a submarine island-arc sequence, northern Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, v. 103, pp. 804-816.

HANSON, R. E. et WILSON T. J. (1993). Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 54, pp. 247-264.

HART, S.R., ERLANK, A.J. et KABLE, E.J.D. (1974). Sea-floor basalt alteration. Some chemical and Sr isotopic effects. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 44, pp. 219-230.

HASHIMOTO, K. (1977). The Kuroko deposits of Japan - geology and exploration strategies. Assoc. Ingeniros Minas, Metalurgistas, Geologos Mexico, Mem. Techn. 13, pp. 25-88.

HEKINAIN, R. et FOUQUET, Y. (1985). Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures at the East-Pacific Rise near 13 degrees N. Economic Geology, v. 80, pp. 221-249.

HERZIG, P.M. et HANNINGTON, M.D. (1995). Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor. A Review, Ores Geology Reviews, v. 10, pp. 95-115.

HEY, M.H. (1954). A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, v. 30, pp. 277-292.

HIBTI, M. (1993). L'amas sulfuré de Hajar. Contexte géologique de mise en place et déformation superposées (Haouz de Marrakech, Meseta sud-occidentale, Maroc). Thèse de 3ème cycle Université Cadi Ayyad de Marrakech, 197 p.

HOLLAND, H. D. et MALININ, S. D. (1979). On the solubility and occurrence of non-ore minerals. *Dans* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e ed.,. Barnes, H. L., ed., New York, Wiley-Interscience, pp. 461-508.

HONNOREZ, J. et KIRST P. (1975). Submarine basaltic volcanism. Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. Volcanology, v. 39, pp. 1-25.

HOY, L. (1987). Metallogeny of base-metal massive sulfide deposits in the Abitibi belt, Quebec. The Horne and Quemont mines, Noranda. Projet du Ministère de l'Énergie et Ressources du Québec, no. 82-058, pp. 140-154.

HUMPHREYS, H.C. (1986). Metamorphic imprints upon sulfide mineralisation at Boksputs, Northern Cape, South Africa. Mineralium Deposita, v. 21, pp. 271-277.

HUMPHRIS, S.E. et THOMPSON, G. (1978a). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, pp. 107-125.

HUMPHRIS, S.E. et THOMPSON, G. (1978b). The trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, pp. 127-136.

HUSTON, D.L., SCIE. S. H., SUTER, G.F., COOKE, D.R. et BOTH. R.A. (1995). Trace elements in sulfide minerals. Part I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite. Comparison with $^{34}S$ value and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. Economic Geology, v. 90, pp. 1167-1196.

HUSTON, D.L., TAYLOR, T., FABRAY, J. et PATTERSON, D.J. (1992). A comparison of the geology and mineralization of the Balcooma and Dry River South volcanic-hosted massive sulfide deposits, northern Queensland. Economic Geology, v. 87, pp. 785-811.

HUTCHINSON, M.N. et SCOTT, S.D. (1981). Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Economic Geology, v. 76, pp. 143-153.

HUTCHINSON, R.W. (1980). Massive base metal sulfide deposits as guides to tectonic evolution. Geol. Assoc. Canad., Special Paper, 20, pp. 659-684.

HUVELIN, P. (1977). Étude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jébilet (Maroc occidental). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 232 bis, 307 p.

ISHIKAWA, Y., SAWAGUSHI, T., IWAYA, S. et HORIUCHI, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology, v. 26, pp. 105-117.

IZART, A. (1991). Les bassins carbonifères de la Meseta marocaine, étude sédimentologique et approche du contexte structural. Part de la tectonique et de l'eustatisme. Géologie Méditerranéenne, tome XVIII, no.1-2, pp. 61-72.

JORON, J.L. et TREUIL, M. (1977). Utilisation des propriétées des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. Bulletin Société Géologique de France, (7) tome XIX, no. 6, pp. 1197-1205.

KALOGEROPOULOS, S.L et SCOTT, S.D. (1983). Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa mine, Hokuroko district, Japan. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 412-432.

KELLY, W.C. et CLARK, B.R. (1975). Sulfide deformation studies. III Experimental deformation of chalcopyrite to 2000 bars and 500°C. Economic Geology, v. 70, pp. 431-453.

KELLY, W.C. et TURNEAURE, F.S. (1970). Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the eastern Andes, Bolivia. Economic Geology, v. 65, pp. 609-680.

KHARBOUCH, F. (1982). Pétrographie et géochimie des laves dinatiennes de la Meseta nord occidentale et orientale marocaine. Thèse de 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 140 p.

KHIN ZAW et LARGE, R.R. (1992). The precious metal-rich South Hercules mineralisation, western Tasmania. A possible subsea-floor replacement volcanic-hosted massive sulfide deposit. Economic Geology, v. 87. pp. 931-952.

KHIN ZAW, (1991). The effect of Devonian metamorphism and metasomatism on the mineralogy and geochemistry of the Cambrian VMS deposits in the Rosebery-Hercules district, western Tasmania. Thèse de doctorat, Université de Tasmanie, 302 p.

KOJIMA, S. et SUGAKI, A. (1985). Phase relations in the central portion of the Cu-Fe-Zn-S system between 500°C et 300°C under hydrothermal conditions. Economic Geology, v. 80, pp. 158-171.

KOKELLAR, B.P. (1982). Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. Econ. Soc. London Journal, v. 139, pp. 21-33.

KOSKI, R.A., LONSDALE, P.F., SHANKS, W.C., BERNDT, M.E. et HOWE, S.S. (1985). Mineralogy and geochemistry of sediment-hosted deposits from the Southern Trough of Guaymas basin, Gulf of California. Journal of Geophysical Research , v. 90, pp. 6695-6707.

KRANIDIOTIS, P. et MACLEAN, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, v. 82, pp. 1898-1911.

KRETSCHMAR, U. et SCOTT, S.D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian Mineralogist, v. 14, pp. 364-386.

KUBLER, B. (1967). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme, *Dans* Étages Tectoniques à la Baconnière. Colloque de Neuchâlet, 1966, pp. 105-121.

LAGARDE, J.L. et CHOUKROUNE, P. (1982). Cisaillament ductile et granitoïdes syntectoniques. L'exemple du massif hercynien des Jébilet (Maroc). Bull. Scien. Geol., France, tome XXIV, no. 2, pp. 299-307.

LAIRD, J. (1988). Chlorites metamorphic petrology. *Dans* Bailey, S.W., ed. Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas), Reviews in Mineralogy, v. 19, pp. 405-453.

LAMBERT, I.B., DONNELLY, T.H., DUNLOP, J.S.R. et GROVES, D.I. (1978). Stable isotopic compositions of early Archean sulfate deposits of probable evaporitic and volcanogenic origin. Nature, v. 276, pp. 808-810.

LAMBERT, I.B., DONNELLY, T.H., DUNLOP, J.S.R. et GROVES, D.I. (1987). Stable isotopic composition of early Archean sulphate deposits of probable evaporitic and volcanogenic origins. Nature, v. 276, pp. 808-811.

LAPIERRE, H., CARVET, J., BLEIN, O. et ROUER, O. (1994). Les séquences d'arcs insulaires permo-trasiques du Nevada nord-occidental (États-Unis). Éléments clés dans l'évolution géodynamique des cordillères nord-américaines. Bulletin de la Société Géologique de France, no. 6, tome 165, pp. 541-557.

LARGE, D. E. (1983). Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits: an empirical model. *Dans* Short Course in Sediment-hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits; Sangster D.F., ed., Mineralogical Association of Canada, v. 8, pp. 1-29.

LARGE, R. R. (1992). Australian volcanic-hosted massive sulfides deposits. Features, styles and genetic models. Economic Geology, v. 87, pp. 469-470.

LARGE, R. R. (1992). Submarine volcanism. eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology, v. 87, pp. 471-510.

LARGE, R.R. et BOTH, R.A. (1980). The volcanogenic ores at Mount Chalmers, eastern Queensland. Economic Geology, v. 75, pp. 992-1009.

LARGE, R.R. (1977). Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Economic Geology, v. 72, pp. 549-572.

LARGE, R.R., HUSTON, D.L., MCGOLDRICK, P.J., RUXTON, P.A. et MCARTHUR, G. (1989). Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits, and their significance for gold transport models. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 520-536.

LARSON, P.B. (1984). Geochemistry of the alteration pipe at the Bruce Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Arizona. Economic Geology, v. 96, pp. 1880-1896.

LEBLANC, M. (1993). Amas sulfuré formé par injection de sills dans des sédiments. Exemple d'Hajar (Marrakech, Maroc). Compte Rendu de l'Academie des Sciences de Paris, tome 316, série II, pp. 499-504.

LEBLANC, M. et LANCELOT, J. (1980). Interpretation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochnologiques. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 17, pp. 142-155.

LECOLLE, M., ROGER, G. et SAGON, J.P. (1974). Évolution géologique comparée de deux ségments de l'orogène hercynienne. le bassin de Châteaulin (Bretagne centrale, France) et la ceinture pyrito-cuprifère sud-ibérique. Implication métallogénique. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, tome 279, pp.1737-1740.

LEEDER, M.R. (1982). Upper Paleozoic basin of British Isles; Calidonide inheritance versus Hercynian plat margin processes. Journal of Geological Society of London, v. 139, pp. 479-491.

LEEDER, M.R. (1987). Tectonic and paleogeographic models for lower Carboniferous Europe. European Dinantian Environments, ed., John Wiley and Sons, Chichester United Kingdom, pp. 1-20.

LEITCH, C.H.B. (1981). Mineralogy and textures of the Lahonos and Kizilkaya massive sulfide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores. Mineralium Deposita, v. 16, pp. 241-257.

LESHER, C.M., GOODWIN, A.M., CAMBELL, I.H. et GORDON, M.P. (1986). Trace element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, pp. 222-237.

LIANXING, G. et MCCLAY, K.R. (1992). Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. Mineralium Deposita, v. 27, pp. 169-181.

LORENZ, V. (1974). Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, v. 21, pp. 273-291.

LUDDEN, J., GÉLINAS, L. et TRUDEL, P. (1982). Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, v. 19, pp. 2276-2287.

LUDDEN, J.N. et THOMPSON, G. (1978). Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt. Nature, v. 274. pp. 147-147.

LUSK, J, SCOTT, S.D. et FORD, C.E. (1993). Phase relation in the Fe-Zn-S system to 5 kbars and temperatures between 325° and 150°C. Economic Geology, v. 88, pp. 1880-1903.

LYDON, J.W. (1988). Ores deposits models #14, Volcanogenic massive sulfide deposits Part 2. Genetic models. Geoscience Canada, v. 15, no. 1, pp. 43-65.

LYNCH, G. et MENGEL, F. (1995). Metamorphism of arsenopyrite-pyrite-sphalerite lenses western Cape Breton Island, Nova Scotia. Canadian Mineralogist, v. 33, pp. 105-114.

MacGEEHAN, P.J. et MacLEAN, W.H. (1980). An Archean sub-seafloor geothermal system, calc-alkali trends and massive sulfide genesis. Nature, v. 286, pp. 767-771.

MacLEAN, W.H. (1988). Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. Mineralium Deposita, v. 23, pp. 231-238.

MacLEAN, W.H. et BARRETT T.J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration, v. 48, pp.109-133.

MacLEAN, W.H. et KRANIDIOTIS, P. (1987). Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration. Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Economic Geology, v. 82, pp. 951-962.

MacLEAN, W.H. et HOY, L.D. (1991). Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, v. 86, pp. 506-528.

MAIER, O.W., MELLAL, A., EL HAKOUR, A. et BIRLEA, L. (1986). Le gisement polymétallique hydrothermal-sédimentaire de Douar Lahajar, région de Marrakech. Bureau de Recherche et de Prospection Minière, rapport interne, 46 p.

MARCOUX, E. (1998). Lead isotope systematics of giant massive sulfide deposits in the Iberian pyrite belt. Mineralium Deposita, v. 33, pp. 45-58.

MARCOUX, E. et MOELO, Y. (1991). Lead isotope geochemistry and paragenetic study of inheritance phenomena in metallogenesis. examples from base metal sulfide deposits in France. Economic Geology, v. 86, pp. 106-120.

MARCOUX, E., LEITEL, J.M., SOBOL, F., MILESI, J.P., LESCUYER, J.L. et LECA X,. (1992). Signature isotopique du plomb des amas sulfurés de la province de Huelva, Espagne. Conséquences métallogéniques et géodynamiques. Compte Rendu de l'Academie des Sciences de Paris, tome 314, série II, pp. 1469-1476.

MARCOUX, E., MOËLO, Y. et LEITEL, J.M. (1996). Bismith and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulfide deposits, Iberian pyrite belt. Mineralium Deposita, v. 31, pp. 1-26.

MARSHALL, B. et GILLIGAN, L.B. (1993). Remobilisation, syntectonic processes and massive sulphide deposits. Ore Geology Reviews, v. 8, pp. 39-64.

MATTE, P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaîne paléozoïques péri-atlasiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin Société Géologique de France (8), tome II, no. 1, pp. 9-24.

McCLAY, K.R. et ELLIS, P.G. (1983). Deformation and recrystallisation of pyrite. Mineralogical Magazine, v. 47, pp. 527-538.

McCLAY, K.R. (1982). Tectonic and sedimentary structures in sulfides orebodies of Mount Isa, Australia, and Sullivan, Canada. Institution of Mining and Metallury Bulletin, v. 92, pp. 146-151.

McDONALD, J.A. (1970). Some effects of deformation on sulfide rich layers in lead-zinc ore bodies, Mount Isa, Queensland. Economic Geology, v. 65, pp. 273-298.

McDOWEEL, S.D. et ELDERS, W.A. (1980). Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 74, pp. 293-310.

McLEOD, R.L. et STANTON, R.L. (1984). Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfides deposits of southeastern Australia. Economic Geology, v. 79, pp. 1-22.

McPHIE, J., DOYLE M. et ALLEN R. (1993). Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, CODES Key Centre, Université de Tasmanie, 197 p.

MICHARD, A., CAILLEUX, Y. ET HOPFFNER, C. (1983). L'orogène mésetien du Maroc. Structure, déformation hercynienne et déplacements. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, v. 335, pp. 313-327.

MICHARD, A. et ALBAREDE, F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. Chemical Geology, v. 55, pp. 51-60.

MICHARD, A. (1976). Éléments de Géologie Marocaine. Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc, v. 252, 408 p.

MOORE, J.G. (1985). Structure and eruptive mechanisms at Surtsey volcano, Iceland. Geological Magazine, v. 122, pp. 649-661.

MOREL, P., IRVING, E., DALY, L. et MOUSSINE-POUCHKINE, A. (1981). Paleomagnetic results from Permian rocks of the northern Saharan craton and motion of Moroccan Meseta and Pangea. Earth and Planetary Science Letters, v. 55, pp. 65-74.

MORIMOTO, N., CYOBU, A., MOKAIYAMA, H. et IZAWA, E.J. (1975). Crystallography and stability of pyrrhotites. Economic Geology, v. 70, pp. 824-833.

MORTON, R.L. et FRANKLIN, L.M. (1987). Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. Econonic Geology, v. 82, pp. 1056-1063.

MUNHA, J., FYFE, W.S. ET KERRICH, R. (1980). Adularia, the characteristic mineral of felsic spilites from the Iberian pyrite belt. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, pp. 191-200.

MUSTAFA, H.E., NAWAB, Z., HORN, R. et LE MANN, F. (1984). Economic interest of hydrothermal deposits: Atlantic II project. Proc 2$^{e}$ International Seminar, Offshore Mineral Ressources, Brest, France, pp. 509-539.

OFFLER, R. et WHITFORD, D. J. (1992). Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanic hosted massive sulfide deposit at Que River, Tasmania. Petrology and mineralogy. Economic Geology, v. 87, pp. 668-687.

OFTEDAHL, C. (1958). A theory of exhalative-sedimentary ores. Geologiska Forereningen I Stockholm Fuerhandlingar, v. 80, pp. 1-19.

OHMOTO, H. et RYE, R.O. (1974). Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. Economic Geology, v. 69, pp. 947-953.

OHMOTO, H. et RYE, R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. *Dans* H.L. Barnes ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2$^{e}$ ed., John Wiley and Sons, New York, pp. 509-567.

OHMOTO, H. ET SKINNER, B.J. (1983). The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. Introduction and summary of new findings. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 1-8.

OHMOTO, H. (1986). Stable isotope geochemistry of ore deposits. Reviews in Mineralogy, v. 16, pp. 491-560.

OSTERBERG, S.A., MORTON, R.L. et FRANKLIN, J.M. (1987). Hydrothermal alteration and physical volcanology of Archean rocks in the vicinity of the Headway-Coulee massive sulfide occurrence, Onaman area, northwestern Ontario. Economic Geology, v. 82, pp. 1505-1520.

OUGUIR, H. (1987). Étude métallogénique, conditions physico-chimiques et géochimie isotopique de soufre de la minéralisation sulfurée. Gîte de Douar Lahjar (Guémassa-Maroc). D.E.A., de I.N.P.L, Nancy, 44 p.

PEARCE, J.A. et CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, v. 14, pp. 1471-1481.

PEDERSON, F.D. (1981). Polyphase deformation of the massive sulphide ore of the Black Angel mine, central west Greenland. Mineralium Deposita, v. 16, pp. 157-176.

PERROUD, H. et VAN DER VOO, R. (1984). Paleozoic evolution of the Armoricain plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, v. 84, pp. 579-582.

PESQUERA, A. et VELASCO, (1993). Ores metamorphism in sulfide mineralizations from the Cinco Villas Massif (western Pyrennes, Spain). Economic Geology, v. 88, pp. 266-282.

PILOT, J. et HARZEN, D. (1972). $^{18}O$ und $^{34}S$ untersuchungen und sulfaut isotope. Neue Bergbautechnik, 2 no. 3, pp 161-168.

PIQUÉ, A. (1979). Evolution structural d'un ségment de la chaîne hercynienne. la meseta marocaine nord-occidentale. Thèse de Doctorat, l'Université de Strasbourg, 253 p.

PIQUÉ, A. (1981). Un ségment de la chaîne intracontinentale. La Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. Bulletin Societé Géologique de France (7), tome XXIII, no. 1, pp. 3-10.

PIQUÉ, A. (1991). Les massifs anciens de France, ségments de la chaîne varisque d'Europe occidentale. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, v. 44, pp. 371-385.

PIQUÉ, A. et MICHARD, A. (1981). Les zones structurales du Maroc hecynien. Sci. Géol. Bull Strasbourg, v. 34, pp. 135-146.

PIQUÉ, A. et MICHARD, A. (1989). Moroccan Hercynides, a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. American Journal of Science, v. 289, pp. 286-330.

PISUTHA-ARNOND, V. et OHMOTO, H. (1983). Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 523-558.

POIRIER, J.P. ET NICOLAS, A. (1975). Deformation induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. Journal of Geology, v. 83, pp. 707-720.

POTTER, R,W. et CLYNNE, M.A. (1987). Solubility of highly soluble salts in aqueous media-Part 1, NaCl, $CaCl_2$, $Na_2SO_4$, and $K_2SO_4$ solubilities to 100°C. U.S. Geological Survey, Journal of Research, v. 6, pp. 701-705.

POTTER, R.W. (1977). Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-$H_2O$. U.S. Geological Survey, Journal of Research, v. 5, pp. 603-607.

PROUST, F., PETIT J. P. et TAPPONNIER, P. (1977). L'accident Tizi n'Test et rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). Bulletin de la Société Géologique de France, v. 7, tome XIX, no. 3, pp 541-551.

RICHARDS, J.P. MCCULLOCH, M.T., CHAPELLE, B.W. et KERRICH, R. (1991). Sources of metals in the Porgera gold deposit, Paqua New Guinea. Evidence from alteration, isotope and noble metal geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 55, pp. 1620-1645.

RICHARDS, S.M. (1966). Mineragraphy of fault-zone sulfides, Broken Hill, N.S.W. Mineragraphy Investigation Technical Paper, no. 5, CSIRO, Melbourne.

RIDLER, R. et RYE, R.P. (1971). Analysis of Archean volcanic basins in the Canadian shield using the exhalite concept (abst.). Canadian Institute of Mining Metallurgy Bulletin, v. 64, no. 714, 20 p.

ROCCI, G. et JUTEAU, T. (1968). Spilite-kétatophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magma initial. Géol. en Minjbouw, 45, 5, pp. 330-339.

ROEDDER, E. (1968). The non-colloidal origin of colloform texture in sphalerite ore. Economic Geology, v. 63, pp. 451-471.

ROEDDER, R. (1984). Fluid inclusions. Reviews of Mineralogy, v.12, pp. 424-444.

RONA, P.A., BOUGAULT, H., CARLOU, J.L., APDRIOU, P., NELSON, T.A., TREFERY, J.H., EBERHART, G.L., BARONE, A. et NEEDHAM, H.P.

(1988). Hydrothemal circulation serpentinization, diapirism and mantle degassing at a rift velley-fracture zone intersection, mid-atlantic ridge near 15 degrees N 45 degrees W. EOS Transactions American Geophysical Union, v. 69, 1271p.

ROSI, M. (1992). A model for the formation of vesiculated tuff by the coalescence of accretionary lapilli. Bulletin Volcanology, v. 54, pp. 429-434.

ROUSSEL, J. et BERNARDIN, C. (1991). Structure profonde de la Meseta marocaine d'après les données gravimétriques et sismiques. Géologie Méditerranéenne, tome XVIII, no. 1-2, pp. 99-108.

ROUTHIER, P., AYE, F., BOYER, C., LECOLLE, M., MOLIÈRE, P., PICOT, P. et ROGER, G. (1980). La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés, dans sa partie espagnole méridionale. Synthèse sur le type amas sulfurées volcano-sédimentaires. Mémoires du Bureau de Recherche Géologique et Minière, no. 94, 265 p.

SAGON, J.P. (1984). Mesure de la cristallinité de l'illite. Adaptation de la méthodes à l'appareil de diffraction des rayons X de la faculté des Sciences de Marrakech. Applications Bull. Scien. Rabat, no. 9, pp. 3-10.

SANGSTER, D.F. (1968). Relative sulfur isotope abundances of ancient seas and stratabound sulfide deposits. Geol. Assoc. Canada Proc., v. 17, pp. 79-91.

SANGSTER, D.F. (1971). Sulfur isotopes, stratabound sulfide deposits and ancient seas. Society Mining Geology Japan, Spec. Issue 3, pp. 295-299.

SANGSTER, D.F. (1972). Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada. A review. Geological Survey of Canada Paper 72-22, 43 p.

SANGSTER, D.F. (1990). Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits. a comparative examination. Institution of Mining and Metallurgy, (Section B), v. 99, pp. 21-42.

SANGSTER, D.F. et SCOTT, S.D. (1976). Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulfide ore of North America. *Dans* Wolf, K.H., ed., Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam, Elsevier, v. 6, pp. 129-222.

SATO, T. (1972). Behaviour of ore-forming solutions in sea-water. Mining Geology, v. 22, pp. 31-42.

SATO, T. (1973). A chloride complex model for Kuroko mineralization. Geochemical Journal (Japan), v. 6, pp. 245-270.

SCHERMERHORM, L.J.G. (1975). Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt, some comments. Geologie en Mijnbouw, v. 54 (1), pp. 23-35.

SCOTT, S.D. et BARNES, H.L. (1971). Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology, v. 66, pp. 653-669.

SCOTT, S.D. et KISSIN, S.A. (1973). Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C. Economic Geology, v. 68, pp. 475-479.

SCOTT, S.D. (1974). Experimental methods in sulfide synthesis. *Dans* Ribbe, P.H. ed., Sulfide Mineralogy Reviews, v. 1, pp. 2-38.

SHANKS, W.C., BISCHOFF, J.L. et ROSENBAUER, R.J. (1981). Seawater sulfate reduction and sulfur isotope fractionation in basaltic systems. Interaction of seawater with fayalite and magnetite at 220-350°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, pp. 1977-1995.

SHARP, Z.D., ESSENE, E.J. et KELLY, W.C. (1985). A re-examination of the arsenopyrite geothermometer. Pressure considerations and applications to natural assemblages. Canadian Mineralogist, v. 23, pp. 517-534.

SHERIDAN, M.F. (1983). Hydrovolcanism. Basic considerations and reviews. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 17, pp. 1-29.

SHIROUZU, H. (1974). Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko-type deposits. Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, pp. 303-310.

SHUNZO, Y. (1983). Textures of some Japanese Besshi type ores and their implication for Kuroko deposits. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 231-240.

SOLOMON, M., EASTOE, C.J., WALSH, J.L. et GREEN, G.R. (1988). Mineral deposits and sulfur isotope abundances in the Mount Read volcanics between Que River and Mt. Darwin, Tasmania. Economic Geology, v. 82, pp. 1307-1328.

SOULAIMANI, A. (1991). L'évolution structurale des affleurements paléozoïques du Haouz de Marrakech (Guémassa, N'fis, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Université de Marrakech, 150 p.

SPRY, A. (1969). Metamorphic Textures. Pergamon Press, Oxford, 350 p.

STACEY, J.S. et KRAMER, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, v. 26, pp. 207-221.

STANTON, R.L. (1955). The genetic relationship between limestone, volcanic rocks, and certain ore deposits. Australian Journal Sciences, v. 17, no. 5, pp. 173-175.

STANTON, R.L. et GORMAN H. (1986). A phenomenological study of grain boundary migration in some common sulfides. Economic Geology, v. 63, pp. 907-923.

STANTON, R.L. et RAFTER, T.A. (1966). The isotopic constitution of sulphur in some stratiform lead-zinc ores. Mineralium Deposita, v. 1, pp. 16-29.

STANTON, R.L. et RUSSELL, R. D. (1959). Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores. Economic Geology, v. 54, pp. 588-607.

STOLZ, A.J. et LARGE, R.R. (1992). Evaluation of the source rock control on precious metal grades in volcanic-hosted massive sulfide deposits from western Tasmania. Economic Geology, v. 87, pp.720-738.

STOLZ, A.J. (1995). Geochemistry of the Mount Windsor volcanics. Implications for the tectonic setting of Cambro-Ordovicien volcanic-hosted massive sulfide mineralization in northeastern Australia. Economic Geology, v. 90, pp. 1080-1097.

SUNDBLAD, K. (1981). Chemical evidence for and implications of a primary FeS phase in the Ankarvattnet Zn-Cu-Pb massive sulfide deposit, central Swedish Caledonides. Mineralium Deposita, v. 16, pp. 129-146.

SUNDBLAD, K., ZACHRISSON, E., SMEDS, S.A., BERGLUND, S. et ALINDER, C. (1984). Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in Swedish Calidonides. Economic Geology, v. 79, pp. 1660-1668.

TAYLOR, L.A. (1970). Low-temperature phase relations in the Fe-S system. Report of the Director Corrige Institute, Washington (1968-1969), pp. 259-170.

TAYLOR, S.R. (1969). Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkalin rocks. *Dans* Proceedings of Andesitie Conference. ed., Oregon Dept. Geol. Miner. Ind. Bull., v. 65, pp. 43-63.

TIJANI, F. (1985). Description pétrographique de quelques lithologies de Guémassa. Rapport interne, Bureau de Recherche et de Prospection Minière 25 p.

TOULMIN, P. III, BARTON, P.B., JR., WIGGINS, L.B. (1991). Commentary on the sphalerite geobarometer. American Mineralogist, v. 76, pp. 1038-1051.

TOURANI, A.I., BEAUCHAMP, J. et VACHARP, P. (1989). Relations entre plate-formes et bassins au carbonifère inferieur dans le Haut-Atlas de Marrakech, Maroc. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, série 2, v. 38, pp. 221-224.

TROTTIER, J. (1987). Synthèse métallogénique des dépôts sulfureux volcanogènes de la ceinture ophiolitique des Appalaches du Québec, Région de l'Éstrie. Thèse de Doctorat, École Polytechnique de Montréal, 201 p.

URABE, T., SCOTT, S.D. et HATTORI, K. (1983). A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. *Dans* The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, Economic Geology Monograph 5, Ohmoto, H. et Skinner, B., J., eds., Economic Geology Publ. Ca., New Haven, pp. 345-364.

VAN DER VOO, R. (1982). Pre-Mesozoic paleomagnetism and plate tectonics. Annual Reviews, Earth and Planetary Sciences, v. 10, pp. 191-220.

VANDERBOSH, J.W.H. (1971). Cartes gravimétriques du Maroc au 1/500000 (en 7 feuilles). Notes et Mémoires Services Géologiques Maroc, 234 p.

WHITE, J.D.L. et BUSBY-SPERA, C.J. (1987). Deep marine apron deposits and syndepositional magmatism in the Alistos group at Punta Cono, Baja California, Mexico. Sedimentary Geology, v. 34, pp. 911-927.

WHITE, S. (1977). Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, v. 39. pp. 143-170.

WHITFORD, D.J., KORSH, M.J., PORRITT, P.M. et CRAVEN, S.J. (1988). Rare-earth element mobilty around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. Chemical Geology, v. 68, pp. 105-119.

WINCHESTER, J.A. et FLOYD, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, v. 20, pp. 325-344.

WOOD, D.A. (1987). Application of multiphase ore mineral solubility experiment to the separation of base metal and gold mineralization in Archean greenstone terrains. Economic Geology, v. 82, pp. 1044-1048.

WOOD, D.A., GILSON, I.L. et THOMPSON, R.N. (1976). Element mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 55, pp. 241-254.

WOOD, D.A., JORON, J.L., MARSH, N.G., TARNEY, J. et TREUIL, M. (1980). Major and trace element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project Leg 58. A comparative study of back-arc basin basalts with lava series form Japan and mid-ocean ridges. Deep Sea Drilling Project, Initial Reports., v. 58, pp. 872-894.

YUND, R.A. et KULLERUD, G. (1966). Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Journal of Petrology, v. 7, pp. 454-488.

ZANG, W. et FYFE, W.S. (1995). Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igrapé Bahia gold deposit, Carajas, Brasil. Mineralium Deposita, v. 30, pp. 30-38.

ZARTMAN, R.E. (1974). Lead isotope provinces in the Cordillera of western United States and their geologic significance. Economic Geology, v. 69, pp. 792-808.

ZOUHRY, S. (1992). Première approche du gisement de Hajar et de Tifrewine. Description pétrologique de certains faciès. Rapport interne de la Compagnie Minière des Guémassa, 35 p.

ZOUHRY, S. (1993). Aperçue sur les lithologies de Hajar. Pétrologie et géochimie. Rapport interne de la Compagnie Minière des Guémassa, 55 p.

ZOUHRY, S. (1994). Description minéralogique et géochimique de vingt-un échantillons provenant du gîte de Hajar. Rapport interne de la Compagnie Minière des Guémassa, 89 p.

# Annexe I

Analyses géochimiques des roches totales.

ANNEXE I: ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES ET SUB-VOLCANIQUES DE HAJAR.

| | ROCHES À CARACTÈRES RHYODACITIQUES | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Échantillons | 95-365R1 | 93-Ryo1 | 93-3801 | 93-3803 | 95-R6 | 93-3808 | 93-38013 | 93-38020 | 93-5801 |
| $SiO_2$ | 72,29 | 67,16 | 63,27 | 69,77 | 63,07 | 76,25 | 60,44 | 65,81 | 72,36 |
| $TiO_2$ | 0,233 | 0,2 | 0,18 | 0,17 | 0,167 | 0,2 | 0,57 | 0,2 | 0,33 |
| $Al_2O_3$ | 12,88 | 12,46 | 9,61 | 10,6 | 10,42 | 10,75 | 11,31 | 9,19 | 13,52 |
| $Fe_2O_3$ | 3,43 | 3,66 | 17,89 | 11,1 | 19 | 5,31 | 20,12 | 17,34 | 4,62 |
| MnO | 0,097 | 0,13 | 0,27 | 0,18 | 26 | 0,09 | 0,29 | 0,24 | 0,09 |
| MgO | 0,85 | 0,85 | 3,71 | 2,35 | 0,293 | 1,06 | 3,88 | 2,84 | 2,01 |
| CaO | 0,85 | 2,03 | 1,39 | 1,14 | 3,23 | 0,84 | 0,26 | 1,15 | 0,53 |
| $Na_2O$ | 0,07 | 0,17 | 0,15 | 0,39 | 0,29 | 0,08 | 0 | 0,05 | 0,25 |
| $K_2O$ | 6,38 | 9,12 | 0,14 | 1,97 | ---- | 3,67 | 0,18 | 0,08 | 3,83 |
| $P_2O_5$ | 0 | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,15 | 0,04 | 0,09 |
| BaO | 4300 | 6462 | ---- | 1071 | 0,085 | 3237 | 0 | 0 | 634 |
| Ce | 53 | 19 | 25 | 31 | 28 | 67 | 62 | 23 | 130 |
| Co | ---- | 8 | 35 | 29 | 26 | 10 | 34 | 192 | 12 |
| $Cr_2O_3$ | 16 | 39 | 12 | 4 | 29 | 0 | 96 | 27 | 29 |
| Cu | ---- | 28 | 247 | 26 | ---- | 32 | 56 | 294 | 60 |
| Ni | ---- | 26 | 13 | 14 | ---- | 9 | 68 | 67 | 23 |
| Sc | ---- | 10 | 5 | 12 | ---- | 1 | 4 | 5 | 12 |
| V | ---- | 3 | 16 | 12 | 26 | 10 | 86 | 17 | 24 |
| Zn | ---- | 11 | 154 | 76 | ---- | 35 | 117 | 175 | 86 |
| LOI | 2,18 | 3,29 | 3,6 | 2,56 | 3,71 | 1,85 | 3,71 | 3,54 | 2,34 |
| Total | 99,8 | 99,82 | 100,35 | 100,48 | 100,55 | 100,52 | 100,96 | 100,56 | 100,11 |

ANNEXE I: SUITE.

| | ROCHES À CARACTÈRES RHYODACITIQUES | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Échantillons | 95-365R1 | 93-Ryo1 | 93-3801 | 93-3803 | 95-R6 | 93-3808 | 93-38013 | 93-38020 | 93-5801 |
| Ga | 9,9 | 6 | 16 | 14 | 23,3 | 9 | 19 | 20 | 17 |
| Nb | 12,3 | 9 | 10 | 10 | 11,9 | 11 | 11 | 7 | 11 |
| Pb | 73,8 | 16 | 182 | 20 | 12,6 | 13 | 7 | 29 | 14 |
| Rb | 97,5 | 120 | 7 | 52 | 2,4 | 67 | 8 | 4 | 1,33 |
| Sr | 186,2 | 289 | 16 | 186 | 9,5 | 103 | 12 | 24 | 64 |
| Th | 9,4 | 9 | 6 | 10 | 13,3 | 7 | 15 | 17 | 16 |
| U | 7,6 | 8 | 15 | 11 | 9,8 | 8 | 13 | 13 | 8 |
| Y | 32 | 29 | 25 | 30 | 28,8 | 31 | 31 | 25 | 56 |
| Zr | 120,5 | 110 | 85 | 92 | 84,1 | 106 | 137 | 153 | 231 |
| Cd | 5,4 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Hf | 4,9 | ---- | ---- | ---- | 3,9 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ta | | ---- | ---- | ---- | 5,8 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| La | 17,9 | 13,9 | 12,5 | 11,4 | 8 | 22,9 | 23,2 | 6,7 | 60,7 |
| Ce | 41,1 | 31,3 | 29,3 | 27,1 | 20,1 | 50,5 | 55,2 | 13,2 | 130,4 |
| Nd | 17 | 12,6 | 12,1 | 11,1 | 9,5 | 19,7 | 14,2 | 7,9 | 50,3 |
| Sm | 3,9 | 3,05 | 3,03 | 2,88 | 2,2 | 4,13 | 4,94 | 1,35 | 9,31 |
| Eu | 0,23 | 0,12 | 0,25 | 0,2 | 0,15 | 0,28 | 0,28 | 0,39 | 0,6 |
| Tb | 0,7 | 0,65 | 0,57 | 0,61 | 0,52 | 0,68 | 0,85 | 0,6 | 1,37 |
| Dy | 4,7 | 4,1 | 3,2 | 3,9 | 3,7 | 4,5 | 4,9 | 3 | 9,2 |
| Ho | 1,04 | 1 | 0,78 | 0,94 | 0,95 | 1,05 | 1,71 | 0,79 | 1,85 |
| Yb | 2,9 | 2,55 | 2,33 | 2,62 | 2,6 | 2,8 | 2,9 | 2,55 | 5,08 |
| Lu | 0,44 | 0,39 | 0,36 | 0,41 | 0,39 | 0,41 | 0,47 | 0,42 | 0,77 |

ANNEXE I: SUITE.

| | TUFS AMYGDALAIRES | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Échantillons | 95-520-B1 | 93-520-b12 | 95-580-B2 | 93-RAM16 | 95-6001 | 92-380-11 | 93-520-B1 | 93-520-B9 |
| $SiO_2$ | 54,74 | 58,36 | 54,91 | 61,15 | 60,09 | 56,27 | 55,26 | 58,84 |
| $TiO_2$ | 1,117 | 1,063 | 1,172 | 1,12 | 1,207 | 1,06 | 0,98 | 0,715 |
| $Al_2O_3$ | 14,78 | 14,41 | 15,68 | 15,16 | 15,73 | 13,64 | 12,6 | 12,02 |
| $Fe_2O_3$ | 17,87 | 14,98 | 16,26 | 12,48 | 11,54 | 18,71 | 21,97 | 19,79 |
| MnO | 0,26 | 0,254 | 0,292 | 0,24 | 0,232 | 0,28 | 0,31 | 0,276 |
| MgO | 4,07 | 3,38 | 3,83 | 2,57 | 2,58 | 4,71 | 4,2 | 3,99 |
| CaO | 1,04 | 1,85 | 2,23 | 1,97 | 2,74 | 0,57 | 0,44 | 0,32 |
| $Na_2O$ | 1,07 | 1,02 | 0,94 | 1,09 | 0,72 | 0,15 | 0 | --- |
| $K_2O$ | 1,32 | 1,26 | 1,6 | 11,89 | 2,5 | 1,07 | 0,51 | 0,66 |
| $P_2O_5$ | 0,177 | 0,173 | 0,196 | 0,17 | 0,187 | 0,18 | 0,16 | 0,17 |
| BaO | 605 | 631 | 768 | 790 | 730 | 153 | 132 | 215 |
| Ce | 83 | 90 | 93 | 96 | 72 | 93 | 65 | 65 |
| Co | 33 | 28 | 55 | 21 | 56 | 15 | 47 | 22 |
| $Cr_2O_3$ | 41 | 32 | 42 | 17 | 43 | 21 | 26 | 18 |
| Cu | ---- | ---- | ---- | 25 | ---- | 47 | 185 | ---- |
| Ni | ---- | ---- | ---- | 14 | ---- | 22 | 18 | ---- |
| Sc | ---- | ---- | ---- | 29 | ---- | 23 | 16 | ---- |
| V | 115 | 115 | 124 | 117 | 125 | 111 | 103 | 66 |
| Zn | ---- | ---- | ---- | 61 | ---- | 146 | 140 | ---- |
| LOI | 3,96 | 3,6 | 3,52 | 2,68 | 3,08 | 4,29 | 4,1 | 3,82 |
| Total | 100,49 | 100,44 | 100,74 | 100,63 | 100,44 | 100,99 | 100,6 | 100,62 |

ANNEXE I: SUITE.

| | TUFS AMYGDALAIRES | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Échantillons | 95-520-B1 | 93-520-b12 | 95-580-B2 | 93-RAM16 | 95-6001 | 92-380-11 | 93-520-B1 | 93-520-B9 |
| Ga | 21,5 | 21,5 | 20,9 | 21 | 19,9 | 21 | 24 | 20,3 |
| Nb | 14,2 | 14,1 | 15,2 | 13 | 14,7 | 13 | 12 | 11,2 |
| Pb | 9,4 | 10,4 | 6,4 | 12 | 9,5 | 13 | 12 | 4 |
| Rb | 47,5 | 37,5 | 47 | 43 | 84,2 | 48 | 21 | 7 |
| Sr | 96 | 148,6 | 141,2 | 182 | 170,2 | 36 | 22 | 26,5 |
| Th | 16,3 | 15,6 | 18,1 | 14 | 16,1 | 15 | 17 | 14,3 |
| U | 8,5 | 8 | 8,3 | 10 | 7,4 | 14 | 16 | 17 |
| Y | 46,2 | 43,6 | 51,6 | 44 | 46,3 | 46 | 40 | 9,4 |
| Zr | 246,5 | 239,4 | 285,4 | 228 | 265,8 | 217 | 203 | 36,3 |
| Cd | --- | --- | --- | ---- | ---- | ---- | ---- | 265,7 |
| Hf | 8,5 | 8 | 8 | ---- | 8 | ---- | ---- | --- |
| Ta | ---- | ---- | ---- | ---- | 2,5 | ---- | ---- | 5 |
| La | 41,8 | 40,4 | 44,6 | 36,3 | 33,5 | 42 | 30,3 | 28,3 |
| Ce | 88,8 | 87,3 | 98,9 | 78,8 | 74,3 | 95,8 | 63,5 | 64,7 |
| Nd | 38,8 | 38,9 | 44,3 | 34,9 | 33,6 | 42,2 | 28,5 | 30,1 |
| Sm | 7,1 | 7,8 | 8,9 | 7,49 | 7,2 | 8,96 | 5,85 | 6 |
| Eu | 0,38 | 0,47 | 0,89 | 0,47 | 0,68 | 0,46 | 0,34 | 0,24 |
| Tb | 4,19 | 1,21 | 1,41 | 1,25 | 1,27 | 1,34 | 0,96 | 0,88 |
| Dy | 7,8 | 7,5 | 8,9 | 7,2 | 7,7 | 7,7 | 6 | 5,4 |
| Ho | 1,51 | 1,45 | 1,76 | 1,46 | 1,51 | 1,78 | 1,32 | 1,16 |
| Yb | 4,6 | 4,2 | 4,7 | 4,13 | 4,6 | 4,43 | 3,73 | 3,5 |
| Lu | 0,7 | 0,62 | 0,72 | 0,66 | 0,71 | 0,73 | 0,66 | 0,56 |

ANNEXE I: SUITE.

| | TUFS À LAMINES | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | DE SILICE | | | DE SULFURES | | | À XÉNOLITES |
| Échantillons | 93-6002-3 | 93-520x19 | 93-520x13 | 93-520x5 | 93-520x17 | 93-6001-4 | 93-6003a1 |
| $SiO_2$ | 49,11 | 66,18 | 58,23 | 44,75 | 47,81 | 46,75 | 57,2 |
| $TiO_2$ | 0,61 | 0,51 | 0,69 | 0,52 | 0,53 | 0,71 | 0,75 |
| $Al_2O_3$ | 21,38 | 9.64 | 11,74 | 10,75 | 10,82 | 14,09 | 16,25 |
| $Fe_2O_3$ | 14,17 | 17,44 | 21,42 | 32,64 | 29,37 | 21,62 | 13,53 |
| MnO | 0,16 | 0,25 | 0,31 | 0,32 | 0,2 | 0,26 | 0,26 |
| MgO | 2,14 | 2,99 | 3,97 | 4,92 | 5.04 | 1,84 | 4,05 |
| CaO | 1,19 | 0,41 | 0,45 | 0,18 | 0,03 | 0,18 | 2,86 |
| $Na_2O$ | 0,47 | 0,13 | 0 | 0,1 | 0,21 | 1,47 | 1,2 |
| $K_2O$ | 5,47 | 0,06 | 0,07 | 0,03 | 0,66 | 3,22 | 2,34 |
| $P_2O_5$ | 0,14 | 0,1 | 0,12 | 0,1 | 0,12 | 0,13 | 0,14 |
| BaO | 2611 | ---- | ---- | ---- | 20 | 1029 | 854 |
| Ce | 192 | 111 | 8 | 74 | 52 | 106 | 113 |
| Co | 51 | 19 | 24 | 131 | 108 | 62 | 20 |
| $Cr_2O_3$ | 9 | 85 | 94 | 65 | 80 | 103 | 134 |
| Cu | 928 | 30 | 20 | 442 | 415 | 229 | 49 |
| Ni | 23 | 32 | 35 | 44 | 49 | 94 | 61 |
| Sc | 14 | 10 | 7 | 6 | 11 | 17 | 13 |
| V | 34 | 72 | 81 | 81 | 85 | 107 | 2121 |
| Zn | 62 | 84 | 144 | 228 | 1067 | 26135 | 88 |
| LOI | 4,97 | 3,28 | 4,01 | 6,3 | 5,9 | 8,23 | 2,33 |
| Total | 100,19 | 101,03 | 101,05 | 100,7 | 100,88 | 101,28 | 101,05 |

ANNEXE I: SUITE.

| | TUFS À LAMINES | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | DE SILICE | | | DE SULFURES | | | À XÉNOLITES |
| Échantillons | 93-6002-3 | 93-520x19 | 93-520x13 | 93-520x5 | 93-520x17 | 93-6001-4 | 93-6003a1 |
| Ga | 27 | 17 | 22 | 22 | 19 | 32 | 18 |
| Nb | 17 | 10 | 13 | 13 | 13 | 16 | 15 |
| Pb | 24 | 7 | 8 | 14 | 131 | 24 | 15 |
| Rb | 162 | 4 | 4 | 4 | 28 | 85 | 71 |
| Sr | 128 | 10 | 12 | 10 | 9 | 29 | 231 |
| Th | 39 | 12 | 15 | 18 | 11 | 22 | 17 |
| U | 12 | 11 | 14 | 11 | 10 | 13 | 10 |
| Y | 71 | 26 | 16 | 20 | 26 | 29 | 34 |
| Zr | 441 | 157 | 171 | 155 | 137 | 166 | 144 |
| La | 82,6 | 49,9 | 11,5 | 20,9 | 26,5 | 37,4 | 51,2 |
| Ce | 190,8 | 107,5 | 27,1 | 47,1 | 55,6 | 81,8 | 104,8 |
| Nd | 75,5 | 45,6 | 12,3 | 20,5 | 24,9 | 34,2 | 43,3 |
| Sm | 15,56 | 8,01 | 2,58 | 3,8 | 4,85 | 7,02 | 8,47 |
| Eu | 1,78 | 0,47 | 0,16 | 0,21 | 0,36 | 1,51 | 1,78 |
| Tb | 2,19 | 0,85 | 0,35 | 1,53 | 0,64 | 0,93 | 1,05 |
| Dy | 12,1 | 4,4 | 2,1 | 2,9 | 3,9 | 5,2 | 5,7 |
| Ho | 2,81 | 0,76 | 0,36 | 0,63 | 0,97 | 0,95 | 0,99 |
| Yb | 9,07 | 1,78 | 1,3 | 1,73 | 2,4 | 2,53 | 2,96 |
| Lu | 1,52 | 0,29 | 0,26 | 0,32 | 0,41 | 0,45 | 0,48 |

## Annexe II

Analyses géochimiques des certains minéraux à l'aide de la microsonde.

# ANNEXE II: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES CHLORITES.

| ÉCHANTILLON | ANA. | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | Cl | $H_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 380x7 | 1 | 23,86 | 0,00 | 21,39 | 34,66 | 0,59 | 6,58 | 0,01 | | | 10,70 |
| 380x7 | 10 | 22,94 | 0,02 | 21,97 | 33,89 | 0,57 | 5,99 | 0,05 | | | 10,50 |
| 380x7 | 11 | 23,11 | 0,00 | 22,16 | 34,46 | 0,65 | 5,91 | 0,06 | | | 10,59 |
| 380x7 | 12 | 22,66 | 0,09 | 20,56 | 33,17 | 0,78 | 6,18 | 0,06 | | | 10,23 |
| 380x7 | 2 | 23,20 | 0,00 | 21,81 | 34,51 | 0,50 | 6,17 | 0,10 | | | 10,59 |
| 380x7 | 3 | 23,22 | 0,00 | 21,84 | 34,78 | 0,73 | 6,33 | 0,05 | | | 10,64 |
| 380x7 | 4 | 22,60 | 0,05 | 21,22 | 34,91 | 0,50 | 6,09 | 0,08 | | | 10,42 |
| 380x7 | 5 | 23,24 | 0,13 | 21,55 | 34,44 | 0,47 | 6,55 | 0,03 | | | 10,60 |
| 380x7 | 6 | 22,78 | 0,07 | 22,63 | 35,03 | 0,67 | 6,08 | 0,00 | | | 10,67 |
| 380x7 | 7 | 23,36 | 0,07 | 21,20 | 34,60 | 0,53 | 6,36 | 0,01 | | | 10,56 |
| 380x7 | 8 | 24,99 | 0,02 | 20,87 | 36,59 | 0,54 | 4,63 | 0,15 | | | 10,71 |
| 380x7 | 9 | 24,27 | 0,03 | 20,25 | 35,25 | 0,73 | 5,50 | 0,00 | | | 10,51 |
| 520A12 | 1 | 22,65 | 0,00 | 22,65 | 33,26 | 0,46 | 7,05 | 0,07 | 0,21 | 0,08 | 10,63 |
| 520A12 | 2 | 22,04 | 0,00 | 22,13 | 34,09 | 0,54 | 6,72 | 0,04 | 0,27 | 0,21 | 10,44 |
| 520A12 | 3 | 23,54 | 0,00 | 22,46 | 32,38 | 0,42 | 7,98 | 0,07 | 0,13 | 0,07 | 10,80 |
| 520A12 | 4 | 20,20 | 0,06 | 18,72 | 30,84 | 0,60 | 6,63 | 0,02 | 0,32 | 0,43 | 9,32 |
| 520A8 | 1 | 25,65 | 0,11 | 19,40 | 32,48 | 0,31 | 8,32 | 0,13 | | | 10,77 |
| 520A8 | 10 | 26,43 | 0,18 | 19,85 | 31,91 | 0,12 | 8,57 | 0,00 | | | 10,95 |
| 520A8 | 11 | 26,98 | 0,18 | 7,55 | 32,76 | 0,35 | 7,55 | 0,20 | | | 9,15 |
| 520A8 | 2 | 25,90 | 0,00 | 19,87 | 30,45 | 0,34 | 9,62 | 0,00 | | | 10,88 |
| 520A8 | 3 | 26,80 | 0,34 | 21,05 | 32,58 | 0,24 | 7,35 | 0,07 | | | 11,12 |
| 520A8 | 4 | 26,78 | 0,08 | 20,38 | 31,82 | 0,27 | 9,04 | 0,04 | | | 11,14 |
| 520A8 | 5 | 24,10 | 0,13 | 22,44 | 28,16 | 0,48 | 10,75 | 0,00 | | | 10,97 |
| 520A8 | 6 | 26,36 | 0,03 | 19,99 | 31,82 | 0,22 | 8,75 | 0,03 | | | 10,96 |
| 520A8 | 7 | 26,65 | 0,15 | 19,74 | 30,49 | 0,47 | 10,06 | 0,07 | | | 11,08 |
| 520A8 | 8 | 26,26 | 0,16 | 19,50 | 31,44 | 0,25 | 8,73 | 0,09 | | | 10,87 |
| 520A8 | 9 | 25,18 | 0,08 | 18,94 | 31,86 | 0,31 | 8,49 | 0,12 | | | 10,59 |
| 60011 | 1 | 20,95 | 0,07 | 18,39 | 18,15 | 1,92 | 13,61 | 0,00 | 0,17 | | 9,58 |
| 60011 | 2 | 25,57 | 0,12 | 21,88 | 23,50 | 2,73 | 16,10 | 0,00 | 0,18 | | 11,66 |
| 60011 | 3 | 25,41 | 0,10 | 22,93 | 23,38 | 2,69 | 15,28 | 0,04 | 0,24 | | 11,68 |
| 60011 | 4 | 23,92 | 0,11 | 23,26 | 23,92 | 2,96 | 14,92 | 0,05 | 0,00 | | 11,47 |
| 60011 | 5 | 25,15 | 0,13 | 21,75 | 23,82 | 2,81 | 14,94 | 0,06 | 0,06 | | 11,45 |
| 6004 | 1 | 29,26 | 0,00 | 19,18 | 15,50 | 0,85 | 23,85 | 0,00 | 0,11 | | 12,14 |
| 6004 | 2 | 29,23 | 0,00 | 20,51 | 16,05 | 0,67 | 23,88 | 0,00 | 0,12 | | 12,37 |
| 6004 | 3 | 29,00 | 0,13 | 17,38 | 19,50 | 0,69 | 19,85 | 0,03 | 0,24 | | 11,62 |
| 6004 | 4 | 28,53 | 0,12 | 20,64 | 16,29 | 0,95 | 23,04 | 0,00 | 0,32 | | 12,24 |
| 6004 | 5 | 28,99 | 0,15 | 18,54 | 17,47 | 0,64 | 22,21 | 0,08 | 0,19 | | 11,95 |
| 6004 | 6 | 29,13 | 0,02 | 19,17 | 16,62 | 0,70 | 22,84 | 0,12 | 0,06 | | 12,07 |
| 6004 | 7 | 28,23 | 0,93 | 21,38 | 17,43 | 0,78 | 22,34 | 0,00 | 0,10 | | 12,36 |
| 6004 | 8 | 26,36 | 0,10 | 21,51 | 21,05 | 1,24 | 17,83 | 0,02 | 0,10 | | 11,67 |
| EC1-142 | 1 | 27,18 | 0,05 | 21,20 | 9,93 | 1,00 | 1,14 | 0,03 | 0,05 | | 8,81 |
| EC1-142 | 10 | 27,61 | 0,13 | 22,63 | 9,38 | 1,18 | 25,54 | 0,02 | 0,17 | | 12,21 |
| EC1-142 | 11 | 28,21 | 0,00 | 23,04 | 10,07 | 1,32 | 25,84 | 0,04 | 0,12 | | 12,45 |
| EC1-142 | 2 | 27,02 | 0,09 | 21,20 | 9,61 | 0,96 | 23,38 | 0,09 | 0,05 | | 11,61 |
| EC1-142 | 3 | 28,16 | 0,00 | 23,00 | 9,98 | 1,22 | 25,80 | 0,01 | 0,12 | | 12,42 |
| EC1-142 | 4 | 26,95 | 0,04 | 21,85 | 8,40 | 1,14 | 24,52 | 0,02 | 0,07 | | 11,76 |

# ANNEXE II: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DES CHLORITES.

| ÉCHANTILLON | ANA. | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | Cl | $H_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EC1-142 | 5 | 27,10 | 0,00 | 22,43 | 9,00 | 1,03 | 24,52 | 0,05 | 0,13 | | 11,91 |
| EC1-142 | 6 | 28,24 | 0,00 | 22,98 | 9,80 | 1,26 | 25,68 | 0,00 | 0,07 | | 12,40 |
| EC1-142 | 7 | 27,56 | 0,07 | 22,21 | 9,35 | 1,21 | 24,65 | 0,00 | 0,11 | | 12,01 |
| EC1-142 | 8 | 27,39 | 0,09 | 25,23 | 10,09 | 1,32 | 25,23 | 0,02 | 0,09 | | 12,58 |
| EC1-142 | 9 | 27,92 | 0,06 | 23,25 | 10,14 | 1,31 | 25,57 | 0,05 | 0,11 | | 12,41 |
| EC1-222 | 1 | 25,09 | 0,09 | 21,95 | 26,33 | 1,52 | 12,01 | 0,04 | 0,16 | | 11,18 |
| EC1-222 | 10 | 24,99 | 0,09 | 21,88 | 26,21 | 1,51 | 12,00 | 0,04 | 0,18 | | 11,15 |
| EC1-222 | 2 | 23,47 | 0,13 | 21,08 | 28,55 | 1,50 | 10,78 | 0,00 | 0,13 | | 10,77 |
| EC1-222 | 3 | 23,79 | 0,00 | 21,62 | 28,16 | 1,15 | 11,15 | 0,03 | 0,10 | | 10,89 |
| EC1-222 | 4 | 24,73 | 0,00 | 21,73 | 28,31 | 1,06 | 11,42 | 0,04 | 0,20 | | 11,11 |
| EC1-222 | 6 | 24,75 | 0,04 | 21,88 | 28,01 | 1,20 | 11,00 | 0,11 | 0,20 | | 11,09 |
| EC1-222 | 7 | 23,87 | 0,07 | 23,21 | 26,44 | 1,84 | 11,81 | 0,00 | 0,19 | | 11,17 |
| EC1-222 | 8 | 24,50 | 0,01 | 21,24 | 28,39 | 1,31 | 10,99 | 0,05 | 0,02 | | 10,96 |
| EC1-222 | 9 | 25,09 | 0,14 | 21,89 | 27,94 | 1,68 | 11,85 | 0,04 | 0,21 | | 11,29 |
| EC1-3 | 1 | 22,62 | 0,10 | 21,76 | 32,03 | 0,84 | 8,03 | 0,03 | 0,22 | | 10,59 |
| EC1-3 | 2 | 25,14 | 0,20 | 23,01 | 31,28 | 0,55 | 8,50 | 0,00 | 0,14 | | 11,23 |
| EC1-3 | 3 | 33,77 | 0,21 | 23,07 | 21,25 | 0,44 | 5,28 | 0,03 | 0,18 | | 11,73 |
| EC1-3 | 4 | 24,76 | 0,05 | 23,00 | 32,31 | 0,59 | 8,74 | 0,00 | 0,21 | | 11,23 |
| EC1-3 | 5 | 28,42 | 0,64 | 19,47 | 30,51 | 0,37 | 7,19 | 0,03 | 0,20 | | 11,17 |
| EC1-3 | 6 | 24,80 | 0,12 | 23,02 | 32,17 | 0,72 | 8,81 | 0,00 | 0,09 | | 11,24 |
| EC1-3 | 7 | 24,25 | 0,13 | 22,93 | 32,37 | 0,71 | 8,73 | 0,07 | 0,22 | | 11,16 |
| EC1-78 | 1 | 23,72 | 0,00 | 21,31 | 32,94 | 0,91 | 8,40 | 0,03 | 0,23 | | 10,81 |
| EC1-78 | 10 | 22,85 | 0,12 | 20,95 | 32,09 | 1,03 | 8,06 | 0,00 | 0,12 | | 10,52 |
| EC1-78 | 13 | 24,20 | 0,02 | 21,41 | 32,91 | 0,84 | 8,47 | 0,00 | 0,26 | | 10,92 |
| EC1-78 | 14 | 24,08 | 0,06 | 8,07 | 33,03 | 0,97 | 8,07 | 0,11 | 0,14 | | 8,85 |
| EC1-78 | 2 | 25,89 | 0,08 | 22,86 | 32,84 | 0,78 | 9,21 | 0,00 | 0,22 | | 11,51 |
| EC1-78 | 3 | 26,66 | 0,68 | 18,86 | 33,17 | 0,66 | 6,06 | 0,00 | 0,06 | | 10,78 |
| EC1-78 | 4 | 27,30 | 0,50 | 19,85 | 32,41 | 0,72 | 6,86 | 0,04 | 0,13 | | 11,08 |
| EC1-78 | 5 | 23,40 | 0,05 | 23,12 | 33,54 | 0,99 | 8,02 | 0,03 | 0,13 | | 11,03 |
| EC1-78 | 6 | 29,36 | 0,14 | 24,17 | 26,58 | 0,67 | 6,93 | 0,06 | 0,10 | | 11,69 |
| EC1-78 | 7 | 29,11 | 0,11 | 24,55 | 27,18 | 0,85 | 7,45 | 0,08 | 0,24 | | 11,81 |
| EC1-78 | 8 | 23,82 | 0,04 | 20,66 | 32,42 | 1,15 | 8,29 | 0,05 | 0,15 | | 10,70 |
| EC1-78 | 9 | 35,61 | 0,09 | 9,92 | 29,32 | 0,09 | 12,48 | 0,46 | 0,19 | | 11,38 |
| HS13 | 1 | 23,22 | 0,10 | 22,81 | 34,57 | 0,74 | 6,47 | 0,00 | 0,15 | | 10,82 |
| HS13 | 10 | 26,65 | 0,14 | 24,80 | 35,68 | 0,95 | 7,48 | 0,00 | 0,27 | | 11,94 |
| HS13 | 2 | 23,50 | 0,04 | 22,79 | 35,13 | 0,60 | 6,64 | 0,00 | 0,24 | | 10,91 |
| HS13 | 4 | 22,96 | 0,05 | 22,37 | 35,02 | 0,60 | 6,22 | 0,02 | 0,17 | | 10,69 |
| HS13 | 5 | 23,62 | 0,09 | 20,99 | 33,67 | 0,65 | 6,86 | 0,00 | 0,29 | | 10,60 |
| HS13 | 7 | 23,97 | 0,10 | 20,63 | 31,85 | 0,76 | 6,93 | 0,01 | 0,13 | | 10,48 |
| HS13 | 8 | 22,72 | 0,12 | 21,62 | 32,17 | 0,54 | 6,24 | 0,00 | 0,23 | | 10,34 |
| HS13 | 9 | 22,28 | 0,02 | 21,63 | 35,05 | 0,71 | 6,34 | 0,04 | 0,30 | | 10,50 |
| HS452 | 1 | 23,02 | 0,05 | 21,19 | 34,39 | 0,43 | 6,66 | 0,01 | 0,16 | 0,02 | 10,51 |
| HS452 | 2 | 23,83 | 0,00 | 22,24 | 34,53 | 0,46 | 6,68 | 0,07 | 0,33 | 0,00 | 10,84 |
| HS452 | 3 | 22,61 | 0,13 | 20,61 | 34,43 | 0,41 | 6,24 | 0,02 | 0,20 | 0,03 | 10,32 |
| HS452 | 4 | 23,62 | 0,00 | 20,85 | 34,45 | 0,60 | 7,20 | 0,00 | 0,20 | 0,00 | 10,65 |
| HS452 | 5 | 23,30 | 0,18 | 22,04 | 34,29 | 0,49 | 6,52 | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 10,67 |
| HS452 | 6 | 22,38 | 0,10 | 22,49 | 34,45 | 0,55 | 6,39 | 0,00 | 0,15 | 0,04 | 10,58 |

# ANNEXE II: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA BIOTITE ET DE LA SÉRICITE.

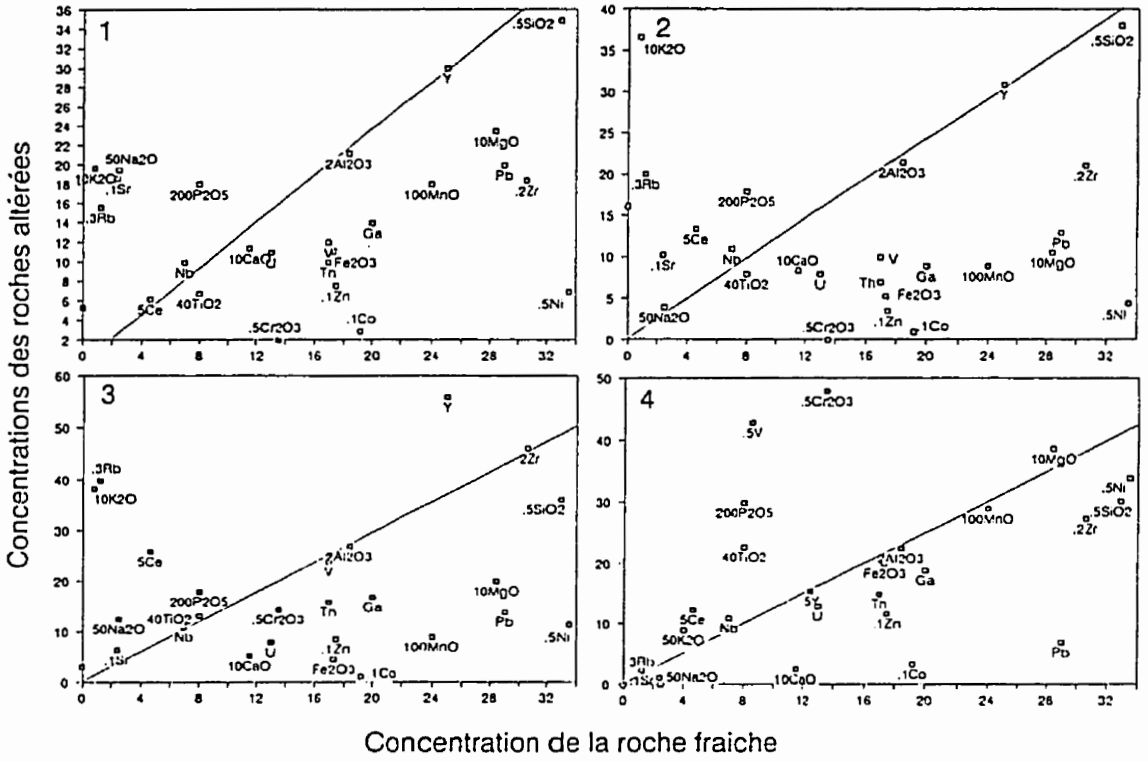
| Échantillons | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $K_2O$ | FeO | MgO | $Na_2O$ | CaO | $Ti_2O$ | MnO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EC3B4 | 35,624 | 20,359 | 8,405 | 19,876 | 5,76 | 0,194 | 0 | 1,774 | 0,156 |
| EC3B5 | 40,814 | 26,99 | 5,632 | 14,815 | 3,78 | 0,08 | 0,065 | 0,394 | 0,228 |
| EC3B7 | 31,614 | 20,765 | 4,844 | 28,507 | 7,47 | 0,224 | 0 | 1,07 | 0,518 |
| EC142B7 | 37,655 | 16,126 | 8,469 | 5,254 | 16,099 | 0,372 | 0,12 | 0,679 | 0,539 |
| EC142B6 | 38,817 | 17,029 | 8,892 | 6,195 | 16,538 | 0,567 | 0,06 | 0,752 | 0,479 |
| EC142B5 | 42,761 | 18,452 | 9,954 | 7,158 | 17,997 | 0,056 | 0,052 | 0,792 | 0,554 |
| EC142B4 | 39,921 | 16,889 | 9,981 | 7,57 | 16,813 | 0,327 | 0,1 | 0,754 | 0,547 |
| EC142B2 | 40,343 | 17,12 | 10,133 | 7,46 | 16,736 | 0,177 | 0 | 0,744 | 0,639 |
| EC142B1 | 42,547 | 12,93 | 9,595 | 5,167 | 20,032 | 0,174 | 0,104 | 0,382 | 0,484 |
| EC210B1 | 37,662 | 14,874 | 8,873 | 13,442 | 16,107 | 0,155 | | 1,375 | 0,484 |
| EC210B2 | 38,209 | 15,884 | 9,714 | 13,837 | 16,253 | 0,181 | | 1,471 | 0,354 |
| EC210B3 | 36,432 | 14,257 | 8,395 | 13,241 | 15,534 | 0,235 | | 1,289 | 0,428 |
| EC210B4 | 37,776 | 16,337 | 9,528 | 13,873 | 16,528 | 0,31 | | 1,449 | 0,466 |
| EC210B5 | 38,444 | 15,832 | 9,201 | 13,664 | 16,351 | 0,303 | | 1,33 | 0,52 |
| 6002-B1 | 33,989 | 18,651 | 8,523 | 23,713 | 5,639 | 0,198 | | 1,78 | 0,119 |
| 6002-B2 | 32,665 | 17,909 | 8,223 | 22,954 | 5,509 | 0,058 | | 1,573 | 0,152 |
| GB2-B20 | 37,688 | 19,666 | 9,162 | 20,026 | 9,025 | 0,187 | | 1,554 | 0,285 |
| GB2-B22 | 37,608 | 19,837 | 1,979 | 24,907 | 10,084 | 0,128 | | 0,367 | 0,234 |
| GB1-B12 | 35,646 | 19,05 | 5,985 | 24,915 | 10,216 | 0,23 | | 1,179 | 0,29 |
| GB1-B11 | 67,463 | 12,982 | 2,107 | 10,74 | 4,124 | 0,169 | | 0,307 | 0,192 |
| GB1-B10 | 39,821 | 29,69 | 5,639 | 13,053 | 6,16 | 0,213 | | 0,177 | 0,269 |
| GB3-B30 | 36,875 | 19,356 | 8,526 | 20,644 | 8,792 | 0,103 | | 1,574 | 0,415 |
| GB3-B31 | 35,999 | 28,213 | 4,795 | 15,493 | 6,738 | 0,198 | | 0,186 | 0,409 |
| GB4-B40 | 34,466 | 20,018 | 6,622 | 22,614 | 9,653 | 0,154 | | 1,163 | 0,233 |
| GB4-B41 | 39,057 | 23,912 | 2,941 | 17,078 | 7,777 | 0,321 | | 0,161 | 0,391 |
| GB4-B42 | 36,15 | 21,495 | 1,145 | 21,332 | 9,707 | 0,207 | | 0,103 | 0,361 |
| GB4-B41 | 39,014 | 23,895 | 2,943 | 17,078 | 7,773 | 0,321 | | 0,161 | 0,391 |
| GB4-B40 | 34,447 | 20,009 | 6,625 | 22,614 | 9,65 | 0,154 | | 1,163 | 0,233 |
| GB3-B30 | 36,864 | 19,355 | 8,528 | 20,644 | 8,79 | 0,102 | | 1,574 | 0,415 |
| | | | | | | | | | |
| EC3-SER1 | 46,66 | 30,938 | 10,344 | 3,375 | 1,335 | 0,148 | 0,144 | 0,884 | 0 |
| EC78-SER1 | 57,233 | 25,024 | 9,125 | 3,357 | 0,702 | 0,282 | 0 | 0,261 | 0,007 |
| EC78-SER2 | 57,579 | 23,417 | 11,062 | 1,64 | 0,356 | 0,85 | 0,135 | 0,253 | 0 |

# ANNEXE II: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE L'ANTHOPHYLITE, DE L'ILMÉNITE ET DES CARBONATES.

| Échantillons | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $AL_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | V |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EC21ANT-1 | 30,046 | 0,086 | 8,104 | 11,646 | 0,219 | 11,662 | 2,891 | 0,920 | 0,129 | |
| EC21ANT-2 | 35,502 | 0,120 | 9,046 | 20,360 | 0,419 | 10,962 | 4,003 | 0,756 | 0,052 | |
| EC21ANT-3 | 50,639 | 0,209 | 5,789 | 12,232 | 0,561 | 15,294 | | 0,911 | 0,076 | |
| EC21ANT-4 | 30,259 | 0,121 | 7,549 | 21,055 | 0,225 | 8,272 | 4,760 | 0,577 | 0,238 | |
| EC21ANT-5 | 34,840 | 0,159 | 5,327 | 11,820 | 0,345 | 10,122 | 7,425 | 0,621 | 0,042 | |
| EC21ANT-6 | 32,001 | 0,087 | 9,777 | 15,211 | 0,000 | 15,031 | 1,052 | 0,591 | 0,045 | |
| EC21ANT-7 | 48,104 | 0,233 | 7,271 | 13,599 | 0,714 | 13,586 | 11,910 | 1,114 | 0,104 | |
| EC21ANT-8 | 51,111 | 0,196 | 5,374 | 11,153 | 0,591 | 16,215 | 12,057 | 0,870 | 0,070 | |
| EC21ANT-9 | 51,975 | 0,238 | 5,212 | 11,308 | 0,650 | 15,630 | 11,926 | 0,843 | 0,057 | |
| EC21ANT-9 | 53,790 | 0,013 | 2,952 | 4,922 | 0,333 | 10,916 | 6,618 | 0,692 | 0,029 | |
| EC21ANT-10 | 29,463 | 0,053 | 15,451 | 12,769 | 0,255 | 11,321 | 0,872 | 1,541 | 0,668 | |
| EC21ANT-11 | 31,505 | 0,175 | 7,807 | 15,216 | 0,426 | 12,686 | 4,229 | 0,750 | 0,121 | |
| | | | | | | | | | | |
| 60021-IL1 | | 48,867 | | 44,759 | 2,165 | 0,255 | | | | 0,068 |
| 60021-IL2 | | 48,073 | | 34,629 | 18,308 | 0,267 | | | | 0 |
| 60021-IL3 | | 48,68 | | 43,785 | 3,285 | 0,112 | | | | 0,286 |
| 60021-IL4 | | 49,116 | | 19,833 | 27,483 | 0,266 | | | | 0,17 |
| 60021-IL5 | | 48,72 | | 34,11 | 18,201 | 0,245 | | | | |
| 60021-IL6 | | 49,2 | | 19,214 | 27,372 | 0,287 | | | | 0,118 |
| | | | | | | | | | | |
| 52032-CA1 | | | | 55,217 | 2,552 | 3,474 | 0,678 | | | |
| 52032-CA2 | | | | 54,110 | 2,489 | 3,695 | 0,474 | | | |
| 52032-CA3 | | | | 54,569 | 2,106 | 3,695 | 0,583 | | | |
| 52032-CA4 | | | | 55,069 | 2,049 | 3,071 | 0,538 | | | |
| 52032-CA5 | | | | 55,881 | 2,108 | 3,110 | 0,495 | | | |
| 52032-CA5 | | | | 51,624 | 3,112 | 6,268 | 0,879 | | | |
| 52032-CA6 | | | | 53,630 | 2,742 | 4,033 | 0,708 | | | |
| 52032-CA7 | | | | 54,534 | 2,939 | 2,950 | 0,608 | | | |
| 52031-CA1 | | | | 55,243 | 1,723 | 3,181 | 0,159 | | | |
| 52031-CA2 | | | | 54,195 | 2,764 | 4,319 | 0,431 | | | |

## Annexe III

Diagrammes d'isocon pour les roches subvolcaniques (ryhodacites).




L'effet de l'altération s'accentue de la roche (1) vers la roche (2).

# Annexe IV

## Analyses géochimiques des sulfures à l'aide de la microsonde.

# ANNEXE IV: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA PYRRHOTITE.

| Échantillons | S | Fe | Mn | Ni | Cd | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 580-39-1 | 53,472 | 45,693 | 0,056 | | 0,026 | |
| 580-39-2 | 53,571 | 46,208 | | 0,162 | 0 | |
| 580-39-2 | 53,727 | 45,799 | | 0,047 | 0 | 0,389 |
| 580-39-4 | 53,497 | 46,303 | 0,052 | | | 0,149 |
| 580-39-5 | 53,518 | 45,98 | 0,049 | 0,021 | | 0,433 |
| 580-39-6 | 53,691 | 45,903 | 0,052 | 0,106 | 0,044 | 0,183 |
| 580-39-7 | 53,486 | 46,227 | | | 0,035 | 0,203 |
| 580-39-8 | 53,653 | 46,181 | 0,011 | | | 0,103 |
| 580-39-9 | 52,397 | 47,055 | 0,143 | | | 0,317 |
| 580-39-10 | 53,33 | 46,327 | | 0,175 | 0,012 | 0,157 |
| 520-32-1 | 53,612 | 46,155 | | | | 0,233 |
| 520-32-2 | 53,515 | 46,439 | | | | 0,046 |
| 520-32-3 | 53,577 | 46,086 | | | | 0,336 |
| 520-32-4 | 53,618 | 46,188 | | | | 0,194 |
| 520-32-5 | 53,618 | 46,188 | | | | 0,194 |
| 520-31-1 | 53,513 | 46,128 | | | | 0,359 |
| 580-13-1 | 52,992 | 46,573 | | 0,196 | | 0,166 |
| 580-13-2 | 52,965 | 46,46 | | | 0,114 | 0,293 |
| 580-13-3 | 53,556 | 45,818 | 0,1 | | | 0,34 |
| 580-13-4 | 53,058 | 46,792 | | | | |
| 580-13-5 | 53,033 | 46,328 | | | | 0,332 |
| 580-13-6 | 53,54 | 45,808 | 0,259 | | | 0,267 |
| 580-13-7 | 53,485 | 46,062 | 0,084 | | | 0,206 |
| 580-13-8 | 53,474 | 46,058 | 0,092 | | | 0,22 |
| 580-13-9 | 53,099 | 46,567 | | | | 0,243 |
| 580-13-10 | 53,737 | 45,89 | | | | 0,302 |
| 60021-4 | 52,653 | 47,186 | | | | 0,162 |
| 60021-5 | 53,872 | 45,999 | | | | 0,13 |
| 60021-7 | 53,75 | 46,007 | | | | 0,208 |
| 6202-P1 | 53,564 | 46,323 | | | | |
| 6202-P2 | 53,65 | 46,102 | | | | |
| 6202-P3 | 53,667 | 46,333 | | | | |
| 6202-P4 | 53,897 | 46,103 | | | | |
| 60011-1 | 53,28 | 46,444 | | | | 0,276 |
| 60011-2 | 53,312 | 46,461 | | | | 0,227 |

# ANNEXE IV: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA SPHALÉRITE.

| ÉCHANTILLONS | Fe | S | Zn | Cu | Mn | Ni | As | Cd |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6205-1 | 5.799 | 50.41 | 43.124 | 0 | .667 | | | |
| 6205-2 | 6.311 | 50.807 | 42.062 | | .820 | | | |
| 6205-3 | 6.201 | 50.363 | 42.537 | | .899 | | | |
| 6205-4 | 6.296 | 50.714 | 42.261 | | .729 | | | |
| 6205-5 | 6.069 | 50.581 | 42.458 | | .892 | | | |
| 6205-6 | 5.848 | 50.483 | 42.849 | | .810 | | | |
| 58013-1 | 6.895 | 50.175 | 42.556 | | 0.111 | 0.098 | 0.134 | 0.032 |
| 58013-2 | 6.351 | 49.671 | 43.211 | | .397 | 0 | .34 | .03 |
| 58013-3 | 6.848 | 50.028 | 42.418 | | .171 | .106 | .409 | 0.2 |
| 58013-4 | 6.996 | 50.102 | 42.528 | | .09 | 0 | .349 | .016 |
| 52032-1 | 4.73 | 50.587 | 44.099 | | .585 | | | |
| 52032-2 | 4.99 | 50.688 | 44.001 | | .321 | | | |
| 52032-3 | 5.166 | 50.751 | 43.766 | | .317 | | | |
| 52032-4 | 5.033 | 50.627 | 44.075 | | .265 | | | |
| 52032-5 | 5.005 | 50.967 | 43.622 | | .407 | | | |
| 52032-6 | 4.683 | 50.824 | 44.068 | | .426 | | | |
| 52032-7 | 4.942 | 50.664 | 44.125 | | .269 | | | |
| 52032-8 | 4.76 | 50.49 | 44.323 | | .428 | | | |
| 52032-9 | 5.137 | 50.703 | 43.545 | | .615 | | | |
| 52032-10 | 5.058 | 50.697 | 44.153 | | .091 | | | |
| 52031-1 | 4.689 | 50.361 | 43.795 | | .156 | | | |
| 52031-2 | 4.926 | 50.435 | 44.324 | | .315 | | | |
| 52031-3 | 4.729 | 50.393 | 44.423 | | .415 | | | |
| 52031-4 | 4.733 | 51.055 | 43.845 | | .358 | | | |
| 52031-5 | 4.735 | 51.068 | 43.851 | | .346 | | | |
| 52031-6 | 4.965 | 50.715 | 43.466 | .529 | ..326 | | | |
| 52031-7 | 5.025 | 50.834 | 43.773 | .018 | .35 | | | |
| 52031-8 | 4.852 | 50.711 | 43.953 | 0 | .482 | | | |
| 52031-9 | 4.91 | 50.579 | 43.894 | .1 | .518 | | | |
| 52047-1 | 5.55 | 49.983 | 43.942 | .182 | .256 | | | .087 |
| 52047-2 | 4.734 | 50.118 | 44.942 | .205 | 0 | | | 0 |
| 52047-3 | 5.415 | 50.076 | 44.015 | .233 | .231 | | | .031 |
| 52047-4 | 5.429 | 50.359 | 43.709 | .275 | .223 | | | .275 |
| 52047-5 | 5.621 | 50.45 | 43.712 | .008 | .176 | | | .033 |
| 52047-6 | 5.315 | 49.902 | 44.546 | .075 | .119 | | | .043 |
| 52047-7 | 5.341 | 50.448 | 43.741 | 0 | .43 | | | .04 |
| 52047-8 | 5.543 | 50.322 | 43.685 | .149 | .216 | | | .085 |
| 52047-9 | 4.73 | 50.13 | 44.571 | .337 | .231 | | | 0 |
| 52047-10 | 4.705 | 50.094 | 44.28 | .648 | .273 | | | 0 |
| EC116-1 | 5.398 | 50.115 | 43.887 | .087 | .501 | | | .012 |
| EC116-2 | 5.405 | 50.624 | 43.887 | 0 | .344 | | | .04 |
| EC116-3 | 5.359 | 50.522 | 43.53 | 0 | .517 | | | .072 |
| EC116-4 | 5.433 | 50.077 | 44.048 | .071 | .362 | | | . .009 |
| EC116-5 | 5.43 | 50.091 | 44.059 | .043 | .366 | | | .012 |
| EC116-6 | 5.338 | 50.121 | 43.711 | .144 | .626 | | | .06 |
| EC116-7 | 5.486 | 50.775 | 43.642 | .059 | .333 | | | .005 |
| EC116-8 | 5.58 | 50.321 | 43.279 | .217 | .585 | | | .018 |
| EC116-9 | 5.316 | 50.655 | 43.677 | 0 | .334 | | | .017 |
| EC11610 | 5.323 | 50.238 | 43.517 | 0 | .779 | | | .144 |
| EC11611 | 5.327 | 50.118 | 43.981 | .086 | .426 | | | .020 |
| EC11612 | 5.168 | 50.118 | 44.119 | .038 | .091 | | | .066 |
| EC11613 | 5.304 | 50.302 | 43.884 | .046 | .432 | | | 32 |
| EC11614 | 5.327 | 50.159 | 43.981 | .086 | .426 | | | .020 |

# ANNEXE IV: ANALYSES GÉOCHIMIQUES DE LA PYRITE, DE LA CHALCOPYRITE ET DE L'ARSÉNOPYRITE.

| Échantillons | S | Fe | Zn | Cu | As | Co |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 520-32-PY1 | 64,944 | 34,924 | 0,132 | | | |
| 520-32-PY2 | 66,598 | 33,125 | 0,277 | | | |
| 520-32-PY3 | 66,508 | 33,081 | 0,412 | | | |
| 520-32-PY4 | 66,608 | 33,14 | 0,252 | | | |
| 520-31-PY1 | 65,532 | 34,134 | 0,335 | | | |
| 520-31-PY2 | 66,199 | 33,456 | 0,345 | | | |
| 60011-PY1 | 66,531 | 33,351 | 0,118 | | | |
| 60011-PY2 | 66,233 | 33,166 | 0,601 | | | |
| 60011-PY3 | 66,112 | 33,288 | 0,511 | | | |
| | | | | | | |
| 52031-CPY1 | 50,155 | 24,613 | | 25,323 | | |
| 52031-CPY2 | 49,902 | 24,656 | | 25,441 | | |
| 52031-CPY3 | 50,339 | 24,489 | | 25,172 | | |
| 60021-CPY1 | 49,967 | 25,153 | | 24,88 | | |
| 6205-CPY1 | 50,06 | 24,572 | | 25,368 | | |
| 6004-CPY1 | 49,812 | 24,642 | | 25,546 | | |
| 6004-CPY2 | 49,921 | 24,876 | | 25,203 | | |
| 60011-CPY1 | 49,871 | 24,585 | | 25,544 | | |
| 60011-CPY1 | 50,01 | 24,621 | | 25,458 | | |
| | | | | | | |
| 6202-AS1 | 34,791 | 29,912 | | | 33,425 | 1,872 |
| 6202-AS2 | 34,485 | 31,689 | | | 33,616 | 0,21 |
| 6202-AS3 | 35,64 | 30,377 | | | 32,495 | 1,488 |
| 6202-AS4 | 34,656 | 30,129 | | | 33,669 | 1,546 |
| 6202-AS5 | 34,383 | 31,228 | | | 33,623 | 0,766 |
| 6004-AS1 | 34,798 | 31,102 | | | 33,352 | 0,748 |
| 6004-AS2 | 35,004 | 31,44 | | | 32,788 | 0,767 |
| 6004-AS3 | 33,951 | 31,72 | | | 34,238 | 0,092 |
| 5804-AS1 | 33,48 | 32,685 | | | 32,6 | 0,54 |
| 5804-AS2 | 34,54 | 31,577 | | | 32,491 | 1,21 |
| 5804-AS3 | 32,416 | 32,841 | | | 33,149 | 1,781 |
| 5804-AS4 | 34,383 | 31,102 | | | 32,644 | 0,741 |
| 5804-AS5 | 34,798 | 31,228 | | | 32,774 | 0,852 |

# Annexe V

Données obtenues des inclusions fluides.

# ANNEXE V: DONNÉES DES INCLUSIONS FLUIDES.

| Échantillons | Th | Échantillons | Th | Échantillons | Th | Échantillons | Th | Échantillons | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 95-520-S1 | 207 | | 291 | | 270 | | 252 | | 291 |
| | 209 | | 284 | | 260 | | 267 | | 287 |
| | 203 | | 261 | | 315 | | 211 | | 288 |
| | 297 | 95-540-S1 | 263 | | 311 | | 215 | 95-580-S1 | 277 |
| | 295 | | 321 | | 298 | | 310 | | 345 |
| | 288 | | 318 | | 255 | | 297 | | 288 |
| | 225 | | 328 | | 270 | | 224 | | 291 |
| | 220 | | 330 | | 260 | | 240 | | 335 |
| | 237 | | 257 | | 266 | | 240 | | 342 |
| | 240 | | 263 | | 267 | 95-540-S2 | 241 | | 244 |
| | 245 | | 251 | | 251 | | 251 | | 242 |
| | 241 | | 241 | | 239 | | 239 | | 251 |
| | 238 | | 295 | | 238 | | 236 | | 292 |
| | 258 | | 299 | | 308 | | 246 | | 327 |
| | 257 | | 290 | | 309 | | 245 | | 326 |
| | 260 | | 280 | | 298 | | 241 | | 280 |
| | 259 | | 279 | | 307 | | 238 | | 280 |
| | 309 | | 286 | | 307 | | 236 | | 288 |
| | 310 | | 276 | | 310 | | 266 | | 348 |
| | 312 | | 286 | | 260 | | 268 | | 350 |
| | 308 | | 205 | | 258 | | 267 | | 291 |
| | 314 | | 205 | | 256 | | 269 | | 297 |
| | 311 | | 305 | | 257 | | 257 | | 299 |
| | 305 | | 306 | | 256 | | 320 | | 277 |
| | 314 | | 307 | | 259 | | 318 | | 287 |
| | 294 | | 298 | | 260 | | 315 | | 295 |
| | 294 | | 232 | | 264 | | 325 | | 284 |
| | 298 | | 227 | | 300 | | 325 | | 277 |
| | 299 | | 220 | | 294 | | 316 | | 291 |
| | 289 | | 251 | | 261 | | 316 | | 279 |
| | 278 | | 255 | | 230 | | 340 | | 277 |
| | 246 | | 252 | | 237 | | 336 | | 292 |
| | 251 | | 261 | | 231 | | 281 | | 326 |
| | 287 | | 265 | | 230 | | 284 | | 325 |
| | 297 | | 255 | | 229 | | 282 | | 331 |
| | 241 | | 255 | | 240 | | 250 | | 288 |

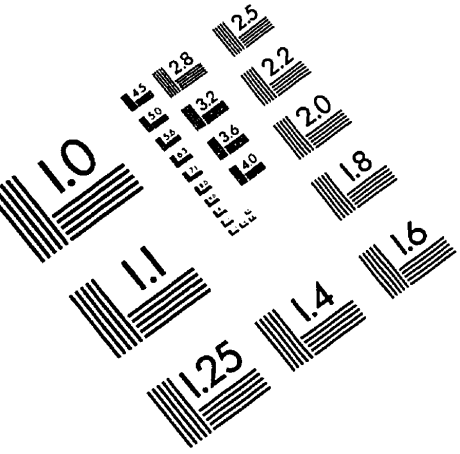
Th: Températures d'homogénéisation.
Tf: températures de première fusion.
Te: températures de dernière fusion.
$Th_{CO_2}$: températures d'homogénéisation du $CO_2$.

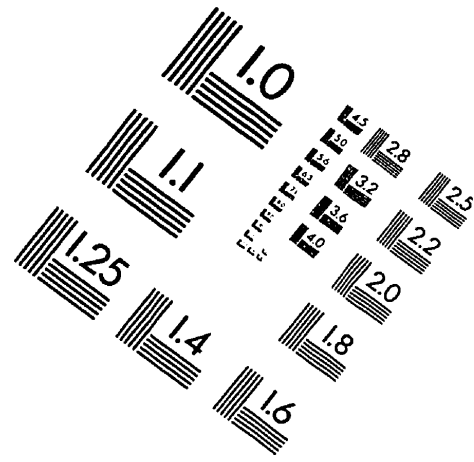
# ANNEXE V: DONNÉES DES INCLUSIONS FLUIDES.

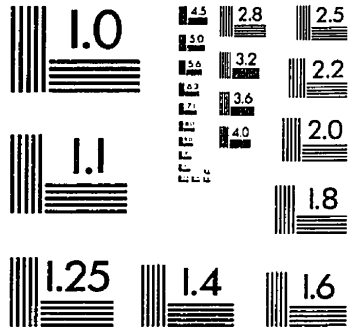
| Échantillons | Tf | Échantillons | Te | Échantillons | Th $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 95-520-S1 | -8 | 95-540-S1 | -58,28 | 95-540-S1 | 8 |
| | -7 | | -61 | | 8,1 |
| | -5,25 | | -57,6 | | 8,7 |
| | -5,2 | | -60,4 | | 8,4 |
| | -6,3 | | -59 | | 8,3 |
| | -7,5 | | -57,6 | | 9 |
| | -4,3 | | -58,25 | | 9,1 |
| | -4,2 | | -59 | | 9,3 |
| 95-540-S1 | -5,9 | | -57,75 | | 9,2 |
| | -4,9 | | -56,75 | | 9,3 |
| | 5,8 | | -59,75 | | 9,2 |
| | -6 | | -57,7 | | 9,7 |
| | -4,8 | | -59,75 | | 9,6 |
| | -6,6 | | -57,74 | 95-540-S2 | 9,7 |
| | -4,75 | | -57,73 | | 9,8 |
| | -6,65 | | -58,29 | | 9,6 |
| | -4,2 | 95-540-S2 | -55,3 | | 9,5 |
| | -4,8 | | -57,72 | | 9,8 |
| | -3,25 | | -56,71 | | 10 |
| | -4,7 | | -58,35 | | 10,1 |
| | -5,3 | | -54,75 | | 10,2 |
| 95-540-S2 | -5,25 | | -57,75 | | 10,2 |
| | -3,7 | | -56,75 | | 10,2 |
| | 5 | | -56,65 | | 10 |
| | -6,7 | | -56,72 | | 11 |
| | -5,9 | | -55,25 | | 11,5 |
| | -6,2 | | -58,3 | | |
| | -3,75 | | -56 | | |
| | -6,2 | | -55,9 | | |
| | -6,3 | | -55,25 | | |
| | -4,25 | | -6 | | |
| | -4,7 | | -55,2 | | |
| | | | -59,75 | | |
| | | | -60,5 | | |

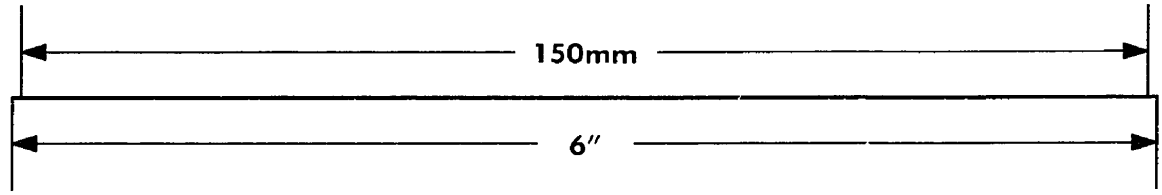
Th: Températures d'homogénéisation.
Tf: températures de première fusion.
Te: températures de dernière fusion.
$Th_{CO2}$: températures d'homogénéisation du $CO_2$.

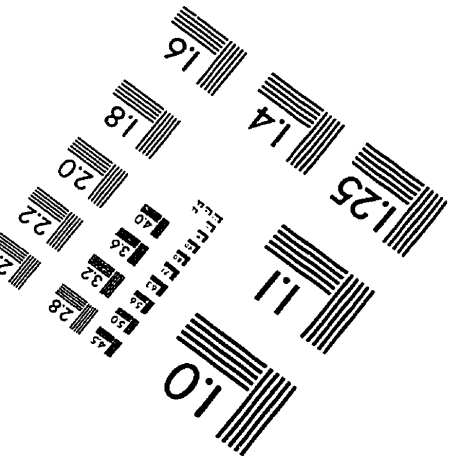
# IMAGE EVALUATION
# TEST TARGET (QA-3)

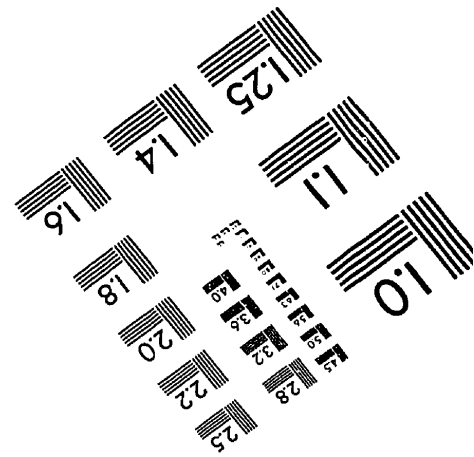



APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved